



HAL
open science

XXXIe colloque de l'Association Internationale de Climatologie : les échelles spatiales et temporelles fines

Nicolas Martin

► **To cite this version:**

Nicolas Martin (Dir.). XXXIe colloque de l'Association Internationale de Climatologie : les échelles spatiales et temporelles fines. 2018. hal-03374789

HAL Id: hal-03374789

<https://hal.science/hal-03374789>

Submitted on 12 Oct 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UMR 7300



XXXI^e COLLOQUE DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE DE CLIMATOLOGIE

LES ÉCHELLES SPATIALES ET TEMPORELLES FINES

ACTES DU COLLOQUE DE NICE

4 -7 juillet 2018

Éditeur scientifique
NICOLAS MARTIN

Colloque organisé par l'UMR 7300 ESPACE (CNRS / Université de Nice Sophia Antipolis)

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)
BRICHE Elodie (TEC-Conseil, France)
CAMBERLIN Pierre (Université de Bourgogne, France)
CANTAT Olivier (Université de Caen Basse-Normandie, France)
CARREGA Pierre (émérite Université de Nice, France)
DAHECH Salem (Université de Paris 7, France)
DROGUE Gilles (Université de Lorraine, France)
DUBREUIL Vincent (Université Rennes 2, France)
ENDLICHER Wilfried (Université de Berlin, Allemagne)
ERPICUM Michel (Université de Liège, Belgique)
FALLOT Jean-Michel (Université de Lausanne, Suisse)
FORTIN Guillaume (Université de Moncton, Canada)
FRATIANNI Simona (Université de Turin, Italie)
HENIA Latifa (Université de Tunis, Tunisie)
HOARAU Karl (Université de Cergy-Pontoise, France)
JOLY Daniel (Université de Franche-Comté, France)
KASTENDEUCH Pierre (Université de Strasbourg, France)
KERMADI Saida (Université de Lyon 2, 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)
MICHELOT Nicolas (Ministère de l'écologie, France)
MOREL Béatrice (Université de La Réunion, France)
NAJJAR Georges (Université de Strasbourg, France)
NORRANT Caroline (Université de Lille 1, France)
PAUL Patrice (Retraité Université de Strasbourg, France)
PLANCHON Olivier (Université Rennes 2, France)
QUENOL Hervé (Université Rennes 2, France)
RICHARD Yves (Université de Bourgogne, France)
ROME Sandra (Université de Grenoble-Alpes, France)
SOUBEYOUX Jean-Michel (Météo-France Toulouse, France)
TRABOULSI Myriam (Université Libanaise, Liban)
ULLMAN Albin (Université de Bourgogne, France)
VANDIEPENBECK Marc (Institut Royal Météorologique Bruxelles, Belgique)
VISSIN Expédit (Université d'Abomey-Calavi, Bénin)
ZAHARIA Liliana (Université de Bucarest, Roumanie)

LES ÉCHELLES SPATIALES ET TEMPORELLES FINES

© Photo couverture : Nicolas MARTIN – juillet 2017, Mer Méditerranée Nice

<https://500px.com/photo/218660233/moon-by-niko-shooting>

Site web du colloque : <https://aic2018.sciencesconf.org/>



Membre de UNIVERSITÉ CÔTE D'AZUR 



XXXI^e COLLOQUE DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE DE CLIMATOLOGIE

LES ÉCHELLES SPATIALES ET TEMPORELLES FINES

**Actes du colloque organisé à Nice
du mercredi 4 au samedi 7 juillet 2018**

**Éditeur scientifique
Nicolas MARTIN (ESAPCE/UNS)**

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)
BRICHE Elodie (TEC-Conseil, France)
CAMBERLIN Pierre (Université de Bourgogne, France)
CANTAT Olivier (Université de Caen Basse-Normandie, France)
CARREGA Pierre (émérite Université de Nice, France)
DAHECH Salem (Université de Paris 7, France)
DROGUE Gilles (Université de Lorraine, France)
DUBREUIL Vincent (Université Rennes 2, France)
ENDLICHER Wilfried (Université de Berlin, Allemagne)
ERPICUM Michel (Université de Liège, Belgique)
FALLOT Jean-Michel (Université de Lausanne, Suisse)
FORTIN Guillaume (Université de Moncton, Canada)
FRATIANNI Simona (Université de Turin, Italie)
HENIA Latifa (Université de Tunis, Tunisie)
HOARAU Karl (Université de Cergy-Pontoise, France)
JOLY Daniel (Université de Franche-Comté, France)
KASTENDEUCH Pierre (Université de Strasbourg, France)
KERMADI Saida (Université de Lyon 2, 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)
MICHELOT Nicolas (Ministère de l'écologie, France)
MOREL Béatrice (Université de La Réunion, France)
NAJJAR Georges (Université de Strasbourg, France)
NORRANT Caroline (Université de Lille 1, France)
PAUL Patrice (Retraité Université de Strasbourg, France)
PLANCHON Olivier (Université Rennes 2, France)
QUENOL Hervé (Université Rennes 2, France)
RICHARD Yves (Université de Bourgogne, France)
ROME Sandra (Université de Grenoble-Alpes, France)
SOUBEYOUX Jean-Michel (Météo-France Toulouse, France)
TRABOULSI Myriam (Université Libanaise, Liban)
ULLMAN Albin (Université de Bourgogne, France)
VANDIEPENBECK Marc (Institut Royal Météorologique Bruxelles, Belgique)
VISSIN Expédit (Université d'Abomey-Calavi, Bénin)
ZAHARIA Liliana (Université de Bucarest, Roumanie)

INTRODUCTION AU XXXI^e COLLOQUE DE L'AIC LES ÉCHELLES SPATIALES ET TEMPORELLES FINES

Nice, 4-7 juillet 2018

Nicolas Martin

Maître de conférences à l'Université de Nice Sophia-Antipolis – UMR 7300 ESPACE

L'Association Internationale de Climatologie se réunit pour la 31^e fois du 4 au 7 juillet 2018. Cette année la ville de Nice, capitale de la Côte d'Azur, a été sélectionnée par notre association ; c'est la 2^e fois que notre réunion annuelle s'y déroule (édition précédente organisée par Pierre Carrega en septembre 2000 avec pour thème principal « risques et contraintes climatiques »). Le colloque se déroule sur le Campus Carlone de l'Université de Nice Sophia-Antipolis du mercredi 4 juillet au vendredi 6 juillet 2018. Le dîner de gala se tient à la brasserie La Rotonde du Negresco sur le Promenade des Anglais. Une excursion à caractère scientifique prend place le samedi 7 juillet 2018 dans le Parc Naturel Régional des Préalpes d'Azur. Il est sujet de géomorphologie karstique, de botanique et de topoclimatologie sur les sites de Caussols, de Calern et de Caille. Une ouverture sur la biologie du Parc est également programmée au cours de la visite de la réserve biologique des Monts d'Azur où bisons d'Europe, élans, cerfs élaphe et chevaux de Przewalski se prélassent.

Ce volume rassemble les résumés étendus des communications orales et des posters (rangés par thème et par ordre alphabétique) qui ont été relus puis validés ou non par le comité scientifique composé de 39 collègues que je remercie vivement pour leur travail attentif. Au total 69 propositions ont été retenues sur les 82 résumés étendus proposés (sur 120 propositions faites en décembre 2017), 54 présentations orales et 15 posters. Près de 90 congressistes sont inscrits dont 50 étrangers originaires de 15 pays (Algérie, Allemagne, Belgique, Bénin, Brésil, Canada, Côte d'Ivoire, Grèce, Italie, Liban, Maroc, Roumanie, Sénégal, Suisse et Tunisie). Nous remercions l'ensemble des participants pour l'intérêt qu'ils portent à l'Association Internationale de Climatologie, la qualité et la diversité des travaux présentés contribuent à la réussite de nos colloques.

Le thème principal retenu pour cette nouvelle rencontre est « les échelles spatiales et temporelles fines ». Deux conférenciers invités, Michel Erpicum et Georges Najjar, présentent le 4 juillet au matin leurs recherches sur ce thème sur divers espaces ruraux et urbains. La majorité d'entre nous étant géographe, nous sommes très attachés aux échelles spatiales et à leurs influences sur la variabilité des phénomènes météorologiques et climatiques dans l'espace, ces derniers étant également soumis à des fluctuations temporelles. Ces deux dimensions sont souvent concurrentes dans nos études avec parfois une prépondérance apportée à la cartographie d'une variable, et à d'autres occasions un accent plutôt mis sur l'évolution temporelle du climat. Quelquefois nous parvenons à incorporer dans le titre d'un article « spatio-temporel », et là, nous ne sommes pas peu fiers d'avoir travaillé sur les deux dimensions simultanément. L'adjectif « fines » fait aussi partie du thème principal du colloque. Ce qualificatif illustre parfaitement la valeur ajoutée du géographe climatologue : il permet de faire le lien entre l'environnement physique et la société, c'est-à-dire d'étudier précisément l'impact des variables climatiques sur le monde réel dans lequel nous évoluons, dans toute sa complexité, et

qui est tout sauf homogène comme peut l'être un pixel de modèle climatique global ou régional de plusieurs km de côté. Ces modèles constituent d'ailleurs parfois notre matière première, celle à laquelle nous ajoutons notre touche géographique et que nous rendons ainsi plus réaliste.

D'autres sous-thèmes ont également été choisis afin de permettre à l'ensemble des membres de l'AIC ainsi qu'à d'autres climatologues de présenter leurs résultats de recherche : risques climatiques, topoclimatologie, pollution atmosphérique, climat urbain, climat et montagne méditerranéens, modélisation climatique, climat et santé, télédétection et climat, et agroclimatologie.

Je remercie les membres du conseil d'administration de l'AIC de nous avoir fait confiance pour le déroulement de ce XXXI^e colloque, et particulièrement Vincent Dubreuil, Daniel Joly et Francisco Mendonça.

Merci également à Sylvain Bigot, Sandra Rome, Olivier Cantat, Salem Dahech, Yves Richard, Hervé Quénot et Michel Erpicum pour leurs conseils avisés au sujet de la préparation du colloque et pour leurs encouragements.

Je remercie aussi l'Université de Nice Sophia-Antipolis pour leur aide logistique.

Enfin je remercie mes collègues de l'UMR ESPACE qui m'ont apporté leur soutien et leurs encouragements pour la préparation de ce colloque. Ainsi Margot Chapuis, Dennis Fox, Julien Andrieu, Cyriel Adnès et Pierre Carrega ont contribué à la relecture finale des résumés étendus ; Véronique Gibello a réalisé la gestion financière avec l'aide du CNRS ; et Pierre Carrega assurera également l'animation scientifique de l'excursion du 7 juillet au sein du Parc Naturel Régional des Préalpes d'Azur. Un vif merci à tous !

Nice, le 19 juin 2018

Table des matières

Pages introductives	1
Les échelles spatiales et temporelles fines	1
CAPACITÉ DE STOCKAGE DE L'EAU ET SES RELATIONS AVEC LA PRODUCTIVITÉ DU SECOND SECTEUR DE SAFRA DANS LE NUCLEUS RÉGIONAL DE LONDRINA (PR), BRÉSIL., Bezerra Mangili Fabiana [et al.]	1
LE CLIMAT DE NICE-AEROPORT DE 1946 A NOS JOURS, Carrega Pierre . .	8
IMPACT DE L'ENVIRONNEMENT IMMEDIAT DES STATIONS METEOROLOGIQUES SUR LA MESURE DE LA TEMPERATURE, Dahech Salem	14
LES TYPES DE TEMPS OBSERVÉS A MULHOUSE PAR DANIEL MEYER ENTRE 1778 ET 1815, Hentzen Morgane [et al.]	20
VARIABILITÉ SPATIALE DES TEMPÉRATURES MAXIMALES Á NICE ENTRE MAI ET SEPTEMBRE 2015, Martin Nicolas	26
LES INONDATIONS Á CURITIBA / BRÉSIL: APPROCHE SPATIO-TEMPORELLE FINE ASSOCIÉE Á LA DYNAMIQUE CLIMATIQUE, Mendonca Francisco . .	32
CYCLES DIURNES DE RAYONNEMENT SOLAIRE ET FORÊTS EN AFRIQUE CENTRALE, Philippon Nathalie [et al.]	38
GRADIENT THERMIQUE ADIABATIQUE DANS LES ALPES ITALIENNES DU NORD-OUEST, Pollo Alessandra	43
Risques climatiques	49
FACTEURS CLIMATIQUES ET ANTHROPIQUES DE LA DESERTIFICATION DANS LA ZONE DU CLIMAT DE TRANSITION AU BENIN, Adigbegnon Marcel [et al.]	49

HIVERNAGE DE 2014 AU SENEGAL, PROJECTION AVEC LES DONNEES CORDEX-AFRIQUE SUR 2050 ET SON IMPACT SUR LA PRODUCTION AGRICOLE, Amoussou Ernest	56
LA CHALEUR DANS LE SUD DU BASSIN AQUITAIN. CONTRIBUTION DU POSTE D'AIRE SUR L'ADOUR (1971-2018) A LA CONNAISSANCE DU CLIMAT, Avila Fernand	62
LES NUITS TROPICALES EN TUNISIE, INDICATRICES DU RECHAUFFEMENT CLIMATIQUE NOCTURNE ?, Benboubaker Habib	68
VULNÉRABILITÉ DE LA VILLE DE NATITINGOU (NORD-OUEST DU BENIN) A L'ÉROSION PLUVIALE, Etene Cyr Gervais	74
EVOLUTION DU NOMBRE ET DE LA DUREE DE L'APPARITION DES CANICULES EN ALGERIE, Faci Mohammed	80
ÉVALUATION DES DIFFÉRENTES LOIS STATISTIQUES POUR L'ÉSTIMATION DES PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES EXTRÊMES EN SUISSE, Fallot Jean-Michel	86
RISQUE D'INONDATION LIÉ AUX CHUTES DE PLUIE ET À LA FONTE DES NEIGES AU NOUVEAU-BRUNSWICK, CANADA, Fratianni Simona [et al.]	92
APERÇU SYNOPTIQUE DE LA VARIABILITÉ DES EXTRÊMES CLIMATIQUES AU BÉNIN (1960-2016), Gbohoui Patrick [et al.]	98
LES INONDATIONS URBAINES À CURITIBA (BRÉSIL) : RISQUES ET IMPACTS DANS LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE BELÉM, Goudard Gabriela [et al.]	104
LES CYCLONES TROPICAUX TRÈS INTENSES DE CATÉGORIE 5 DU GLOBE, Hoarau Karl	110
ÉVOLUTION TEMPORELLE DES PRÉCIPITATIONS INTENSES DANS LA ZONE MÉRIDIIONALE LITTORALE OUEST-AFRICAINE, Kpanou Marc [et al.]	116
VARIATION DE L'AMPLITUDE THERMIQUE JOURNALIÈRE ET INTER JOURNALIERE DANS LA TUNISIE CENTRALE : APPROCHE BIO THERMIQUE, Lahmar Leila	122
IMPACT DES VARIATIONS CLIMATIQUES SUR L'AQUIFERE DE LA CHAOUIA COTIERE (MAROC), Najib Saliha	128
RÉGIME DES VARIABLES CLIMATIQUES POUR LES HIVERS AVALANCHEUX DANS LES MONTS PARÂNG (CARPATES MÉRIDIIONALES, ROUMANIE), Pop Olimpiu Traian	134

CIRCULATION(S) ATMOSPHERIQUE(S) ET ÉVÈNEMENTS PLUVIOMÉTRIQUES EXCEPTIONNELS A BEYROUTH : ÉTUDES DE CAS., Traboulsi Myriam . . .	140
SURCOTES MARINE A MONACO ET NICE : VARIABILITE CONTEMPO- RAINE ET FUTURE (1999-2100), Ullmann Albin	146
PERCEPTIONS ET CONNAISSANCES COMMUNAUTAIRES DES RISQUES METEO-CLIMATIQUES PAR LES POPULATIONS DE LA VILLE DE OUIDAH AU SUD-BENIN, Yabi Ibouraima	152
CARACTÉRISATION DES SÉQUENCES DE SÈCHERESSE DANS LA RÉ- GION DE LA MARAHOUE A PARTIR DES INDICES SPI ET SPEI, Yapi Assa Fabrice	158
LES PRECIPITATIONS NEIGEUSES EN TUNISIE : ELEMENT POTENTIEL DU CLIMAT OU PHENOMENE A RISQUE ?, Bourgou Abdaoui Malek	163
IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAU D'UN BASSIN VERSANT ARIDE EN TUNISIE CENTRALE, Guermazi Emna [et al.]	169
Topoclimatologie	175
MODELISATION DU RECHAUFFEMENT DES ALPES DU SUD A LA MER MEDITERRANEE (1959-2015), Douguédroit Annick	175
INVERSIONS DE TEMPERATURE DANS LE JURA, Joly Daniel	182
ÉTUDE DE LA QUALITÉ DES DONNÉES NEIGE EN ITALIE : LE CAS DE LA VALLÉE D'AOSTE, Paolo Lorenzo Bertolotto	188
RÉSEAUX MÉTÉOROLOGIQUES AUX XVIIe ET XVIIIe SIÈCLES, Juvanon Du Vachat Régis	194
Climat urbain	200
IMPACTS DES PRINCIPALES REQUALIFICATIONS URBAINES LYONNAISES SUR LES TEMPÉRATURES DE SURFACE, Alonso Lucille [et al.]	200
VARIABILITÉ ET RECORDS THERMIQUES ET PLUVIOMÉTRIQUES RÉ- CENTS DU MOIS D'AOÛT DANS LE SUD-OUEST DE LA ROUMANIE, DANS LE CONTEXTE DU CHANGEMENT CLIMATIQUE, Constantin Dana	207
ÎLOT DE CHALEUR URBAIN ET CANICULES : QUELLES RELATIONS ?, Richard Yves	213

LES SERVICES CLIMATIQUES POUR FACILITER L'ANALYSE DES TEMPERATURES EXTREMES A L'ECHELLE LOCALE : CAS D'ETUDE EN AUVERGNE-RHONE-ALPES, FRANCE, Rome Sandra [et al.]	219
SIMULATION DU RÔLE DE LA VÉGÉTATION D'UN PARC URBAIN Á PARTIR DU MODÈLE MICROCLIMATIQUE LASER/F : LE CAS DU JARDIN DU PALAIS UNIVERSITAIRE Á STRASBOURG, Bournez Elena [et al.]	225
Pollution de l'air	231
IMPACTS SANITAIRES DES PICS DE POLLUTION DE L'AIR AUX PM10 ET AU SO2 Á SFAX (TUNISIE), Euch Hamdi [et al.]	231
CARTOGRAPHIE DES POLLUANTS ATMOSPHERIQUES PAR TELEDETECTION : CAS DES PM10 DANS LA VILLE D'ABIDJAN (COTE D'IVOIRE), Nguesan Bi Vami Hermann [et al.]	238
Climat et montagne méditerranéens	244
RECONSTITUTION DENDROCLIMATIQUE DE LA VARIATION DE PLUVIOMÉTRIE DANS LE MOYEN ATLAS CENTRAL OCCIDENTAL MAROC (XIXE SIÈCLE- 2016), Achiban Hassan [et al.]	244
ANALYSE DE L'ÉVENEMENT PLUVIOMETRIQUE INTENSE DU 11 NOVEMBRE 2017 ET SES EFFETS SUR LE SYSTEME HYDRAULIQUE DES JESSOUR (SUD-EST TUNISIEN), Abbassi Mohamed	251
CLIMAT ET TOURISME ALTERNATIF DANS LE NORD-OUEST DE LA TUNISIE, Hlaoui Zouhaier [et al.]	257
APPORT DE LA DENDROCLIMATOLOGIE DANS L'ANALYSE DES TENDANCES PLUVIOMETRIQUES SECLAIRES DU RIF OCCIDENTAL MAROCAIN, Ilmen Rachid [et al.]	263
ÉVOLUTION OBSERVÉE ET PRÉVUE DE L'ENNEIGEMENT DANS LES PYRÉNÉES, Soubeyroux Jean-Michel	269
RELATION PLUIE-DÉBIT ET CONTRIBUTION NEIGEUSE EN MILIEU OASIEN (CAS DU BASSIN VERSANT DE L'OUED ZIZ), Yassine Chanyour	275
Modélisation climatique	281
DES CLASSIFICATIONS MULTI-ECHELLES DE REGIMES PLUVIOMÉTRIQUES DE LA FAÇADE NORD-MÉDITERRANÉENNE, Dauphiné André	281

ANALYSE DES TENDANCES DE LA PLUVIOMETRIE DANS LE NORD-EST DE L'ÉTAT DU PARANA, BRÉSIL., Ely Deise [et al.]	288
MODELISATION DES PRECIPITATIONS ANNUELLES AU MAROC SELON LES DONNEES DE PANEL, Hanchane Mohamed	294
ANALYSE DES CHANGEMENTS DANS LA DISTRIBUTION SPATIALE DES VALEURS DES INDICES BIOCLIMATIQUES EN ROUMANIE A L'AIDE DU MODELE CLIMATIQUE REGIONAL RACMO22E, Holobacă Iulian-Horia [et al.]	300
ANALYSE STATISTIQUE DES DESCRIPTEURS CLIMATIQUES DE LA RÉPARTITION ET DE LA DENSITÉ DE 25 ESPÈCES MÉDITERRANÉENNES ET ALPINES, Vignal Matthieu	306
Climat et santé	312
AMBIANCES BIOCLIMATIQUES ET SANTE DES POPULATIONS DANS LA VILLE DE PARAKOU, Chabi Darius	312
VARIABILITÉ DU CLIMAT ET DE LA DENGUE DANS L'ÉTAT DU RIO GRANDE DO SUL (BRÉSIL) POUR LA PÉRIODE 2007 À 2017, Collischonn Erika	319
VARIATION INTER-JOURNALIERE DU CONFORT THERMIQUE AU COURS DE LA SAISON CHAUDE ET LA SAISON FROIDE DANS LE CENTRE TUNISIEN, Hammami Kais	325
ÉVALUATION GÉNÉRALE DE STRESS BIOCLIMATIQUE DANS LA VILLE DE CLUJ NAPOCA, ROUMANIE, Scripca Andreea-Sabina [et al.]	331
AMBIANCES BIOCLIMATIQUES ET SANTE DES POPULATIONS DANS LE DOMAINE SUBSOUDANIEN AU BENIN, Totin Vodounon Henri	337
ATLAS DE LA VULNÉRABILITÉ DE LA POPULATION QUÉBÉCOISE AUX ALÉAS CLIMATIQUES : UN OUTIL DESTINÉ AUX AMÉNAGISTES ET AU GRAND PUBLIC, Barrette Nathalie	343
Téledétection et climat	349
CLIMAT ET PHENOLOGIE DE LA VEGETATION DANS LA VALLEE DE LA ROYA DE 2000 à 2016, Andrieu Julien	349

LA DIFFICULTÉ DU MONITORING CLIMATIQUE À UNE ÉCHELLE FINE DANS UNE RÉGION FORTEMENT IMPACTÉE PAR LA DÉFORESTATION TROPICALE : LA FORÊT SÈCHE DU PARC NATIONAL D'ANKARAFANSIKA (MADAGASCAR), Bigot Sylvain [et al.]	356
SUIVI INTERANNUEL DE L'ÉTAT HYDRIQUE DE LA VÉGÉTATION PAR LA TELEDETECTION OPTIQUE: LE CAS DE LA RÉGION DU CAP BON AU NORD-EST TUNISIEN, Mjejra Mustapha	362
Agroclimatologie	368
IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LA PRODUCTION AGRICOLE EN ALGERIE DU NORD, Benaichata Lazreg	368
INSTABILITE PLUVIOMETRIQUE ET PRODUCTION DE L'ARACHIDE DANS L'ARRONDISSEMENT D'AGOUMA (COMMUNE DE DJIDJA) AU BENIN, Gibi- gaye Moussa	375
FACTEURS DETERMINANTS DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE DANS LE BASSIN VERSANT DE LA PENDJARI, Idieti M'po Edouard	381
TRÈS LONGS ÉPISODES SECS HIVERNAUX DANS LE BASSIN MÉDITERRANÉEN : VARIABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE ET IMPACT SUR LA PRODUCTION CÉRÉALIÈRE EN ESPAGNE, Raymond Florian [et al.]	387
VARIABILITE DES SAISONS DE PLUIES ET OPTIMISATION DE LA DATE DE SEMIS A LA RÉGION CASABLANCA-SETTAT (MAROC), Sebbar Abdelali	393
ANALYSE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE DANS LE BASSIN VERSANT AGRICOLE DU BANDAMA BLANC, NORD DE LA COTE D'IVOIRE, Yao Franck Zokou	399
Autre	405
LES TYPES DE CLIMATS ANNUELS COMME MARQUEURS DU CHANGE- MENT CLIMATIQUE AU BRÉSIL DE 1964 A 2015, Dubreuil Vincent [et al.]	405
CARTOGRAPHIE MULTIVARIÉE DES TYPES DE CLIMATS DU NOUVEAU- BRUNSWICK, CANADA (1981-2010), Fortin Guillaume [et al.]	412
LE DEREGLEMENT THERMIQUE DES SAISONS INTERMEDIAIRES : L'EXEMPLE DE GRECE., Maheras Panagiotis [et al.]	418
Liste des participants	424

Les échelles spatiales et temporelles fines

CAPACITÉ DE STOCKAGE DE L'EAU ET PRODUCTIVITÉ DE LA DEUXIÈME RÉCOLTE DU MAÏS DANS LE CENTRE RÉGIONAL DE LONDRINA (PARANÁ, BRÉSIL)

MANGILLI, F. B.¹, OLIVEIRA, G. A.¹, ELY, D. F.¹.

¹ Universidade Estadual de Londrina. Route Celso Garcia Cid - PR 445 Km 380 - Campus Universitário, Londrina - PR, 86057-970. Contato: fabianamangili@gmail.com ; guilherme-alves-oliveira@hotmail.com ; deise@uel.br

Résumé : *L'objectif principal de la présente recherche est de répondre à la question suivante : les différents types de sols interfèrent-ils dans la capacité de stockage des eaux et, par conséquent, affectent-ils le rendement de la seconde récolte de maïs dans les municipalités du Centenário do Sul, Londrina et Tamarana de Paraná au Brésil ? Pour répondre à cette question, des données ont été recueillies dans SEAB/DERAL concernant le rendement de la seconde récolte de maïs dans la région étudiée et liées aux types de sols prédominants dans chaque municipalité, ainsi que les précipitations reçues, par la technique du bilan hydrique. De ce calcul, il a été possible de conclure que la texture et la composition du sol sont essentielles à la dynamique hydrologique de la plante et qu'il est nécessaire de disposer d'un surplus d'eau dans le sol au mois de mars pour optimiser la productivité.*

Mots-Clés : *Texture, Précipitation, Productivité, Surplus d'eau.*

Abstract: *The main objective of the present research is to answer the following question: do the different types of soil interfere with the rainwater storage capacity, interfering with the yield of the second crop corn in the municipalities of Centenário do Sul, Londrina and Tamarana? In order to answer this question, data were collected from SEAB/DERAL, referring to the yield of second crop corn in the region of study and were connected to the predominant soil types of each municipality, as well as the precipitation received, through the technique of Hydric Balance. By means of this calculation it was possible to conclude that the soil texture and composition is essential for the hydrological dynamics of the plant and that it is necessary to have water surplus in the soil during the month of March to optimize the productivity.*

Keywords: *Texture, Precipitation, Productivity, Water excess.*

Introduction

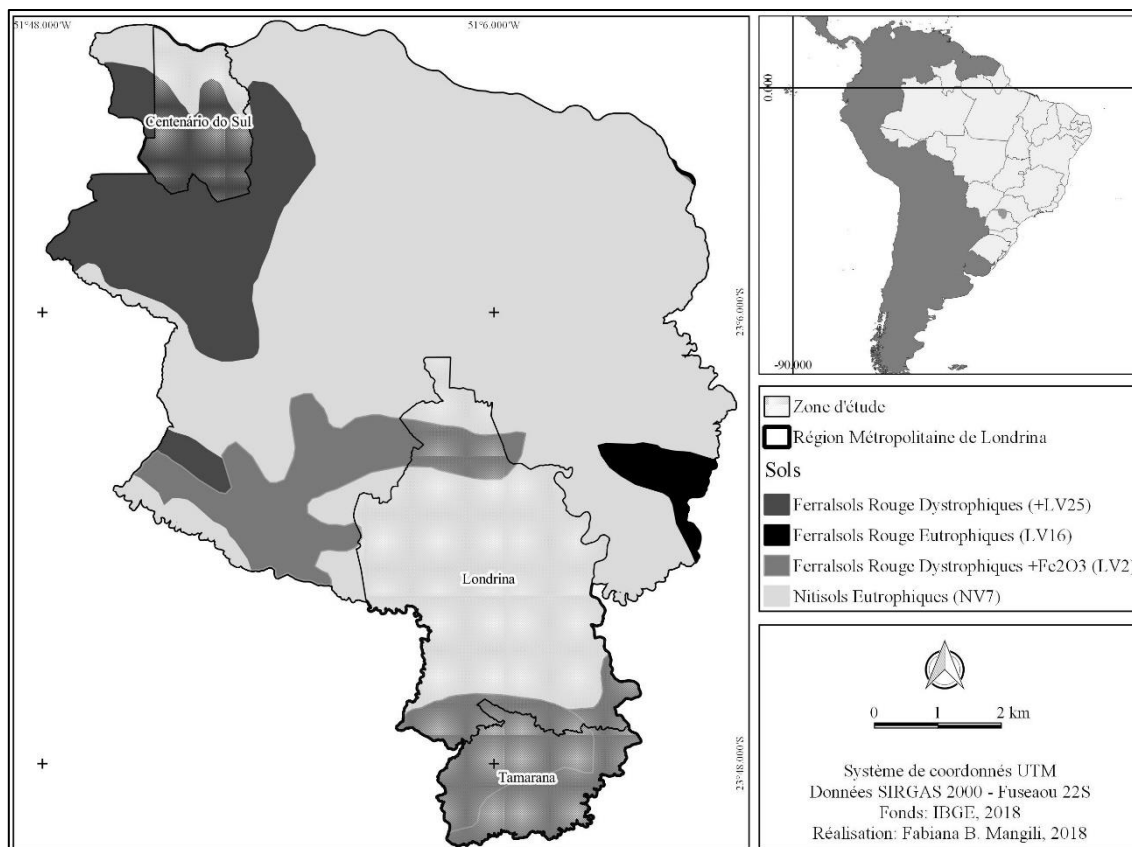
Au Brésil, la petite (ou seconde) récolte de maïs est effectuée entre la fin de la récolte de soja et le début de la récolte de blé (entre mai et juin), lorsque le sol est inactif ; elle est considérée comme une récolte optionnelle pour l'agriculteur ; ceci justifie l'expansion de ce type d'activité agricole secondaire dans tout le pays, ainsi que dans la région nord de l'État du Paraná (Brésil). Dans cette région, la culture du maïs a commencé en 1984 avec une production de 23 874 tonnes, tandis qu'en 2013 la production totale était de plus de 1 million de tonnes selon le Secrétariat de l'Agriculture et de l'Approvisionnement du Paraná/Département de l'Economie Rurale (SEAB/DERAL). Malgré ce rendement supplémentaire pour les producteurs, le maïs a divers besoins physiologiques qui doivent être satisfaits ce qui peut représenter un défi de taille pour les producteurs surtout lors de cette seconde récolte qui se produit en dehors de la saison agronomique idéale.

Dans la région nord de l'état du Paraná, le processus de production est réalisé entre janvier et février, période qui répond aux besoins en eau de la plante, soit 150 mm par mois de pluie pendant les phases initiales (floraison et fructification) (Fancelli, 2001).

Sans ces précipitations minimales, l'eau disponible dans le sol n'est pas suffisante, ce qui affecte le développement et le rendement de la culture. Cette disponibilité implique

d'autres facteurs en plus des précipitations minimales requises, telles que la texture du sol et le système racinaire des plantes.

D'autre part, les municipalités où se pratique une seconde culture de maïs sont situées dans la région du nord de l'État du Paraná ; ce sont Centenário do Sul, Londrina et Tamarana, toutes situées dans la région métropolitaine de Londrina (figure 1), où il existe une diversité de types de sols et de textures.



Cette diversité nous conduit à l'objectif de la présente recherche : les différents types de sols interfèrent-ils dans la capacité de stockage de l'eau de pluie, ainsi que dans la productivité de la seconde récolte de maïs dans la région de Londrina ? Afin de répondre à ces questions, l'analyse des données de productivité (SEAB/DERAL) a été appliquée et la technique de calcul du bilan hydrique pour chaque municipalité productrice pour les années 1995 à 2014 a été utilisée.

1. Matériel et méthodes

La disponibilité en eau du sol pour rencontrer les conditions de base des semences de maïs dépend de deux facteurs : la quantité d'eau absorbée (principalement par les précipitations) et le type de sol (capacité de stockage).

Afin de répondre à l'objectif de la recherche, des données sur le rendement du maïs de seconde récolte dans les municipalités de Londrina, Centenário do Sul et Tamarana, situées dans la région métropolitaine de Londrina (RML), ont été collectées sur la base de SEAB/DERAL, de 1995 à 2014 (récolte annuelle seulement pour la deuxième récolte). Le choix de ces municipalités est dû à la diversité des types de sols prédominants dans le même type de climat (régime des précipitations).

Les types de sols de chaque municipalité sont décrits selon la classification proposée par l'Institut brésilien de géographie et de statistique (IBGE) et la Société brésilienne des sciences du sol.

Afin de comprendre la capacité de stockage de l'eau des différents types de sols, la technique du bilan hydrique (BH) est utilisée (Dubreuil *et al.*, 2010). Le choix de cette technique est dirigé par le type de méthode, considérant que la variation du stockage de l'eau du sol est une fonction exponentielle impliquant une capacité d'eau disponible (CAD - Fonction de la profondeur effective de l'exploration des racines et caractéristiques physiques du sol) et la perte d'eau accumulée (Rolim *et al.*, 1998).

Les données sur l'évapotranspiration potentielle (ETP) ont été estimées à l'aide de la méthode de Thornthwaite (1948). Pour déterminer la CAD, on a utilisé le produit de la multiplication du système racinaire du maïs (Zr), 45 centimètres, et la valeur de mm/cm de chaque type de sol (*ibid*), étant pour Centenário do Sul 1 mm/cm; Londrina 1,7 mm/cm et Tamarana 1,4 mm/cm (CAD = Zr * type de sol).

Les données des précipitations totales mensuelles et de la température mensuelle moyenne de chaque municipalité ont été recueillies auprès de l'Instituto Agronômico do Paraná (IAPAR) et de l'Instituto das Águas do Paraná, de 1995 à 2014, pour composer le calcul du bilan hydrique (BH)¹.

Des graphiques annuels du BH ont été générés pour la période de 1995 à 2014 (disponibilité des données sur le maïs de seconde récolte et données mensuelles sur les précipitations des stations). Pour illustrer les résultats obtenus, dans les limites physiques de la présente recherche, les cartes BH se référant à l'année 2000 ont été utilisées afin de soutenir les analyses résultantes.

2. Résultats et discussion

Selon la disponibilité de l'eau que le plant de maïs exige pour un bon développement, il est nécessaire de comprendre la dynamique impliquée dans la pluviométrie et l'absorption/dispersion ainsi que pour les différents types de sol.

Dans les municipalités étudiées, les nuances climatiques sont de type tropical humide sans périodes sèches (Maack, 1968), avec des cumuls annuels moyens variant entre 1400 et 1600 mm d'eau (figure 2), soit une faible variabilité spatiale des précipitations.

Centenário do Sul et Tamarana sont les zones les plus arrosées, totalisant le maximum pluviométrique d'octobre à février. La période la plus humide à Londrina, se déroule de novembre à février (Instituto das Águas do Paraná, 2018). Les régimes de précipitations de ces communes sont favorables à la culture et au bon développement du maïs lors de sa deuxième récolte. Cependant, selon l'objectif de la recherche, il est nécessaire de comprendre si les caractéristiques générales des différents types de sols (figure 1) contribuent à l'absorption/dispersion de l'eau reçue.

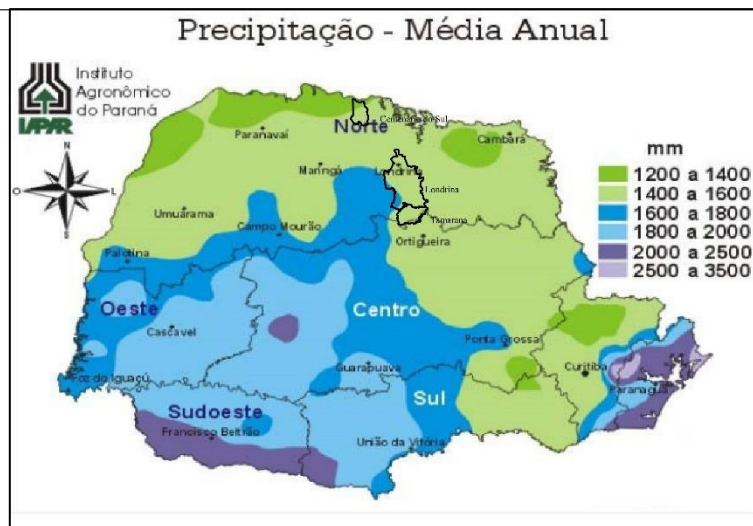
¹ $E - S = \Delta A$

où,

E = eau dans le système;

S = sortie d'eau du système;

ΔA = variation du stockage de l'eau par système



Fond: IAPAR, 2018.

Figure 2. Précipitations annuelles moyennes dans l'état de Paraná et dans les municipalités étudiées.

En conséquence, dans la cartographie des sols de l'État de Paraná, à l'échelle de 1 : 1 200 000 mise à disposition par l'IBGE, les municipalités qui composent l'étude comprennent une distribution de latosols, d'argisols et de nitrosols aux caractéristiques eutrophiques et dystrophiques. Selon le processus dominant de pédogenèse il est nécessaire de faire une distinction et une catégorisation des différents sols selon la variation de texture et le potentiel de productivité. Les latosols rouges distroferriques (LV2), situés dans la partie centrale sud du noyau régional de Londrina, sont homogènes, ils sont dérivés du processus de latolisation, avec des niveaux de Fe_2O_3 moyens à élevés et corrélés, ils possèdent une productivité variable mais moyenne et une texture d'argiles. L'association des latosols dystrophiques avec les argisols rouge-jaune dystrophiques correspond à la classification + LV25. Ces sols sont répartis dans la partie nord-ouest de la zone d'étude et ont pour caractéristique principale la variation moyenne de la texture et une porosité qui permet un drainage plus important affectant directement dans le potentiel de production du maïs. Les nitrosols eutrophes (NV7) comportent une large distribution dans le secteur centre-nord de la zone d'étude. Ils présentent une variation de texture modérée avec des argiles. Ces sols ont un fort potentiel de productivité, en particulier dans la plantation de plantes-racines avec la portée de l'horizon B. On les trouve communément dans des reliefs plus vallonnés, ce qui conduit directement à des difficultés d'utilisation de la machinerie agricole et à des problèmes potentiels d'érosion hydrique.

La seconde récolte de maïs dans ces trois types de sols présente une productivité variée (figure 3). Par exemple, en 2000 (tel qu'illustré dans la figure 3) Centenário do Sul était la municipalité la plus productive, suivie par Londrina et Tamarana, respectivement.

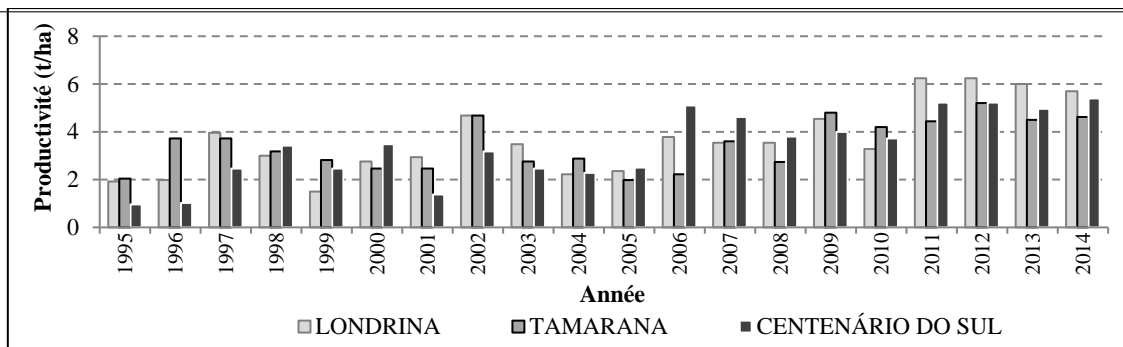


Figure 3. Productivité du maïs seconde récolte dans la zone d'étude. Adapté de SEAB/DERAL, 2018.

Toujours selon la figure 3, on peut observer que la productivité de la deuxième récolte de maïs est distincte parmi les communes. Cette variabilité peut s'expliquer par la capacité de stockage de l'eau du sol, en plus d'autres facteurs (température journalière, type de semence utilisée, entre autres). Ces relations peuvent être vérifiées dans les BH produites (figure 4) et l'on constate que le déficit ou le surplus du mois de mars correspond aux variations des valeurs de productivité, puisque c'est la période où la plante présente le plus grand besoin en eau.

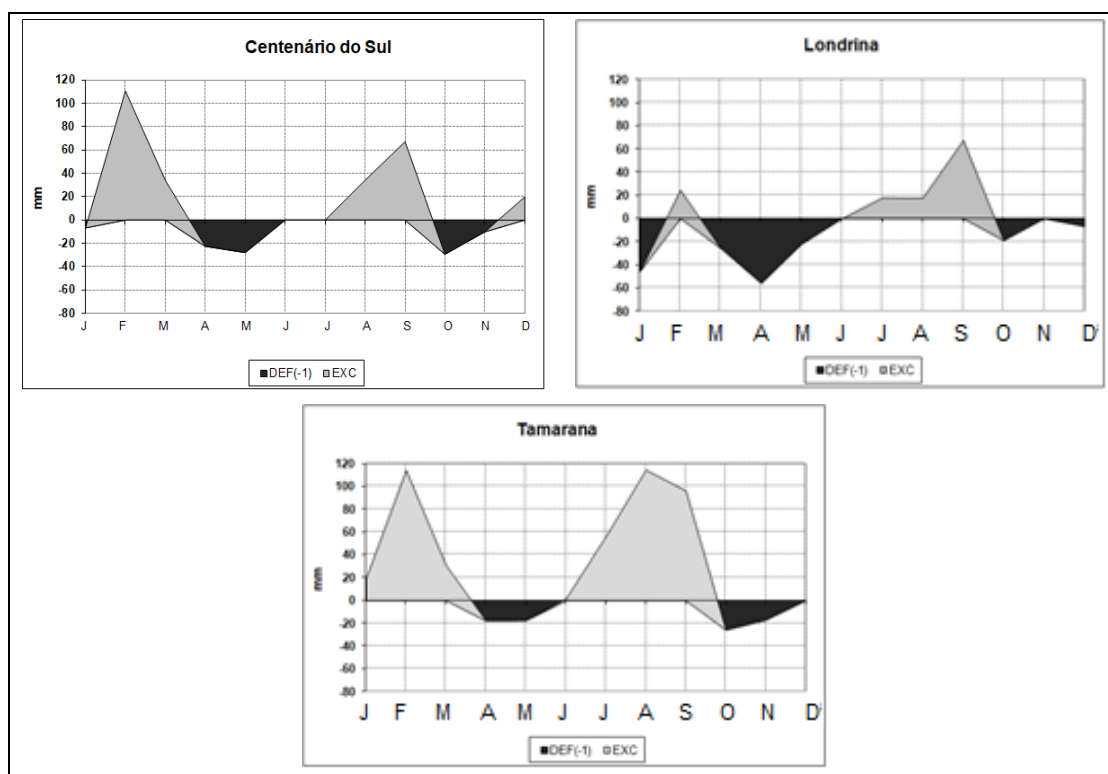


Figure 4. Bilan hydrique séquentiel des municipalités de Centenário do Sul, Londrina et Tamarana en l'an 2000. Adapté de l'IAPAR, 2018.

Selon l'exemple de la figure 4, dans Centenário do Sul, le mois de mars 2000 présentait un surplus d'eau et sa productivité était la plus élevée (3,4 t/ha) parmi les trois municipalités. Dans le cas de Londrina, le mois de mars présentait un déficit hydrique et sa productivité (2,8 t/ha) était inférieure à celle de Centenário do Sul. Par contre, Tamarana présentait un surplus d'eau, mais obtenait la plus faible productivité parmi les trois (0,5 t/ha).

Les raisons qui expliquent ces écarts du bilan hydrique font référence aux caractéristiques pédologiques dans les zones d'étude. Par exemple, à Tamarana, où le sol

est un Oxisol ayant un potentiel hydrique qui favorise une augmentation du CTC (capacité d'échange cationique) avec les minéraux argileux présents qui provient d'une augmentation significative des taux d'oxydation, le sol est alors légèrement plus acide et, par conséquent, inhibe le développement de certaines cultures (Schwertmann, 1991). En revanche, le sol prédominant dans Centenário do Sul est classé comme dystrophique, et dans l'étude de cas réalisée, il est vérifié que les réponses pour une productivité plus élevée sont plus liées aux caractéristiques physiques qu'à la chimie du sol, car en raison de la morphologie texturale et la présence de grains subangulaires dans différents horizons, cela favorise une augmentation significative du drainage du sol, avec des surplus d'eau significatifs et favorisant ainsi le développement de la culture, en l'occurrence le maïs.

Conclusion

D'après les données présentées, on peut conclure que la variabilité des précipitations, ainsi que les variables qui composent le calcul du bilan hydrique, affectent directement le rendement de la seconde récolte de maïs dans les municipalités analysées. Il a été observé que l'excédent d'eau en mars est essentiel au succès du rendement des cultures de maïs dans cette partie de l'État du Paraná.

De plus, il est souligné que les éléments détaillés par les classes taxonomiques du sol aident à la conception de la dynamique pédologique qui explique le développement des cultures, dont les activités sur la demande en eau qui, grâce à la dynamique des processus physiques et chimiques, permet de catégoriser les attributs du sol dans la production de maïs de seconde récolte. Ces attributs associés à la mécanisation peuvent limiter l'infiltration de l'eau dans la terre et des nutriments. À la lumière de ces informations il est possible d'envisager le développement et l'amélioration des rendements des cultures de maïs dans le nord du Paraná.

Bibliographie

- Dubreuil, V., Lamy, C., Lecerf, R., Planchon, O. 2010. Monitoramento De Secas Na Bretanha reconstituição histórica e abordagem por teledeteção. *Mercator - Revista de Geografia da UFC*, vol. 9, núm. 1.
- Fancelli, A. L. 2001. Fisiologia Das Plantas De Milho Em Condições De Safrinha. In: Shioga, P.; Barros, A. S. do R. (coord.). 2001: *A Cultura Do Milho Safrinha*. Londrina: IAPAR.
- IAPAR. 2018. *Cartas climáticas do Paraná*. <<http://www.iapar.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=595>> Acesso em 10 de abril de 2018.
- Instituto das Águas do Paraná. 2018. *Sistemas de Informações Hidrológicas*. <<http://www.aguasparana.pr.gov.br/pagina-264.html>> Acesso em 10 de abril de 2018.
- Maack. 1968. *Geografia física do Estado do Paraná*. Curitiba, Banco BADEP, UFPR, IBPT. 350p.
- Rolim, G. S., Sentelhas, P. C., Barbieri, V. 1998. Planilhas no ambiente EXCEL TM para os cálculos de balanços hídricos: normal, sequencial, de cultura e de produtividade real e potencial. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v. 6, n.1, p. 133 – 137.
- Schwertmann, U. 1991. *Solubility and dissolution of iron oxides*. *Plant Soil*, 130:1-25.
- Thornwaithe, C. W. 1948. An approach towards a rational classification of climate. *Geographical Review*, London, n. 38, p. 55-94.

LE CLIMAT DE NICE-AEROPORT DE 1946 A NOS JOURS

CARREGA P.

UMR Espace. Professeur Emérite à l'Université de Nice – Sophia Antipolis. carrega@unice.fr

Résumé : *On recherche l'évolution de plusieurs variables climatiques mensuelles entre 1946-1949 et 2015 à Nice-aéroport en tenant compte du contexte. Les points principaux sont la hausse hivernale de la pression atmosphérique, sans changement de vitesse du vent ; la hausse marquée des températures (surtout minimales) en été sans hausse de l'insolation, accompagnée d'une baisse corrélative de l'humidité relative, alors que l'humidité absolue (point de rosée) n'évolue pas. La diminution des précipitations ne suit pas une tendance validée, mais leur variabilité s'accroît.*

Mots-clés : *Données climatiques, tendance, variabilité, test statistiques,*

Abstract: *Nice-airport climate from 1946 to now. Researches are made on different monthly climatic data from 1946-49 to 2015 at Nice-airport meteorological station, taking into account the context. Main features are winter increasing on air pressure, without wind speed change; important thermal increase (higher for minimal than for maximal temperatures) during summer, even when insolation is increasing only in winter. Relative humidity is decreasing when absolute humidity (dew point) does not change. Rainfall decreasing is more linked to higher variability than to trends which are not validated.*

Key-words: *climatic data, trend, variability, statistical tests.*

Introduction :

Outre les « classiques » températures et pluviométrie, l'évolution du climat est ici d'abord appréhendée par la pression atmosphérique et le vent, puis par l'humidité relative et l'insolation entre 1946-1949 et 2015. Cet article voulant donner un large panorama (en 6 pages...) de l'évolution climatique niçoise, son paragraphe 2.2. reprend partiellement la publication parue dans le Bulletin de la Société de Géographie de Liège en 2017 (Carrega, 2017) et s'inscrit également dans la continuité de celui paru dans les Publications de l'AIC en 1993 (Carrega, 1993). Il s'agit de mettre en évidence l'évolution de ces variables, qui peut être liée à différentes raisons : soit au changement climatique, soit à l'urbanisation des environs, soit encore à des biais de mesure.

1. Situation, site et histoire du poste de Nice-aéroport.

1.1. Une situation générant de forts contrastes en fonction de la circulation atmosphérique.

La région niçoise appartient à la fois aux mondes méditerranéen et alpin (fig. 1). Sa latitude de 44° N et sa situation sur le flanc sud des Alpes françaises la placent de fait en marge sud de la plupart des systèmes perturbés zonaux. Elle est protégée des invasions froides venant du nord ou du nord-ouest par le Foehn, mais inversement, les flux perturbés de sud sont exacerbés par effet orographique. La station est à l'embouchure du Var, mais l'abri a connu quatre emplacements entre 1946 et nos jours, ce qui peut influencer certaines variables climatiques, en particulier la température ou l'humidité (Carrega, 1992, 2017), quant à l'anémomètre, on lui connaît au moins deux positions. Ces déplacements des capteurs peuvent agir sur l'exposition à la brise de terre nocturne (advection froide) renforcée par effet Venturi dans la vallée du Var (fréquence supérieure à 90%), y compris sur la direction de cette brise thermique qui s'étale en éventail au débouché en mer. La proximité de bâtiments ou de végétaux, selon les périodes, a pu intervenir également, ainsi que le souffle des réacteurs d'avion, selon la position plus ou moins proche de la piste, (« sources de chaleur artificielles » notées de 1999 à 2008 dans la fiche de poste, 2017).

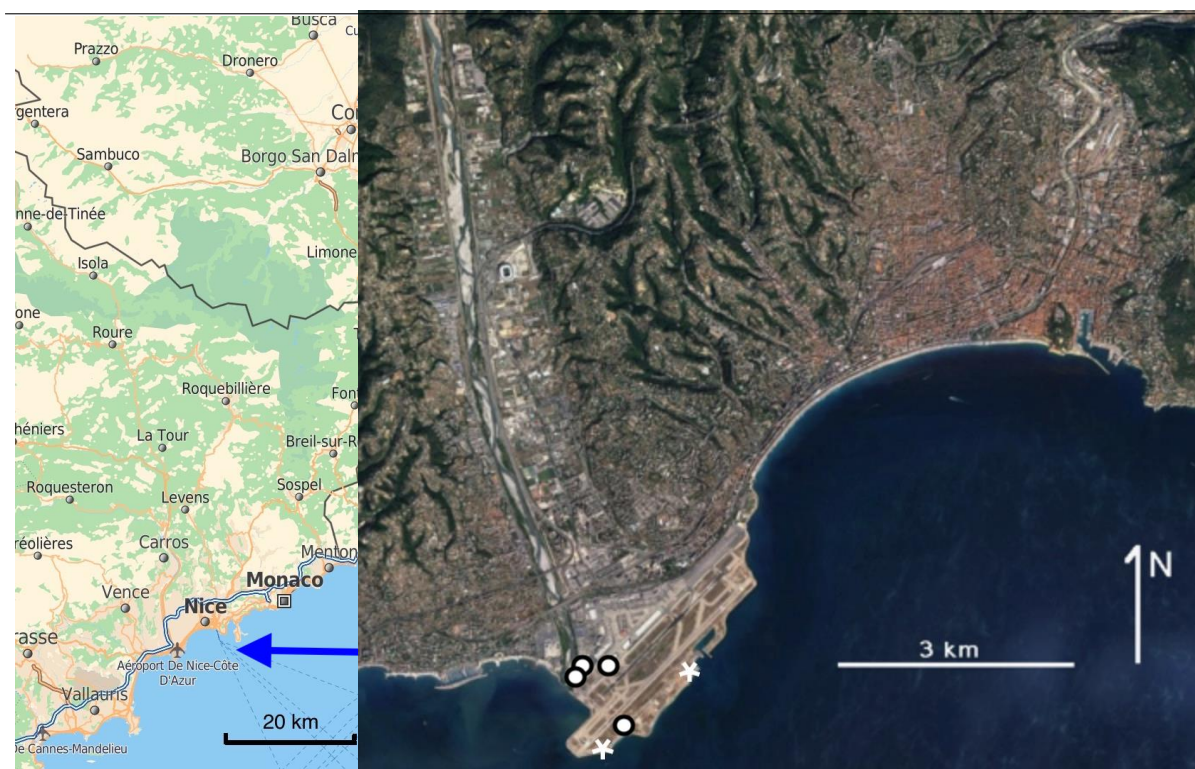


Figure 1. Situation et site de Nice et de l'aéroport. Source : Google map et earth, MétéoFrance. Les cercles représentent les positions successives de l'abri, les étoiles celles de l'anémomètre (non garanti).

1.2. Qualité des données :

Les changements de capteurs peuvent aussi influencer les séries qui bénéficient par ailleurs d'un excellent suivi (très peu de lacunes) puisqu'il s'agit d'un poste synoptique professionnel. Toutes les pressions regroupées par mois ont une tendance linéaire (droite des moindres carrés) validée par le test de Mann-Kendall et constituent une série homogène d'après le test de Pettitt, excepté un mois. Les températures ont également toutes une tendance validée, mais aussi une hétérogénéité, excepté 3 mois sur 24 (T_n et T_x) estimés homogènes.

Inversement, aucune tendance de précipitations n'est validée, sauf celle de mars où une rupture est détectée en 1986. Sur les 21 ruptures proposées, 13 se situent dans la décennie 1981-1990 (Carrega, 2017).

En conclusion, l'examen critique et scientifique des conditions de mesures et des séries elles-mêmes montre une incertitude sur l'évolution climatique du poste niçois. Nous avons sélectionné la période 1946-2015 ou 1949-2015 selon le type de variable ou de traitement, soit 70 ou 67 ans.

2. Les tendances observées

2.1. La pression et le vent.

Entre 1949 et 2015, la hausse de pression sur les 804 mois consécutifs est de 2 hPa, donc faible, mais validée par le test de Mann-Kendall, tandis que le test d'homogénéité de Pettitt détecte une rupture en décembre 1980 (fig. 2).

En regroupant par genre chacun des 12 mois des 67 années, on note que si la pression n'évolue pas entre avril et octobre, une tendance marquée à la hausse s'affirme en hiver, jusqu'à +6 hPa en décembre (fig. 3). Hausse de pression qu'il est raisonnable de relier à la nette augmentation de l'insolation de décembre à mars (déjà constatée pour décembre-janvier par Carrega, 1993) atteignant jusqu'à + 11% en janvier et mars (Carrega, 2017).

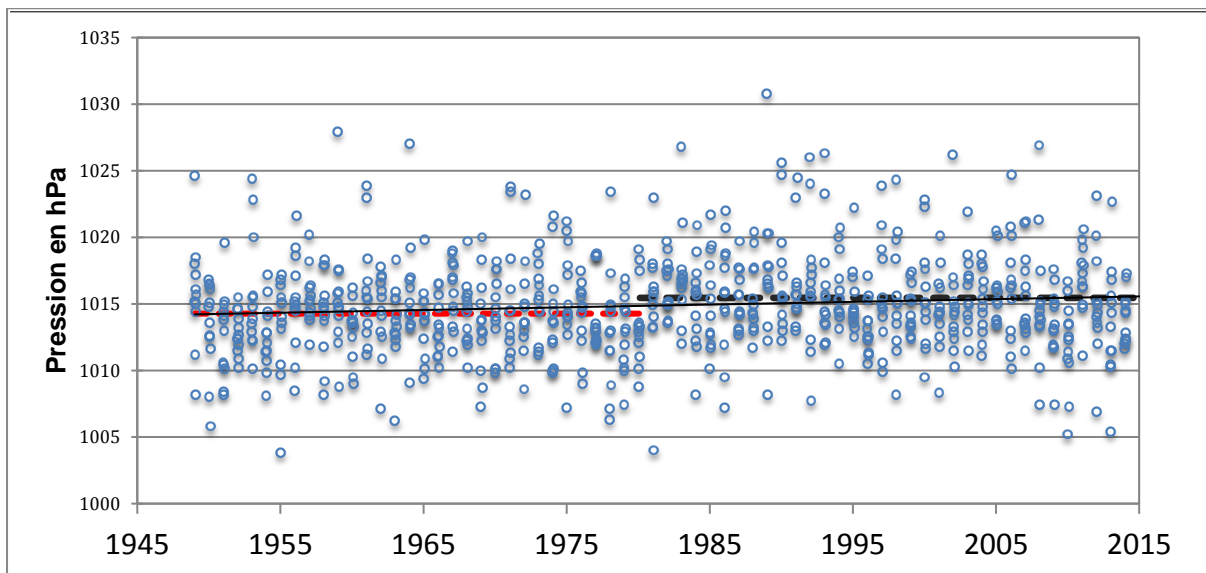


Figure 2. Valeurs de pression moyenne mensuelle entre 1949 et 2015 à Nice aéroport. Droite de tendance (trait fin continu) et droites de Pettitt (trait pointillé).

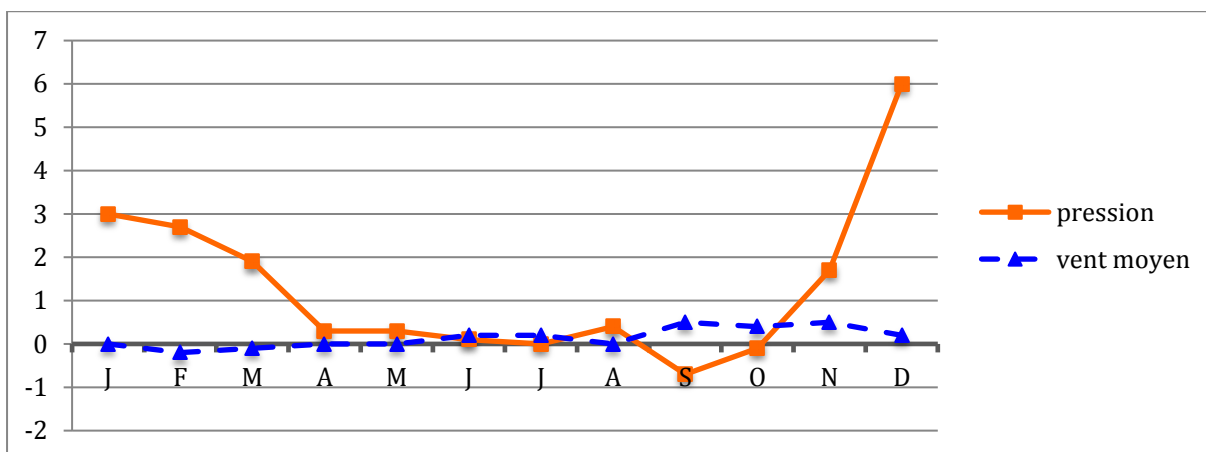


Figure 3. Evolution des valeurs moyennes mensuelles de la pression (trait plein, en hPa) et du vent (en m/s) à Nice-aéroport, entre 1949 et 2015.

La vitesse moyenne du vent durant la même période n'est quasiment pas affectée (fig. 3 et 4). Cette contradiction n'est qu'apparente car le vent est lié au gradient et non à la valeur absolue de pression, et surtout, le régime de vent à Nice est essentiellement de type thermique, avec brises alternées, et peu synoptique. Le renforcement de la pression n'a pas ralenti la vitesse des flux, mais l'hétérogénéité de la série est nette, avec la quinzaine 1955-70 plus ventée précédant le creux des années 70-85 (biais instrumental ou réalité ?). On sait par ailleurs que les données antérieures à 1981 ne sont pas prises en compte par MétéoFrance pour les calculs (M.F. Delansorne, MétéoFrance, communication personnelle).

Les vitesses maximales mensuelles du vent maximal moyen (calculé sur les 8 ou 24 mesures quotidiennes) sont disponibles à partir de 1973. On note une tendance à la hausse de +3m/s, exactement dans la même proportion, + 8%, que la hausse du vent moyen sur la même période (+0,5 m/s) comme indiqué sur la figure 5. Il n'y a donc pas d'évolution spécifique des vents forts.

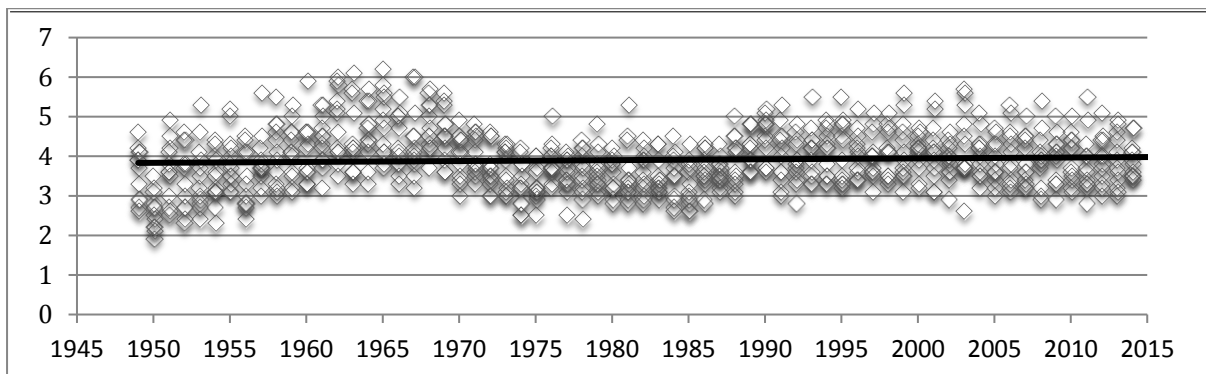


Figure 4. Vitesse moyenne mensuelle du vent entre 1949 et 2015 à Nice aéroport, avec droite de tendance.

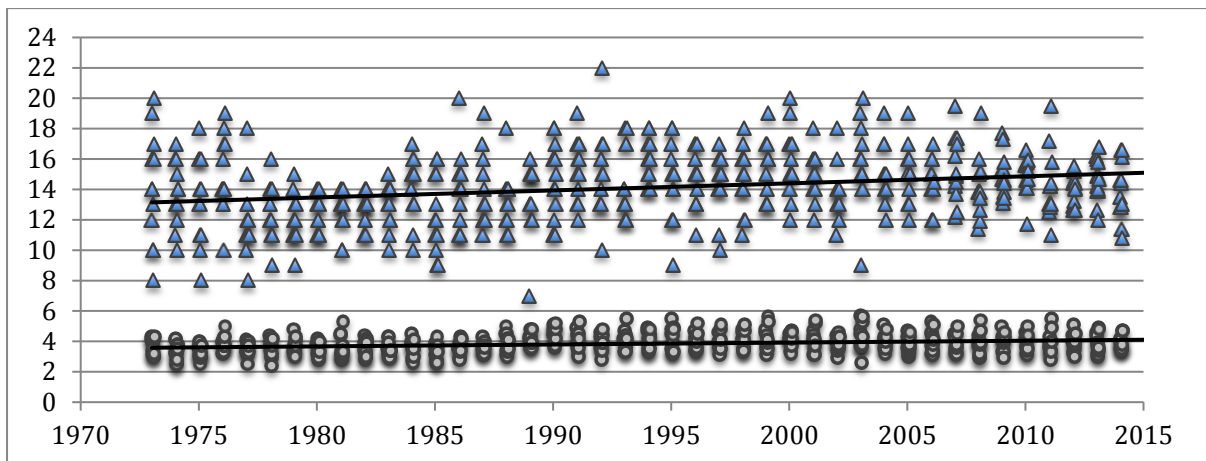


Figure 5. Vitesses maximales du vent maximal moyen (en haut) et Vitesse moyenne mensuelle du vent (en bas) entre 1973 et 2015 à Nice aéroport, et droites de tendance, en m/s.

En bref, la pression atmosphérique s’est accrue en hiver seulement, probablement en phase avec les hausses d’altitude du géopotential 500hPa décrites par Arseni-Papadimitriou et al. (2000), Gomez et al. (2000), ou Douguédroit et Norrant (2006), alors que le vent n’évolue quasiment pas sur la même période.

2.2. Températures et humidités relatives mensuelles en tendances inversées (Carrega, 2017).

Les données d’humidité relative mensuelles moyennes sont en baisse sensible (tendance à -8%), surtout à partir de 1990-1995. Pour savoir si cette baisse est liée à la croissance des températures, à la diminution de l’humidité absolue, ou aux deux ensemble, la température du point de rosée (t_d) est calculée pour chaque mois à partir de la température moyenne T_{my} $(T_n+T_x)/2$ et de l’humidité relative moyenne.

Il résulte que tous mois confondus, T_{my} augmente de $1,7^\circ\text{C}$ alors que t_d est stable ($\text{delta} < 0,1$), ce qui est vérifié à l’échelle mensuelle (fig.6) et qui signifie que la hausse attendue d’humidité absolue ne se constate pas, globalement, sur cette période de 67 ans, malgré la proximité de la mer et son éventuel réchauffement. La tendance à la hausse est, comme ailleurs, plus marquée pour les températures minimales ($+2,2^\circ$) que pour les maximales ($+1,1^\circ\text{C}$).

Les mois se comportent différemment (Carrega, 1993), avec un accroissement maximal impressionnant en juillet-août $>+3^\circ\text{C}$ en 66 ans pour les T_n , toujours plus restreint pour les T_x (fig.7). Parallèlement, l’hiver se réchauffe aussi mais nettement moins, en particulier pour les T_x , dont les quatre mois à hausse la plus faible sont janvier, février, avril et octobre.

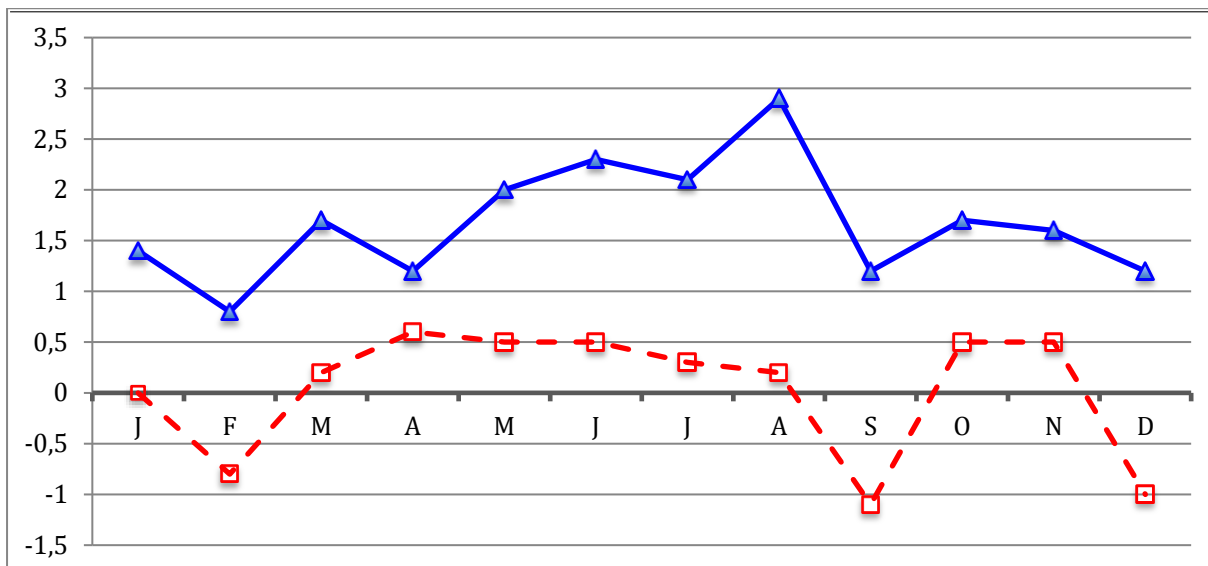


Figure 6. Evolution mensuelle comparée des tendances de la température moyenne (triangles et traits pleins) et de celle du point de rosée de janvier 1949 à décembre 2015, à Nice-aéroport, en °C.

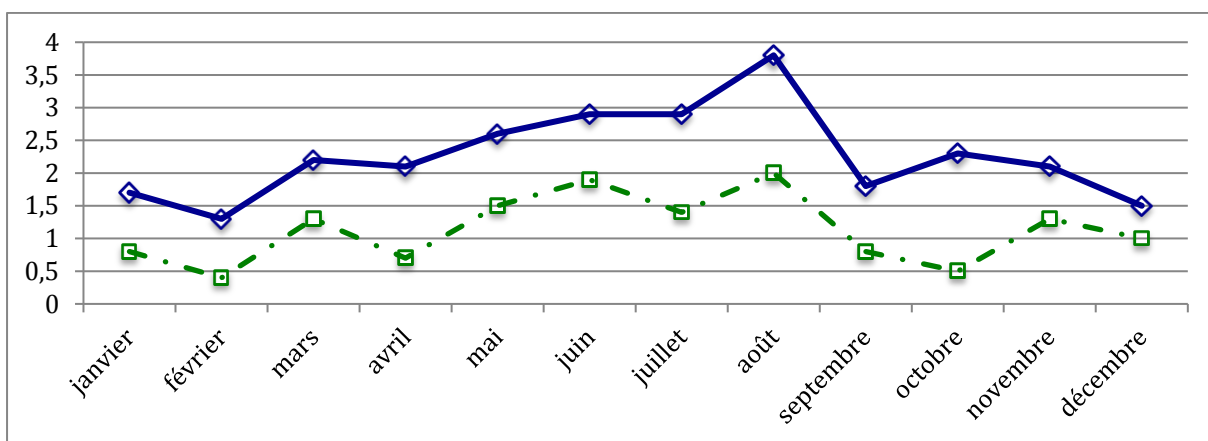


Figure 7. Comparaison mois par mois des tendances de Tn (losanges et traits pleins) et Tx (carrés) de janvier 1949 à décembre 2015, à Nice-aéroport, en °C. Source : Carrega, 2017.

Enfin les précipitations présentent une tendance (validée seulement un mois sur douze) en baisse durant 10 mois sur 12, d'où une baisse de 120 mm/an (fig. 8), le caractère à retenir étant davantage leur variabilité.

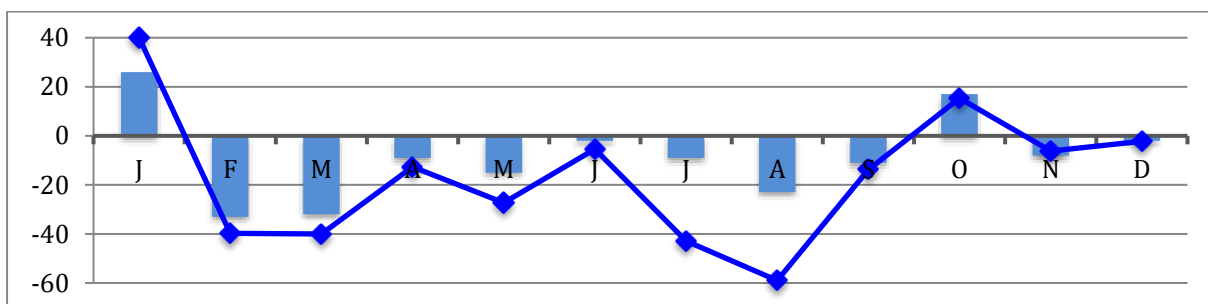


Figure 8. Comparaison mois par mois des tendances des précipitations en valeur absolue (histogramme, en mm) et valeur relative (trait plein) en %, de janvier 1945 à décembre 2015, à Nice-aéroport. Source : Carrega, 2017.

Conclusion.

Un certain nombre de changements du climat niçois sont avérés entre 1946 ou 1949, et 2015, en particulier la hausse de la pression atmosphérique en hiver ; celle des Tn, supérieure à celle des Tx, et

maximale pour les deux durant l'été ; la décroissance de l'humidité relative due à cette hausse des températures, alors que l'humidité absolue (température du point de rosée) n'a pas changé.

La vitesse moyenne du vent n'a pas changé non plus sur la période entière (mais a augmenté sur la période 1973-2015). On sait par ailleurs (Carrega, 2017) que les précipitations décroissent à la fin de l'hiver et proportionnellement surtout en juillet-août, avec un accroissement de leur variabilité.

La cause de ces évolutions diverses réside, à différentes échelles spatiales illustrant bien le rôle de la géographie, et dans des proportions très difficile à définir dans :

- Les changements d'instruments, et de leur localisation ;
- L'urbanisation progressive des environs septentrionaux de l'aéroport, pouvant influencer les vents de NW à NE, et en particulier la brise de terre très présente, à partir des années 85-90 ;
- La « version » régionale du changement climatique planétaire.

Ces tendances –ou absences de tendance- des différentes variables climatiques interrogent évidemment sur les mécanismes : la stagnation de l'humidité absolue est-elle liée à la température de la mer ? Les conséquences sont plutôt bénéfiques pour les habitants, surtout en été, avec une baisse généralisée de l'humidité relative U, donc un meilleur confort... Comment comprendre l'accroissement des précipitations de janvier (+40%) en même temps que la pression augmente (+3%), et que la fourniture en vapeur d'eau demeure égale ? etc...

Dans ce contexte, la diminution des précipitations paraît devoir être prise au sérieux, en particulier lorsqu'elle est couplée à une hausse marquée des températures, surtout en été, saison où les déficit pluviométriques et hydriques sont les plus forts, et en augmentation.

Remerciements à Y. Bidet et M.F. Delansorne de MétéoFrance.

Bibliographie :

Arseni-Papadimitriou A., Mahéras P., Patrikas J., Anagnostopoulou Ch., 2000 : Distribution géographique des températures maximales par type de circulation et leurs tendances en Grèce. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **13**, 347-355.

Carrega P., 1992 : Topoclimatologie et habitat. *Thèse Doctorat d'Etat, ronéo*, Nice, 475 p. + annexes. Publiée en 1994 dans la *Revue d'Analyse Spatiale*, Nice, **35 et 36**. 408 p.

Carrega P., 1993 : Les tendances actuelles du climat de la Côte d'Azur (France). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **6**, 173-182.

Carrega P., 2014 : Le climat urbain de Nice en milieu géographique contrasté : synthèse par approche inductive. *Climatologie*, **10**, 9-36.

Carrega P., 2017 : Evolution mensuelle du climat à Nice-aéroport (France) en 70 ans : idées reçues, embûches et faits établis. *BSGLg*, **68**, Liège, 49-68.

Douguédroit A., Norrant C., 2006 : A propos des tendances significatives des précipitations dans le bassin méditerranéen (1950-2000). *Actes du XIXe colloque de l'AIC*, Epernay. 196-201

Gomez L., Luterbacher J., Martin-Vide J., Alcoforado M.J., Monton E., Wanner H., 2000 : La distribution spatiale des précipitations hivernales sur la péninsule ibérique et leurs relations avec le géopotential à 500hPa. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **13**, 357-363.

Météo France, séries de données de températures, précipitations, insolation, humidité relative, vent et pression atmosphérique à Nice-aéroport.

Météo France, 2017 : Fiche de poste de Nice-aéroport 06088001.

Moisselin J.M., Schneider M., Canellas C., Mestre O., 2002 : les changements climatiques en France au XXe siècle. *La Météorologie*. **8-38**, 45-56.

IMPACT DE L'ENVIRONNEMENT IMMEDIAT DES STATIONS METEOROLOGIQUES SUR LA MESURE DE LA TEMPERATURE

DAHECH S.¹, CHARFI S.², MADELIN M.¹

¹ Université Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, UMR 8586 PRODIG, F-75000 Paris, France ;
salem.dahech@univ-paris-diderot.fr, malika.madelin@univ-paris-diderot.fr

² Université de Sfax, laboratoire SYFACTE

Résumé : L'objectif de cette étude est de montrer l'influence de l'environnement immédiat des stations météorologiques sur les données de températures. Dans un premier temps, on présentera l'effet de l'ombre sur la température durant les journées radiatives, à partir de l'exemple de la station de Paris Montsouris où une baisse de la température entre 14h et 19h est remarquée par rapport à d'autres stations situées en milieu dégagé comme celle de l'aérodrome d'Orly. Puis l'influence de l'urbanisation sera traitée à partir de l'exemple de Tunis-Carthage : la délocalisation de la station en 1994 vers un site plus urbanisé entouré de quartiers connaissant une densification urbaine continue a contribué à une hausse exceptionnelle des températures depuis cette date notamment au niveau des minimales, parallèlement à une tendance naturelle vers le réchauffement pour la même période.

Mots-clés : température, environnement immédiat des stations, échelle fine

Abstract: IMPACT OF THE IMMEDIATE ENVIRONMENT OF METEOROLOGICAL STATIONS ON TEMPERATURE MEASUREMENT

This study aims to show the effect of the shadow on temperature during radiant days through the case of Paris Montsouris station where a decrease of temperature is noticed between 2pm and 7pm compared to other stations located in an open environment such as the one in Orly aerodrome. In Tunis Carthage, the relocation of the station in 1994 to a more urbanized site surrounded by neighborhoods experiencing continuous urban densification has contributed to an exceptional rise in temperatures since the above-mentioned date, particularly at the level of minimal degrees.

Key words: temperature, immediate environment of stations, small-scale

Introduction

La fiabilité de la mesure météorologique peut être affectée par plusieurs facteurs tels que l'étalonnage des capteurs, l'enregistrement des données mais aussi le déplacement des instruments de mesure et le changement de leur environnement immédiat. En effet, plusieurs études ont montré les effets sur les températures de l'occupation du sol à proximité (Huang *etal.*, 1987 ; Escourrou, 1991 ; Taha, 1997 ; Golden, 2004 ; Weng *etal.*, 2004), en abordant principalement le phénomène de l'îlot de chaleur urbain et l'effet rafraichissant de la végétation.

À l'échelle locale, la modification de l'état des surfaces explique, en partie, la tendance à la hausse des températures observée depuis trois décennies. Par exemple, d'après Douguedroit et Bridier (2007), une partie du réchauffement observé en région méditerranéenne française est causée par l'évolution de l'environnement des stations de mesures. De même, Charfi (2012) et Dahech (2013) ont montré que la hausse des températures constatée dans les agglomérations de Tunis, Sfax et Kairouan dépasse largement celle observée dans les stations rurales de la Tunisie.

Dans le présent travail, nous nous intéressons aux modifications de la température induites par l'environnement immédiat des stations de mesures. L'occupation du sol autour des stations météorologiques est examinée dans un rayon de 2 km autour des capteurs en recourant aux images satellitaires et à travers des visites de terrain réalisées en France et en Tunisie où se trouvent les stations sélectionnées, qui serviront d'exemples.

1- Données et méthodes

L'effet des états de surface sur la mesure météorologique est perceptible principalement durant les situations radiatives (Oke, 1982). D'une part, nous utilisons les données issues de stations météorologiques situées en France (Paris Montsouris, Orly et Vélizy-Villacoublay, en Île-de-France) pour illustrer l'effet de l'ombre. Ces stations, gérées par Météo France, sont distantes d'environ 12 km et offrent des mesures de la température et du point de rosée fiables. En effet, l'incertitude globale est inférieure à 0,15°C dans les 3 stations d'après les fiches des postes fournies par Météo France. Les stations de Paris Montsouris et Orly se situent à des altitudes comparables (respectivement à 75 et à 89 m) alors que Vélizy-Villacoublay est à 174 m. Toutefois des différences concernant la qualité du site de mesure sont à signaler. À Orly et Vélizy-Villacoublay, nous notons l'absence d'ombres portées si la hauteur du soleil dépasse 5° et la présence de bâtiments entre 30 et 100 m. Par contre, à Montsouris, l'ombre et les bâtiments entre 10 et 30 m sont signalés. Nous utilisons les données horaires enregistrées entre 1998 et 2017, période durant laquelle des changements de site ou de matériel ne sont pas signalés.

D'autre part, pour montrer l'effet de l'urbanisation sur la température, nous recourons à deux stations en Tunisie septentrionale, distantes de 60 km : Tunis-Carthage et Bizerte. Elles sont soumises aux mêmes conditions topographiques (altitude, exposition et distance à la mer). La station météorologique de Tunis-Carthage a été transférée, en 1994, du sud-est de l'aérodrome, près de l'Aouina, vers le nord-ouest, en direction de la zone industrielle Charguia II densément bâtie (localisation sur la fig. 5). Toutefois, la station de Bizerte demeure rurale, sans changements majeurs de son environnement. Nous utilisons les données horaires enregistrées entre 1973 et 2017, une période suffisamment longue pour pouvoir comparer l'évolution interannuelle de la température en fonction des changements du milieu environnant des deux stations.

Les données météorologiques horaires sont disponibles sur le site de l'Agence Nationale Américaine de l'Océanographie : <https://gis.ncdc.noaa.gov>. Afin de sélectionner les journées radiatives, nous commençons par appliquer les filtres suivants : nous retenons les jours sans précipitation, durant lesquels la pression atmosphérique est supérieure à 1013hPa, la nébulosité inférieure à 3 octas et la vitesse du vent inférieure à 5m/s. Ensuite, le cycle quotidien moyen des températures est calculé à l'échelle mensuelle pour chaque station. Puis les écarts entre les stations sont calculés à l'échelle horaire pour chaque mois. La variation de ces écarts suivant les types de temps est prise en considération.

2- Effet de l'ombre sur les températures de l'air

Il est admis que les températures mesurées par les services météorologiques sont réalisées sous abri. Toutefois, les normes préconisées par l'organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) précisent que les capteurs doivent être à l'écart de toute ombre portée lorsque la hauteur du soleil est supérieure à 3°(OMM, 2010). D'après les normes de Météo France et de l'OMM, la distance aux obstacles devrait dépasser 2 fois leur hauteur et idéalement 4 fois. Il est très important que l'abri soit exposé aux divers vents pour favoriser au maximum le renouvellement de l'air (*Ibid.*).

La station de Paris Montsouris, dans le 14^e arrondissement, est implantée dans un parc ; elle est entourée par des arbres d'une hauteur variant de 10 à 20 m (fig. 1). Durant les journées radiatives, ces derniers abritent la station des radiations solaires pendant une longue période de la journée, ce qui limite le réchauffement de la surface terrestre, elle-même source de chaleur. De même, les arbres freinent le vent et diminuent le renouvellement de l'air.



Figure 1. Environnement immédiat de la station Paris Montsouris. Cliché pris à 15h30 le 15/02/2018, par S. Dahech.

Une baisse de la température est observée à Paris Montsouris par rapport aux stations d'Orly et de Vélizy entre 13h et 18h TU par beau temps (nébulosité <3 octas, vent inférieur à 5m/s et pression $>$ à 1013hPa). À l'échelle saisonnière, cet écart avoisine $-2,5^{\circ}\text{C}$ en été (fig.2A) alors qu'il est légèrement positif en hiver ($0,5-1^{\circ}\text{C}$) (fig. 2B). Ces variations saisonnières peuvent s'expliquer par la variation de l'intensité de la radiation solaire, la forte occurrence des situations radiatives pendant la saison estivale et le ralentissement du vent dans le parc de Montsouris par la végétation en hiver.

À l'échelle diurne, l'heure durant laquelle est relevée la baisse des températures à Paris Montsouris par rapport à Orly ainsi que la durée de cette baisse varie suivant les saisons. En hiver, une absence voire un faible écart thermique est observé au début de l'après-midi avant de s'estomper rapidement vers 16h. Par contre, en été, des températures relativement moins élevées à Paris Montsouris sont enregistrées jusqu'à 19h (fig. 2A et 3A). Les valeurs maximales de l'écart thermique entre les deux stations sont enregistrées entre 14h et 18h quand la portée des ombres est développée. Parallèlement, une diminution de cet écart thermique est observée vers midi quand le soleil est à la verticale (fig. 3). L'effet de masque créé par les ombres des arbres situés aux alentours des capteurs de la station Montsouris expliquerait en grande partie les différences de températures entre les deux stations durant l'après-midi. En effet, l'image satellitaire ainsi que les photos prises sur le terrain (fig. 1) montrent que l'abri météorologique est ombragé pendant une longue période de la journée. Pour confirmer nos déductions, nous avons examiné les taux d'humidité (exprimés par la température du point de rosée) et la vitesse des vents dans les deux stations. En effet, le vent est freiné à Paris Montsouris par la végétation et le bâti entourant le parc : une baisse d'environ 1,5m/s est enregistrée au cours de la journée par rapport à Orly. Cette dernière est, en moyenne, plus humide que Montsouris (valeurs de Td de $12,2^{\circ}\text{C}$ à Orly en juillet entre 16h et 19h contre $11,7^{\circ}\text{C}$ à Montsouris). Ces deux facteurs (humidité et vent plus faibles) favorisent la hausse de la température à Paris Montsouris et compensent donc probablement l'effet rafraichissant de l'ombre en été. Il est très difficile d'évaluer précisément le poids des différents facteurs mais la diminution de la radiation directe semble être parmi les importants facteurs explicatifs. En phase nocturne, l'effet de l'îlot de chaleur urbain est saillant.

A contrario, durant les jours caractérisés par une forte nébulosité, un vent relativement fort et une basse pression, le résultat s'inverse : Paris Montsouris devient légèrement plus chaude que les deux autres stations durant l'après-midi, en été (fig. 3B). L'effet rafraichissant du vent

est moins déterminant dans cette station à cause des obstacles créés par les arbres d'une part et par la ville, à une échelle plus large, d'autre part.

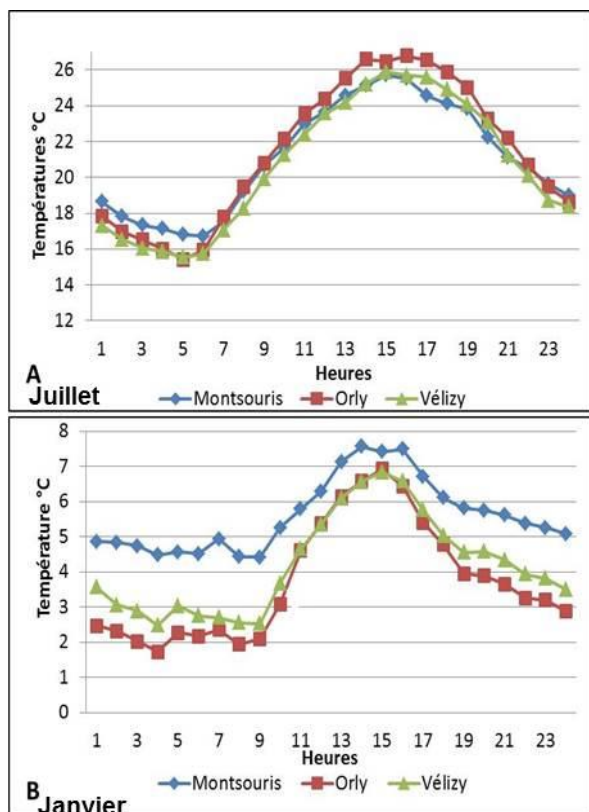


Figure 2. Cycle quotidien moyen des températures de juillet (A) et décembre (B) enregistrées par les stations de Paris Montsouris, Orly et Vélizy par beau temps (1998-2017, NOAA).

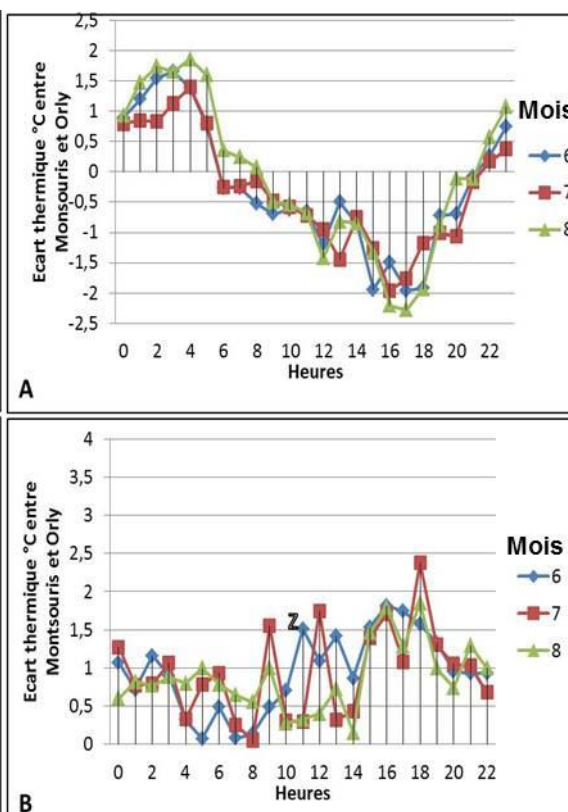


Figure 3. Cycle quotidien de l'écart thermique entre les stations de Paris Montsouris et Orly par beau radiatif (A) et perturbé (B) en été (1998-2017, NOAA).

3. Impact de l'urbanisation

L'impact de l'urbanisation sur les températures de l'air est étudié, ici, à partir de l'évolution des valeurs enregistrées à Tunis-Carthage avant et après sa délocalisation en 1993 vers un site plus urbanisé, au sud-est de l'aérodrome, près de l'Aouina, vers le nord-ouest, en direction de la zone industrielle Charguia II densément bâtie (fig. 4). De même, nous comparons les températures enregistrées par cette station à celles relevées à Bizerte située à 60 km au nord, caractérisée par des conditions topographiques similaires (altitude, exposition et distance à la mer). Cette deuxième station demeure, au contraire, rurale sans changement majeur de son environnement.

La délocalisation de la station de Tunis-Carthage ainsi que l'augmentation continue de la fraction des surfaces bâties à proximité de la station météorologique ne sont pas sans impact sur l'évolution pluriannuelle de la température. En fait, d'après la comparaison des superficies des surfaces bâties dans un rayon de 2 km autour de la station, nous remarquons une augmentation d'environ 300 % (120 ha en 1985 contre 370 ha en 2013). Ces chiffres, qui restent approximatifs en raison de la résolution spatiale des images Landsat TM (30m) (fig. 4), s'expliquent par la densification urbaine dans la zone de Soukra, au nord de l'aérodrome, des berges du Lac I et II au sud-est ainsi que l'étalement de la zone industrielle Charguia II.

Des tests d'homogénéité appliqués aux températures minimales annuelles moyennes de Tunis-Carthage entre 1973 et 2017 montrent, à la différence des autres stations météorologiques tunisiennes une rupture en 1993 correspondant à la date de la délocalisation

de la station (fig. 5). Le test de Pettitt indique une rupture en 1993. Nous distinguons deux sous-périodes : la première (P1), de 1973 à 1993, enregistrant une moyenne de $13,2^{\circ}\text{C}$, et la deuxième (P2), de 1994 à 2017, marquée par une hausse considérable d'environ 2°C par rapport à la première.

Le rythme de réchauffement constaté à Tunis-Carthage est de loin plus accéléré que celui enregistré à Bizerte. L'écart entre les températures minimales relevées dans les deux stations s'est creusé davantage après 1993. Il atteint son maximum durant la saison chaude quand le temps calme favorise l'apparition de l'effet de l'urbanisation. Cet écart atteint 2 à 3°C entre avril et septembre, alors qu'il a été souvent inférieur à 1°C avant 1993 (Dahech, 2013).

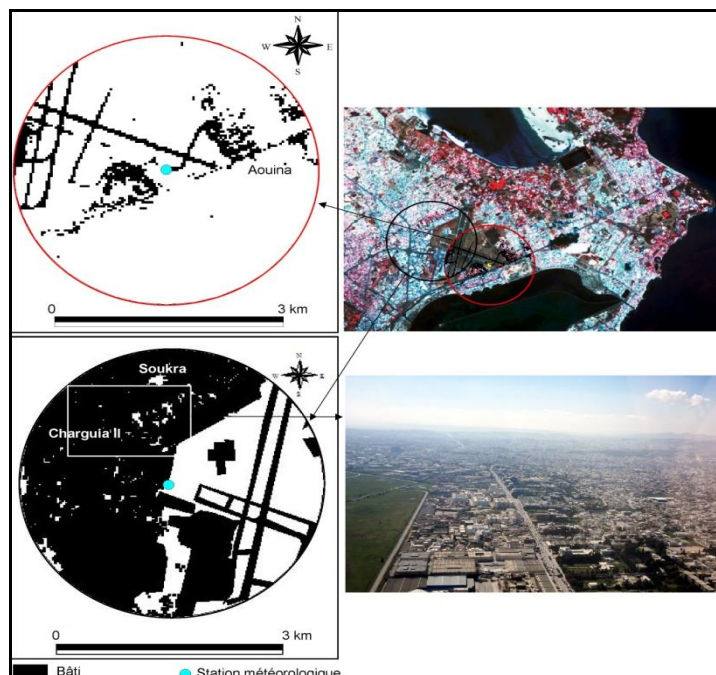


Figure 4. Surfaces bâties situées dans un rayon de 2 kilomètres autour de la station météorologique Tunis Carthage en 1985 et 2013 (Source : image Landstat TM pour les cartes du bâti et la composition colorée, et Google Earth pour la photo).

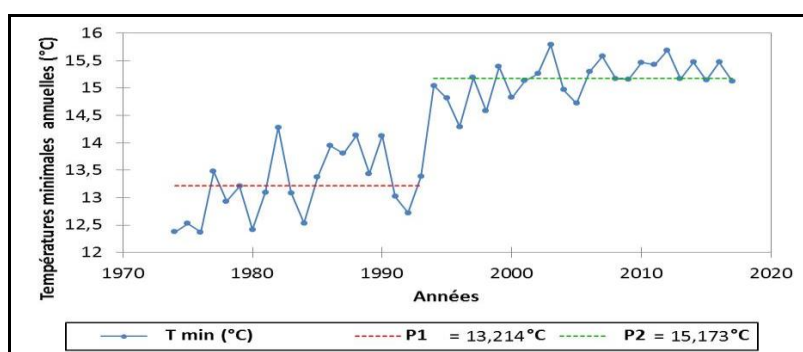


Figure 5. Test de d'homogénéité de Pettitt appliqué aux températures minimales annuelles moyennes enregistrées à Tunis-Carthage entre 1973 et 2017 (source NOAA).

La figure ci-dessous illustre la différence entre Tunis-Carthage et Bizerte au niveau des températures minimales du mois de juillet caractérisé par la forte occurrence des situations radiatives (fig. 6). Depuis 1994, l'écart moyen entre les deux stations est d'environ 2°C alors que l'écart absolu dépasse 6°C certaines nuits calmes. Les surfaces bâties situées aux alentours de la station de Tunis-Carthage modifient le bilan d'énergie près du sol. Elles stockent plus de chaleur durant la journée (après artificialisation de la surface, la quantité de

chaleur sensible augmente au détriment de la chaleur latente) et la restituent la nuit sous forme de rayonnement tellurique (Oke, 1982) d'où l'augmentation des températures la nuit.

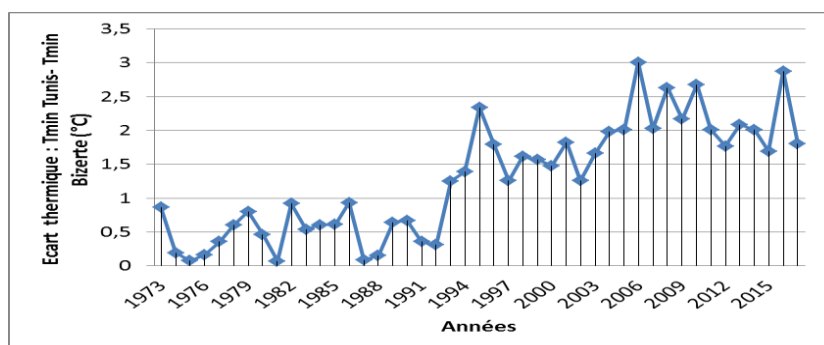


Figure 6. Variation annuelle de l'écart entre Tunis-Carthage et Bizerte au niveau des températures minimales du mois de juillet entre 1973 et 2017 (source NOAA).

Conclusion

Les températures mesurées en un lieu donné dépendent, en partie, de l'environnement immédiat de la mesure. À Paris Montsouris, les arbres entourant l'abri météorologique créent de l'ombre et influencent donc les températures enregistrées. Dans cette station, une baisse de la température par rapport aux stations d'Orly et de Vélizy, situées en milieu dégagé, a été observée entre 14h et 19h, notamment en été par temps radiatif. Dans une recherche future, nous nous intéressons à l'impact de la végétation sur le vent à Paris Montsouris.

À travers l'étude des températures minimales enregistrées dans la station de Tunis-Carthage entre 1973 et 2017, nous avons montré que la hausse des températures à partir de 1994 est causée, en grande partie, par la délocalisation de la station vers un site densément urbanisé. Une telle remarque est à prendre en considération dans l'explication du réchauffement contemporain.

Bibliographie

- Charfi S., 2012: *La température dans l'agglomération de Tunis : comportement spatio-temporel*. Thèses de doctorat de l'Université de Tunis1 en cotutelle avec l'Université de Nice Sophia-Antipolis, 312p.
- Dahech S., 2013 : Le réchauffement contemporain en Tunisie (1960-2012) : rôle de la circulation atmosphérique et de l'urbanisation. *Journées de la Commission Climat et Société du Comité National Français de Géographie*, 14-16 mars, Epernay, 68-88.
- Douguédroit A. et Bridier S., 2007 : Réchauffement climatique et évolution de l'environnement des stations en région méditerranéenne française (1951- 2000), *Actes du XX^e Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Carthage, Tunisie, 3-8 septembre 2007, 204- 209.
- Escourrou G., 1991 : *Le climat de la ville*. Nathan, 190 p.
- Golden J.S., 2004 : The Built Environment Induced Urban Heat Island Effect in Rapidly Urbanizing Arid Regions – A Sustainable Urban Engineering Complexity, *Environmental Sciences*, 1(4), 321-349.
- Huang Y. J., Akbari H., Taha H. et Rosenfeld A. H ., 1987 : The Potential of Vegetation in Reducing Summer Cooling Loads in Residential Buildings, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, 1103-1116.
- Oke T.R., 1982 : The Energetic Basis of the Urban Heat Island, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108, 1-24.
- OMM, 2010 : *Guide des instruments et des méthodes d'observation météorologiques*. N°8, 742 p.
- Taha H., 1997 : Urban Climates and Heat Islands - Albedo, Evapotranspiration, and Anthropogenic Heat, *Energy and Buildings*, 25, 99-103.
- Weng Q., Lu D. et Schubring J., 2004 : Estimation of Land Surface Temperature – Vegetation Abundance Relationship for Urban Heat Islands, *Remote Sensing of Environment*, 89, 467-483.

LES TYPES DE TEMPS OBSERVÉS A MULHOUSE PAR DANIEL MEYER ENTRE 1778 ET 1815

HENTZEN M. ¹, METZGER A. ², CANTAT O. ³

¹ Laboratoire Image Ville Environnement (LIVE), 3 rue de l'Argonne 67000 Strasbourg, morgane.hentzen@etu.unistra.fr

² Centre de formation sur l'environnement et la société (CERES-ENS), 24 rue Lhomond 75005 Paris, alexis.metzger@ens.fr

³ Littoral – Environnement – Télédétection – Géomatique (LETG) UMR6554, Institut Universitaire Européen de la Mer Technopôle Brest-Iroise Place Nicolas Copernic 29280 Plouzané, olivier.cantat@unicaen.fr

Résumé : *En complément des mesures effectuées sur les variables météorologiques quantitatives, l'étude des types de temps autrefois observés permet de mettre en lumière les variabilités de la nébulosité et des précipitations observées en un lieu précis. Les connaissances climatiques aujourd'hui acquises et la perception de l'auteur sur son époque apportent en outre un éclairage intéressant quant à ces observations. Grâce aux relevés de Daniel Meyer (1752-1824), météophile mulhousien amateur, il est possible d'aborder plus précisément les conditions climatiques de la fin du XVIII^e siècle et du début du XIX^e siècle. Les trente-sept années de données sélectionnées dans les relevés effectués entre 1778 et 1815 ont permis d'établir une typologie des différents temps à Mulhouse à cette période. À partir de cette classification, il est possible d'apprécier les variations saisonnières et annuelles du ciel sur toute la période choisie et d'en établir des interprétations.*

Mots-Clés : *climatologie historique, observations météorologiques, type de temps, Mulhouse, Daniel Meyer.*

Abstract: *Weather types observed at Mulhouse by Daniel Meyer between 1778 and 1815. As well as measurements made on quantitative meteorological variables, observational study of different types of weather from other eras allows one to see more clearly precipitation and nebulosity variability of a specific location. Climatic knowledge gathered in the modern day and the author's perception regarding his own era reveal a number of interesting elements related to these observations. For instance, Daniel Meyer (1752-1824), an amateur from Mulhouse, produced a study of meteorological readings making it possible to broach the topic of climatic conditions towards the end of the 18th and the beginning of the 19th century. Between 1778 and 1815, Meyer gathered thirty-seven years worth of data and was able to establish a general typology of weather types in Mulhouse. Based on this categorization, it is therefore possible to observe all seasonal and annual variations of the sky during the given period.*

Keywords: *historical climatology, meteorological observations, weather types, Mulhouse, Daniel Meyer.*

Introduction

Au XVIII^e siècle, il existait déjà des observations liées à la nébulosité et à ses météores. Si ces dernières pouvaient être recensées depuis l'Antiquité, elles ne démarrent progressivement en Europe qu'au cours du XVI^e siècle avec Johannes Werner puis Tycho Brahe et Johannes Kepler. Ces scrutateurs du ciel ouvrent la voie à Louis Morin (1635-1715) puis à Daniel Meyer (1752-1824), dont les observations ont été mentionnées par Louis Cotte dans son *Traité de Météorologie* (Cotte, 1774) et dans ses *Mémoires sur la Météorologie* pour servir de suite et de supplément au *Traité de météorologie* publié en 1774 (Cotte, 1788). Meyer, météophile et météographe amateur mulhousien, a consigné ses observations du climat de sa ville natale entre 1775 et 1824.

Les études menées aux alentours du XVII^e siècle tendent à établir un cadre méthodologique pour des observations qui se veulent toujours plus systématiques. On le voit notamment à travers les tables météorologiques proposées et compilées par la Société royale de médecine en France sous l'impulsion de Louis Cotte (1740-1815) et Félix Vicq D'Azyr (1748-1794). Selon Hooke, un scientifique membre de la Royal Society à Londres au XVIII^e siècle, il s'agit de réaliser « l'importance de la standardisation en ce qui concerne toute étude future de l'atmosphère » pour en « faire une histoire du temps dans laquelle (...) les éléments à observer » sont listés en termes de paramètres quantitatifs et qualitatifs (Frisinger, 1977).

L'aspect du ciel, autrement nommé « état du ciel » ou dans notre cas d'étude « type de temps », en est un exemple à caractère qualitatif. Il faut cependant distinguer très fermement le type de temps du type de circulation qui s'avèrent souvent confondus. Plus précisément, ils s'inscrivent selon Robert Baldit dans un « ensemble des valeurs qui, à un moment donné et en un lieu déterminé, caractérisent l'état de l'atmosphère » (Vigneau, 2004). Ce travail porte donc sur une petite partie des observations de Meyer puisque nous n'avons pas inclus, par exemple, l'étude des températures. Ce choix est guidé par l'envie de considérer le « caractère perçu/vécu » (Vigneau, 2004) des types de temps observés alors que l'étude des variabilités thermométriques est bien plus étudiée en climatologie historique. Notamment car les observations de Daniel Meyer à Mulhouse résultent en partie ou en totalité d'un perçu et d'un vécu. Cette source, jamais étudiée jusqu'en 2017, est conservée à la bibliothèque universitaire de Bâle. Elle contient des documents très divers tels que des manuscrits, des cahiers journaliers, des relevés météorologiques, des échanges épistolaires ou des feuilles de calculs.

L'étendue temporelle des observations journalières permet de reconstruire des séries climatiques pour repérer, par exemple, les fluctuations de nébulosité, de précipitations et certaines spécificités des dynamiques atmosphériques à Mulhouse. La typologie des types de temps adoptée ici apporte un regard supplémentaire sur la durée et l'ambiance climatique des phénomènes météorologiques observables entre 1778 et 1815 sous la plume de Daniel Meyer. Après 1815, l'écriture est beaucoup plus difficile à lire. En fonction du mois, de la saison et des années, voire sur la période étudiée toute entière, cette classification distingue clairement les états du ciel et montre leurs récurrences et leurs alternances.

Que ce soit à une échelle journalière, mensuelle ou annuelle, les traitements statistiques rendent possible les comparaisons. Ils favorisent la reconstruction de la typologie sur un temps long, afin de rendre compte des évolutions de la météorologie mulhousienne entre 1778 et 1815.

1. Méthodologie

La démarche envisagée invite à s'interroger sur les écueils liés à la source, à la digitalisation, à son traitement et à la typologie employée. Il est impératif de prendre conscience de la part de subjectivité de l'auteur façonnée à la fois par les connaissances de l'époque et par la société dans laquelle il évolue. Les écrits de Daniel Meyer reposent, par ailleurs, sur la qualité des instruments utilisés. Ils ne se sont pas toujours révélés suffisants pour toute la période couverte, car ces instruments manquaient de précision avant 1778. À partir de 1796 des données manquantes sont recensées, à cause de maladie ou de voyages de la part du météophile mulhousien.

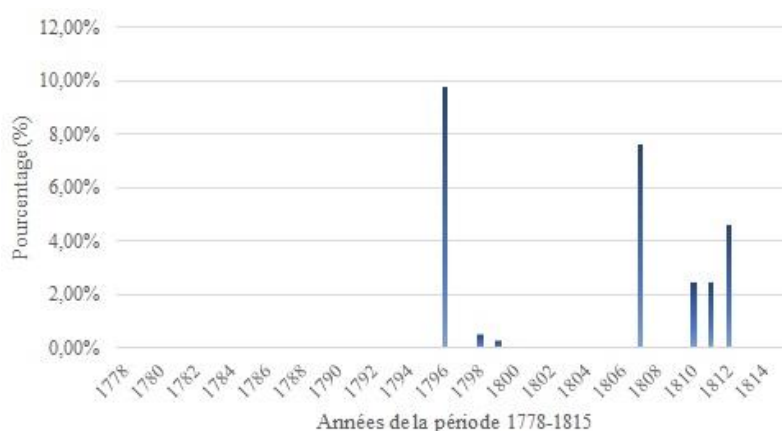


Figure 1. Représentation en histogrammes des pourcentages de jours ayant des données manquantes par année et sur la période 1778-1815 avec la deuxième typologie adoptée.

Ces absences ont entraîné un manque de données de l'ordre de 0,7 % sur toute la période concernée. Si ce manque est globalement minime, il atteint toutefois 9,8% des données disponibles pour l'année 1796 (figure 1).

Les archives consultées ont suscité des questionnements liés à leur qualité intrinsèque lors de la lecture, de l'interprétation et de la digitalisation. Ces démarches ayant également leur part de subjectivité, il a été nécessaire de se restreindre aux termes les plus courts et explicites permettant de distinguer à la première lecture la variabilité de la nébulosité et des précipitations. Tout en faisant référence au contexte scientifique de l'époque et aux travaux de Louis Cotte par les termes sélectionnés.

Une classification a ainsi été réalisée pour les observations de Daniel Meyer, à l'aide d'une typologie des types de temps sensibles (Cantat, 2015). L'ensemble de la méthodologie appliquée permet de pouvoir traiter statistiquement les types de temps recensés.

Dans la première typologie effectuée, sur trois horaires journaliers différents (matin, après-midi, soir), cette différenciation se caractérise par quatre états du ciel distincts (serein, variable, couvert et brouillard) et leurs précipitations (pluie, grêle, neige ou sans précipitations) tous distingués par leurs initiales. Les croisements génèrent de nombreuses combinaisons : S, V, C, B, VP, VN, VG, CP, CN, CG, BP, BN, BG (tableau 1).

Tableau 1. Présentation de la première typologie des types de temps.

	Sans précipitations	VP / CP / BP	VN / CN / BN	VG / CG / BG
S	Serein	Sans précipitations pour un temps serein		
V	Variable	Variable pluvieux	Variable neige	Variable grêle
C	Couvert	Couvert pluvieux	Couvert neige	Couvert grêle
B	Brouillard	Brouillard pluvieux	Brouillard neige	Brouillard grêle

Dans la seconde typologie, avec un lissage des types de temps en un seul horaire journalier au lieu de trois, les états du ciel sont au nombre de trois (serein, variable, couvert). Par exemple, un type de temps est serein s'il est indiqué comme tel par Meyer (ou mot synonyme) durant ses trois observations quotidiennes. Le brouillard a été associé aux trois autres états possibles, car il ne correspondait pas réellement à un état de l'atmosphère en tant que tel mais bien plutôt à certains paramètres liés aux températures et l'humidité locale. Les météores (Cotte, 1774) sont conservés à l'identique. Une troisième typologie a été envisagée, pour croiser davantage « ambiance climatique » et circulation atmosphérique : en des termes faisant référence à l'agitation du ciel (calme, variable, agité) et en fonction de la saison. Ces combinaisons très variables constituent la base de notre réflexion.

2. Résultats

Les 13 877 données ont permis la réalisation de tableaux dynamiques croisés. Ces derniers servent de base de données. Un traitement statistique est ensuite effectué pour en retirer des chiffres bruts, des pourcentages, des tableaux et des histogrammes. Par le biais de représentations graphiques, il est également possible d'observer ces données sur plusieurs échelles de temps.

Dans le cas présent, ce sont les types de temps mensuels entre 1778 et 1815 qui ont été sélectionnés. Plusieurs exemples peuvent ainsi en être dégagés. La première typologie adoptée soulignait, par exemple, les influences imputables à des catastrophes naturelles. Tel que les déplacements des poussières du volcan Laki suscitant des « brouillards » à travers l'Europe : ils apparaissent très nettement dans les mois qui vont de juin 1783 à février 1784 avec la mention B, en parallèle de la période éruptive.

La seconde typologie évoquée, dite lissée, rend davantage compte des états du ciel. À travers la figure 2 présentant les pourcentages des différents types de temps sur la période 1778-1815, l'étude souligne les temps dominants en fonction des mois.

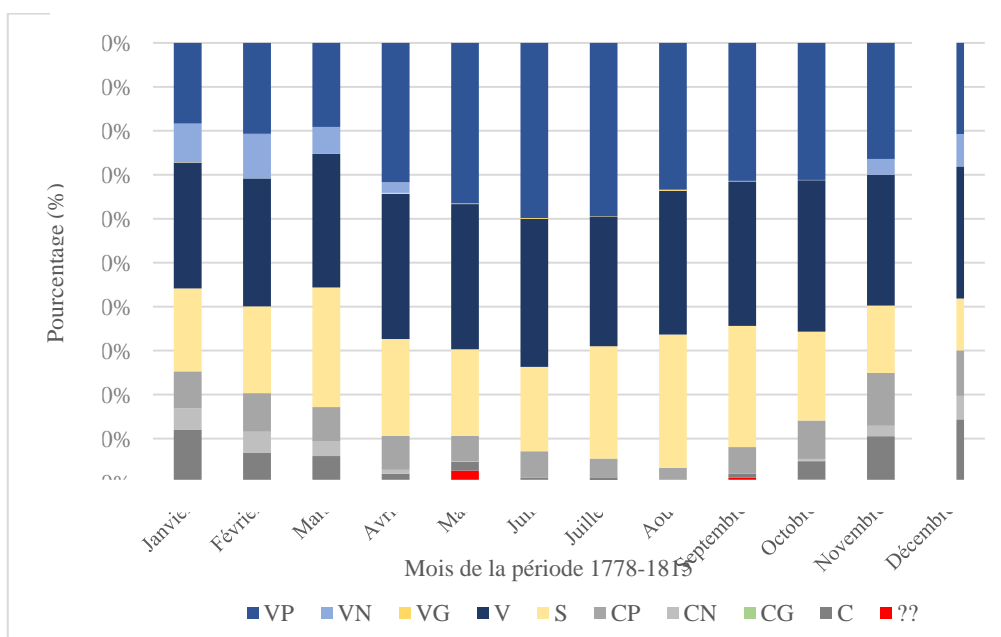


Figure 2. Représentation en histogrammes des pourcentages des types de temps par mois sur la période 1778-1815 avec la deuxième typologie adoptée.

Les précipitations y représentent plus de 30% des états du ciel, avec 29% pour les météores pluvieux. En termes de nébulosité, le temps est majoritairement variable, puis couvert et enfin serein.

Ces derniers représentent environ 21% de l'ensemble des types de temps perçus entre 1778 et 1815. Des disparités mensuelles sont visibles (figure 3). Les mois de mars, juillet, août et septembre ont les plus forts pourcentages de temps serein. Décembre est celui en ayant le moins, avec trois fois moins d'états du ciel sereins recensés comparativement au mois d'août, sans doute à cause de la présence accrue de brouillards radiatifs durant les mois froids.



Figure 3. Représentation en histogrammes des pourcentages de type de temps qualifiés de sereins par mois sur la période 1778-1815 avec la deuxième typologie adoptée.

Aussi est-il intéressant d'évoquer les pourcentages des précipitations de tous types (pluie, neige, grêle) et nébulosités (couvert, variable) confondus entre 1778 et 1815. Sur la figure 3, les mois les plus riches en précipitations correspondent à la saison estivale (situations convectives, voire « retours d'Est », qui se présentent comme « la pénétration sur le Haut-Rhin d'air chaud et très humide (...) venant de la Méditerranée et ayant contourné l'arc alpin

par l'est » (Météo-France, 2003)) et au début de l'hiver (passages de fronts successifs), alors que les plus privés de précipitations correspondent au mois de mars et au début de l'automne. Sans doute en lien avec les situations d'abri à l'ouest des Vosges et de l'effet de Foehn ayant cours lors d'épisodes fortement venteux du sud plus prononcés durant ces mois ? Sur la période concernée, les pourcentages vont de 7 à 9% pour tous les types de précipitations (figure 4). Cependant, les météores liquides et solides se distinguent logiquement en fonction de la saison observée. La neige est recensée de novembre à avril et la grêle est plus importante les mois de janvier, avril et août. Ici, il faut souligner que le mot « grêle » tel qu'employé par Meyer correspond très certainement aussi au grésil des mois froids.

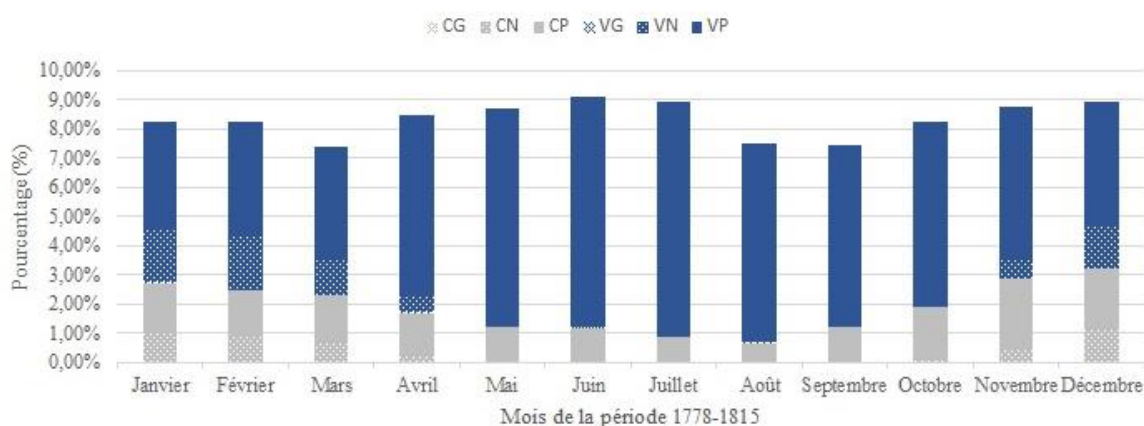


Figure 4. Représentation en histogrammes des pourcentages de précipitations toutes sources confondues par mois sur la période 1778-1815 avec la deuxième typologie adoptée.

3. Discussion

Les différentes typologies ont permis de repérer les types de temps dominants et « secondaires » entre 1778 et 1815 à Mulhouse. Les variations relevées distinguent les mois des uns et des autres en des ambiances climatiques. La fréquence et la récurrence des temps sereins, qui correspondent également à des temps calmes, illustrent en partie les spécificités saisonnières. À l'instar des temps plus agités, tels que ceux impliquant des précipitations solides ou liquides.

L'étude a montré, par ailleurs, que les cieux les plus couverts sont majoritairement relevés d'octobre à avril, avec un pic en décembre-janvier, au cœur de l'hiver météorologique. D'autres types de nébulosités et de précipitations permettent de dresser le portrait observé par Meyer à Mulhouse : selon les pourcentages obtenus, le temps est généralement plus variable et couvert que serein à la fin du XVIII^e et au début du XIX^e siècle. Il resterait à fouiller cette analyse.

Toutefois, l'échelle mensuelle adoptée pour la période 1778-1815 lisse pour beaucoup les résultats. En se concentrant sur des années en particulier il est possible d'en déceler des caractères météorologiques plus prononcés : c'est le cas de 1806 qui correspond à l'année la plus riche en précipitations. En outre, les typologies utilisées restent à affiner pour en extraire les informations les plus pertinentes possibles. Inclure les températures pourrait donner un meilleur aperçu. En prenant en compte toutes ces données et la direction du vent, il sera aussi possible de reconstituer au mieux les conditions synoptiques avec le passage des fronts, malgré l'absence d'observations nocturnes ce qui nécessitera de déduire des états du ciel au mieux en fonction de l'observation du soir et du matin et de la dynamique des fronts connue pour cette région.

Quant aux histogrammes, leurs pourcentages doivent être considérés avec un certain recul : puisqu'ils incluent l'ensemble de la période étudiée, ils recourent aussi les données manquantes.

Conclusion

Ces connaissances permettent aujourd'hui d'apporter un éclairage intéressant sur les conditions climatiques liées à la nébulosité et aux précipitations au sud du fossé rhénan entre le XVIII^e et le XIX^e siècle, en utilisant une méthodologie encore très peu utilisée en climatologie historique, mettant l'accent sur des états du ciel et des données qualitatives. Les observations météorologiques menées par Daniel Meyer sont, comme toutes celles de météophiles, de nature subjective, tant dans la perception que dans la réalisation des mesures. Toutefois, elles constituent des sources de référence pertinentes et couvrent une très longue période. Ces apports permettent de mieux connaître le climat passé de Mulhouse et d'envisager le perçu autant que le vécu de ces fluctuations météorologiques et la survenue d'extrêmes climatiques.

Remerciements

Morgane Hentzen voudrait remercier le LIVE de Strasbourg, UMR 7362 CNRS, Ranulf Griffiths, Sylvain Alquier, Sophie Guth et Tristan Souchet.

Bibliographie

Cantat O., 2015. *Étude de climatologie physiologique et appliquée. Proposition méthodologique pour une approche globale et objective des types de temps en France métropolitaine*. Soutenance HDR. Vol. 3, Université Paris-Diderot, 262 p.

Cotte L., 1774. *Traité de Météorologie*. Paris : Imprimerie Royale, 599 p.

Cotte L., 1788. *Mémoires sur la météorologie, pour servir de suite et de supplément au Traité de météorologie publié en 1774*. Paris : l'Imprimerie Royale, 565 p.

Frisinger H., 1977. *The History of meteorology: to 1800*. New York: American Meteorological Society, 148 p.

Météo-France, 2003. *Analyse succincte du climat du Haut-Rhin*. URL: http://www.haut-rhin.chambagri.fr/fileadmin/images_ca68/Visuels/AnalyseSuccincteClimat68.pdf

Vigneau J-P., 2004. Un siècle de « type de temps ». *Norwis*, **191**, 11-13.

VARIABILITE SPATIALE DES TEMPERATURES MAXIMALES A NICE ENTRE MAI ET SEPTEMBRE 2015

MARTIN N. ¹

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

Résumé : Des mesures itinérantes de températures réalisées à vélo entre mai et septembre 2015 à Nice ont été réalisées. Ces campagnes de mesures se sont déroulées pendant 46 jours entre 14h30 et 16h afin de tenter de mesurer les températures maximales dans Nice et ses alentours durant les heures les plus chaudes de la journée. La base de données constituée de toutes ces campagnes de mesures, et pour chacune d'elle de plus de 750 points, est traitée à l'aide d'une analyse en composante principale. Ainsi plusieurs configurations spatiales sur la variabilité des températures dans la ville sont mises en valeur. La 1^{ère} composante résume l'aspect moyen durant l'ensemble des jours et permet d'apprécier la forte influence de l'environnement sur les champs thermiques : l'exposition des versants à l'ouest renforce la chaleur et, à l'inverse, la proximité immédiate du littoral radoucit l'ambiance. La 2^e composante permet de constater que durant plusieurs jours le littoral et l'intérieur s'opposent : l'un et l'autre sont tour à tour plus chauds ou plus frais.

Mots-Clés : mesures itinérantes, configuration spatiale des températures, réanalyses ERA-Interim.

Abstract: *Spatial variability of maximal temperatures in Nice between May and September, 2015.* Itinerant measures of temperatures realized on a bicycle between May and September, 2015 in Nice were realized. These campaigns of measures took place during 46 days between 2:30 pm and 4 pm to try to measure the maximal temperatures in Nice and its surroundings during hours the hottest of the day. The database constituted by all these campaigns of measures, and for each of her of more than 750 points, is treated by a principal component analysis. So several spatial configurations on the variability of the temperatures in the city are highlighted. The 1st component summarizes the average aspect during all the days and allows to appreciate the strong influence of the environment on the temperatures: the exposure of hillsides on the West strengthens the heat and, on the contrary, the immediate closeness of the coast softens the atmosphere. The 2nd component allows to notice that for several days the coast and the inland are alternately hotter and cooler.

Keywords: *itinerant measures, spatial configuration of the temperatures, ERA-Interim reanalysis*

Introduction

La mesure de la température constitue l'une des observations du temps la plus simple qui soit. Equipé d'un thermomètre, le suivi et si possible l'enregistrement de cette variable météorologique se fait depuis de multiples décennies, voire depuis plusieurs siècles, partout à travers le monde. Cependant cette mesure n'est que ponctuelle dans l'espace, réalisée à partir d'une station fixe, elle ne permet pas d'établir un avis éclairé sur la variabilité spatiale du champ thermique. Certes des techniques de spatialisation partant d'un réseau de mesures ponctuelles permettent de créer de cartes avec des valeurs continues (comme la régression multiple qui n'est pas fondée sur l'autocorrélation spatiale), mais il s'agit alors de modèles, et non plus d'observations nécessairement plus fidèles au phénomène. Cette étude propose donc de partir de la mesure des températures à vélo en continu dans l'espace afin de capter à très fine échelle leur distribution dans la ville de Nice et ses environs.

Outre la mesure éventuelle d'un îlot de chaleur urbain (Carrega, 1994), cette approche met en valeur l'influence de l'environnement immédiat sur la température, cet environnement qui façonne notre ressenti de la chaleur, celui qui module de manière non négligeable le « niveau de fond thermique » journalier de la masse d'air. La morphologie d'une ville et ses aménagements, la forme des rues et du bâti, leur orientation générale, le type de matériaux utilisés et leurs couleurs dominantes, la présence ou non de végétation ou de points d'eau influencent le climat urbain (Kastendeuch et Najjar, 2015). Les vents dominants sont canalisés ou stoppés par l'artificialisation de l'espace conduisant à des ambiances thermiques

fort contrastées, et l'impact sanitaire d'une vague de chaleur est aggravé par des facteurs urbains, notamment par synergie avec la pollution de l'air (Besancenot, 2002). Alors même que les stations météorologiques sont souvent implantées pour des raisons historiques en dehors des centres urbains, des mesures itinérantes de températures dans cet espace trouvent toute leur place.

1. Données et méthodes

1.1. Campagnes de mesures itinérantes

1.1.1 Instruments de mesures

Les mesures sur le terrain ont été enregistrées par un thermomètre EL-EnviroPad-TC choisi pour sa grande réactivité temporelle. En effet le but de l'étude étant de mesurer la température tout en se déplaçant, il était important de disposer d'un outil au temps de réponse rapide afin de capturer la température du lieu traversé à l'instant t sans décalage spatial entre la mesure et les coordonnées GPS (couple de données enregistré toutes les 10 secondes). Cet instrument a été fixé sur le cintre d'un vélo à plus de 1 m au-dessus du sol en veillant à ne pas exposer la sonde directement au rayonnement solaire (figure 1 à gauche). Les normes internationales de l'Organisation Mondiale de la Météorologie n'ont pas pu être respectées dans ces conditions, et de ce fait, toutes comparaisons de ces données avec celles des stations fixes de Météo-France n'ont pas lieu d'être. Cependant le protocole de mesure est le même lors de chaque campagne ce qui offre la possibilité d'analyser à la fois la variabilité spatiale des températures sur l'ensemble du tracé chaque jour et de traiter de la variabilité temporelle des températures au cours des 4 mois de mesures.

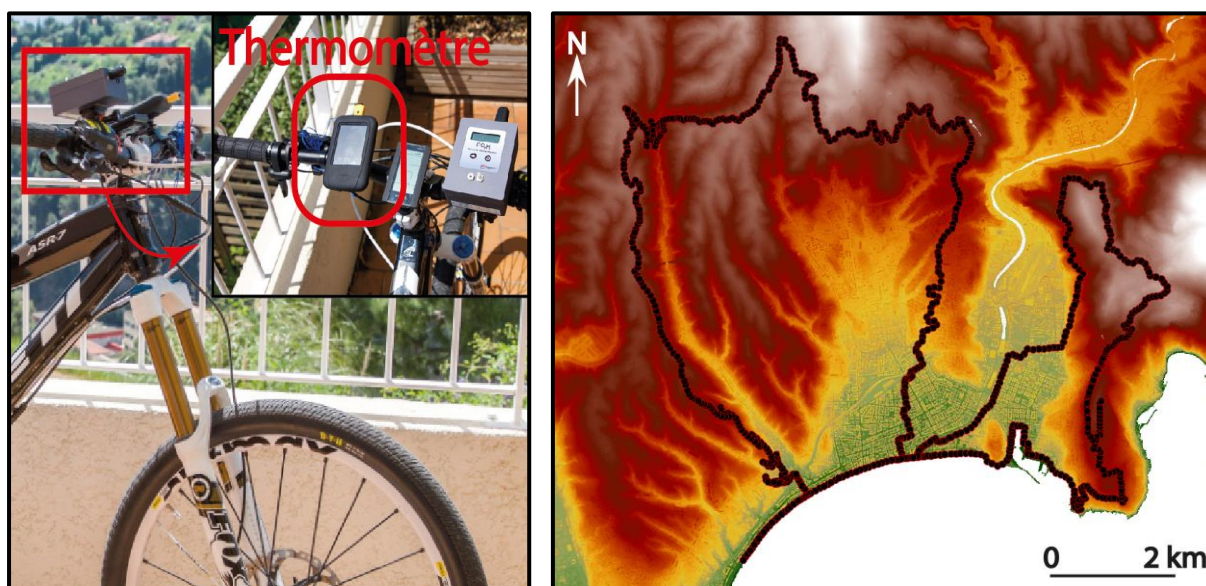


Figure 1. Dispositif de mesure des températures embarqué à vélo et itinéraire suivi lors des campagnes de mesures entre mai et septembre 2015 à Nice et ses environs.

1.1.2 Parcours suivis

L'itinéraire suivi fut le même pour l'ensemble des jours de mesures (figure 1 à droite) ; les 50 km parcourus permettent de traverser différents types d'espace, 100% artificialisés dans l'urbain dense ou plus naturels sans l'être totalement dans les parties nord du tracé. L'environnement physique du parcours est très variable grâce à une topographie accidentée très proche du littoral proposant des altitudes et des expositions diverses propices aux études topoclimatiques à fine échelle. Enfin le bitume sombre fut le revêtement de surface le plus rencontré avec seulement quelques kilomètres sur un chemin de terre très claire et quelques

dizaines de mètres sur de la pelouse très bien entretenue, et donc humide, même en plein cœur de l'été.

1.2. Traitement statistique par analyse en composantes principales

Pour extraire les informations principales de la matrice de températures ainsi construite, 46 colonnes (variables) et 777 lignes (observations) correspondant respectivement aux jours et aux points de mesures, le recours à une analyse en composante principale a été décidé. Ce traitement vise à réduire le nombre de variables, c'est-à-dire dans notre cas le nombre de jours en rassemblant autour d'une composante principale les jours semblables, tout en effectuant ensuite pour chaque axe factoriel un regroupement des observations, et donc ici des points de mesures. Autrement dit cette étape de calcul pourrait produire diverses configurations spatiales des températures à Nice en fonction des conditions météorologiques durant ces 4 mois de mesures.

Seules les 5 premières composantes principales obtiennent des valeurs propres supérieures à 1 (critère de sélection selon le test de Kaiser), ce qui signifie que les autres axes factoriels, pris individuellement, résument moins d'information que celle contenue au sein d'une journée de mesures. Par ailleurs l'observation graphique de la décroissance des valeurs propres montre une rupture de pente dès la 3^e composante (critère de sélection selon le test de Catell). Ainsi seuls ces 3 axes factoriels sont interprétés. Ils regroupent 61% de la variabilité des températures mesurées durant ces 46 journées.

Tableau 1. Valeurs propres et variabilités associées aux dix premières composantes principales de l'ACP sur les mesures itinérantes de températures à Nice entre mai et septembre 2015.

Axe factoriel	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10
Valeur propre	17.2	8.6	2.4	1.8	1.1	1	0.9	0.8	0.7	0.6
Variabilité en %	37.3	18.6	5.3	3.8	2.4	2.1	2	1.7	1.5	1.4
Variabilité cumulée en %	37.3	55.9	61.2	65	67.4	69.5	71.4	73.1	74.6	75.9

2. Résultats et discussion

Parmi les 3 axes factoriels analysés, le 1^{er} synthétise l'ensemble des jours de mesures en produisant la configuration spatiale moyenne obtenue durant les 4 mois ; le 2^e axe propose une configuration spatiale des températures opposant le littoral à l'intérieur et enfin le 3^e axe illustre une dichotomie thermique entre l'Est et l'Ouest du parcours suivi.

2.1. F1 : l'aspect moyen

Le premier axe factoriel réunit 37% de la variabilité spatiale et temporelle des températures relevées. Les 46 variables (jours) sont fortement corrélées positivement entre elles ainsi qu'avec cet axe (il s'agit d'un facteur taille, caractéristique fréquente sur la première composante). Par calcul, et puisque la matrice initiale ne regroupe qu'une seule unité de mesure (des degrés Celsius), les scores des observations pour F1 sont proportionnels à la moyenne des températures en chaque point de l'itinéraire sur les 46 jours. Il s'agit donc de la configuration spatiale la plus récurrente (haut de la figure 2).

Globalement l'amplitude thermique est de 4°C sur les 50 km parcourus, avec tout juste plus de 24°C à l'extrême Est de la boucle (point le plus élevé en altitude également), et plus de 28°C sur le versant sud-ouest de la colline de Cimiez. Trois facteurs donnent l'impression de régir la variabilité spatiale thermique moyenne. Premièrement les versants exposés à l'ouest ressortent plus chaud que ceux dont l'orientation est autre. Etant donné les heures de relevés (14h30 à 16h), cette constatation s'explique par l'absorption au sol de l'énergie solaire et son impact sur la chaleur sensible, et il en aurait été autrement si les enregistrements

avaient été fait en cours de matinée par exemple. Deuxièmement le littoral est plus frais que le reste des espaces sondés (25,5 à 26°C) ; en cours d'après-midi la brise de mer limite la hausse de la température sur la bande côtière alors que l'intérieur ne bénéficie rapidement plus de cet apparent climatiseur naturel (apparent car l'humidité advectée en même temps n'améliore en rien le confort thermique). Enfin la notion d'encaissement régit également en partie les champs thermiques : les espaces fortement encaissés, topographiquement ou artificiellement à cause de l'urbanisation, accumulent bien plus la chaleur à cause de la présence de nombreuses surfaces absorbantes et/ou réfléchissantes de l'énergie solaire.

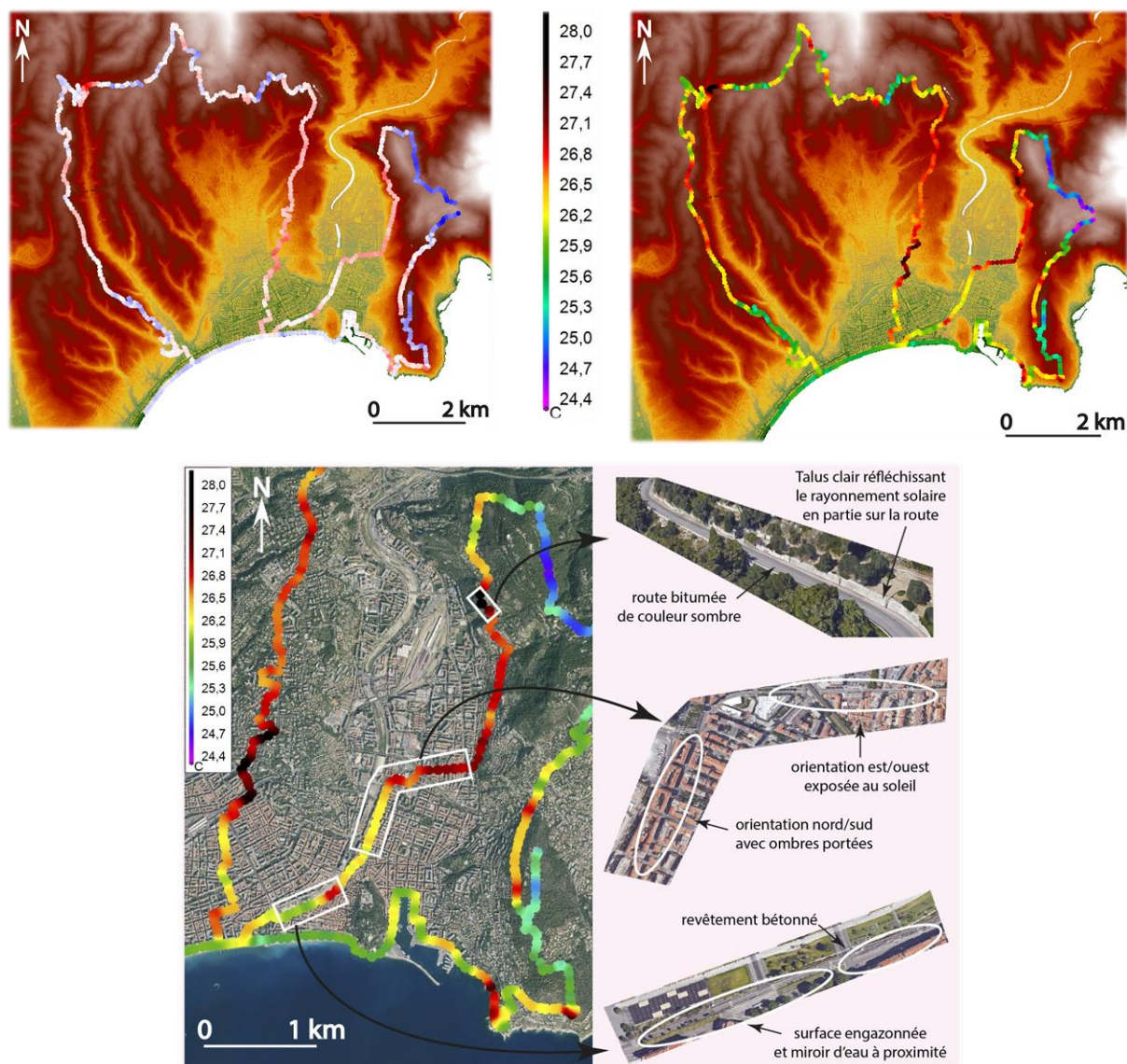


Figure 2. En haut à gauche cartographie des scores des observations sur la 1^{ère} composante principale de l'ACP sur les 46 jours de mesures de températures entre mai et septembre 2015 à Nice (en rouge scores nettement positifs et en bleu scores nettement négatifs, proches de 0 en blanc). En haut à droite configuration moyenne des températures associées à cette 1^{ère} composante. En bas illustration de l'influence de l'environnement immédiat sur les températures moyennes mesurées durant les 46 jours.

Par ailleurs l'occupation du sol influence aussi les températures : le passage d'un sol artificialisé, et plutôt à fort albédo (gris clair), à une surface engazonnée fait chuter la température en moyenne d'1°C sur les 46 jours de mesures (bas de la figure 2, Briche et al., 2016). Le choix des aménagements urbains a donc un impact thermique palpable.

2.2. F2 : l'opposition littoral / intérieur

Le deuxième axe factoriel résume 18,5% de la variabilité interne de la base de données. Moins de journées sont fortement corrélées avec cet axe F2 : les 18 août et 31 mai obtiennent un coefficient de corrélation (r) d'environ -0.75 tandis que le 8 août et les 4 et 6 juin ont un r de 0,78 à 0,7. Les scores des observations indiquent clairement une configuration spatiale opposant le littoral et l'intérieur des terres (figure 3). Pour preuve la corrélation calculée entre ces scores et la distance à la mer s'élève à 0,86 et à 0,85 avec le modèle numérique d'élévation.

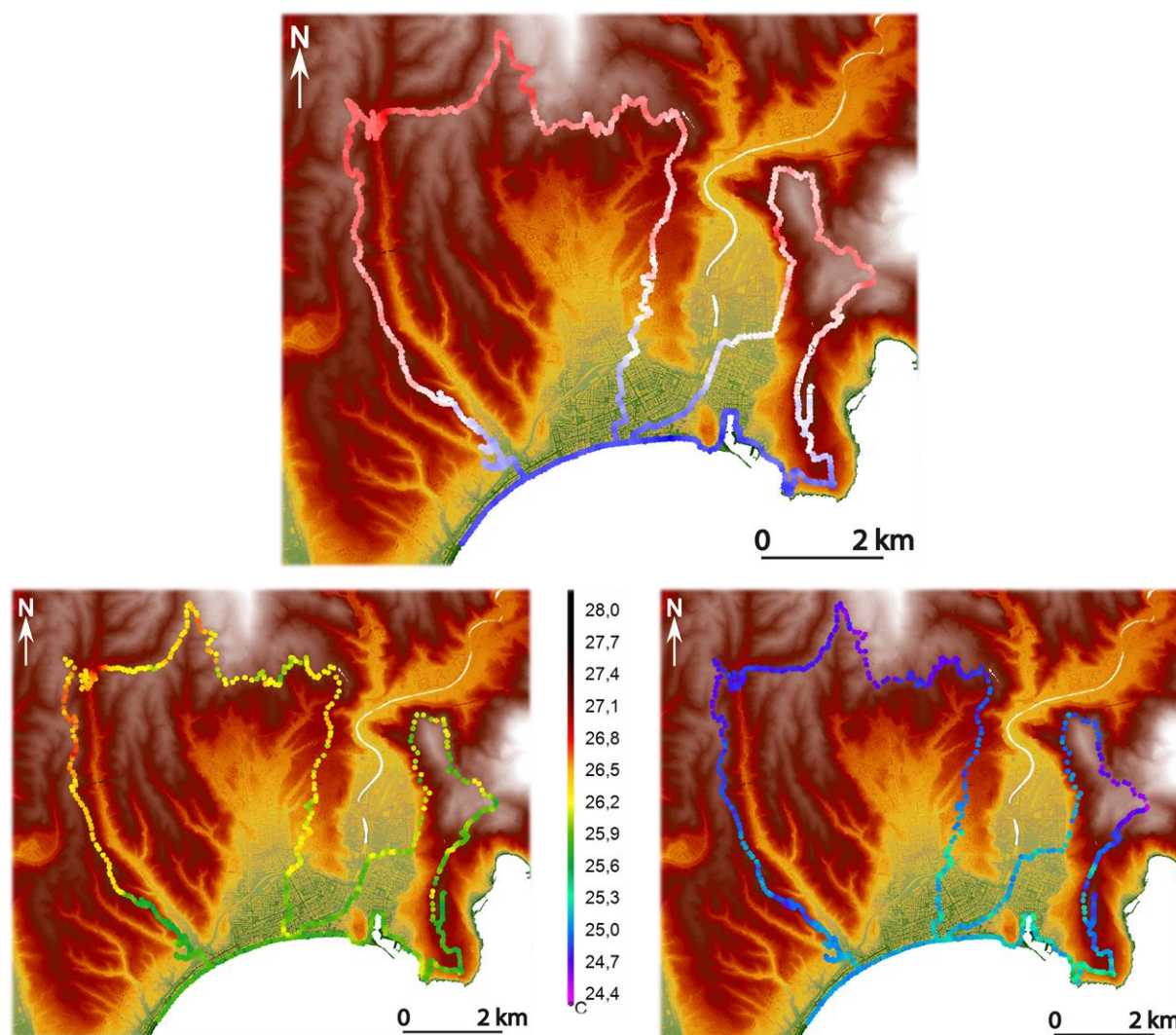


Figure 3. En haut cartographie des scores des observations sur la 2^e composante principale de l'ACP sur les 46 jours de mesures de températures entre mai et septembre 2015 à Nice (en rouge scores nettement positifs et en bleu scores nettement négatifs, proches de 0 en blanc). En bas cartographie des températures mesurées le 4 juin 2015 (à gauche) et le 31 mai 2015 (à droite).

Cette configuration spatiale du champ thermique suggère probablement des épaisseurs de couche limite atmosphérique différentes au-dessus de la mer Méditerranée et au-dessus du continent. Il y a classiquement toujours un écart pour ce paramètre météorologique entre ces deux espaces puisque la convection thermique est bien plus marquée en journée sur le continent, cependant cet écart est plus ou moins intense. Or ces journées marquées par des températures littorales bien plus basses que dans l'intérieur sont caractérisées par des hauteurs de couche limite au-dessus de la mer de l'ordre de 300 à 400 m selon les réanalyses ERA-Interim (Dee et al., 2011), alors qu'à l'inverse ces valeurs peuvent atteindre 900 à 1000 m les

jours où cette configuration thermique est inversée ou annulée. La vitesse du vent et la température de la mer ont aussi une part de responsabilité : la brise de mer est plus forte en fin de printemps et début d'été que par la suite ; alors même que la température de surface de la mer augmente et que la vitesse de la brise diminue, les températures littorales augmentent proportionnellement plus que les températures intérieures. Il faut donc s'attendre statistiquement à observer des températures littorales bien plus fraîches que dans l'intérieur plus fréquemment en mai et juin que par la suite.

2.3.F3 : dichotomie Est / Ouest

Le troisième axe factoriel résume 5,3% de la variabilité interne de la base de données. L'information contenue par cet axe est relative à un faible nombre de jours. La cartographie des scores des observations indique des différences notables entre l'est et l'ouest du parcours. Seuls les 22 et 23 mai puis les 8 et 16 juin obtiennent des corrélations moyennement élevées comprises entre 0,42 et 0,6. Cette configuration spatiale est moins aisée à interpréter, les températures sont plus faibles dans la moitié nord-est ; il semblerait que cela soit dû à la présence d'une couverture nuageuse d'altitude, cirrocumulus d'enclume de cumulonimbus, induite par des développements orageux dans l'est des Alpes-Maritimes. Ainsi la partie du parcours plus à l'ombre est plus fraîche que le reste du territoire sondé.

Conclusion

Ces mesures de températures à vélo à très fine échelle dans un espace urbain littoral et accidenté topographiquement montrent la grande variabilité de ce paramètre météorologique, et ce même sur de très faibles distances. Or cette variable revêt une importance centrale dans la notion de confort thermique un fois combinée à l'humidité. Ainsi ces campagnes de terrain permettent de (re)préciser quelques règles de bon sens pour prémunir notre santé face aux excès thermiques estivaux : l'exposition ouest est à éviter car contrairement à l'exposition sud elle ne bénéficie pas de grands angles d'incidence solaires dès le milieu d'après-midi, et le rayonnement pénètre beaucoup dans les habitations (critère recherché l'hiver seulement, et cette fois-ci les expositions sud bénéficient de cet apport radiatif). De plus les espaces mal ventilés car encaissés et/ou loin du littoral connaissent plus de paroxysmes thermiques estivaux. Il est intrigant scientifiquement de constater qu'un grand secteur économique comme l'immobilier ne se préoccupe quasiment pas de ces aspects climatiques naturels en privilégiant encore largement les biens exposés plutôt à l'ouest que ceux exposés à l'est, à grand renfort de climatiseurs énergivores, notamment autour de la Méditerranée.

Bibliographie

- Besancenot J-P., 2002. Vagues de chaleur et mortalité dans les grandes agglomérations urbaines. *Environnement, Risques et Santé*, **1**, 229-40.
- Briche E., Martin N. et Dahech, S. (2016). Observation systems and urban climate modelling. In *The Mediterranean Region under Climate Change: a scientific Update*, 445-453.
- Carrega P., 1994 : *Topoclimatologie et habitat*. Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée, Revue de Géographie du la boratoire d'analyse spatiale Raoul Blanchard, 408 pages.
- Dee, D. P. et al., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quaternary Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 553-597.
- Kastendeuch P. et Najjar G., 2015. Une simulation des interactions ville-atmosphère à différentes échelles : application à Strasbourg. *Climatologie*, **12**, 44-64.

LES INONDATIONS À CURITIBA/BRÉSIL : APPROCHE SPATIO-TEMPORELLE FINE ASSOCIÉE À LA DYNAMIQUE CLIMATIQUE

MENDONÇA F. A.⁽¹⁾, BUFFON E. A. M.⁽¹⁾

(1) Université Fédérale du Paraná – Brésil, LABOCLIMA – Laboratoire de Climatologie, Centre Polytechnique – Ed João Jose Bigarela l. 210. 81531-970. Curitiba/PR. Brésil [chico@ufpr.br]; [eambuffon@gmail.com].

Résumé : Le présent travail analyse la relation entre la dynamique climatique, la configuration spatio-temporelle des précipitations et les cas d'inondations à Curitiba (Brésil). Nous avons sélectionné 32 cas d'inondation pour l'analyse, en particulier deux d'entre eux (liés à la Masse d'air Tropicale atlantique – MTa - (été) et le front froid – FF - (automne)). L'approche préconisée combine les statistiques descriptives à l'analyse rythmique des types de temps (échelle horaire et toutes les 15 minutes). Les principaux résultats sont : 1) les inondations avec des victimes se produisent lorsqu'il y a la MTa et des FF et, principalement, en été ; 2) les valeurs des précipitations extrêmes lors d'inondations sont concentrées dans l'espace, ce qui entraîne un écart-type important des valeurs des précipitations. L'étude réaffirme l'importance d'intégrer les données de surveillance spatiale avec la dynamique climatique qui caractérise les inondations au Brésil.

Mots-clés : Événements extrêmes, systèmes atmosphériques, désagrégation de données, spatialisations, Curitiba.

Abstract: Flooding in Curitiba /Brazil: a fine spatio-temporal approach associated with climate dynamics. This study analyzes the relationship between climate dynamics, spatio-temporal precipitation patterns and flood events in Curitiba (Brazil). We selected 32 flood cases for the analysis, in particular two of them (related to the atlantic Tropical air Mass – aTM - (summer) and cold fronts – CF - (autumn)). The method is the descriptive statistic associated with the rhythmic analysis of weather types (hourly scale and every 15 minutes). The main results: 1) Floods with victims occur under MTa and CF and, mainly, in summer; 2) Extreme precipitation values in floods are localized in space, resulting in a large standard deviation of precipitation values. The study reaffirms the importance of integrating spatial monitoring studies with the detailed climatic dynamics that configure floods in Brazil.

Key-words: Extreme Events, Atmospheric Systems, Data Disaggregation, Spatialisation, Curitiba.

Introduction

Le Brésil enregistre constamment des inondations dans les zones urbaines mais une augmentation significative de leur nombre au cours des dernières décennies a été observée. Les études sur ce problème confirment cette tendance à la hausse et plusieurs d'entre elles visent à contribuer à la réduction des impacts des inondations à court, moyen et long terme.

Les plus grandes difficultés dans l'analyse des facteurs (physiques, sociaux et environnementaux) qui contribuent à la survenance des inondations sont directement liées aux problèmes d'échelle des données, tant avec des données de télédétection (SAUSEN et NARVAES, 2015) qu'avec des données des précipitations (SUDERHSA, 2002). La précision de la cartographie des simulations d'inondation dépend de l'échelle cartographique (résolution des images recueillies dans les levés photogrammétriques aériens), cependant les correspondances d'interpolation des précipitations ont disparu en l'absence d'un réseau dense de stations et du plus petit intervalle d'enregistrement de données (toutes les 15 minutes et toutes les heures).

La plus grande disponibilité de données sur les précipitations disponibles pour les études scientifiques au Brésil provient des stations conventionnelles de l'ANA (Agence Nationale de l'Eau) au pas de temps journalier. Cependant, ces dernières années, le nombre de stations a commencé à changer avec la prolifération des stations automatiques du réseau de l'INMET (Institut National de Météorologie) et l'ajout de pluviomètres automatiques du CEMADEN (Centre National de Surveillance des Catastrophes Naturelles et des Alarmes), toutes les heures et toutes les 15 minutes.

Longley et al. (2013, p.5) soulignent que « l'échelle ou le niveau de détail géographique est la propriété essentielle de tout projet SIG ». En ce sens, considérant que l'analyse et la gestion des inondations dans les zones urbaines sont accompagnées d'une dimension spatiale, l'échelle ou le niveau de détail des données est décisif pour une meilleure représentation de la réalité.

Dans cette optique, le présent travail est présenté comme une amorce de discussion afin de réaffirmer l'importance de travailler avec des données de précipitations représentatives de l'échelle de temps (dimension temporelle) et d'espace (dimension spatiale). Ainsi, une tentative a été faite pour analyser la dynamique climatique associée à la configuration spatio-temporelle des précipitations qui sont associées à des inondations dans la ville de Curitiba, au sud du Brésil.

1. Méthodes et techniques

La première étape de cette recherche fut la collecte de données sur l'occurrence des crues et des inondations dans la ville de Curitiba (enregistrées par la Coordination de la Défense Civile de l'État du Paraná). Après cela, des cas d'inondations comportant au moins une personne affectée ont été sélectionnés. Au total, 34 cas ont été enregistrés, dont deux ont été exclus dû à l'absence de données statistiques pour les dates de ces inondations.

Ainsi, nous avons utilisé des données de précipitations enregistrées dans la ville de Curitiba et dans les environs grâce à des stations automatiques du CEMADEN (Centre National pour les Alertes de Surveillance et de Catastrophe) pour la période de 2016 et 2017, ce qui représente un total de 43 stations pour les données de 2016 et 41 stations pour 2017. Les données d'une station automatique du SIMEPAR (Système Météorologique du Paraná) pour la période 2010-2017 ont été utilisées pour l'analyse globale.

La deuxième étape de la recherche a consisté à faire l'analyse de la dynamique du climat, à travers l'analyse rythmique des types de temps (Monteiro, 1971), identifiant ainsi les systèmes atmosphériques actifs dans chacun des événements. Pour cela, des cartes synoptiques du Ministère de la Marine et des images satellitaires infrarouges du CPTEC (Centre de Prévision Météorologique et d'Etudes Climatiques) ont été utilisées.

La troisième étape se rapporte à la détermination de deux événements pour analyser la configuration de la précipitation dans une approche spatio-temporelle fine. Ainsi, deux événements ont été sélectionnés: ils sont datés du 22/02/2016 et du 06/06/2017. Ces événements ont été définis en tenant compte des critères suivants : 1) les différents systèmes atmosphériques actifs, 2) les données à spatio-temporelle l'échelle fine (temps d'enregistrement et effectif dense de stations - 41 stations), 3) des valeurs supérieures à 45 mm/h, 4) plusieurs années. Pour ces événements, les quantités de précipitations totales quotidiennes et celles reçues sur une période de deux heures (16:00-18:00) ont été spatialisés pendant l'événement. La durée de l'événement a été définie à partir des enregistrements de pluie consécutive, en considérant la station la plus centrale de la zone, et l'intervalle minimum d'une heure.

La quatrième étape a été le développement de la cartographie et l'analyse statistique de la situation spatio-temporelle des précipitations dans ces deux événements sélectionnés pour l'analyse. Les cartes ont été développées en utilisant le logiciel ArcGIS 10.3.1, par l'interpolation des données dans l'extension Geostatistical Analyst (option Assistant géostatistique du krigeage), (ISAACS & SRIVASTAVA, 1989). Pour l'analyse statistique, elle est basée sur les mesures de dispersion (variance d'échantillon et écart-type).

2. Résultats et discussion

2.1. La dynamique climatique à l'origine de l'inondation

Les inondations, même si elles peuvent être intensifiées par les activités humaines, sont des événements d'origine naturelle et directement associées aux conditions climatiques d'un lieu. Ces événements sont déclenchés par des pluies intenses (de courte ou de longue durée) qui résultent de la combinaison de différents phénomènes atmosphériques. Ainsi, compte tenu de la référence de Nimer (1989) et de Mendonça et Danni-Oliveira (2007) sur les principaux systèmes atmosphériques survenant dans le sud du Brésil, le tableau 1 a été élaboré, il indique les systèmes dominants et explicatifs de la dynamique climatique pour divers événements passés.

Tableau 1. Curitiba-PR: Caractérisation de cas d'inondations dans la ville.

Date	Personnes affectées	Pluie mm/24h	Pluie maximale mm/ 1h	Système atmosphérique
06/06/2017	4000	117,2	49,8	Front Froid (FF)
12/02/2017	100	44,4	18,8	Masse d'air Equatoriale Continentale
17/10/2016	24	27	25,2	Front Froid (FF)
22/06/2016	4	38	4,6	Masse d'air Polaire Atlantique/Instabilité tropicale
12/04/2016	64	13,2	8,2	Masse d'air Tropicale Atlantique
10/04/2016	1	36,6	24	Masse d'air Tropicale Atlantique
22/02/2016	62	77,8	55,6	Masse d'air Tropicale Atlantique
08/10/2015	28	36,4	20,2	Front Froid (FF)
27/05/2015	7188	21,2	6,2	Front Froid (FF)
11/03/2015	120	10,8	1,6	Masse d'air Tropicale Atlantique
08/02/2015	40	0,2	0,2	Masse d'air Tropicale Atlantique
04/02/2015	1960	40,2	21,2	Masse d'air Tropicale Atlantique/Instabilité tropicale
22/12/2014	41700	65	13	Front Froid (FF)
09/03/2014	108	38,2	16,2	Masse d'air Tropicale Atlantique
04/03/2014	4	24	20,2	Masse d'air Tropicale Atlantique
27/02/2014	12	27	9,8	Front Froid (FF)
12/01/2014	126	85,2	45,8	Front Froid (FF)
22/09/2013	60	46,4	9,6	Front Froid (FF)
20/06/2013	8545	76,8	10	Front Froid (FF)
16/03/2013	16	4,4	2,6	Masse d'air Tropicale Atlantique
20/02/2013	16	7,4	3,4	Masse d'air Tropicale Atlantique
07/02/2013	2	27,6	9,4	Masse d'air Equatoriale Continentale/ZCAS ¹
03/02/2013	5	16,2	13,4	Masse d'air Tropicale Atlantique
02/02/2013	60	29	25	Masse d'air Tropicale Atlantique
18/01/2013	2	9,2	5,8	Masse d'air Equatoriale Continentale/ZCAS
03/01/2013	5	0,2	0,2	Front Froid/Masse d'air Polaire Atlantique
10/10/2011	46	42,8	42	Front Froid (FF)
03/07/2011	5	57,4	9,4	Masse d'air Tropicale Atlantique
13/12/2010	15	118,4	29	Front Froid (FF)

Sources : COBRADE, CEMADEN, SIMEPAR. ¹ Zone de Convergence de l'Atlantique Sud (ZCAS)

Les données présentées dans le tableau 1 permettent de conclure que 44,8% des événements ont été enregistrés en présence d'une Masse d'air Tropicale Atlantique (MTa), qui trouve son origine au centre des hautes pressions subtropicales de l'Atlantique, avec une température et une humidité élevée ; son action est observée toute l'année à Curitiba, surtout en été. Un autre système important dans le déclenchement des inondations est le front froid (FF), qui correspond à 41,4% des cas recensés. Ce système fonctionne toute l'année à Curitiba, il est le résultat de la rencontre d'air froid et dense avec de l'air chaud et moins dense, ce qui provoque des pluies qui peuvent être intenses ou persistantes sur une longue durée.

D'autres systèmes, comme la Masse d'air Équatoriale Continentale (MEc) associée à la Zone de Convergence de l'Atlantique Sud (ZCAS), la Masse d'air Polaire Atlantique (MPa) associée à l'Instabilité Tropicale (IT) ont également causé quelques cas d'inondations, mais moins elles sont moins fréquentes. On constate que le nombre total de personnes touchées pendant les événements déclenchés par ces systèmes marginaux est moins important, ce qui pourrait s'expliquer en partie par des précipitations plus localisées spatialement et de plus courte durée.

En ce sens, il est précisé que les inondations surviennent notamment en été (58,6%), suivie de l'automne (17,2%), du printemps (13,8%) et de l'hiver (10,3%). Les inondations avec le plus grand nombre de personnes touchées se sont produites en été et en automne.

2.2. Configuration des précipitations lors de deux inondations à Curitiba: approche spatio-temporelle fine

Les figures 1 et 2 ont été élaborées dans le but de démontrer la variation spatiale des précipitations à Curitiba, en considérant, à titre d'exemples, deux cas d'inondation. En outre, chaque figure montre les précipitations totales reçues en 24 heures, et le total pendant l'événement d'inondation (deux heures).

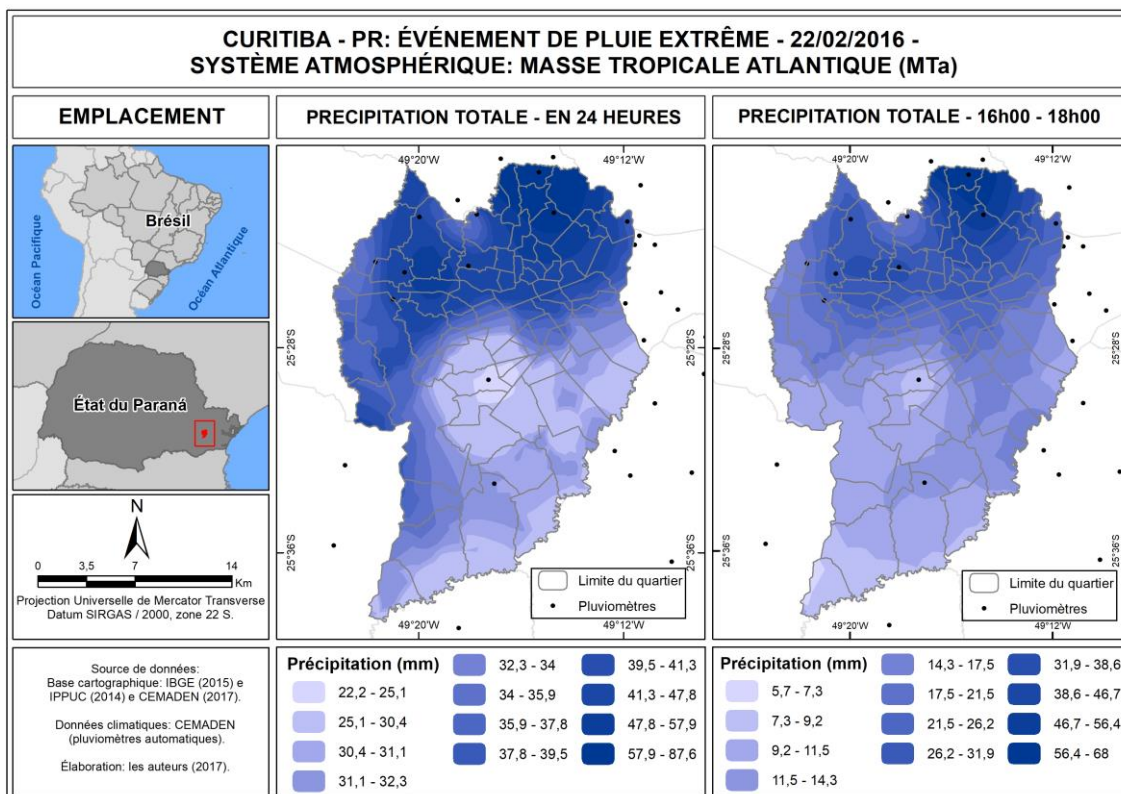


Figure 1. Curitiba - 22/02/2016: Précipitations totales (24h) et en période d'inondation (16h00-18h00).

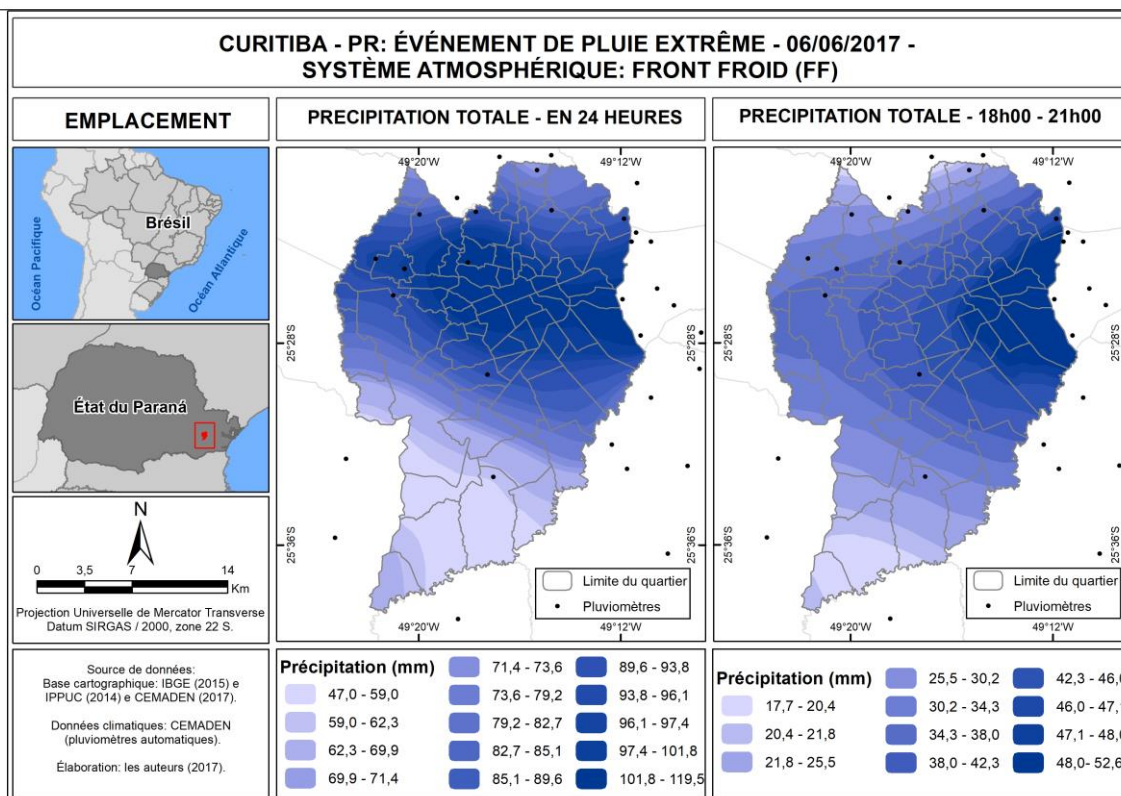


Figure 2. Curitiba - 06/06/2017: précipitations totales (24h) et en période d'inondation (16h -18h).

Afin de valider l'interpolation des précipitations, nous avons cherché dans les médias locaux des informations au sujet de cas d'inondations, qui puissent corroborer les données présentées dans les cartes (figures 1 et 2). Selon le RIC MAIS (2016) l'eau des pluies a inondé les rues à Curitiba le 22 février 2016, en particulier dans le nord surtout dans le quartier Alto da XV. Le 6 juin 2017, selon la Banda B (2017), de fortes pluies ont provoqué des inondations, en particulier dans les districts de la partie orientale vers le centre de la capitale, ce qui coïncide avec les pôles pluviométriques de la figure 2.

Les cartes produites selon une approche spatio-temporelle fine permettent d'identifier les zones les plus sensibles aux inondations à Curitiba dans les deux cas analysés. Les zones sont distinctes pour chacun des cas, ce qui peut être directement associé aux dynamiques climatiques (systèmes atmosphériques).

L'analyse statistique des valeurs de précipitations enregistrées dans les 11 stations réparties dans Curitiba aux périodes d'inondation (16h - 18h et 18h - 21h) met en évidence les faits suivants : 1) lorsqu'il est relié au MTa, l'écart type était de 18,62 mm, la variance étant de 346,9 mm ; 2) dans le cas du FF, l'écart était de 20,9 mm, la variance étant de 438,5 mm. Ces chiffres montrent que, même dans des conditions climatiques où les systèmes MTa et FF sont impliqués, les événements extrêmes de précipitations peuvent être très concentrés dans le temps et dans l'espace, d'où l'importance de travailler selon une approche fine afin de bien circonscrire les limites de chacun des événements menant à des inondations.

Les valeurs extrêmes mesurées (maximum et minimum) pour les précipitations survenues entre 16h et 18h (cas MTa) et 18h et 21h (cas FF) sur l'échelle de 15 minutes, sont les suivantes: 1) événement MTa: 15,2 mm et 2 mm; 2) événement FF: 15,4 mm et 3,2 mm. Ces valeurs démontrent l'existence d'une grande amplitude, qui souligne l'importance d'utiliser plus d'une ou deux stations dans la ville car cela est nettement insuffisant pour traiter les événements de précipitations extrêmes et leur variabilité spatiale et temporelle.

3. Conclusion

L'analyse des événements de précipitations extrêmes associés aux épisodes d'inondation nécessite une approche spatio-temporelle fine afin de mettre en évidence les zones les plus critiques dans différents contextes. Une analyse comme celle-ci peut aider à la gestion des problèmes d'inondation, afin de rechercher des alternatives pour prévenir les catastrophes résultant de tels phénomènes. Même avec seulement deux études de cas, ce travail démontre que la dynamique climatique est un facteur extrêmement important pour réaliser la cartographie des zones inondables. Cependant, le défi est de savoir comment considérer cet élément d'ordre qualitatif, sous la forme de représentation quantitative, qui sont des cartographies et des simulations.

Les résultats présentés ici soulignent que l'analyse effectuée dans la gamme quotidienne des données de précipitations et stations réparties à une distance de 13,5 km, tel que recommandé par l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale, 1994), ne sont pas suffisantes pour l'analyse du phénomène d'inondations urbaines. Dans les deux cas examinés qui ont été déclenchés respectivement par la MTa et la FF, la variance et l'écart type entre les 11 stations réparties à Curitiba ont été importants, ce qui démontre que les inondations sont des phénomènes à distribution localisée.

En conclusion, il semble qu'un approfondissement de l'association entre l'occurrence des inondations et la dynamique climatique est nécessaire, en particulier pour l'approche spatio-temporelle fine. Pour cela, il faut s'assurer d'une continuité de la surveillance horaire et à des intervalles de 15 minutes de la précipitation, ainsi que l'implantation de nouvelles stations, afin de permettre une analyse spatiale plus précise.

Bibliographie

- BANDA B. 2017. Forte chuva causa diversos alagamentos em Curitiba e região; veja fotos. **Banda B**, Curitiba-PR. Disponível em: <http://www.bandab.com.br/geral/forte-chuva-causa-diversos-alagamentos-em-curitiba-e-regiao-fotos-e-video/>, acesso em 28 de dezembro de 2017.
- ISAAKS, E.H.; SRIVASTAVA, R. M. **Applied Geostatistics**. New York: Oxford University Press, 1989.
- LONGLEY, P. A; GOODCHILD, M. F.; MAGUIRE, D. J; RHIND, D. W. 2013. **Sistemas e ciência da informação geográfica**. 3. Ed., Porto Alegre: Bookman.
- MENDONÇA, F. e DANNI-OLIVEIRA, I. M. 2007. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Contexto.
- MONTEIRO, C. A. de F. 1971. Análise rítmica em Climatologia – problemas da atualidade climática em São Paulo e achegas para um programa de trabalho. **Climatologia** vol. 1, São Paulo, n. 1.
- NIMER, E. 1989. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE.
- RIC MAIS. 2016. Chuva deixa ruas alagadas e causa transtornos em vários bairros de Curitiba. **Redação Ric Mais**, Curitiba-PR. Disponível em: <https://pr.riormais.com.br/dia-a-dia/noticias/chuva-deixa-ruas-alagadas-e-causa-transtornos-em-varios-bairros-de-curitiba/>, acesso em 28 de dezembro de 2017.
- SAUSEN, T. M.; NARVAES, I. da S. 2015. Sensoriamento remoto para inundação e enxurrada. In: SAUSEN, T. M. & LACRUZ, M. S. P. **Sensoriamento Remoto para desastres**. São Paulo: Oficina de Textos, p. 119-147.
- SUDERHSA - SUPERINTENDÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DE RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO AMBIENTAL. 2002. **Plano Diretor de Drenagem para a Bacia do Rio Iguaçu na Região Metropolitana de Curitiba**. Relatório Final – Volume 3 - Capacidade do sistema atual e medidas de controle de cheias. Tomo 3.2. – Estudos Hidrológicos – Metodologias e Hidrogramas Calculados. Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Paraná, Brasil.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. 1994. **Guide to Hydrological Practices, Data Acquisition and Processing, Analysis, forecasting and other Applications**. 5 ed. N 168, Geneva.

CYCLES DIURNES DE RAYONNEMENT SOLAIRE ET FORETS EN AFRIQUE CENTRALE

PHILIPPON N. ¹, CORNU G. ², GOND V ², MONTEIL L. ³, MORON V. ⁴, PERGAUD J. ⁵, SEZE G. ⁶, BIGOT S. ¹, CAMBERLIN P. ⁵, DOUMENGE C. ², FAYOLLE A. ⁷

¹ IGE, CNRS/UGA/IRD/Grenoble INP – Grenoble – France, nathalie.philippon@univ-grenoble-alpes.fr, sylvain.bigot@univ-grenoble-alpes.fr

² F&S, CIRAD – Montpellier – France, guillaume.cornu@cirad.fr, valery.gond@cirad.fr, charles.doumenge@cirad.fr

³ Département de Géographie, Université Laval – Québec – Canada, lou.monteil.1@ulaval.ca

⁴ CEREGE, CNRS/AMU/IRD – Aix en Provence – France, moron@cerge.fr

⁵ CRC, BIOGEOSCIENCES, CNRS/UB – Dijon – France, julien.pergaud@u-bourgogne.fr, pierre.camberlin@u-bourgogne.fr

⁶ LMD, CNRS/UPMC – Paris – France, genevieve.seze@lmd.jussieu.fr

⁷ AgroBioTech – Gembloux – Belgique, adeline.fayolle@ulg.ac.be

Résumé : *Les conditions d'éclairement prévalant en Afrique Centrale et leur impact potentiel sur les traits et le fonctionnement des forêts ont été peu étudiés. S'appuyant sur des estimations satellitaires horaires de rayonnement solaire incident, et tenant compte des interactions d'échelles entre cycle diurne et cycle saisonnier, nous montrons que le Gabon se démarque des autres parties d'Afrique Centrale par une saison sèche principale très déficitaire en lumière. En parallèle, une carte des forêts développée par le CIRAD montre que la plupart des forêts sempervirentes d'Afrique Centrale se localisent au Gabon. Nous postulons que le climat du Gabon peut abriter ces forêts en raison de la forte nébulosité qui s'y développe, réduisant la demande en eau mais aussi le ratio rayonnement direct / rayonnement diffus, favorable à la photosynthèse. Ces résultats et la méthodologie développée ouvrent la voie à de futures analyses sur les changements passés et futurs des climats sombres de la façade Atlantique de l'Afrique Centrale, et la vulnérabilité des forêts sempervirentes à ces changements.*

Mots-Clés : *rayonnement solaire, cycles diurnes, Afrique Centrale, forêts.*

Abstract: *Diurnal cycles of solar radiation and forests evergreenness in Central Africa. The sunlight conditions prevailing in Central Africa, and their potential impact on forests traits and functioning, have never been fully explored. Using satellite estimates documenting mostly the period 2005-2013, and accounting for scale interactions between the diurnal and annual cycles, we demonstrate that the seasonality of sunlight levels strongly vary across Central Africa forests. Gabon stands out with a main dry season strongly light-deficient, cool and moist. An original map of terra firme forest types developed by CIRAD shows that most of the evergreen forests of Central Africa develop in Gabon. We postulate that despite a mean annual precipitation amount below 2000 mm/yr, the Gabonese climate can harbor most of the evergreen forests of Central Africa because of a heavy cloudiness which reduces the water demand and decreases the direct to diffuse light ratio. These findings and the methodology developed pave the way for further analyses of the past and future changes in the light-deficient climates of Western Central Africa and the vulnerability of the evergreen forests to these changes.*

Keywords: *solar radiation, diurnal cycles, Central Africa, forests.*

Introduction

Les conditions climatiques sous lesquelles croissent les forêts d'Afrique Centrale sont encore mal connues car l'Afrique Centrale est l'une des régions climatiques les moins étudiées au monde. Son climat est perçu comme relativement uniforme avec de faibles gradients de précipitations, de même que ses forêts labellisées comme « forêts denses humides » à travers l'ensemble du bloc forestier (Verhegghen *et al.*, 2012). La distribution spatiale des pluies et leur évolution au cours du cycle annuel sont reconnues comme le principal facteur explicatif des variations spatiales et saisonnières de l'activité photosynthétique des forêts (Gond *et al.* 2013 ; Guan *et al.*, 2014). Cependant, des études récentes suggèrent que la disponibilité en lumière pourrait être contraignante durant certaines phases du cycle annuel (Guan *et al.*, 2013 ; Philippon *et al.* 2016). Or, aucune analyse des

conditions de luminosité qui prévalent en Afrique Centrale n'a encore été proposée. Dans cette étude nous essayons de répondre aux deux questions suivantes : quelles disparités observe-t-on dans le niveau de rayonnement solaire incident à travers le massif forestier d'Afrique Centrale ? En quoi ces disparités peuvent expliquer les disparités observées dans le type de forêts et en particulier les niveaux de déciduité ?

1. Données et méthodes

Pour répondre à ces questions nous analysons un ensemble de données climatiques à haute résolution temporelle. Ce sont principalement des estimations satellitaires infra-journalières issues du satellite géostationnaire Météosat Seconde Génération, de :

- rayonnement solaire incident issues de la base SARA-V1 du CMSAF (Müller *et al.*, 2015) ; elles documentent la période 2005-2013 au pas de temps horaire et à la résolution spatiale de $0,05^\circ$.
- nébulosité issues de la classification nuageuse du SAFNWC (Derrien et Le Gléau, 2005) ; elles couvrent la période 2009-2014, au pas de temps quart-horaire et à la résolution spatiale de 3 km.
- précipitations issues de la base TRMM v3B42 (Huffman *et al.*, 2007) ; elles couvrent la période 1998-2014, au pas de temps tri-horaire et à la résolution spatiale de $0,25^\circ$.

Ces données sont complétées par des données journalières à mensuelles de température (Berkeley Earth Temperature Study, Rohde *et al.*, 2013), d'humidité relative (projet Vmerge), d'évapo-transpiration potentielle (CGIAR, Zomer *et al.*, 2006), ainsi que des estimations bi-mensuelles d'activité photosynthétique (données MODIS, Huete *et al.*, 2002). L'ensemble des données est agrégé à la résolution spatiale de $0,25^\circ$ et un masque est appliqué afin de ne conserver que les pixels dont 50 % de la superficie est couverte par de la forêt.

Les disparités dans le rayonnement solaire incident au cours du cycle annuel et à travers l'Afrique Centrale sont analysées en prenant en compte les interactions entre l'échelle diurne et l'échelle saisonnière. Pour cela, nous extrayons tout d'abord les principaux types de cycles diurnes de rayonnement par une méthode de classification en K-Means. Ensuite, pour chaque pixel nous calculons la fréquence d'apparition de ces grands types au cours du cycle annuel et appliquons à nouveau une classification en K-Means afin de regrouper les pixels présentant des cycles annuels similaires. Ceci nous permet d'extraire des entités climatiques spécifiques au sein de l'Afrique Centrale.

2. Variations diurnes de rayonnement solaire incident

Les variations diurnes de rayonnement solaire incident en Afrique Centrale peuvent être synthétisées en 4 grands types (figure 1) : (a) les jours « obscurs » – valeurs horaires de rayonnement inférieures à 150 W/m^2 , importante couverture de nuages bas à très hauts opaques et précipitations d' $\sim 4 \text{ mm/h}$ de minuit à midi – (b) les jours obscurs le matin (obscur « PM ») – maximum de rayonnement d' $\sim 500 \text{ W/m}^2$ vers 14LT, importante couverture nuageuse le matin constituée de nuages bas à moyens, faibles précipitations – (c) les jours obscurs l'après-midi (obscur « AM ») – importante couverture nuageuse de type convectif et précipitations intenses supérieures à 7 mm/h , dans l'après-midi – et (d) les jours « lumineux » caractérisés par des ciels clairs et peu ou pas de précipitations.

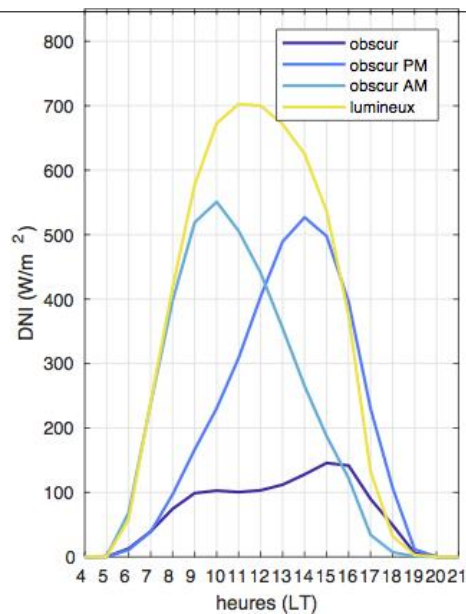


Figure 1. Les 4 types de cycles diurnes de rayonnement solaire extraits pour l'Afrique Centrale.

3. Variations saisonnières et spatiales du rayonnement solaire incident

Il existe d'importantes variations spatiales et au cours du cycle annuel dans la fréquence de ces 4 types de jours (figure 2). Six sous-régions climatiques sont identifiées (figure 2, panel gauche) : le sud-ouest du Gabon, le Cameroun, sur la façade Atlantique de l'Afrique Centrale, le sud, le centre et le nord de la République Démocratique du Congo et enfin une région comprenant l'intervalle de la Shanga (entre Cameroun et nord RDC) et le piémont du rift africain (nord-est de la RDC).

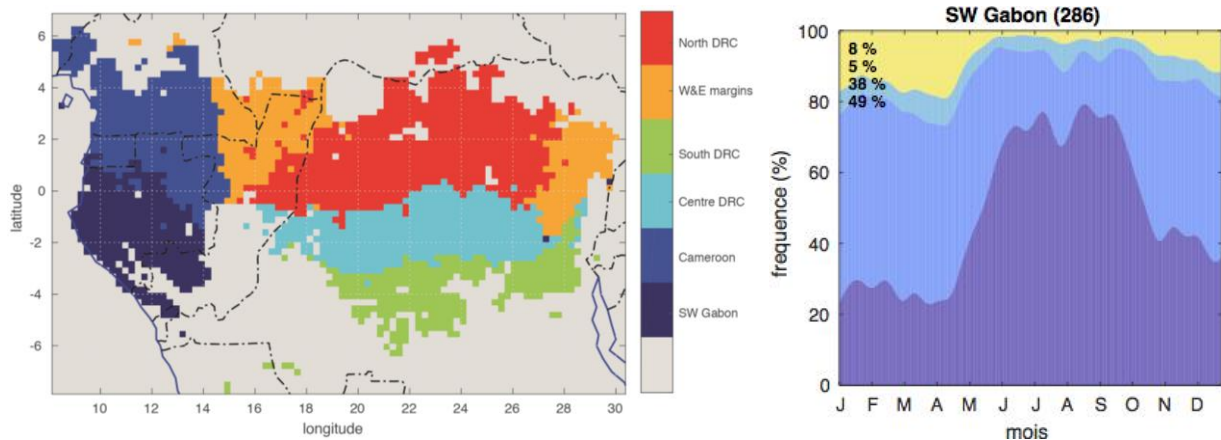


Figure 2. Régionalisation climatique de l'Afrique Centrale (panel gauche) sur la base du cycle annuel de la fréquence des 4 cycles diurnes de rayonnement solaire (panel droit, exemple de la sous région « SW Gabon »). En gras la fréquence moyenne des 4 types de cycles diurnes de rayonnement au cours du cycle annuel.

La région gabonaise se démarque très nettement des autres régions avec des fréquences de jours obscurs et obscurs le matin très élevées au cours du cycle annuel (supérieures à 81 %), et plus de 70 % de jours obscurs de juin à septembre (JJAS) (figure 2, panel droit). Ainsi les forêts du Gabon croissent sous les plus faibles niveaux de rayonnement solaire incident d'Afrique Centrale (moyenne annuelle $\sim 109 W/m^2$ et inférieur à $80 W/m^2$ en JJAS). Elles connaissent également la saison sèche la plus longue avec les plus faibles cumuls de précipitations : moins d'1 mm/jour en juillet-août, avec une majorité de jours secs notamment les jours obscurs. Les températures minimales et maximales sont également plus faibles et

l'humidité relative plus élevée durant cette saison sèche que dans les régions plus à l'est. Ainsi globalement la façade Atlantique de l'Afrique Centrale se caractérise par une saison sèche principale déficitaire en rayonnement solaire alors que plus à l'est, la saison sèche principale est la plus lumineuse et la plus chaude. Cette particularité tient à la présence de stratus opaques, très fréquents en JJAS (Dommo *et al.*, 2018), qui bloquent le rayonnement solaire incident et sont non précipitants.

4. Liens avec les traits des forêts

Les 6 régions climatiques identifiées sont croisées avec une nouvelle cartographie des forêts, développée indépendamment et basée sur les cycles annuels d'activité photosynthétique (données MODIS), des inventaires forestiers et des cartes phytogéographiques. Neufs types différents de forêts sont discriminés (figure 3a) et qui diffèrent en termes de fonctionnement, structure (dense / dégradée / secondaire) et composition (sempervirentes / semi-décidues / décidues). La distribution spatiale de ces 9 types de forêts est en bonne adéquation avec la régionalisation climatique opérée (figure 3b). En particulier, le Gabon avec sa saison sèche sombre et fraîche abrite les forêts les plus denses et sempervirentes (types 1 et 3) de l'Afrique Centrale.

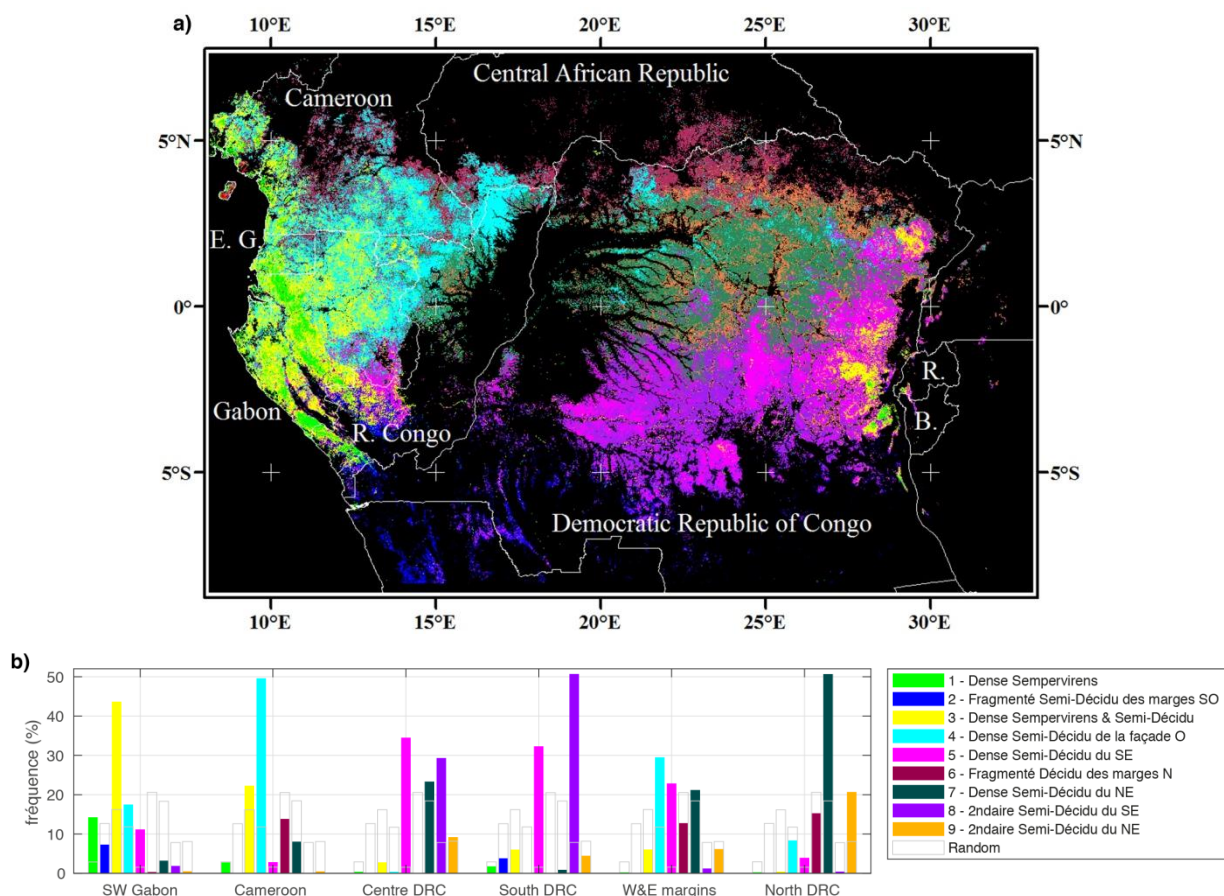


Figure 3. Répartition spatiale des 9 types de forêts (panel a et légende en panel b) discriminés sur la base de leur cycle annuel moyen d'activité photosynthétique (EVI MODIS), et leur fréquence d'occurrence (panel b) au sein des 6 régions climatiques identifiées (cf. figure 2).

Conclusion

Dans cette étude nous proposons une régionalisation climatique de l'Afrique Centrale en 6 régions en bonne adéquation avec les traits et le fonctionnement des forêts. Il est assez remarquable que bien que basée sur les cycles diurnes de rayonnement, cette régionalisation

fait également ressortir des cycles annuels moyens de précipitations, température, ETP très différents entre les régions. Le rayonnement solaire incident est donc une variable particulièrement intégrative qui mérite d'être plus souvent étudiée et prise en compte dans les analyses climatologiques, et qui est en outre plus facile à analyser que la nébulosité ou les précipitations qui sont des variables discrètes.

Remerciement : cette étude a été soutenue par le CNES (projets TOSCA VEGREENE et WaTFor), et l'INSU (projet LEFE-IMAGO DiCy-CA). Elle s'inscrit dans les activités du Laboratoire Mixte International DYCOFAC.

Bibliographie

- Derrien M., and Le Gléau H., 2005. MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC. *Int. J. Remote Sens.*, **26** 4707–32.
- Dommo A., Philippon N., Vondou D., Sèze G., Eastman R., 2018. The June-September low cloud cover in Western Central Africa : mean spatial distribution and diurnal evolution, and associated atmospheric dynamics. *J. Clim.*, Accepté pour publication.
- 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. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B. Biol. Sci.*, **368**, 20120309.
- Guan K., Wolf A., Medvigy D., Caylor K. K., Pan M., Wood E. F., 2013. Seasonal coupling of canopy structure and function in African tropical forests and its environmental controls. *Ecosphere*, **4**, 1–21.
- Guan K., Wood E. F., Medvigy D., Kimball J., Pan M., Caylor K. K., Sheffield J., Xu X., Jones M. O., 2014. Terrestrial hydrological controls on land surface phenology of African savannas and woodlands. *J. Geophys. Res. Biogeosciences*, **119**, 1652–69.
- Huete A., Didan K., Miura T., Rodriguez E.P., Gao X., 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., Adler R.F., Bolvin D.T., Gu G., Nelkin E.J., Bowman K.P., Hong Y., Stocker E.F. and Wolff D.B. 2007. The TRMM multi-satellite precipitation analysis: Quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. *J. Hydrometeorol.*, **8**, 38–55.
- Müller R., Pfeifroth U., Träger-Chatterjee C., Trentmann J., Cremer R. 2015. Digging the METEOSAT treasure – 3 decades of solar surface radiation. *Remote Sens.*, **7**, 8067-8101.
- 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. *Agric. For. Meteorol.*, **223**, 81–94.
- Rohde R., Muller R., Jacobsen R., Perlmutter S. and Mosher S. 2013. Berkeley Earth Temperature Averaging Process. *Geoinfor. Geostat. : An Overview*, **1**, 2-13.
- Verhegghen A., Mayaux P., Wasseige C. and Defourny P. 2012. Mapping Congo Basin forest types from 300 m and 1 km multi-sensor time series for carbon stocks and forest areas estimation. *Biogeosciences Discuss.*, **9**, 7499–553.
- Zomer R.J., Trabucco A., Van Straaten O. and Bossio D. 2006. *Carbon, Land and Water: A Global Analysis of the Hydrologic Dimensions of Climate Change Mitigation through Afforestation/Reforestation*. International Water Management Institute Research Report 101, 44p.

GRADIENT THERMIQUE DANS LES ALPES ITALIENNES DU NORD-OUEST

POLLO A.¹, RINALDI S.¹, ZAMPOLLO A.¹, CHIARLE M.², FRATIANNI S.¹,
NIGRELLI G.²

¹ Dipartimento di Scienze della Terra (DST-UNITO), Università degli Studi di Torino, via Valperga Caluso 35 - 10125 Torino, Italie [alessandra.pollo@edu.unito.it];

² Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica (IRPI), Strada delle Cacce 73- 10135 Torino, Italie.

Résumé : Il est souvent difficile d'en disposer la température dans les sites de haute altitude en raison de la pénurie de stations météorologiques actives. Afin d'estimer cette variable localement avec précision, il peut être utile de se référer aux données des stations météorologiques des plus basses altitudes et d'appliquer le gradient thermique vertical local. À partir des températures semi-horaires ou horaires, les gradients thermiques verticaux mensuels et saisonniers ont été calculés. Dans tous les cas, nous avons obtenu des valeurs différentes du gradient thermique standard : elles oscillent en moyenne entre $-1,2^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$ et $1,9^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$. Les valeurs mensuelles et saisonnières moyennes obtenues varient considérablement entre les paires des stations étudiées. Une meilleure connaissance de la température des zones de haute altitude permet la réalisation de modèles de distribution spatiale des températures à des échelles fines, qui sont cruciaux pour la recherche scientifique.

Mots-Clés : gradient thermique vertical, Alpes, climat montagnard, changement climatique.

Abstract: *Local altitudinal temperature lapse rates in the NW Italian Alps.* Air temperature is one of the most important variables of high altitude mountain climate, however it is often difficult to measure it because of the shortage of active weather stations. In order to estimate this variable locally and accurately, it may be useful to refer to data from the lowest altitude weather stations and to apply the local vertical thermal gradient. From semi-hourly or hourly temperatures, monthly and seasonal vertical thermal gradients were calculated. In all cases, we obtained different values from the standard thermal gradient: they oscillate on average between $-1.2^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$ and $1.9^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$. The average monthly and seasonal values vary considerably between the pairs of stations studied. A better knowledge of the temperature of high altitude zones allows the realization of models of spatial distribution of temperatures at fine scales, which are crucial for scientific research.

Keywords: altitudinal temperature lapse rates, Alps, mountain climate, climate change.

Introduction

La température de l'air est l'une des variables les plus importantes du climat montagnard de haute altitude, toutefois il est souvent difficile de l'en disposer dans les sites en raison de la pénurie de stations météorologiques actives. Afin d'estimer localement avec précision la température dans les zones de hautes altitudes, il peut être utile de se référer aux stations météorologiques situées aux plus basses altitudes et d'appliquer le gradient thermique vertical local (Nigrelli et al., 2017).

Ce projet fait partie des activités de recherche conjointes entre l'IRPI et DST-UNITO, visant à recueillir le plus grand nombre d'informations thermiques en haute altitude, pour mieux comprendre les conditions thermiques liées aux éboulements de roches.

Comme l'utilisation du gradient standard (diminution de $0,6^{\circ}\text{C}$ par 100 m d'altitude) ne reflète pas précisément la température sur la surface de la montagne (Barry, 2008 ; Rolland, 2003 ; Dumas, 2013) - le gradient réel varie en fonction des facteurs astronomiques et topoclimatiques – nous avons mesuré des gradients thermiques verticaux locaux entre plusieurs paires de stations météorologiques. Les zones d'études considérées sont situées dans les Alpes Italiennes du Nord-Ouest, en particulier dans la Valtournenche, la Val Cluson, la Vallée de l'Orco et la Vallée Anzasca. L'objectif de l'étude est d'acquérir une meilleure connaissance des températures montagnardes des Alpes Italiennes du Nord-Ouest, afin de

pouvoir estimer avec précision la variable thermique dans les zones adjacentes aux stations étudiées.

À partir des températures horaires et semi-horaires fournies par les stations météorologiques de l'ARPA Piemonte (Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale) et du Centre Fonctionnel Régional de la Vallée d'Aoste, les gradients thermiques verticaux mensuels et saisonniers à l'échelle locale ont été calculés.

1. Zone d'étude

Les domaines considérés dans cette étude sont situés dans des zones montagnardes des Alpes Italiennes du Nord-Ouest, en particulier dans le Piémont et la Vallée d'Aoste. Les études de cas sont les quatre suivantes : le Val Cluson, la Vallée de l'Orco, le Valtournenche et la Vallée Anzasca (Figure 1).

Les stations du Val Cluson sont situées à Sestriere (Piémont) sur les Alpes Cottiennes. Pour ce site on a considéré trois stations météorologiques : Sestriere Borgata (BO) à 1887 m, Sestriere Banchetta (BA) à 2480 m et Mont Fraiteve (MF) à 2701 m d'altitude.

Les stations de la Vallée de l'Orco sont situées à Ceresole Reale (Piémont) dans les Alpes Grées. Sur ce site, deux stations météorologiques ont été étudiées : Lac Agnel (LA) à 2304 m et Gran Vaudala (GV) à 3272 m.

Les stations de Valtournenche sont en outre situées à Valtournenche (Vallée d'Aoste) dans les Alpes Pennines. À ce site, quatre stations météorologiques ont été étudiées : Breuil Cervinia (BC) à 1998 m, Lac Goillet (LG) à 2541 m, Grande Murailles (GM) à 2566 m et Cime Bianche (CB) à 3100 m.

Enfin, les stations de la Vallée Anzasca sont localisées à Macugnana et à Alagna (Piémont) dans les Alpes Pennines. Les stations étudiées pour ce site sont les quatre suivantes: Macugnana Pecetto (MP) à 1360 m, Macugnana Refuge Zamboni (MZ) à 2075 m, Passo del Moro (PM) à 2820 m et Cabane Marguerite (CM) à 4560 m.

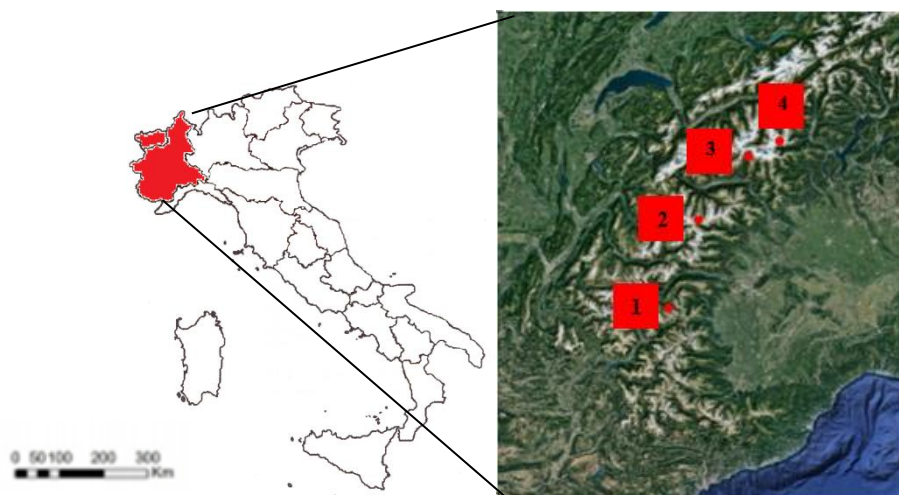


Figure 1. Localisation des zones d'études : 1- Val Cluson; 2- Vallée de l'Orco ; 3- Valtournenche ; 4- Vallée Anzasca.

2. Méthodes

Les données de départ concernent exclusivement la température et ont été fournies par l'ARPA et le Centre Fonctionnel Régional de la Vallée d'Aoste. En particulier, nous avons étudié des séries chronologiques des températures semi-horaires (pour les stations des Val

Cluson, Vallée de l'Orco et Vallée Anzasca) et horaires (pour la station de Valtournenche). On les a choisies, parce que ce sont des données brutes, validées et qu'elles ne sont pas dérivées de traitements antérieurs. La période d'observation prise en compte a été la plus longue possible pour chaque station, elle se situe entre janvier 2003 et décembre 2016. Il n'a pas été possible d'analyser la même période pour toutes les stations ; Au lieu de cela, nous avons comparé avec le même intervalle de temps les données pour les paires de stations dans la même zone d'étude.

Après avoir effectué une procédure de contrôle de la qualité des séries de données brutes, toujours nécessaire avant de commencer l'analyse (Acquaotta et al., 2015), les tendances des températures maximales et minimales pour chaque station ont été calculées, afin de bien cadrer la zone d'étude d'un point de vue thermométrique. Par la suite, le gradient thermique vertical semi-horaire/horaire maximum et minimum a été calculé avec la formule suivante :

$$\frac{T_{smb} - T_{sme}}{A_{sme} - A_{smb}} \times 100$$

(i) T_{smb} : la température semi-horaire / horaire (minimum ou maximum) mesurée par la station météorologique la plus basse (°C) ;

(ii) T_{sme} : la température semi-horaire / horaire (minimum ou maximum) mesurée par la station météorologique la plus élevée (°C) ;

(iii) A_{smb} : l'altitude de la station météorologique la plus basse (m) ;

(iv) A_{sme} : l'altitude de la station météorologique de la station la plus élevée (m).

Par la suite, un deuxième contrôle de qualité a été effectué, cette fois-ci visuellement, éliminant ainsi les valeurs extrêmes qui diffèrent significativement de la tendance habituelle des gradients thermiques semi-horaires ou horaires à partir des graphiques. Ce sont des valeurs aberrantes, bien que non déclarées par le fournisseur de données, contrairement au contrôle antécédent basé sur les codes de validation fournis par le fournisseur lui-même.

En utilisant des gradients thermiques semi-horaires ou horaires obtenus, nous avons calculé le gradient de température mensuelle moyen entre chaque paire de stations, en ne prenant en compte que les mois qui avaient au moins 20 jours de données complètes par mois. Cette étape permet de limiter le manque d'uniformité de la tendance des gradients thermiques semi-horaires ou horaires, lié aux cas d'inversion thermique (Nigrelli et al., 2017). Enfin, en utilisant les dernières données obtenues, le gradient thermique saisonnier moyen a été calculé entre chaque paire de stations.

3. Résultats

Les résultats du traitement des gradients thermiques verticaux mensuels moyens sont présentés dans la Figure 2, divisés pour les quatre zones d'études considérées. Seules les valeurs les plus significatives ont été montrées sur les graphiques, tandis que celles des paires des stations «BC vs CB» de la Valtournenche, «BC vs GM» et «BC vs LG» de la Vallée Anzasca ont été omises, car elles sont très similaires aux autres résultats présentés. En outre, les gradients relatifs «BA vs MF» du Val Cluson n'ont pas été représentés, car ils ne sont pas significatifs en raison de la localisation des stations.

Le gradient thermique mensuel moyen pour chaque paire de stations montre une forte variation à la fois par rapport à la valeur standard de 0,6°C/100 m et pour les valeurs mesurées entre les deux mêmes stations au cours de l'année. En particulier, il varie entre un minimum de -1,2°C/100 m et un maximum de 1,9°C/100 m.

De plus, les résultats obtenus montrent qu'au printemps et en été la différence entre les valeurs minimales et maximales tend à diminuer (sauf pour l'étude de cas de la Valtournenche).

Enfin, en comparant les valeurs moyennes trouvées, on note que la différence entre les valeurs minimales et maximales est plutôt marquée dans la Vallée Anzasca (où elle atteint 3,0°C), la Vallée de l'Orco (où elle atteint 1,7°C) et au Val Cluson (différence de 1,4°C) ; cependant la situation est différente pour l'étude de cas de la Valtournenche où les valeurs maximales et minimales observées sont similaires (la différence maximale est de 0,3°C).

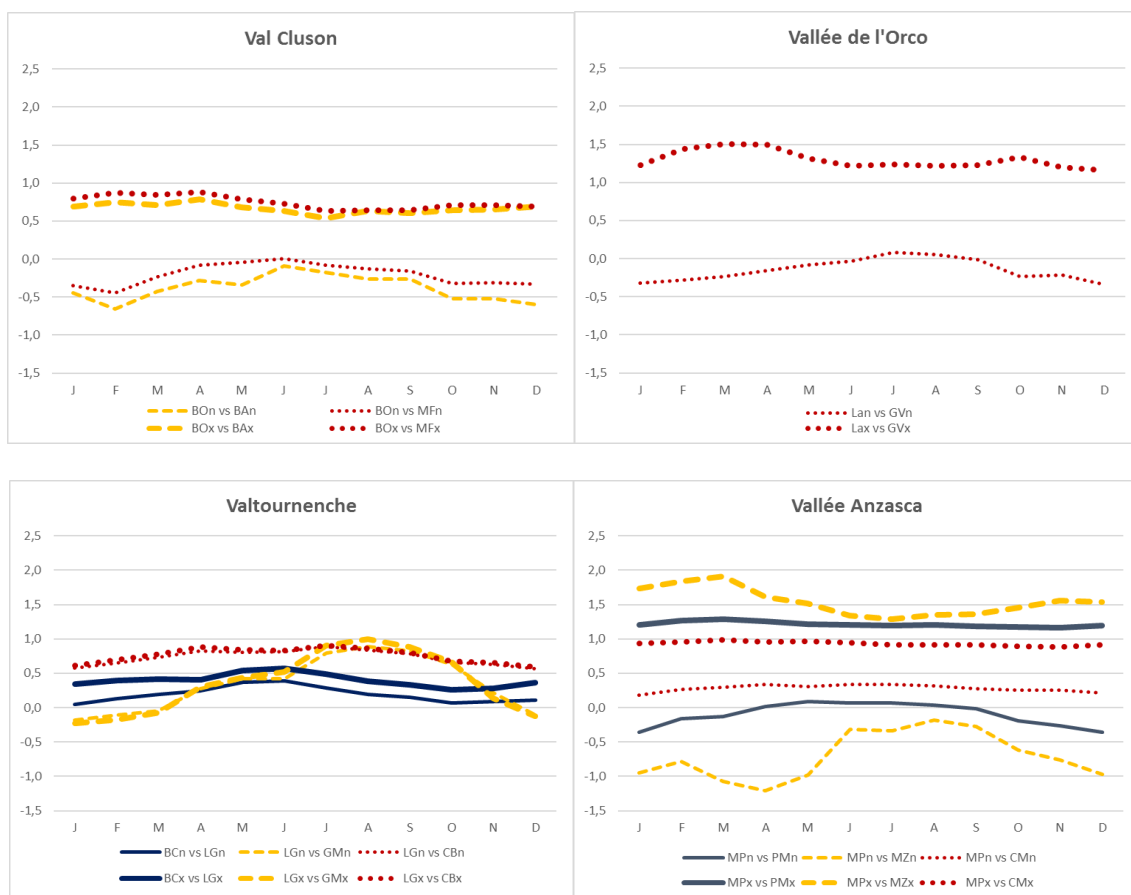


Figure 2. Valeurs du gradient thermique mensuel moyen ; "n" et "x" indiquent respectivement les valeurs minimales et maximales. Périodes d'observation : - Val Cluson : BO vs BA 2003-2010 ; BO vs MF 2003-2010 ; - Vallée de l'Orco : LA vs GV 2003-2016 ; - Valtournenche : BC vs LG 2010-2014 ; LG vs GM 2007-2014 ; LG vs CB 2003-2014 ; - Vallée Anzasca : MP vs PM 2003-2016 ; MP vs MZ 2007-2016 ; MP vs CM 2003-2016.

Les valeurs moyennes mensuelles obtenues dans ce travail sont en accord avec celles observées par d'autres auteurs dans d'autres régions des Alpes (Biancotti et al., 1998, Rolland, 2003, Barry, 2008 ; Dumas, 2013 ; Nigrelli et al., 2017).

En regroupant les données obtenues des gradients thermiques mensuels, on a ensuite obtenu les gradients thermiques saisonniers moyens, qui varient entre -1,1°C/100 m et 1,7°C/100 m. De plus, à l'exception de la Valtournenche, on note que les valeurs maximales ont une tendance à diminuer en été, par opposition aux valeurs minimales qui ont tendance à augmenter pendant la saison chaude (Figure 3).

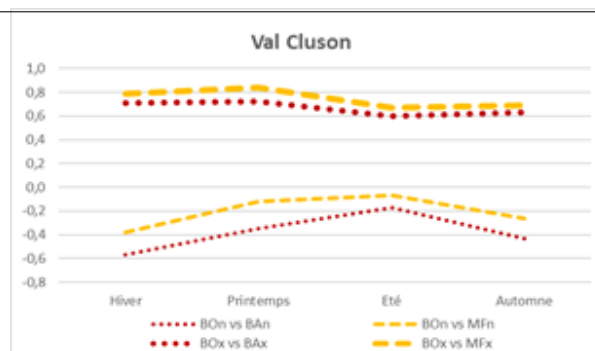


Figure 3. Valeurs du gradient thermique mensuel moyen au Val Cluson.

En ce qui concerne les gradients instantanés extrêmes, les valeurs horaires très forts qu'on a trouvées sont $3,3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ et $-3,2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. En général, le printemps (mars, avril et mai) est la saison où la variabilité est plus prononcée. Ces données donnent une idée concrète de gradients que l'on peut rencontrer en temps réel. Les valeurs extrêmes nécessitent une approche statistique appropriée : une analyse plus détaillée de ces données est en cours de traitement.

Conclusion

L'étude réalisée montre comment l'estimation de la température des hautes altitudes en utilisant le gradient thermique standard est incorrecte. De même, l'utilisation de gradients extrapolés à partir de données thermiques régionales pour dériver ceux des pentes individuelles en montagne n'est ni représentative ni suffisamment précise.

Par contre, il est possible d'estimer la température sur des sites de haute altitude avec un meilleur niveau de précision, en utilisant le gradient thermique vertical obtenu à partir de paires de stations voisines avec l'interpolation. Dans ce cas l'information est locale et prend en considération la dimension temporelle et fournit un bon degré de précision, si les précautions suivantes sont prises :

1. Traiter les résultats à partir des données brutes acquises pour des intervalles de temps inférieurs à une heure ;
2. Utiliser les données enregistrées par les stations installées selon les critères de l'OMM (WMO, 2011 ; WMO, 2012) ;
3. Utiliser les données des stations situées sur une même orientation de pente, car la distribution verticale des températures de l'air le long de la surface peut varier de façon significative entre une pente exposée au nord et celle exposée au sud (Kirchner et al., 2013) ;
4. Utiliser des paires de stations équipées du même type de capteur, afin d'obtenir des données comparables (Merlone et al., 2015).

Cependant, les données traitées avec cette méthode n'ont pas la précision des données directement mesurées par les stations météorologiques : cela est valable surtout pour les températures de haute montagne, où les variables spatiales et temporelles qui influencent le climat sont multiples. Cependant, en l'absence de stations météorologiques, comme c'est souvent le cas dans les Alpes, l'extrapolation des données est l'une des meilleures méthodes pour estimer les températures.

Une meilleure connaissance de la température des zones de haute altitude permet la réalisation de modèles de distribution spatiale des températures à des échelles fines, qui sont cruciaux pour la recherche scientifique : pour l'étude du risque hydrogéologique, de la flore, de la faune, de l'enneigement, des glaciers et du pergélisol.

Bien connaître la variabilité thermique est en outre particulièrement important dans un contexte de réchauffement climatique, puisque les sites de haute altitude sont parmi les environnements les plus sensibles à ces changements.

Remerciements

Nous remercions sincèrement l'ARPA Piémont et le Centre Fonctionnel Régional de la Vallée d'Aoste pour les données fournies et le Prof. Guillaume Fortin pour la relecture du texte.

Bibliographie

- Acquaotta F., Fratianni S., Garzena D. 2015. Temperature changes in the North-Western Italian Alps from 1961 to 2010. *Theor Appl Climatol*, **122**, 619–634.
- Biancotti A., Bellardone G., Bovo S., Cagnazzi B., Giacomelli L., Marchisio C. 1998. Distribuzione regionale di piogge e temperature 1. Collana Studi Climatologici in Piemonte, Regione Piemonte, 45-72.
- Barry R.G. 2008. Mountain weather and climate. Cambridge University Press, 259-266.
- Dumas D. 2013. Changes in temperature and temperature gradients in the French Northern Alps during the last century. *Theoretical and Applied Climatology*, **111**, 223-233.
- Kichner M., Fauss-Kessler T., Jakobi G., Leuchner M., Ries L., Scheel H.E., Suppan P. 2013. Altitudinal temperature lapse rates in an alpine valley; trends and the influence of season and weather patterns. *Int J Climatol*, **33**, 539–555.
- Merlone A., Lopardo G., Sanna F., Bell S., Benyon R., Bergerud R.A., Bertiglia F., Bojkovski J., Böse N., Brunet M., Cappella A., Coppa G., del Campo D., Dobre M., Drnovsek J., Ebert V., Emardson R., Fernicola V., Flakiewicz K., Gardiner T., Garcia-Izquierdo C., Georgin E., Gilabert A., Grykalowska A, Grudniewicz E., Heinonen M., Holmsten M., Hudoklin D., Johansson J., Kajastie H., Kaykisizli ., Klason P., Kňazovická L., Lakka A., Kowal A., Müller H., Musacchio C., Nwaboh J., Pavlasek P., Piccato A., Pitre L., de Podesta M., Rasmussen M.K., Sairanen H., Smorgon D., Sparasci F., Strnad R., Szmyrka-Grzebyk A., Underwood R. 2015. The MeteoMet project - metrology for meteorology: challenges and results. *Met Apps*, **22**, 820.-829.
- Nigrelli G., Fratianni S., Zampollo A., Turconi L., Chiarle M., 2017. The altitudinal temperature lapse rates applied to high elevation rockfalls studies in the Western European Alps. *Theor Appl Climatol*, **131**, 1479-1491.
- Rolland C., 2003. Spatial and seasonal variation of air temperature lapse rate in alpine regions. *J Clim*, **16**, 1032-1046.
- W.M.O., 2011. Guide to climatological practices. World Meteorological Organization. WMO-No. 100 Geneva.
- W.M.O., 2012. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. WMO-No. 8 Geneva.

Risques climatiques

FACTEURS CLIMATIQUES ET ANTHROPIQUES DE LA DESERTIFICATION DANS LE DOMAINE DU CLIMAT DE TRANSITION AU BENIN

ADIGBEGNON M.¹, TOTIN VODOUNON S. H.^{1,2}, AMOUSSOU E.^{1,2}, HOUNDENOU C.², BOKO M.²

¹Laboratoire de Climatologie et d'Ethnoclimatologie Tropicale, Département de Géographie et Aménagement du Territoire, Université de Parakou, BP 123, Parakou, Bénin ; Email : sourouhenri@yahoo.fr/adigbegnonmarcel@gmail.com, ajernest@yahoo.fr

²Laboratoire Pierre PAGNEY, Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement, Université d'Abomey-Calavi, 03BP 1122, Cotonou, Bénin

Résumé : Cette étude analyse les incidences de l'évolution du climat et des activités anthropiques sur la dégradation des terres dans le domaine de transition climatique au Bénin. Elle a été faite sur la base des données de précipitations et de températures de la période 1971-2015, d'observations directes des composantes paysagiques et des variables socioéconomiques. La tendance climatique est marquée par une légère augmentation pluviométrique de 1,41 mm/an et une hausse de la température moyenne à un taux de 0,03 °C/an. Les activités telles que l'agriculture, le pastoralisme et l'exploitation forestière constituent les principaux facteurs humains de dégradation des terres. Les enquêtes indiquent que l'incidence climatique en terme de part de destruction du potentiel écologique (18% des réponses) serait négligeable comparée à celle des facteurs anthropiques (82 %). Au regard des indicateurs de désertification, il importe de réduire ce processus par la création des réserves biologiques.

Mots clés : Désertification, indice climatique, activités humaines, reconstitution écologique.

Abstract: Climatic and Anthropic Factors of Desertification in the Benin Transition Climate Zone. This study analyses the impact of climate change and human activities on land degradation in the climate transition zone in Benin. The study was based on rainfall and temperature data for the period 1971-2015 and direct observations of landscape components and socio-economic variables. Climate trend is marked by a slight rainfall increase of 1.41 mm/year and a rise in the average temperature by a rate of 0.03 °C/year. Activities such as agriculture, pastoralism and logging are the main human factors of land degradation. Based on questionnaires, climate impact (18%) on destruction of ecological potential is negligible compared to that of anthropogenic factors (82%). In view of these indicators of desertification, it is important to reduce this process by creating biological reserves.

Key words: Desertification, climatic index, human activities, ecological reconstitution.

Introduction

La désertification est la dégradation de la terre dans les zones arides, semi-arides et semi-humides sèches à cause de divers facteurs, parmi lesquels les variations climatiques et les activités humaines (CNULD, 1999). Pour Choplin et Drozd (2009), il n'est pas question d'un avancement du désert mais plutôt d'une dégradation des terres, notamment d'un appauvrissement et d'une dégradation continue, parfois irréversible, du potentiel biologique productif (sol, eau, faune, végétation).

Dans la zone du climat de transition au Bénin, située au centre-sud Bénin entre les zones de climat guinéen au sud et soudanien au nord, la dégradation des terres se manifeste par la régression et la détérioration du couvert végétal sous l'emprise des pratiques agricoles (Akpassonou et Houindo, 1994), du pastoralisme, et de l'exploitation des ressources forestières. La baisse de la pluviométrie dans les pays ouest-africains (Arouna et Zakari, 2016) et la tendance actuelle au réchauffement climatique (GIEC, 2013) induisent une dégradation du milieu écologique et des agrosystèmes. Les impacts négatifs sont perceptibles sur les activités humaines, notamment l'agriculture (Wokou, 2009).

Afin de cerner les manifestations du phénomène de la désertification dans le domaine de transition climatique du Bénin, il importe de comprendre les niveaux d'implication de la variation des paramètres climatiques et des activités anthropiques dans la dégradation progressive du paysage.

1. Données et méthodes

1.1. Caractéristiques physico-géographiques du secteur d'étude

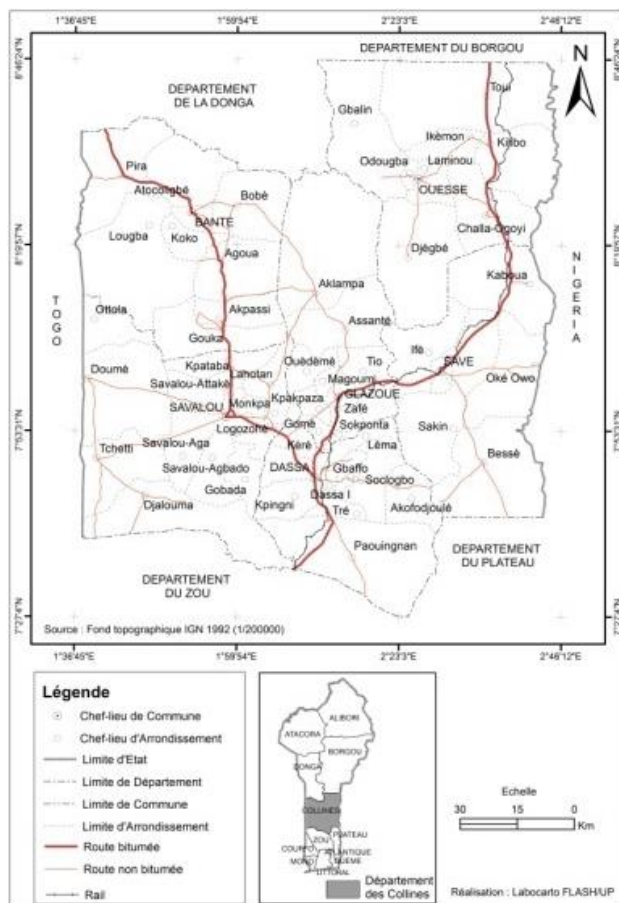


Figure 1. Situation géographique du centre Bénin

Le domaine climatique qui fait l'objet de cette étude est situé dans la zone tropicale intermédiaire dite de transition entre les climats guinéen au sud et soudanien au nord. Le domaine du climat de transition, au Bénin, est situé entre 7°27' et 8°46' de latitude nord et entre 1°39' et 2°44' de longitude est. Il regroupe les communes de Ouésse, Savè, Glazoué, Dassa, Savalou et Bantè (Figure1) et couvre une superficie d'environ 13 900 km², soit une proportion de plus de 12 % du territoire national. Selon l'INSAE (2016), le secteur d'étude a une population de 717 477 habitants en 2013 soit une densité de 52 habitants/km². Avec un taux d'accroissement de 3,43 % entre 2002 à 2013, la croissance démographique constitue un facteur de pression sur les ressources naturelles et de modification du couvert végétal.

La pluviométrie et la température moyennes annuelles sont respectivement de 1059±193,1 mm et de 27,7 ±1,5 °C sur la période 1971-2015.

Le relief est peu accidenté. On note essentiellement des sols ferrugineux tropicaux sur socle cristallin et des sols colluviaux qui supportent une végétation forestière et savanicole diversifiée. Mais la prépondérance des activités anthropiques telles que l'agriculture, l'élevage et l'exploitation forestière crée un déséquilibre environnemental (Prat et Sayago, 2003) dont les préjudices pèsent lourdement sur les écosystèmes du domaine de transition climatique du Bénin.

1.2. Données

Les données de précipitation et de température de la station synoptique de Savè sur la période 1971-2015, collectées à l'ASECNA-Cotonou, ont permis d'analyser le contexte climatique. Ces données ont permis de déterminer les séquences pluvieuses et sèches à partir de l'indice de Lamb (1982), noté IAS qui exprime les anomalies pluviométriques standardisées. L'indice est calculé par la formule : $IAS = \frac{Pi - Pm}{\sigma}$; avec : Pi , variable étudiée

pour une année ; Pm et σ , respectivement moyenne et écart-type de la série pluviométrique sur la période d'étude.

Les statistiques démographiques, fournies par l'Institut National de la Statistique et de l'économie (INSAE), ont servi aussi à l'analyse de la pression humaine. Les données agropastorales, telles que les superficies emblavées (1995-2016) et le cheptel animal (2011-2015), ont été collectées au Ministère de l'Agriculture pour mesurer la pression anthropique sur les ressources naturelles. Le calcul de leur taux de variation $[T(v)]$ a été fait par la formule : $T(v) = \frac{P2-P1}{P1} \times 100$, avec P1 : Superficies de référence (année de base) et P2 : Superficies de comparaison (année finale).

De plus, la consommation en bois-énergie (Cb_i) est prise en compte dans l'analyse de la dégradation du couvert végétal. Elle est estimée sur la base d'un taux journalier théorique de 1,2 kg/hbt (ABE, 1998) grâce à la formule suivante : $Cb_i = 1,2 * Pop_i * NJ_i$, avec Pop_i : Effectif de la population d'une année donnée et NJ_i : Nombre de jours de l'année considérée.

Les résultats statistiques obtenus ont été confrontés aux données d'observations directes et d'enquêtes menées auprès des populations du Centre-sud Bénin. L'approche systémique a permis d'identifier et d'apprécier, par analyse de la fréquence des réponses, la part de contribution des facteurs naturels et anthropiques dans les processus de la désertification.

2. Résultats et discussions

2.1. Contexte climatique de la désertification

Les variations pluviométrique et thermométrique au Centre-sud Bénin sur la période de 1971-2015 sont mises en évidence par la Figure 2.

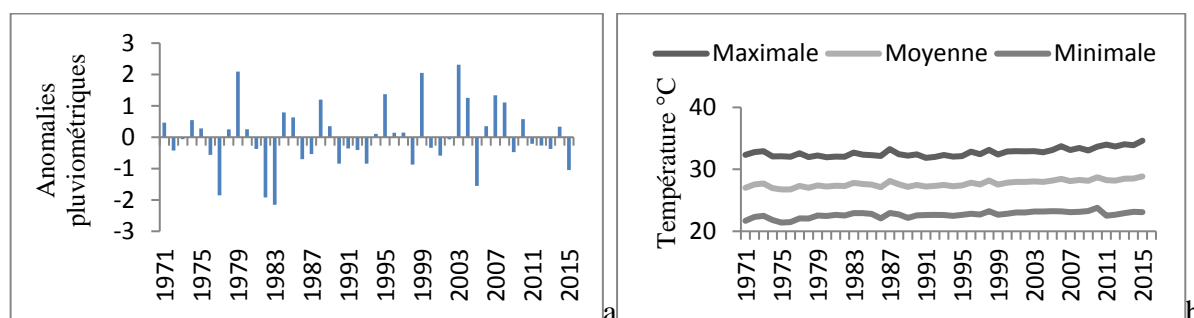


Figure 2. Anomalies centrées réduites interannuelles des précipitations annuelles et variations des températures moyennes annuelles de 1971 à 2015

L'élément le plus caractéristique de l'évolution pluviométrique (Figure 2) est l'alternance régulière des années sèches et humides entre 1971 et 2015. La fréquence des années sèches a été remarquable au cours des décennies 1980 et 1990 et celle des années pluvieuses dans la période 2000. Ceci fait que la tendance pluviométrique annuelle est de +1,41 mm/an sur la période d'étude (soit +63 mm en 45 ans) mais cette tendance n'est pas statistiquement significative ($r = 0,10$).

La variabilité thermométrique interannuelle dans le Centre Bénin est marquée par une tendance à la hausse, plus perceptible à partir de l'année 2000 (Figure 2). De 26-27 °C dans les années 1970-1980, la température moyenne a atteint 28°C dans les années 2000 avec un taux de +0,03 °C/an, soit 1,35 °C en 45 ans. Cette tendance confirme la perception des populations dont environ 76 % affirment qu'il y a une augmentation des températures et qu'il fait actuellement plus chaud que par le passé.

L'influence de cette évolution climatique sur un couvert végétal dégradé comme celui du Centre-sud Bénin est accentuée sous l'effet des pratiques agricoles, du pastoralisme et de l'exploitation des ressources forestières. Il en résulte l'érosion du sol, la perte de fertilité, le réchauffement de la surface des terres et par conséquent la désertification.

2.2. Activités anthropiques et dégradation des terres

Les activités humaines, responsables de la dégradation des terres, sont les pratiques agricoles, l'exploitation forestière et le pastoralisme. A cela s'ajoute l'étalement des centres urbains de Ouèssè, Savè, Glazoué, Dassa, Savalou et Bantè.

2.2.1 Pratiques agricoles

Les pratiques culturales contribuent à la dégradation de la couverture végétale. Selon 62 % des personnes interrogées, l'extension des aires culturales est l'une des principales causes de la réduction des aires de couvert végétal.

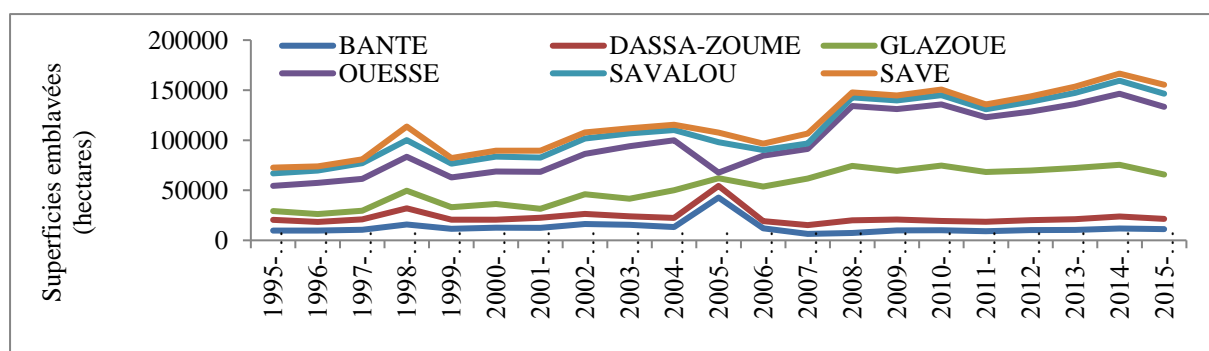


Figure 3. Evolution des superficies emblavées entre 1995-2016

Sur la période 1995-2016, les superficies cultivées (Figure 3) ont considérablement augmenté, passant de 72 636 hectares en 1995 à 155 409 hectares en 2016 ; soit une augmentation de 113,95 %. Ceci a donc augmenté la détérioration progressive de la couverture végétale, notamment dans les communes de Savè, Ouessè et Savalou. Ce fait est susceptible d'être exacerbé par les changements climatiques par le biais de l'érosion accélérée, de la baisse de la fertilité, de la salinisation et de l'acidification des sols (CTA, 2008).

2.2.2 Surpâturage

La charge en animaux dans le secteur d'étude est devenue de plus en plus forte car il y a eu une transition de l'agriculture vers l'élevage extensif (Figure 4).

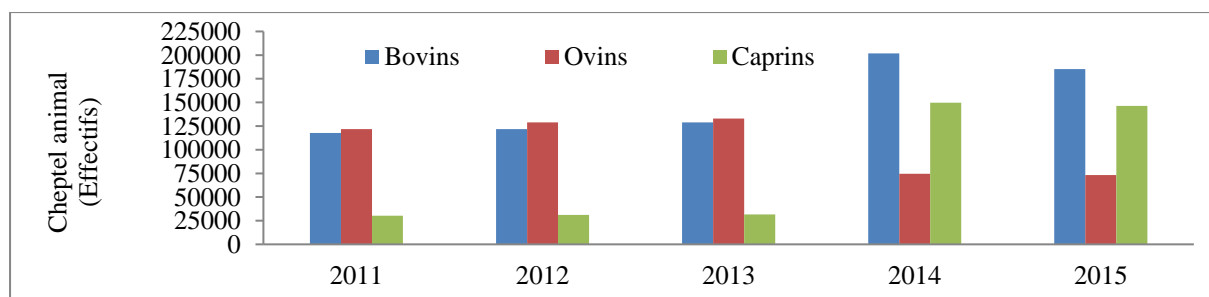


Figure 4. Cheptel animal dans le centre-sud Bénin entre 2011 et 2015

L'effectif du cheptel dans le domaine du climat de transition est en moyenne de 335 000 têtes d'animaux entre 2011 et 2015. Les troupeaux en augmentation (+49,9 %) contribuent aussi à la modification de la couverture végétale par leurs passages répétés. L'élevage provoque de profondes perturbations dans les phytocénoses des formations herbacées, surtout

si le cheptel bovin est en perpétuelle augmentation (UNDD, 2013), comme dans le centre Bénin (avec une tendance évaluée à +21 482 têtes par an entre 2011 et 2015). Le surpâturage des milieux entraîne la détérioration de la couverture végétale et par conséquent une stérilité des terres (Akpaki, 2007). Elle est à l'origine du compactage du sol, un indicateur de désertification. Elle entraîne également la stérilisation des aires situées à proximité des rares points d'eau, créant des poches de désertification.

2.2.3 Exploitation forestière

L'exploitation forestière est une activité qui prend de l'ampleur dans le centre du Bénin. Plus de 63 % des prélèvements de bois sont destinés aujourd'hui à la production du charbon de bois. Chaque semaine, plus de 245 tonnes de charbon de bois partent du centre Bénin vers les grands centres urbains du Bénin comme Bohicon, Cotonou, Porto Novo, etc. Le reste des prélèvements des produits ligneux est destiné à la transformation en bois de coffrage ou de feu, matériaux de construction ou madriers. La consommation du bois de feu, en moyenne de 1,2 kg/personne/jour (ABE, 1998) est estimée à 314 255 tonnes en 2013. Cela a de lourdes répercussions sur le paysage végétal et le processus de désertification.

2.3. Désertification : Processus et conséquences sur le potentiel environnemental

Les terres dans le domaine de transition climatique du Bénin connaissent des changements dus aussi bien aux conditions de la nature qu'aux sollicitations excessives des populations. La végétation est détruite par le surpâturage, le défrichement intensif, l'abandon de la jachère, et l'agriculture extensive. Ceci a pour conséquence l'extension de sols qui sont peu protégés contre les pluies rares, irrégulières et parfois d'une forte intensité, et les sécheresses. Il en résulte une modification du fonctionnement hydrique du sol. La baisse des rendements agricoles et l'accroissement des besoins en terres résultent de la réduction de la fertilité des sols. Selon les réponses aux enquêtes, 18 % indiquent que l'évolution du climat contribue au processus de dégradation des terres dans le centre-Bénin ; ces valeurs sont de 82 % pour les activités humaines, 52 % pour l'agriculture, 25 % pour l'élevage (25 %), 3 % pour la chasse, et 2 % pour l'extension des agglomérations.

La désertification débute par une altération de la végétation comme l'ont expliqué 86 % de la population enquêtée. Elle se manifeste sous des formes écologique, économique et sociale comme le résume le Tableau 1.

Tableau 1. Incidences de l'aggravation de la dégradation des terres

Conséquences		
Environnementales	Economiques	Sociales
Régression du potentiel productif : dégradation des terres ; baisse de la fertilité des sols ; érosion hydrique croissante ; dégradation de la capacité de rétention en eau des sols.	Baisse des revenus ; chute de la production agricole, notamment vivrière, et aggravation de l'insécurité alimentaire.	Migration vers les centres villes ; instabilité sociale ; conditions de vie difficile et pénibles ; conflits locaux d'usage des terres ; augmentation de la pauvreté.

La désertification affecte tout le système environnemental (Bied-Charreton, 2007) en agissant sur les conditions de vie des populations par l'accroissement de la pauvreté.

Conclusion

L'évolution climatique (notamment la hausse des températures) et les activités anthropiques sont les principaux facteurs de la désertification dans le domaine de transition climatique au Bénin. La tendance à la dégradation des terres conduit à un impact néfaste sur

les ressources naturelles avec de graves conséquences environnementales et socioéconomiques. Les activités anthropiques (agriculture, élevage, exploitation forestière, etc.) constituent le facteur essentiel de la dégradation des terres. Elles sont en fait les causes principales évoquées par les populations dans les processus de la désertification. Ce phénomène est l'un des plus grands défis environnementaux actuels et présente un obstacle majeur au développement durable de la région dans un contexte climatique instable.

Bibliographie

Agence Béninoise pour l'Environnement (ABE), 1998. *Profil institutionnel de l'environnement au Bénin*. UNITAR, Cotonou, Bénin, 141 p. <http://www.abe.bj>, Consulté le 02 octobre 2016 à 15 h 45 min.

Ahmed O., Rouscoua B., 2001. Bilan et analyse des aspects hydro-environnementaux, écologiques et socio-économiques du Bassin du Fleuve Niger au Niger. *Rapport final*, Niamey, Niger, 112 p.

Akpaki J., 2007. L'avenir du pastoralisme face aux mutations socio-économiques au centre du Bénin : Cas du secteur Tchaourou/Ouessè, Rapport technique, Cotonou, Bénin, 15 p.

Akpassonou C. P., Houindo Y. M., 1994. Etude de la dynamique des paysages en milieux Maxi de la sous-préfecture de Ouessè : Influence de l'homme sur le milieu. Mémoire de maîtrise de Géographie, Université d'Abomey-Calavi. Cotonou, Bénin, 103 p.

Arouna O., Zakari S., 2016. Mobilités et migrations des populations en Afrique de l'Ouest. Revue bibliographique et cartographique, Observatoire du Sahara et du Sahel (OSS). Université Polytechnique d'Abomey, Laboratoire de Cartographie d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin, 48 p.

Bied-Charreton M., 2007. La lutte contre la désertification, une cause mondiale. L'Etat du monde. *La Découverte*, 103-106.

Choplin A., Drozd M., 2009. Des déserts d'hommes ? *Approche géographique d'un milieu dit hostile*. Présentation Lacito journée désert, Paris, France, 9 p.

Centre Technique de coopération Agricole et rurale (CTA), 2008. *Implications du changement climatique sur les systèmes de production agricole durables dans les pays ACP : quelles stratégies d'information et de communication ?* Synthèse des travaux du séminaire, ACP-UE, Ouagadougou, Burkina Faso, 108 p.

Convention des Nations Unies sur la Lutte contre la Désertification (CNUDL), 1999. *Dans les pays gravement touchés par la sécheresse et/ou la désertification, en particulier en Afrique*. Programme d'action sous régional de lutte contre la désertification en Afrique de l'Ouest et au Tchad, CEDEAO/CCD/CILSS, 83 p.

Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), 2013. *Résumé à l'intention des décideurs, Changements climatiques 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* [sous la direction de Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York (État de New York), États-Unis d'Amérique, 222 p.

INSAE, 2016. *Effectifs de la population des villages et quartiers de ville du département des collines*, Rapport final, Cotonou, Bénin, 85 p.

Lamb P. J., 1982. Persistence of Sub-Saharan Drought. *Nature*, **299**, 46 - 47.

Prat M., Sayago J.M., 2003. Risques naturels, actions anthropiques et enjeux à San Miguel de Tucuman (Nord-Ouest argentin). *Les Cahiers d'Outre-Mer*, **223**, 301-313.

United Nations Decade for Deserts and the fight against Desertification (UNDDD), 2013. *L'avis des habitants et les mesures contre la désertification*, DENME - GEF, 8 p.

Wokou C. G., 2009. Agriculture et Environnement sur le plateau d'Agonlin : Système culturels et mutations environnementales. Mémoire de Diplôme d'Etudes Approfondies (DEA), Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin, 99 p.

HIVERNAGE DE 2014 AU SENEGAL, PROJECTION AVEC LES DONNEES CORDEX-AFRIQUE SUR 2050 ET SON IMPACT SUR LA PRODUCTION AGRICOLE

AMOUSSOU E.^{1,5}, DIEDHIOU A.^{2,3}, TOTIN VODOUNON S. H.^{1,5}, DIALLO D. D.⁴,
KOUAKOU K.³, MAHE G.⁶, HOUNDENOU C.⁵ & BOKO M.⁵

¹Département de Géographie, Université de Parakou, BP 123 Parakou, Bénin. ajernest@yahoo.fr, ernestamoussou@gmail.com, sourouhenri@yahoo.fr

²IRD, Laboratoire LTRE de l'Université de Grenoble-Alpes, BP 53, 38041, Grenoble Cedex 9 (France), arona.diedhiou@ird.fr

³LAPA-MF ; Centre d'Excellence Changement Climatique, Biodiversité et Agriculture durable (CEA CCBAD), Université Houphouët-Boigny d'Abidjan, (Côte d'Ivoire) arona.diedhiou@gmail.com, kk.kouadio@yahoo.fr

⁴Département Génie Rural" de l'ENSA-Université de Thiès, dior.diallo@univ-thies.sn

⁵Laboratoire Pierre PAGNEY, Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE) /Université d'Abomey-Calavi, 03 BP1122, Cotonou, Bénin. ernestamoussou@gmail.com, constant500@yahoo.fr, bokomichel@gmail.com

⁶Laboratoire d'HydroSciences de Montpellier, Université de Montpellier 2, Case courrier MSE, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5-France. gil.mahe@msem-univ-montp2.fr

Résumé : L'objectif de cette étude, est d'analyser les effets de la variation saisonnière de 2014 sur les productions vivrières. L'étude comparée de la variabilité interannuelle et trimestrielle (juin, juillet août) des précipitations sur les trente dernières années (1987-2016), des régimes pluviométriques de la période 2010-2015 et de l'hivernage de 2014 a permis de constater un décalage du début des saisons de pluies, un arrêt précoce et une diminution drastique des cumuls pluviométriques. La relation production/pluie a permis de constater une diminution de la production vivrière 5 à 6 fois plus marquée en 2014. Il ressort également qu'en 2014, le déficit pluviométrique a amplifié la baisse des rendements agricoles et que les faibles excédents de la production sont en baisse d'au moins 30 % par rapport aux superficies emblavées au cours de l'année. En outre, cette baisse des précipitations sera récurrente dans l'espace à l'avenir selon les données CORDEX-Afrique (modèles RCA et REMO) sous climat chaud (RCP8.5) et ne serait pas sans conséquence sur les systèmes agraires.

Mots-clés : Sénégal, données CORDEX-Afrique, hivernage de 2014, production agricole.

Abstract: Climate analysis of winterage 2014 in Senegal and its impact on agricultural production. The objective of this study is to analyze the effects of the seasonal variation of 2014 on food production. The comparative study of the interannual and quarterly variability (June, July August) of precipitation over the last thirty years (1987-2016), the rainfall patterns of the 2010-2015 period and the overwintering of 2014 revealed a lag in the onset of the rainy seasons, an early stoppage and a drastic decrease in rainfall totals. The production / rainfall relationship has shown that a decrease in food production, 5 to 6 times more marked in 2014. It also appears that of 2014, the rainfall deficit has amplified the decline in agricultural yields and that the small surpluses in production are down by at least 30% compared to the areas planted during the year. In addition, this decrease in precipitation will be recurrent in space in the future according to data CORDEX-Africa (RCA and REMO models) in hot climate (RCP8.5) and would not be without consequences on agrarian systems.

Keywords : Senegal, CORDEX-Africa data, wintering of 2014, agricultural production.

Introduction

Le changement climatique caractérisé par la recrudescence des phénomènes extrêmes tels que les sécheresses et les inondations, la hausse des températures, la variabilité accrue de la pluviométrie et des caractéristiques des saisons agricoles, (GIEC, 2007), constitue une menace majeure pour l'environnement et le développement agricole mondiaux et notamment africains. Les changements climatiques sont ainsi sans équivoques. L'Afrique de l'Ouest et le Sénégal en

particulier, pays sahélien, n'échappe pas à ce phénomène. Cette menace relative au changement climatique est plus que préoccupante pour le Sénégal, car les moyens d'existence des populations sont tributaires de ressources naturelles en constante dégradation. Il est présentement confronté à une situation de dégradation des précipitations surtout pour l'année 2014, ce qui n'est pas sans conséquence sur les systèmes de production et les ressources naturelles. Cette situation vient amplifier, les multiples exigences de réponses aux fonctions et services des écosystèmes, constatée depuis la fin des années 1960 et qui font que ces ressources naturelles, dont la base se fragilise, deviennent de plus en plus rares. Face à tous ses problèmes, cette étude vise à analyser la saison climatique de 2014 et son impact sur la production de quelques cultures vivrières, les plus consommés au Sénégal.

1. Présentation du secteur d'étude

Le Sénégal forme la partie occidentale la plus avancée de l'Afrique. Il est situé au sud de la boucle du cours inférieur du fleuve Sénégal qui lui a donné son nom. La superficie est de 196 712 km². Il s'étend en zone tropicale, entre les 13° et 16° N, et entre les 12° et 17° W. Il est limité à l'est par la Falémé et le Mali, au nord par le fleuve Sénégal, à l'ouest par l'Océan Atlantique, au sud par la frontière arbitraire de la Guinée-Bissau et de la Guinée-Conakry (figure 1).

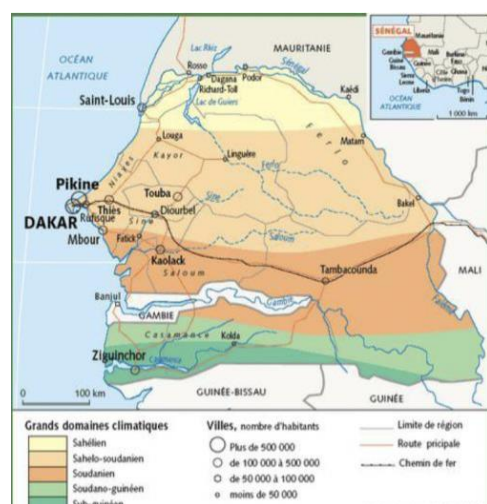


Figure 1. Localisation et évolution des précipitations au Sénégal (Source : www.sen-exercice.com)

Avec sa vaste plaine au relief monotone dont l'altitude ne dépasse que rarement 100 m, le Sénégal est caractérisé par un climat de type tropical très contrasté avec des températures élevées. Les pluies varient de 250 mm au nord à 1500 mm au sud, avec une diminution de la durée de l'hivernage du sud au nord : six mois au sud, quatre mois au centre, deux mois au nord tandis que la durée de la saison sèche s'allonge : six mois au sud, huit mois au centre, dix mois au nord. Spécifiquement, quatre types de climats bien marqués règnent au Sénégal comme l'illustre la figure 1 et qui déterminent les activités socio-économiques des populations. Le fonctionnement des hydrosystèmes et l'organisation des activités agricoles dépendent de l'inégale répartition des précipitations, leur rareté, leur retard ou leur précocité

2. Données et méthodes

On a utilisé les précipitations des stations de Dakar, Thiès, Louga et Saint Louis et les productions agricoles et superficies emblavées de l'arachide, riz et niébé de ces régions et de la zone de Niayes. Cette étude couvre d'une part la période 1987-2016 pour l'étude de la variabilité pluviométrique et d'autre part la période 2010-2015 pour l'étude de la variation des précipitations et des productions agricoles, mais l'accent est mis beaucoup plus sur l'hivernage de 2014, qui fait l'objet de notre travail. Les relations entre superficie et production agricole, production vivrière et précipitation sont établies pour montrer l'influence des déficits des lames d'eau précipitées de l'année 2014 sur la production agricole.

L'analyse statistique porte sur le test de student qui permet de s'assurer que la distribution de l'échantillon est compatible avec l'hypothèse de distribution gaussienne de la variable (test de

normalité). Sinon on peut essayer de rendre cette distribution compatible avec une distribution gaussienne en réalisant une transformation logarithmique.

En outre les données de précipitation provenant de deux modèles régionaux (RCA, REMO), présentés dans le tableau I, sont extraites de la base de données du projet CORDEX- Afrique (Giorgi *et al.*, 2009 ; Jones *et al.*, 2011), avec une résolution horizontale de 50 km sur 50 km aux deux scénarios (RCP 2.6 et RCP 8.5) pour vérifier la récurrence probable de l'hivernage de 2014 sur la période 2016-2050. Ainsi, les données de champ de précipitations sur le Sénégal (entre 13° et 16° N, et 12° et 17° W) ont été extraites. Ces deux modèles régionaux sont alimentés à leurs bornes par des simulations provenant d'un modèle global (GCM) qu'est le MPI.

Tableau 1. Simulations à 50 km de résolution des modèles utilisés

Centre de recherche	RCM	GCM
Max Planck Institute (MPI)	REMO	MPI
Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)	RCA	MPI

3. Résultats et discussion

3.1. Variabilité des précipitations au Sénégal ces trente dernières années

La figure 2 présente l'évolution des précipitations annuelles et celles des trois mois (juin, juillet, août) de début de la saison pluvieuse au Sénégal et plus précisément à Dakar et à Saint Louis.

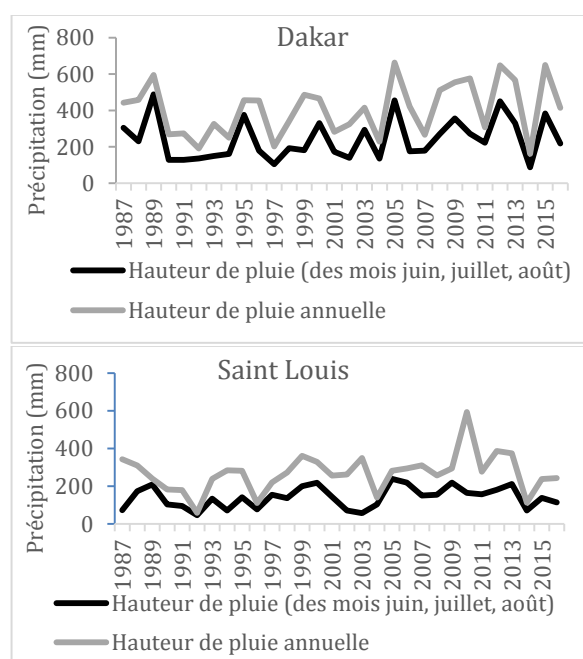


Figure 2 : Variabilité interannuelle des hauteurs de pluie à Dakar et Saint-Louis sur trente ans (1987-2016)

Il ressort de l'analyse de la figure 2, une évolution similaire des précipitations annuelle et trimestrielle (juin, juillet, août) sur les deux stations du Sénégal. Quand les trois mois du début de l'hivernage connaissent un déficit pluviométrique, les totaux annuels diminuent aussi. Ainsi, en 2014, le déficit annuel marqué pourrait être attribué à un faux départ de la saison des pluies car les deux stations (Dakar et Saint-Louis) totalisent respectivement 78.4 mm et 71.1 mm en trois mois contre des totaux annuels de 161.3 mm et 112 mm. Par contre, au cours des années humides, par exemple sur les totaux annuels de précipitations de 648.4 mm et de 386.8 mm, les débuts de saison (juin, juillet, août) totalisent respectivement 450 mm à Dakar et 181.1 mm à Saint Louis. On peut donc retenir que le début des saisons est déterminant dans le cumul des pluies au Sénégal.

3.2. Variation des précipitations au Sénégal ces dernières années

L'évolution de la lame d'eau précipitée au Sénégal est globalement erratique (Cabral, 2012 ; Sagna *et al.*, 2015). Ce pays connaît depuis quelques décennies des variations cycliques extrêmes : sécheresse, excédents pluviométriques aléatoires (inondations) ; variabilité interannuelle de la

pluviométrie (Nicholson, 1994 ; Barrios *et al.*, 2010 ; Diop *et al.*, 2016). Ces manifestations climatiques se sont amplifiées en 2014 engendrant un déficit très marqué de plus de 60 % comme l'illustre la figure 3. Le bilan du déficit pluviométrique de 2014 a été assez alarmant et met en évidence la grande vulnérabilité des systèmes de production et donc plus de 65 % de la population rurale (OCHA, 2014).

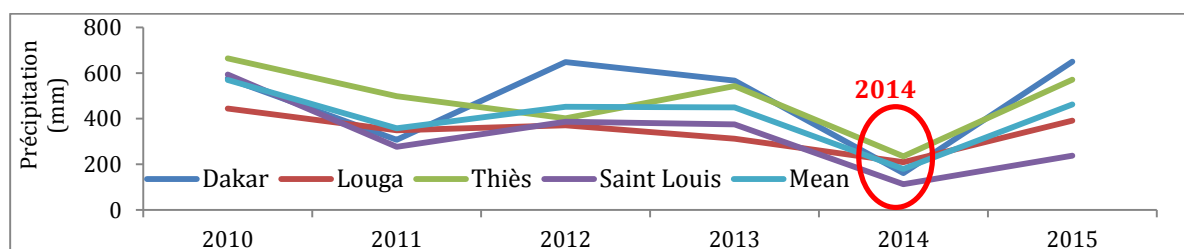


Figure 3. Variation annuelle des précipitations au Sénégal de 2010 à 2015

Cette occurrence généralisée des déficits pluviométriques de l'année 2014, dans les cinq stations constitue un exemple manifeste des années sèches auxquelles le Sénégal est confronté depuis les années 1970 (Diop *et al.*, 2016). Sagna *et al.* (2015), confirment le déficit généralisé de 2014 de plus de 76.5 % et affirment qu'il a impacté toute l'étendue du territoire sénégalais. Ils ont caractérisé cette année 2014 par un retard de l'installation de l'apparition des pluies (figures 4), avec une longue pause après les premières pluies, suivie d'un arrêt précoce des pluies dans certaines zones, etc.

De l'analyse de cette figure 4, il ressort un décalage du début des saisons de pluie et une baisse totale des cumuls pluviométriques comme le confirme la figure 4b. Comparativement aux autres années (figure 4a), l'année 2014 (figure 4b) a connu un début timide des pluies en juillet au lieu de juin et un arrêt précoce (octobre au lieu de novembre voire décembre).

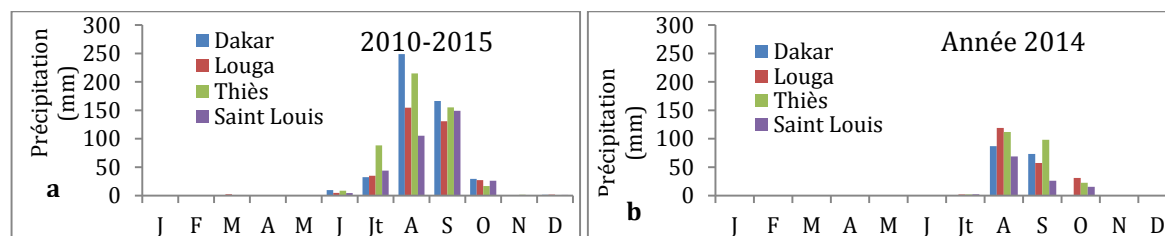


Figure 4. Régime des précipitations de quelques stations au Sénégal

Le tableau 2 illustre quelques exemples de déficit dans les stations pluviométriques au Sénégal.

Tableau 2. Variation de pluviométrie annuelle (en mm) dans les régions de la Zone des NIAYES

Régions	Pluie moyenne avant 2014	pluie de 2013	pluie de 2014	pluie de 2015	Ecart 2014-2013	Déficit (%)
Dakar	474,45	566,9	161,3	650	-405.6	-72
Thiès	502,34	542,9	234,9	571,1	-308	-57
Louga	355,41	311,9	209,3	391,2	-102.6	-33
Saint Louis	321,01	374,8	112,8	237,7	-262	-70

De l'analyse du tableau 2, il ressort un déficit pluviométrique très marqué qui varie en moyenne de 50 à 58 %, presque dans toutes les régions du Sénégal, ce qui corrobore avec les

3.4. Analyse prospective de la variabilité pluviométrique au Sénégal avec les données CORDEX-Afrique sous climat chaud (RCP8.5)

La figure 6 présente l'évolution annuelle des précipitations d'ici 2050 au Sénégal (cas des stations pluviométriques de Dakar, Louga, Saint Louis et Fatick), comparée à celle de l'hivernage de 2014.

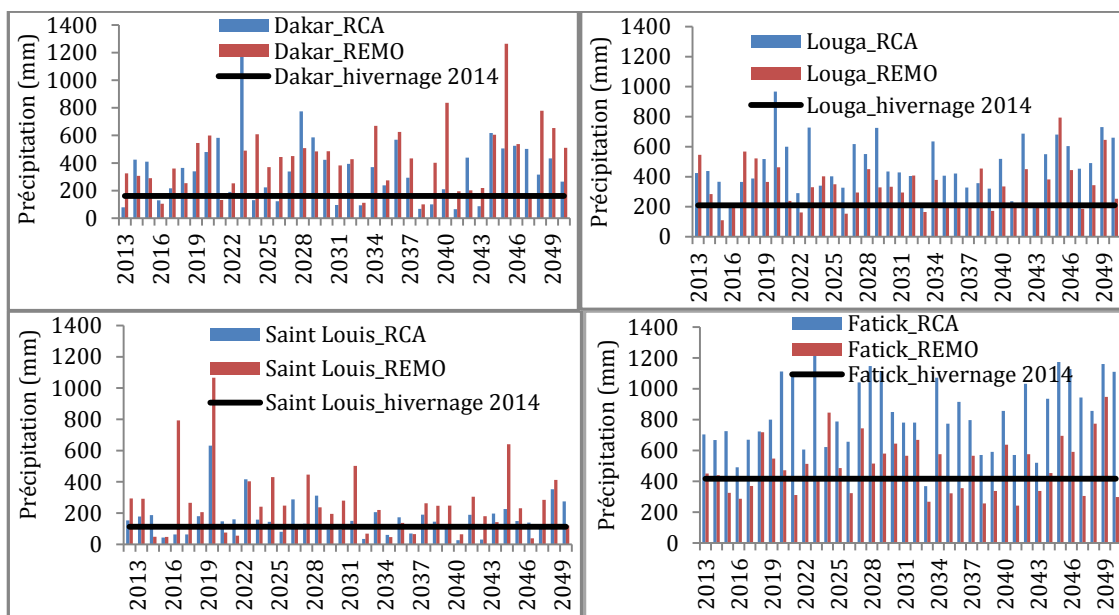


Figure 6. Variabilité pluviométrique d'ici 2050 au Sénégal sous climat chaud (RCP 8.5)

Il ressort de l'analyse des graphes de la figure 6, des années encore plus sèches et répétitives que l'hivernage de 2014. De façon générale, les modèles ont surestimé les précipitations de 2014. Les cumuls de l'hivernage de 2014 dans les différentes stations du Sénégal sont inférieurs d'au moins 10 % aux cumuls de la même année selon les modèles (REMO et RCA). Cependant, on note quelle que soit la station de 2013 à 2050, des années déficitaires très marquées par rapport à l'hivernage de 2014. En dehors de ces années plus communes dans toutes les stations, le modèle RCA estime douze années sur la période 2013-2050 comme des années très sèches contre neuf années avec le modèle REMO à Saint Louis. De plus, à la station de Dakar, le modèle RCA prévoit huit années très sèches sur les 38 avec un cumul annuel (68.1 mm) très déficitaire (-58 % par rapport à celui de 2014). La zone de Saint Louis serait la plus sèche au Sénégal avec des déficits pluviométriques de 73 % (2043) par rapport au cumul annuel de l'hivernage de 2014 et ceci répété dans le temps selon les deux modèles (RCA et REMO). Cette baisse remarquable des précipitations et sa mauvaise répartition, influencent fortement la production agricoles (Nicholson, 1994 ; Sivakumar, 2006 ; Sultan *et al.*, 2013) et par conséquent les rendements agricoles.

Conclusion

Au terme de cette étude, il faut retenir que la variabilité pluviométrique interannuelle est marquée par le déficit pluviométrique trimestriel (juin, juillet, août) du début de la saison et que l'hivernage de 2014 est très déficitaire et presque dans toutes les régions du Sénégal. Cette baisse des lames d'eau précipitées est beaucoup plus marquée à Saint Louis et Dakar que dans les autres régions du Sénégal. Les modèles RCA et REMO à climat chaud (RCP 8.5) forcés par le MPI

(GCM) ont surestimé cet hivernage de 2014 dans les stations pluviométriques utilisées à l'exception de Fatick. Ces modèles ont montré une recrudescence des années déficitaires dans l'avenir, même 40 à 73 % plus sévère que celui de 2014 au Sénégal. Cette baisse très déficitaire des précipitations de 2014 a amplifié différemment la baisse de la production céréalière, et varie d'une région à l'autre et d'une culture à l'autre. L'analyse des données pluviométriques projetées CORDEX- Afrique confirment une recrudescence des hivernages très marqués au Sénégal et donc ses conséquences potentielles sur l'agriculture, la santé, les ressources en eau, etc. seront plus prononcées.

Bibliographie

- Barrios S., Bertinelli L., Strobl E., 2010. "Trends in Rainfall and Economic Growth in Africa: A Neglected Cause of the African Growth Tragedy", *The Review of Economics and Statistics*, Vol. 92, no. 2, pages 350-366.
- Bloom, D. E., Sachs J. D., Collier P., Udry C., 1998. "Geography, demography and economic growth in Africa", *Brooking Papers on Economic Activity*, vol. 1998, no 2, 207-295.
- Cabral F. J., 2012. L'impact des aléas pluviométriques sur les disparités régionales de pauvreté au Sénégal. *Revue d'économie du développement*, 2012/1 (Vol. 20), 128 p. DOI : 10.3917/edd.261.0069
- Diop L., Bodian A., Diallo D., 2016. Spatiotemporal trend analysis of the mean annual rainfall in Senegal. *European Scientific Journal*, 12(12), 231-245.
- GIEC, 2007. Bilan 2007 des changements climatiques – Les bases scientifiques physiques, publié sous la direction de S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller, Cambridge University Press, Cambridge, Royaume Uni.
- Giorgi, F., C. Jones et G. R. Asrar, 2009. L'expérience CORDEX: répondre aux besoins d'information climatologique à l'échelle régionale. *Bulletin de l'OMM*, 58, 3, 175 – 183.
- Jones C., F. Giorgi et G. Asrar, 2011. The Coordinated Regional Downscaling Experiment: CORDEX An international downscaling link to CMIP5. *CLIVAR Exchanges* n° 56, vol. 16, 34-40.
- Nicholson S. E., 1994. "Recent rainfall fluctuations in Africa and their relationship to past conditions over the continent", *The Holocene*, 4: 121-131.
- Sagna P., Ndiaye O., Diop Ch., 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* N°227 - octobre - décembre 2015, 17 p. Mis à jour le : 23/05/2017, URL : <http://lodel.irevues.inist.fr/pollution-atmospherique/index.php?id=5320>, <https://doi.org/10.4267/pollution-atmospherique.5320>
- Sivakumar M., 2006. Climate prediction and agriculture: current status and future challenges. *Clim. Res.*, 33 (2006), pp. 3-17.
- Sultan B., Roudier P., Baron C., Quirion P., Muller B., Alhassane A., Ciais P., Guimberteau M., Traoré S. B. and Dingkuhn M., 2013. Assessing climate change impacts on sorghum and millet yields in West Africa *Environ. Res. Lett.* 8 014040.

LA CHALEUR DANS LE SUD DU BASSIN AQUITAIN : CONTRIBUTION DU POSTE D'AIRE SUR L'ADOUR (1971-2018) A LA CONNAISSANCE DU CLIMAT

AVILA F.

Education Nationale, Aire sur l'Adour, France. frnd.avila@yahoo.fr

Résumé : Dans la vallée de l'Adour (sud du bassin aquitain, France), le poste pluvio-thermométrique du CNES a fonctionné de 1971 à 1991 et le poste de Bellevue (créé par l'auteur) a pris sa succession et forme avec les relevés du CNES 46 ans de données et d'observation. L'analyse porte sur les données de température quotidienne de 1971 à 2017 de la station d'Aire sur l'Adour. Le calcul du nombre mensuel de jours de chaleur ($\geq 25^{\circ}\text{C}$) et de forte chaleur ($\geq 30^{\circ}\text{C}$) met en évidence un réchauffement important en cours, avec une augmentation de 11 jours de chaleur et 9,9 jours de forte chaleur en 46 ans.

Mots clés : Aquitaine, climat local, chaleur, été, réchauffement.

Abstract: Heat in the south of the Aquitaine basin: contribution of the post of Aire sur l'Adour (1971-2018) to the knowledge of the climate. Aire sur l'Adour (latitude $43^{\circ} 41' \text{N}$, 79 m to 150 m), called Atura in Antiquity (région aturine, climat aturin, in french), is a small town located in South of Aquitaine, situated between the Pyrenees and the Massif Central. The analysis concerns the data of daily temperature from 1971 till 2017 of the station of Aire-sur-l'Adour. The calculation of the monthly number of days of heat ($\geq 25^{\circ}\text{C}$) and of strong heat ($\geq 30^{\circ}\text{C}$) highlights an important increase in temperature, with an increase of 11 days of severe heat and 9.9 days of extremely severe heat in 46 years.

Keywords: Aquitaine basin, local climate, heat, summer, warming.

Introduction

Aire sur l'Adour ((Figure 1 ; latitude $43^{\circ}41' \text{N}$; altitude de 79 m à 150 m), aussi méridionale que Nice, est une petite ville située dans le sud de l'Aquitaine et appelée Atura dans l'Antiquité (d'où la région aturine et le climat aturin). Situé entre les Pyrénées et le Massif Central et ouvert sur l'Atlantique, le bassin Aquitain bénéficie d'un climat océanique doux l'hiver, chaud l'été. L'anticyclone subtropical des Açores est souvent responsable de températures élevées et de longues périodes dépourvues de précipitations significatives (Vigneau, 1990). Face au changement climatique global avéré, cette étude vise à montrer si au niveau du bassin aquitain, le réchauffement climatique est réel et fort.

1. Données et méthodes

L'étude s'appuie sur les relevés quotidiens de température (T_m , T_n et T_x) de l'air dans la station climatique d'Aire sur l'Adour. Le poste est en service depuis près de 47 ans et regroupe les relevés du poste du CNES (79 m) qui a fonctionné de 1970 à 1991, complété par celui de Bellevue (84 m), créé par l'auteur en 1981, situé à 1 km de distance du CNES, et toujours en activité en 2018.

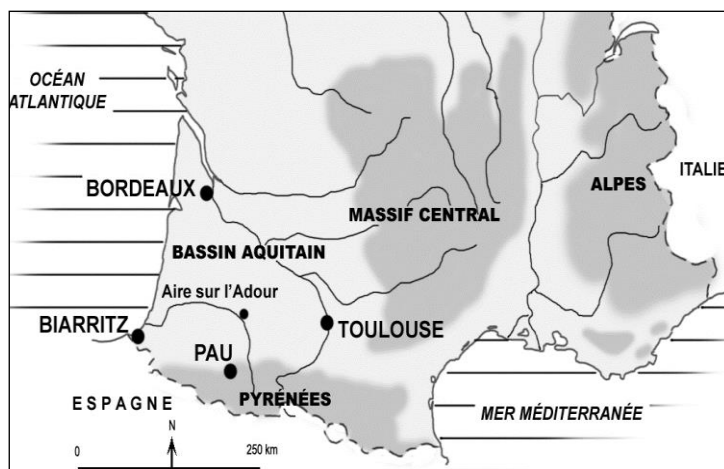


Figure 1. Localisation d'Aire sur l'Adour, au sud du Bassin aquitain.

Nous disposons donc d'une longue série de relevés sans lacune avec un seul changement de site, les deux postes ayant un environnement comparable, en fond de vallée avec beaucoup d'espace autour des abris météo. Depuis 1992, le poste de Bellevue est équipé d'une station automatique « Précis Mécanique ».

Le travail s'appuie sur le calcul des moyennes thermiques mensuelles, annuelles et les normales (1971-2000 et 1981-2010), visant à recenser le nombre de jours chauds ($T \geq 25^{\circ}\text{C}$) et de jours très chauds ($T \geq 30^{\circ}\text{C}$), calculés aux pas de temps mensuels et annuels. L'évolution des précipitations est étudiée grâce au calcul d'une droite de régression linéaire simple. Le calcul des coefficients R de Bravais Pearson permet d'établir avec robustesse les tendances thermiques et pluviométriques. L'analyse conjointe des températures et des précipitations permet de scinder la période 1971-2017 en quatre périodes distinctes.

2. Des étés pluvieux et frais, ainsi que des événements exceptionnels, de 1971-1981

La circulation d'ouest domine (Avila, 2007), des trains de perturbations traversent l'Atlantique. En juin, juillet et août 1971 les orages et les tempêtes d'ouest saccagent les cultures (Avila *et al.*, 2008), il tombe 78 mm le 31 août 1971 (record en 24 h).

L'année la plus froide est 1972. Aire sur Adour relève des records de froid en juin 1972, avec une moyenne de $15,7^{\circ}\text{C}$ contre $18,5^{\circ}\text{C}$ (normale 1971-2000), avec une gelée blanche au sol le 6 juin (3°C sous abri). Septembre 1972 est également froid : $15,1^{\circ}\text{C}$ au lieu de $17,9^{\circ}\text{C}$ (normale 1971-00). Octobre 1974 est également remarquable avec une moyenne très basse de $9,9^{\circ}\text{C}$, record de froid, de plus l'automne 1974 est très pluvieux : 123 mm en septembre, 150 mm en octobre, 103 mm en novembre, l'armée vient aider les agriculteurs à récolter le maïs. Indiquons qu'une puissante tempête d'ouest (35 m/s au CNES) saccage la forêt landaise le 1^{er} décembre 1976.

L'été 1977 est particulièrement pluvieux et froid, une tempête balaie la région les 13 et 14 juin (rafales 26 m/s), de violents orages déversent des trombes d'eau le 8 juillet 1977 sur l'Aquitaine et surtout dans le département du Gers, provoquant « une crue foudroyante » (Bertrand et Vigneau, 1981). L'été 1977 n'a aucun jour de forte chaleur, record dans le Sud-Ouest depuis 1880, date de fondation de l'Observatoire de Bordeaux-Floirac. C'est bien une année sans été (Tableau 1).

La fraîcheur se poursuit durant les étés suivants : 1978, 1979 et 1980. En décembre 1981, il y a une nouvelle tempête d'ouest les 13 et 14 décembre et il tombe 270 mm de pluie (record absolu 1971-2017). La moyenne annuelle des jours de chaleur ($\geq 25^{\circ}\text{C}$) n'est que de 69 jours. La moyenne des jours de forte chaleur ($\geq 30^{\circ}\text{C}$) n'atteint que 20 jours. Signalons cependant trois étés chauds de 1973, 1975 et 1976, mais aucune année ne dépasse $13,0^{\circ}\text{C}$ en moyenne annuelle (Figure 2).

Tableau 1. Mai à septembre 1977 à Aire/Adour : pluie et fraîcheur.

Paramètres	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept
Tm ($^{\circ}\text{C}$)	13,8°	17,4°	18,8°	17,9°	17,3°
Maximum T ($^{\circ}\text{C}$)	21,5°	28,0°	29,0°	29,0°	29,3°
Normales ($^{\circ}\text{C}$)	15,5°	19,5°	20,9°	21,2°	17,0°
P (mm)	149	192 (1)	76 (2)	102	3 (3)

- (1) Tempête 13-14 juin : rafales 26 m/s, 77 mm de pluie, température maximale : $14,3^{\circ}\text{C}$.
- (2) La température maximale n'a jamais atteint 30°C en 1977, record de fraîcheur estivale depuis 1880. Les moyennes mensuelles de mai à août sont inférieures de près de 2°C aux normales 1971-2000.
- (3) Septembre 1977 est sec, on relève 15 jours de brouillard et 4 gelées blanches, températures minimales sous abri : allant de $2,2^{\circ}\text{C}$ à $3,5^{\circ}\text{C}$.

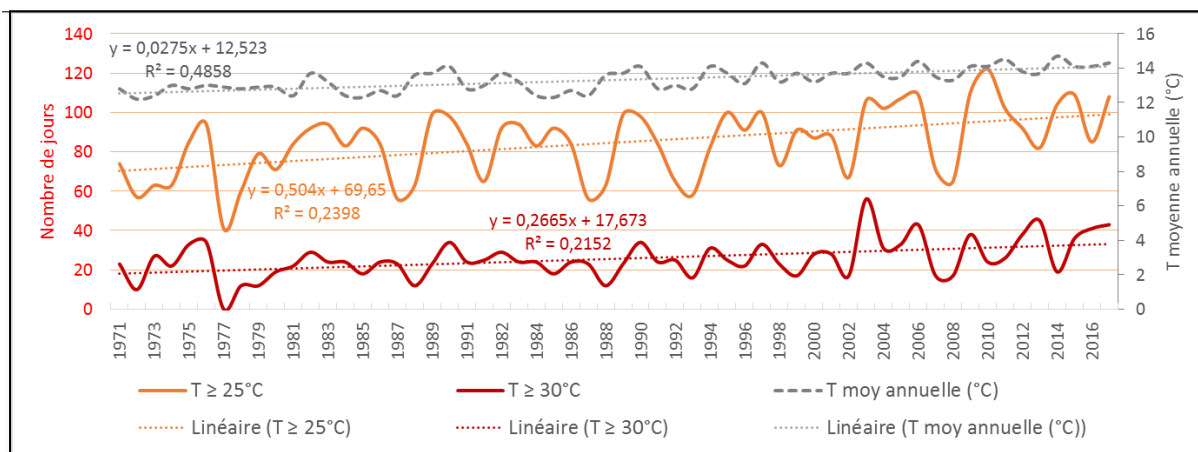


Figure 2. Evolution de la température moyenne annuelle et du nombre de journées de chaleur et de forte chaleur (1971-2017) à Aire sur l'Adour.

3. Le tournant des années 1980

Dans les années 1982-1991, la chaleur et la sécheresse contraignent les agriculteurs à s'équiper rapidement en matériel pour irriguer le maïs (quasi monoculture dans la région) qui à besoin de 600 mm d'eau (pluie ou irrigation), avec un apport d'eau régulier surtout au moment de la floraison, sinon le stress hydrique est responsable d'une forte baisse des rendements (Physiologie et production du maïs, 1990). La droite de régression (Figure 2) montre bien la période froide des années 1971-1981, la moyenne pluviométrique élevée de 989 mm/an, et les années les plus fraîches de la période 1971-2017 où aucune année ne dépasse 13°C. La moyenne est de 12,7°C (dont 12,2°C en 1972).

3.1. Un début de réchauffement et une première baisse de la pluviométrie

La séquence d'avril 1982 à mai 1992 est nettement plus chaude, avec une moyenne annuelle de 13,0°C et moins pluvieuse, avec 904 mm de précipitations en moyenne et une diminution de 85 mm en moyenne annuelle (1982-1992). Elle débute avec la sécheresse d'avril 1982 et la canicule de juillet 1982, succédant aux pluies abondantes de la période précédente, (1971-81). Les étés de cette seconde séquence sont en majorité chauds et secs (Tableau 2). La séquence se termine fin mai 1992 (5 jours très chauds et 17°C en moyenne, avec 5 jours de forte chaleur, mois sec et seulement 35 mm de précipitations).

Tableau 2. Précipitations mensuelle et annuelles en mm 1982-1992, Aire sur l'Adour.

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	DN O	N	D	Total
1982	67	30	104	3	103	65	41	37	66	223	93	178	1039
1983	14	67	73	99	99	74	86	102	20	35	48	43	766
1984	144	130	83	14	92	31	8	51	109	86	94	72	914
1985	89	80	121	41	181	82	20	18	29	60	69	56	810
1986	153	91	85	187	58	28	6	77	53	65	53	111	966
1987	38	108	81	53	32	97	61	86	30	89	110	11	796
1988	163	98	149	138	77	65	46	89	33	24	8	41	930
1989	27	213	22	228	23	21	34	56	46	39	83	31	822
1990	75	79	23	69	63	92	23	56	51	136	142	99	908
1991	86	64	68	73	65	62	51	57	112	45	9	26	875
1992	52	17	67	72	35	196	47	169	95	193	79	101	1125

Lexique : rouge et jaune sécheresse ; noir et bleu, excédent de précipitations.

Les moyennes sont parfois trompeuses, le mois d'août 1991 apparaît très chaud (23,1°C) mais pas sec : 56 mm en ce mois d'août (indice de Gaussen : pour ne pas être sec la pluie doit atteindre le double de la température mensuelle) or il n'est tombé que 7 mm de pluie en début de mois, qui comporte 13 journées très chaudes (de 30° C à 37,5°C). La pluie arrive le 31 août

quand un violent orage déverse 48 mm entre 14 h et 16 h. Août 1991 est un mois sec pour les maïsiculteurs comme pour les touristes. L'été 1987, est un été frais en apparence, (57 jours chauds et 21 jours très chauds), la forte chaleur ne s'installe qu'à la mi-août (38,4°C le 21 août) et se poursuit en septembre, qui a 11 jours consécutifs avec une chaleur pénible (35,5°C le 16).

3.2. La circulation méridienne devient prédominante

Le climat change car l'anticyclone subtropical des Açores recouvre plus souvent la France à partir de 1982, d'où une succession d'années déficitaires en précipitations (Figure 3). Des déficits importants eurent lieu pendant cinq hivers consécutifs de 1988-89 à 1992-93. En juillet 1990, l'Adour connaît un étiage si bas (débit de 0,5 m³/s) que des randonneurs la remontent à pieds secs de St-Sever à Aire sur l'Adour sur 30 km (Sud-Ouest 25/071990).

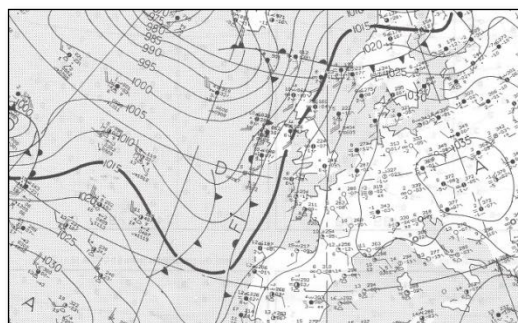


Figure 3. Pressions au sol ; situation du 25/01/1989 à 12 h.

La vague de chaleur est exceptionnelle les 6, 7 et 8 juillet 1982 avec un vent venant directement du Sahara qui transporte du sable (le ciel a une teinte cuivrée). Les relevés de Mont-de-Marsan sont la référence car c'était le seul poste de 1945 à 1958 dans le département des Landes. Pour la première fois depuis 1950, les 40° sont atteints dans le Sud-ouest. Le 8 juillet 1982, le maximum atteint 39,8°C à Aire sur l'Adour, 40,4°C à Mont-de-Marsan, 40,2°C à Maumusson, 41,0°C à Auch. Le réchauffement est net : 82 jours de chaleur par an (+13 jours par rapport à la période 1971-81), 5 années ont plus de 90 jours de chaleur. Pour la forte chaleur, on passe de 19 à 23 (4 jours en plus), 5 années ont plus 90 jours de chaleur.

4. 1982-1992 : un tournant climatique majeur

4.1. La vague de chaleur de 1982 est suivie de plusieurs étés chauds

Lorsqu'à l'automne 1985... mon village du lot fut frappé par une sévère sécheresse, des fissures apparaissaient dans le sol... un agriculteur répétait sans cesse : « ce n'est pas possible, il ne pleuvra plus jamais » (Kessler et Chambraud, 1986). Durant dix étés, sécheresses et canicules se succèdent : épisodes de chaleur tardive en septembre 1985, 1987 et 1988 (d'août 1988 à février 1989), la sécheresse précoce de 1986, sécheresses et canicule en juillet-août 1989, 1990 et 1991. De même, plusieurs hivers sont déficitaires en pluie (notamment 1988-1989 et 1992-1993) aggravant la pénurie d'eau. Les années 1980 connaissent donc un type de climat bien différent de celui des années 1970 (tableau 2).

4.2. Une période plus incertaine (1992-2002)

En juin 1992 le temps devient très pluvieux (196 mm) et frais (16,9°C), plus frais que mai (17°C). 5 maxima vont de 13 à 16°C ! Il tombe 196 mm de pluie en juin (3 fois la normale), il pleut tous les jours du 1^{er} au 22 juin 1992, on relève en août 169 mm (violente tempête les 7 et 8 août), et en octobre 193 mm, soient 825 mm en 7 mois (juin-décembre 1992). Mais la température annuelle augmente à nouveau après ce qui est peut-être dû à l'éruption du Pinatubo en juin 1991 (Leroy Ladurie, 2008). La moyenne annuelle augmente car deux années (1994 et 1997) ont une moyenne annuelle qui dépasse 14,0°C. En 1994, cela correspond à l'absence de froid hivernal (16 gelées alors que la normale est 45) et à la forte

chaleur estivale. En 1997, cela résulte d'une grande douceur en février et mars et de la chaleur tardive d'octobre : les bourgeons repoussent, après la chute des feuilles. Deux années, 1995 et 1997, atteignent 100 jours de chaleur pour la première fois depuis 1971. Les précipitations annuelles continuent à diminuer passant de 988 mm (en 1971-1981), puis à 904 mm (1982-1992) et à 839 mm (1992-2002). Du 1^{er} mai 2001 au 30 avril 2002, c'est l'année sèche, il ne tombe que 470 mm de précipitation, soit 48 % de la normale ; 11 mois sont déficitaires et un seul mois est excédentaire, juillet 2001.

5. Une quatrième séquence débute avec la grande canicule de 2003

Après une année fraîche (2002) et un hiver 2002-2003 plutôt rigoureux, la forte chaleur débute en mai et culmine en juin et août 2003, surpassant la fameuse canicule de la fin juillet et début août 1947. Les années suivantes ont des étés chauds et longs dépassant souvent 100 jours de chaleur (122 jours en 2010). Durant cette période, la forte chaleur présente dès le mois d'avril (à partir de 2005) se prolonge souvent jusqu'en octobre. La température moyenne augmente nettement, il y a désormais 98 jours de chaleur et plusieurs années dépassent largement 100 jours de chaleur par an. Il n'y a que deux années fraîches 2007 et 2008, dont les étés n'ont qu'un faible nombre de jours de chaleur et de forte chaleur. La moyenne annuelle poursuit sa progression et atteint 13,9°C.

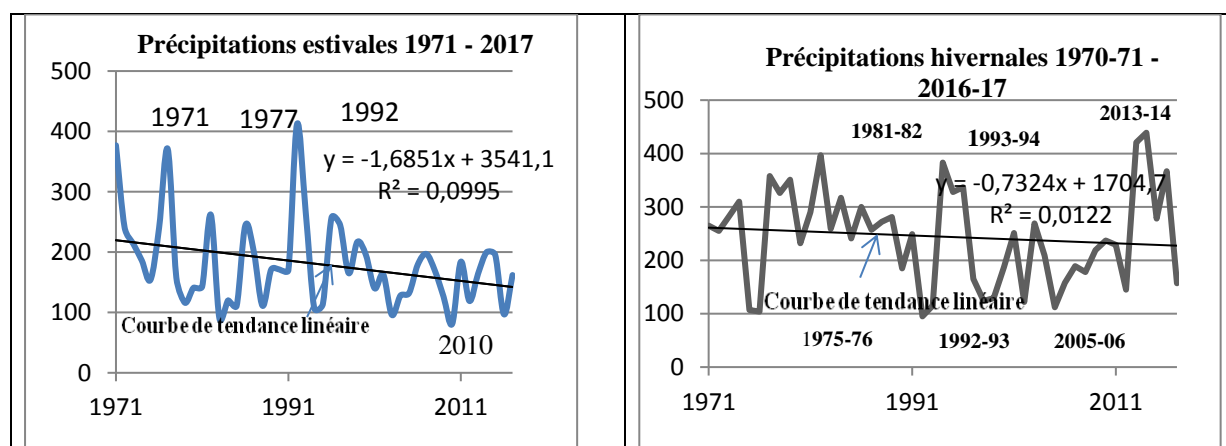


Figure 3. Précipitations estivales (J, J et A.) (à gauche) et hivernales (D, J et F) (à droite) 1971-2017 à Aire sur Adour.

5.1. La canicule de 2003 surpasse celle de 1947

Elle est plus intense que celle de 1947 à Mont-de-Marsan qui relève 63 jours de forte chaleur en 2003 contre 52 jours en 1947, 6 jours $\geq 40^\circ\text{C}$ contre 3 jours $\geq 40^\circ\text{C}$. La moyenne des maxima d'août 2003 est supérieure de $2,0^\circ\text{C}$ à la moyenne des maxima de la canicule de juillet-août 1947 (Avila, 2004). Dans les deux cas, elle dure 14 jours consécutifs. Il y a 56 jours de forte chaleur avec un maximum absolu de $41,5^\circ\text{C}$ le 4 août 2003.

5.2. 2003-2017 : les étés actuels sont chauds, longs et secs.

Avec 41 jours de forte chaleur et six jours de pluie « utile » en 3 mois, l'été 2016 (Tableau 3) est représentatif de l'été actuel type. La forte chaleur domine en août et septembre 2016 et la sécheresse règne du 25 juin au 24 octobre. Octobre constitue une superbe arrière-saison, pas de précipitation du 1^{er} au 24. Ce type de temps satisfait les touristes, favorise les récoltes et donne d'excellents millésimes pour les vins.

Tableau 3. Le bel été 2016 à Aire sur Adour.

Mois	Mai 2016	Juin 2016	Juillet 2016	Août 2016	Sept. 2016	Oct. 2016	Bilan
Maxi. Absolu (°C)	31,8°	36,7	38,7°	38,0°	37,2°	26,°C	38,7°
Très forte chaleur (nombre T ≥ 35°C)	0 j.	1 j.	2 j.	8 j.	2 j.	0 j.	15 j.
Forte chaleur (nombre T ≥ 30°C)	1 j.	4 j.	9 j.	14 j.	13 j.	0 j.	41 j.
Chaleur (nombre T ≥ 25°C)	6 j.	15 j.	24 j.	27 j.	21 j.	3 j.	86 j ;
P (mm)	64 mm	72 mm	16 mm (1)	9mm (2)	51mm	82mm (3)	294 mm

(1) 8 ondées nocturnes 0,5-2mm. (2) Août : un seul orage nocturne. (3) Aucune pluie du 1^{er} au 24

Conclusion

La moyenne d'août 2003 atteint 25,6°C, celle de juillet 2006 et de juillet 2013 est de 24,6°C (normale : normale de juillet et août 25,3°C). Dix années sur quinze ont plus de 100 jours de chaleur par an ; 2010 a 122 jours de chaleur et le record de chaleur pour une fin août : 41,2° le 26. La forte chaleur ($\geq 30^\circ\text{C}$) peut survenir désormais dès avril (6 mois d'avril depuis 2005 ont un maxima $\geq 30^\circ\text{C}$ et durer jusqu'à la mi-octobre (12 fois depuis 1983), 30,2°C en 1983, 32°C en 2001 et 34,2°C en 2004. La moyenne thermique qui était de 12,7°C en 1971-1981 est de 13,9°C en 2003-2017. Le nombre de jours de forte chaleur passe de 19 à 33 soit 14 jours en plus. Le nombre de jours de chaleur atteint 98 jours, soit 29 jours de plus qu'en 1971-1981. En 2014, octobre atteint la moyenne record de 17,8°C, (moyenne proche de celle du mois de juin). Avril 2011 atteint 15,8°C, moyenne d'un mois de mai. Les étés depuis 2003 sont en majorité longs et chauds. *Le réchauffement est rapide* prévient le GIEC (*Le devoir*, 2018). Janvier ne cesse de se réchauffer, 8,9°C en 2014, 9,2°C en 2016, 9,4°C en 2018 ; minima nocturnes élevés : 13,7°C le 19 janvier 2007, et 2018 : 14,6° le 4 janvier 2018 ; ultimes records du 18 au 22 avril 2018 avec 5 jours entre 25°C et 29°C. Le climat change vraiment, la tendance au réchauffement s'étend désormais à l'année entière avec +1,26°C en 46 ans.

Bibliographie

- Avila F., 2001. *Recherche sur les topo-climats thermiques en relief peu contrasté du moyen-Adour et des Landes*. Thèse, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 315 p. Tirage Presses de l'A.N.R.T.
- Avila F., 2004. Été 2003, canicule historique en Aquitaine, étude à partir des données du poste d'Aire-sur-l'Adour - *Actes du XVIIème colloque de l'AIC*, Caen, 109-112.
- Avila F., 2007. Climat local, changements climatiques et impact économique, trente-six ans d'observation climatologique. *Climatologie*, 4, 167-190.
- Avila M., Avila F. et Dartigues A., 2008. *Au cœur de l'Adour* Editions Atlantica, 267 pages.
- [http : //le devoir.com>societe>environnement](http://ledevoir.com/societe/environnement).
- Météo-hebdo (1988-2017). Météo-France.
- Kessler J. et Chambraud A., 1986. *La météo de la France*. JC Lattès, 312 p.
- Lambert R. et Vigneau J.P., 1981. Les inondations catastrophiques de juillet 1977 en Gascogne, *Annales de Géographie*, Année 1981, volume 90, pp. 1-54.
- Leroy-Ladurie E., 2008. *histoire humaine et comparée du climat*, tome III, Fayard, 606 pages.
- Physiologie et production du maïs, *colloque 13-15 novembre 1990*. AGPM et INRA Edition, 501 p.
- Rapport du GIEC 2014. www.ecologiesolidaire.gouv.fr
- Vigneau J.P., 1990. L'autre midi, réflexions sur les aspects et le fonctionnement climatique du Sud-Ouest, *Revue de Géographie de Lyon*, volume 65 p 129-137.

LES NUITS TROPICALES, REVELATRICES D'UN RISQUE THERMIQUE MAJEUR EN TUNISIE : APPROCHE METHODOLOGIQUE

BEN BOUBAKER H.*, CHEHAIEB S.** ET AGUERBI-JAOUADI H.**

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

** Institut National de la Météorologie, sabrin.chehaieb@gmail.com, direction.generale.inm@gmail.com

Résumé : Les nuits tropicales chaudes se définissent en Tunisie à partir d'un seuil des températures quotidiennes minimales nocturnes (TN) supérieures ou égales à 20°C. Entre 25 et 30°C, elles sont qualifiées de très chaudes, et extrêmement chaudes si elles dépassent 30°C. Elles ont tendance à devenir de plus en plus fréquentes et à s'étaler sur une saison plus large. De ce fait, cette chaleur accentue le stress thermique et limite le répit thermique nocturne en saison chaude.

Mots clés : Chaleur, réchauffement climatique, nuit tropicale, risque thermique, Tunisie

Abstract: *Tropical nights, a major thermal risk in Tunisia: methodological approach.* Hot tropical nights are defined in Tunisia from a threshold of minimum night temperatures (TN) greater than or equal to 20 ° C. Between 25 and 30 ° C, they are qualified as very hot, and extremely hot if they exceed 30 ° C. They tend to become more and more frequent and spread over a wider season. As a result, this heat causes heat stress and reduces the nocturnal thermal break during the hot season.

Keywords: Heat, climate warming, tropical night, thermal risk, Tunisia

Introduction

L'analyse du réchauffement climatique se réfère souvent à des indicateurs thermiques moyens. Toutefois, il est plus pertinent de se référer à des indicateurs qui traduisent mieux le climat vécu et perçu (Besancenot, 2015).

En l'occurrence, les températures diurnes, notamment les maximales (TX), servent souvent d'indicateurs de réchauffement, notamment en saison chaude. Mais, même en cette saison les activités de plein air, qu'elles soient économiques, de plaisance ou autres, se poursuivent jusqu'à tard dans la nuit. Les températures minimales nocturnes (TN) s'avèrent alors un indicateur pertinent qui reflète le degré de confort / inconfort imposé à la population.

L'intérêt accordé aux températures nocturnes vient également de la perception de l'utilité du « répit nocturne » pour le confort de la population. Il va sans dire qu'en général, si la chaleur est intense pendant le jour, la population locale attend son atténuation pendant la nuit pour pouvoir se reposer et récupérer de la fatigue de la journée. Mais, il arrive que ce répit soit gâché par des températures minimales restant élevées. Rappelant la chaleur nocturne tropicale, ces nuits sont donc qualifiées de « tropicales ». Nous discutons ici de leur seuil de définition, qui est de 20°C.

Au cours des dernières années en Tunisie, en l'occurrence l'été 2017¹ (INM, 2017), une récurrence de ces nuits tropicales a été observée, ce qui laisse présager d'une tendance positive de leur fréquence.

Le présent travail analyse la fréquence des nuits tropicales, leur intensité, les facteurs atmosphériques responsables et leurs incidences sur la santé humaine.

¹ La température estivale moyennée sur l'ensemble de la Tunisie a atteint 28,7°C dépassant la normale (1981-2010) de 1,53°C. L'été 2017 se place ainsi au 5^{ème} rang des étés les plus chauds depuis 1950 derrière l'été 1952 (+1,55°C), 1999 (+1,67°C), 2003 (+2,16°C) et l'été 2012 (+2,24°C).

1. Méthodes et données

1.1. Méthodes

La nuit est d'abord, par définition, la séquence où s'annule le rayonnement solaire, substitué exclusivement par le rayonnement terrestre. Même si la nuit est marquée par un bilan radiatif déficitaire, l'effet du rayonnement diurne reste marqué, en particulier en saison chaude, en raison de la brièveté de la nuit (8 h contre 16 h). Plus le rayonnement solaire diurne est intense, plus la chaleur nocturne est élevée, abstraction faite de tous les autres facteurs de l'environnement (brises locales, vents synoptiques, ...).

De ce fait, la température quotidienne minimale est enregistrée, en principe, vers le lever du jour. Cependant, l'afflux d'un air chaud allogène peut perturber cette règle. En tout état de cause, le rafraîchissement nocturne, en particulier s'il succède à une journée torride (Ben Boubaker, 2015), représente une opportunité à l'organisme pour récupérer. La perception de ce répit nocturne varie d'un individu à un autre et d'un contexte climatique à un autre. C'est pour cela qu'on ne trouve pas une définition unanime du concept de « nuit tropicale ». Certains avancent même le qualificatif de « nuit de non repos » ou « *restless night* » (Johnson J., 1815).

En effet, le seuil le plus fréquemment admis est celui d'une température minimale nocturne de 20°C. Ce seuil est particulièrement adopté dans le pourtour méditerranéen et en Europe (Ben Boubaker H., 2010, 2015 ; WCRP <https://www.climdex.org/indices.html>, www.meteocentrale.ch/fr/meteo; <http://meteobelgique.eu/communaute>). En l'occurrence, une étude (IMPACT2C web Atlas)² adopte le seuil de définition de 20°C et avertit qu'en Europe du Centre et de l'Est, au moins deux nuits tropicales/an sont projetées dans l'avenir.

Le « *German Climate Atlas* » (Deutscher Wetterdienst (2018)³ adopte également le même seuil de définition de TN supérieure ou égale à 20°C. Cette étude mentionne une moyenne de deux à trois nuits tropicales par an en Allemagne, avec la possibilité de dépasser un total de dix nuits certaines années particulièrement chaudes. C'était le cas par exemple en été 2003 (21 nuits tropicales à la station de Kehl, près de Strasbourg, en été 2003). Le « *Berlin Environmental Atlas* » (2015) adopte la même définition d'une nuit tropicale. C'est pareil pour l'Equipe d'Expert sur le Changement Climatique et la Détection d'Indices (<https://www.climdex.org/indices.html>).

Le même seuil de définition d'une nuit tropicale (20°C) est également adopté par les climatologues en France (DRIAS: <http://www.drias-climat.fr/accompagnement/section/181>)⁴ et en Belgique (meteobelgique)⁵.

Toutefois, dans d'autres pays à climat plus chaud (plutôt tropical), ce seuil s'élève à 25°C. C'est le cas par exemple en Corée du Sud (Kyung-Ja Ha, 2012 ; Suh M-S et Kim C., (2015). Il en est de même en chine (Park J-K, et al., 2012).

Dans le contexte de la Tunisie nous proposons de retenir le seuil de TN supérieure ou égale à 20°C pour définir une nuit tropicale. Etant donné que l'éventail de la chaleur nocturne est assez large et très variable dans le temps et dans l'espace, nous proposons de distinguer trois catégories de nuits tropicales : 1) Nuits tropicales chaudes : TN comprises entre 20°C et

² https://www.atlas.impact2c.eu/en/climate/tropical-nights/?parent_id=22

³ https://www.dwd.de/EN/ourservices/germanclimateatlas/explanations/elements/_funktionen/faqkarussell/tropennaechte.html

⁴ http://www.meteocentrale.ch/fr/meteo/lexique-meteo.html?tx_contagged%5Bsource%5D=default&tx_contagged%5Buid%5D=314

« On parle de nuit tropicale lorsque la température minimale ne descend pas en-dessous de 20°C »

⁵ <http://meteobelgique.eu/communaute/59-flash-info/1498-flash-du-12-juillet-2010-vague-de-chaleur-cest-officiel.html>

24,9°C ; 2) Nuits très chaudes : TN comprises entre 25°C et 29,9°C ; 3) Nuits extrêmement chaudes : TN supérieures à 30°C.

Cette typologie permet d'appréhender trois niveaux d'intensité de chaleur nocturne sous climat méditerranéen chaud, en l'occurrence en Tunisie. Ce découpage prend en considération la diversité des climats locaux en Tunisie, allant des stations sahariennes dans le sud du pays (exp. Tozeur, Kébili, Remada, ...), aux stations montagneuses d'altitude dans la Tunisie tellienne (Thala, Kasserine, Le Kef, ...)

1.2. Données

Station	Altitude (m.)	Période d'observation
Tunis-C	3	(1950-2017)
Sfax	21	(1950-2017)
Thala	1091	1976-2017
Tozeur	87	(1950-2017)

Cette étude est menée par référence aux observations quotidiennes du réseau des 26 stations des stations climatiques de l'Institut National de la Météorologie (INM). Ce sont des données vérifiées par l'INM, gracieusement⁶ mises à notre disposition. Elles couvrent les différents mois de l'année, en vue de dégager la saison à risque d'occurrence des nuits tropicales. Pour pouvoir analyser la variabilité interannuelle, les séries d'observation couvrent une période allant de 1950 à 2017. Afin d'éviter les redondances et en vue d'alléger le texte, seules quatre stations sont retenues comme exemples (figure1). Elles représentent les grandes régions climatiques de la Tunisie.

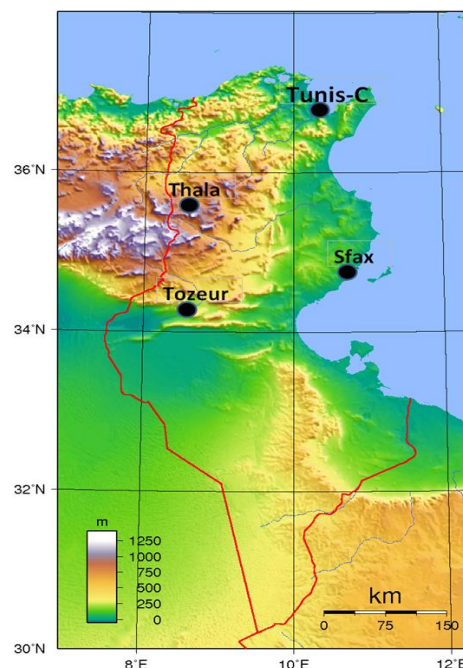
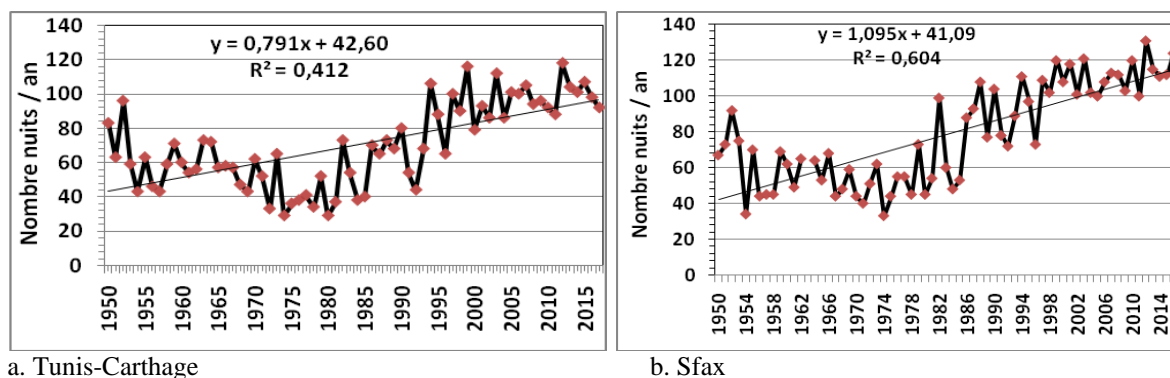


Figure 1. Carte de localisation

2. Résultats

2.1. Variabilité interannuelle de la fréquence des nuits tropicales

L'occurrence des nuis tropicales est très variable d'une année à l'autre et d'une station à l'autre. Cette variabilité est observée dans les différentes stations de la Tunisie, comme en témoignent les exemples des quatre stations sélectionnées ici (Tunis-Carthage, Sfax, Tozeur, Thala), pour la période d'observation allant de 1950 à 2017 (figures 2.a, b, c, d)



a. Tunis-Carthage

b. Sfax

⁶ Nous tenons à remercier l'Institut National de la Météorologie pour l'encouragement des initiatives de coopération de recherche universitaire et pour la mise à notre disposition des données nécessaires pour la réalisation de ce travail.

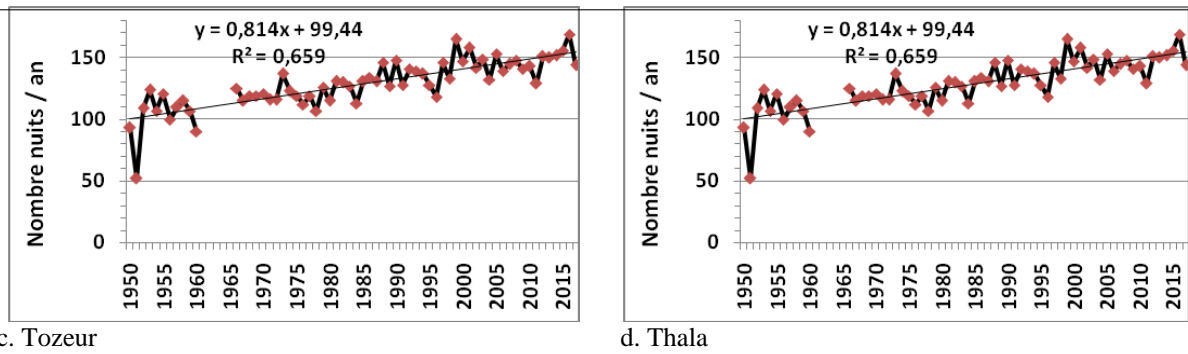


Figure 2. Fréquence interannuelle et équation de la droite de tendance pour l'évolution du nombre de nuits tropicales dans quatre stations en Tunisie (1950-2017)

2.2. Variabilité mensuelle de la fréquence et de l'intensité des nuits tropicales en Tunisie

La fréquence des nuits tropicales accuse également une grande variabilité à l'échelle intra-annuelle en termes de fréquence moyenne mensuelle. Les figures 3.a-d attestent d'une variabilité temporelle entre les stations, mais également des écarts au niveau de l'intensité des nuits tropicales.

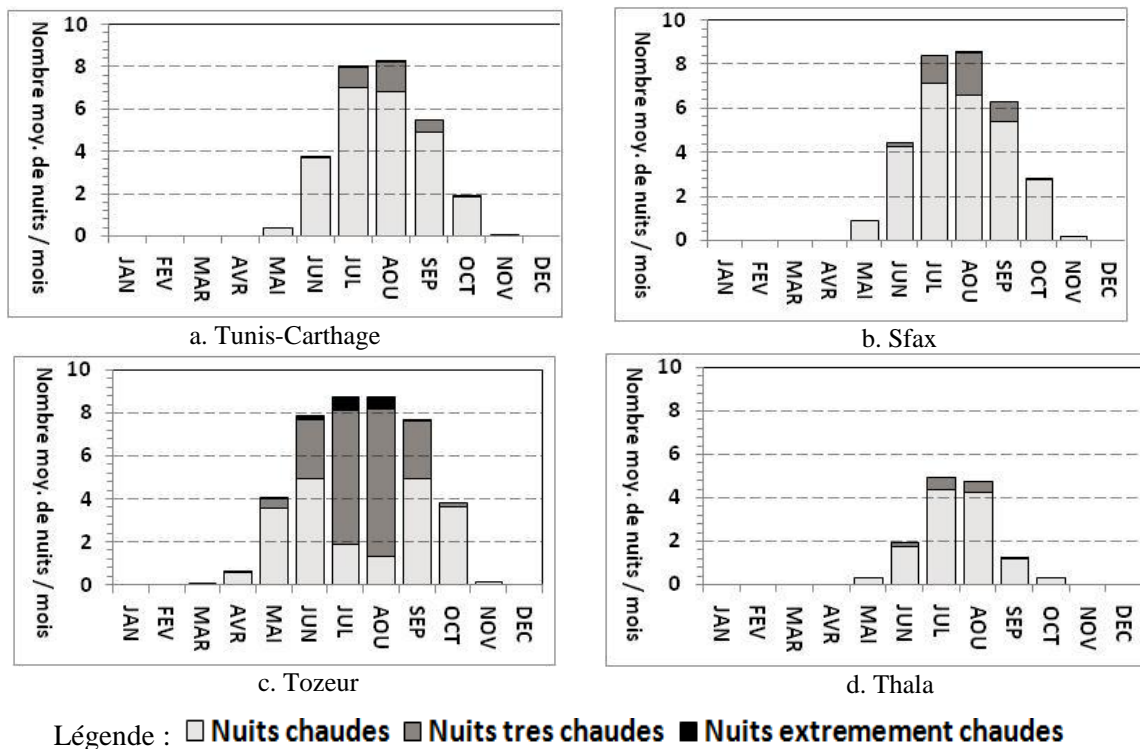


Figure 3. Fréquence moyenne mensuelle des nuits tropicales dans quelques stations en Tunisie (1950-2017)

Cette fréquence moyenne ne rend pas compte de la fréquence exceptionnelle lors de certaines années particulièrement chaudes. Les figures 4 et 5 présentent l'exemple de l'été 2017.

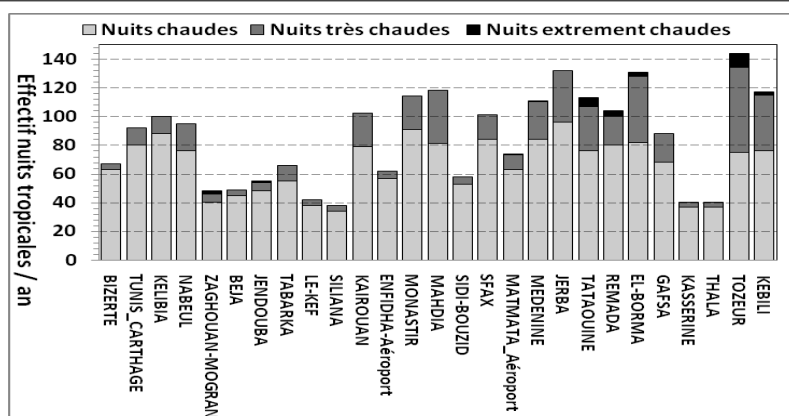


Figure 4. Fréquence cumulée annuelle des nuits tropicales observées dans les 26 stations climatiques principales en Tunisie en 2017

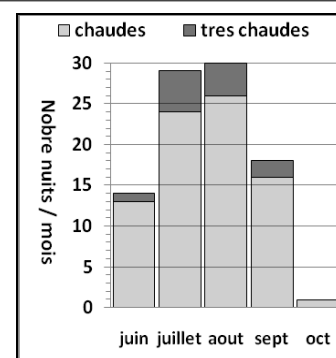


Figure 5. Cumul mensuel des nuits tropicales observées à Tunis-Carthage en 2017

3. Discussion

L'analyse de la fréquence et de l'intensité des nuits tropicales en Tunisie, conformément aux seuils suggérés plus haut, révèle leur pertinence. Il s'avère qu'ils conviennent aux différentes régions climatiques du pays, allant du nord ouest montagneux au sud saharien, tout en tenant compte de la mosaïque de climats locaux. Outre le seuil de base ($TN \geq 20^{\circ}\text{C}$), les seuils secondaires de 25°C et de 30°C permettent de mieux appréhender les nuances régionales et locales, afférentes à la chaleur nocturne.

L'analyse de la fréquence interannuelle des nuits tropicales (toutes catégories confondues) en Tunisie (figures 2.a...d) permet également de déduire le suivant :

- La variabilité temporelle observée dans les différentes stations montre une forte relation spatiale : les années ayant connu une chaleur nocturne excessive sont quasi identiques dans les différentes stations (Exemple : 1999, 2003, 2012...).
- La plupart des années, la chaleur nocturne dépasse les cent jours an dans les stations sahariennes (comme Tozeur) et peut même y dépasser cent soixante jours, comme en 1999 et 2016. Seules les stations montagneuses des hautes terres intérieures, comme Thala (1091 m) enregistrent des effectifs de nuits tropicales inférieurs à 50 nuits/an.
- L'ajustement par une droite des moindres carrés montre, sur toutes les figures, une tendance positive. Un tel constat traduit la hausse de la fréquence des nuits tropicales au cours des dernières décennies. Cette tendance illustre le réchauffement climatique nocturne, à partir d'indicateurs plus concrets que ceux fournis par les simples valeurs moyennes.

A une échelle temporelle plus fine, celle des mois (figures 3.a-d), les résultats montrent que la saison à risque d'occurrence de nuits tropicales ne se limite pas à la saison de l'été astronomique (juin à aout). En moyenne, elle s'étale plutôt à cinq à six mois, avec un maximum en juillet et aout. Dans le nord du pays, la saison à risque s'étend de mai à octobre (Tunis, Jendouba et même la station montagneuse de Thala). En allant vers le centre et le sud, le risque d'occurrence des nuits tropicales s'étale, il s'étend même sur 7 mois (avril à octobre) à la station saharienne de Tozeur. Evidemment, cela signifie un confort thermique nocturne de plus en plus réduit. Les figures attestent de l'augmentation de l'intensité de la chaleur nocturne en allant vers le sud, avec une fréquence de nuits très chaudes à extrêmement chaudes.

L'exemple de la dernière année, 2017, confirme ce constat (figures 4 et 5). Au moins quarante nuits tropicales ont été observées dans les stations de montagne (Thala, Kasserine,

...). Les stations de plaines intérieures et littorales ont enregistré entre soixante et cent nuits chaudes à très chaudes. Dans le centre (Monastir, Kairouan, Sfax, ...) et le sud saharien, l'effectif a dépassé cent nuits chaudes, très chaudes et extrêmement chaudes. Dans la ville de Tunis (figure 5), les nuits de juillet et d'août ont été quasiment toujours chaudes à très chaudes.

Les nuits tropicales trouvent leur origine dans la conjugaison des facteurs radiatifs, inhérents à une chaleur intense diurne, avec des jours longs, supérieurs à douze heures, mais aussi l'advection d'air tropical chaud dans un contexte de circulation méridienne (Benzarti et Al. 2004). Ce flux tropical chaud provenant du Sahara prend le nom de sirocco (ou *Chehili*) s'il emprunte une trajectoire continentale, du sud à sud-ouest (Henia, 1980). Il est nommé *Chlouk* s'il emprunte une trajectoire maritime, en abordant le Tunisie par le sud-est (Ben Boubaker, 2008).

Conclusion

La tendance constatée au réchauffement nocturne en Tunisie confirme le constat général du réchauffement global. Ce risque pèse sur le confort de la population et met en péril la santé des catégories les plus vulnérables (Besancenot, 2015). Il influence également la mise en œuvre des outils de climatisation, avec leur facture énergétique. Toutefois, la perception de la chaleur nocturne ne dépend pas uniquement de la température mesurée. Elle est aussi inhérente à la chaleur ressentie. Cette étude mérite donc d'être approfondie en intégrant d'autres facteurs d'ambiance, en particulier l'humidité de l'air et la vitesse du vent.

Bibliographie

- Ben Boubaker H (2015) : Les vagues de chaleur en Tunisie. *In Contribution à l'étude des risques climatiques en Tunisie*. Collectif, Coord. Henia L. et Hlaoui Z. Edition Université Tunis p. 126-161
- Boubaker H., 2010 : Les paroxysmes climatothermiques en Tunisie : approche méthodologique et étude de cas. *Climatologie*, vol. 7, p. 57- 87.
- Ben Boubaker H., 2008: Le flux de Sud-Est maritimisé (*Chlouk*) et ses ambiances bioclimatiques en Tunisie. *Bioclimatologie et topoclimatologie*. Publ. F.L.A.H. Manouba. p. 151-172.
- Benzarti Z., Ben Boubaker H. et Henia L., 2004: Circulation atmosphérique méridienne et extrêmes pluviothermiques en Tunisie. In " *Climat, Mémoire de temps* ", *Publications de l'AIC*, Caen, pp. 117-121
- Berlin Environmental Atlas, 2015: Long-term Development of Selected Climate Parameters http://www.stadtentwicklung.berlin.de/umwelt/umweltatlas/ed413_13.htm#A8
- Besancenot JP., 2015 : Changement climatique et santé. *Environ Risque Santé*; vol. 14, p. 1-21.
- Deutscher Wetterdienst, 2018: www.dwd.de/EN/ourservices/germanclimateatlas/explanations/elements/_functions/faqkarussel/tropennaechte.html
- Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI): <https://www.climdex.org/indices.html>
- Henia L., 1980: Le sirocco et les types de temps à sirocco en Tunisie. *Revue Tunisienne de Géographie*, n°5, p. 61-87.
- Institut National de la Météorologie (INM), 2017: *Bilan climatique de l'été 2017. Rapport interne*. 20 p.
- Johnson J., 1815: *The influence of tropical climate, more especially the climate of India, on european constitutions; the principal effects and diseases thereby induced, their prevention or removal and means of preserving health in hot climates rendered obvious to Europeans of every capacity*. Edit. Smiter and Davy, London, 377 p.
- Park J-K, Lu R., LI C. and Kim E-B, 2012: Interannual Variation of Tropical Night Frequency in Beijing and Associated Large-Scale Circulation Background. *Advances in Atmospheric Sciences*. Volume 29, p. 295-306
- Kyung-Ja Ha, 2012: Climate change effects on tropical night days in Seoul, Korea. *Theoretical and Applied Climatology*. , Vol. 109, Issue 1–2, pp 191–203. University Busan South Korea.
- Myoung-Seok Suh1 and Chansoo K, 2015: Change-Point Analysis of Tropical Night Occurrences for Five Major Cities in Republic of Korea. *Advances in Meteorology*. Volume 2015, Article ID 801981, 11 p.

VULNERABILITE DE LA VILLE DE NATITINGOU (NORD-OUEST DU BENIN) A L'EROSION PLUVIALE

ETENE C. G.

Laboratoire Pierre PAGNEY, Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE), Université d'Abomey-Calavi, 01 BP 526 Cotonou, Bénin, cyr_gervais_etene@hotmail.com

Résumé : La présente recherche vise à analyser les impacts de l'érosion pluviale sur la ville de Natitingou. Les données utilisées dans le cadre de ce travail sont : données pluviométriques, démographiques et occupation du sol. Les enquêtes de terrain ont été mises en contribution pour déterminer les zones vulnérables et la perception de la population sur le phénomène de l'érosion pluviale. Les statistiques descriptives ont été utilisées pour analyser les résultats. Il résulte que les facteurs physiques et anthropiques sont à la base de la vulnérabilité de la ville de Natitingou, l'érosion pluviale. Pour 60 % de la population, les infrastructures telles que les habitations, le réseau viaire et les édifices publics sont détruites par l'érosion pluviale. Toutefois, les zones de vulnérabilité à l'érosion pluviale ont été cartographiées. Ce faisant, les populations et la mairie ont développé des stratégies d'adaptation qui méritent d'être améliorées.

Mots clés : Natitingou, érosion pluviale, infrastructures urbaines, stratégies

Abstract: The present research aims at analyzing the impacts of the rainfall erosion on the city of Natitingou. The data used within the framework of this work are: pluviometric, demographic data and land use. The inquiries of ground were put in contribution to determine the vulnerable zones and the perception of the population on the phenomenon of the rainfall erosion. The descriptive statistics were used to analyze the results. He results that the physical and anthropological factors are on the basis of the vulnerability of the city of Natitingou in the rainfall erosion. For 60 % of the population, infrastructures such as houses, network viaire and public buildings are destroyed by the rainfall erosion. However, the zones of vulnerability in the rainfall erosion were mapped. In so doing, the populations and the city hall developed strategies of adaptation which deserve to be improved.

Keywords: Natitingou, rainfall, erosion, urban infrastructures, strategies

Introduction

Les effets des changements climatiques et les événements météorologiques extrêmes ont des conséquences diverses sur les villes (Eténé, 2017). En effet, depuis plus de sept millénaires, l'homme s'acharne à lutter contre l'érosion pour protéger ses terres contre l'agressivité des pluies et du ruissellement (Boughalem Kasmi, 2013, Amal et al, 2015 et Cheggour, 2008). L'érosion est l'une des plus grandes, problématiques environnementales dans les régions tropicales. La dégradation des sols cause d'énormes problèmes aux retombées socioéconomiques et environnementales très négatives (Ousmana, 2017). Au Bénin, le processus de l'érodibilité est complexe, il touche particulièrement la chaîne de l'Atacora et aggrave l'envasement des cours d'eau, diminue la potentialité des sols et dégrade les infrastructures urbaines (Eténé, 2010). Mais, les modes d'occupation du sol, la dégradation du couvert végétal sont autant de facteurs amplificateurs de l'érosion pluviale dans le secteur d'étude. La ville de Natitingou présente un relief très accidenté avec une chaîne de collines et une alternance de vallées et de versants à pentes très fortes, sous un climat soudanien. Elle est caractérisée par une pluviométrie à forte variation spatiotemporelle ; ce qui favorise une vulnérabilité accrue à l'érosion pluviale dont les conséquences immédiates sont la dégradation de la ville.

Située entre 10°14'24.9'' et 10°20'28.2'' de latitude Nord et 1°20'55.5'' et 1°50'51.2'' de longitude Est (figure 1), la ville de Natitingou est le chef-lieu du département de l'Atacora.

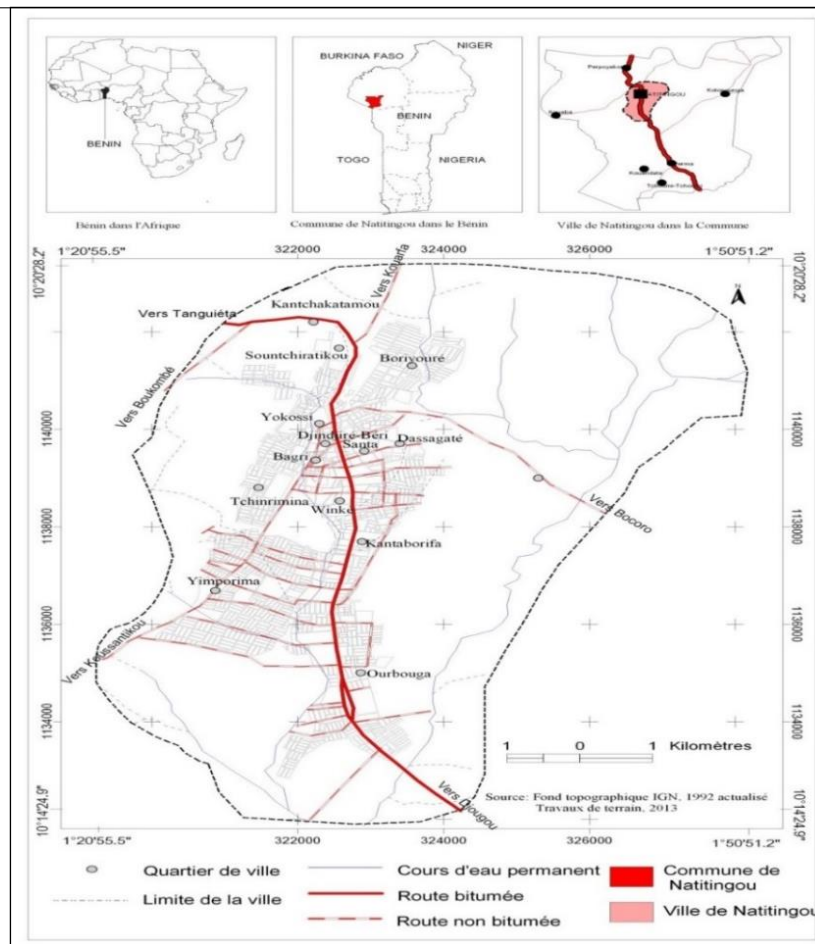


Figure 1. Situation de la ville de Natitingou au Bénin

D'une population d'environ 42.251 habitants en 2012 (INSAE, 2012), avec un taux d'accroissement de 3,52 % la population de la ville de Natitingou augmente à un rythme accéléré ce qui ne demeure pas sans conséquence sur le mode d'occupation du milieu d'étude. La présente étude vise à analyser les impacts de l'érosion pluviale sur la ville de Natitingou dans la perspective d'un développement urbain durable.

2. Données et méthodes

Les données utilisées dans le cadre de cette étude sont des données cartographiques, les statistiques pluviométriques couvrant la période de 1965 à 2010 ont été obtenues auprès du Service Climatologique de l'ASECNA à Cotonou, des données démographiques obtenues à l'INSAE. Les données concernant l'érodibilité du sol, ont été mesurées sur le terrain. La méthode utilisée a consisté en une exploitation de la littérature disponible sur la problématique de la variabilité pluviométrique et de l'érosion des terres au Bénin. Ainsi, l'étude de la variabilité pluviométrique, les indices pluviométriques ont été mise à contribution avec la formule : $I = (X_i - X_{moy}) / s$ où I désigne l'indice pluviométrique, X_i est la hauteur de pluie pour une année, X_{moy} la pluviométrie moyenne et s l'écart-type de la période étudiée. Lorsque $I > 0$, l'année est considérée comme humide et quand $I < 0$, l'année est considérée comme sèche.

Un échantillonnage de 120 personnes interrogées a été déterminé suivant la technique de choix raisonné. Ainsi, les quartiers sélectionnés pour les enquêtes de terrain ont répondu aux critères suivants : exposés au phénomène de l'érosion et taux de densité par habitation élevé. Les interlocuteurs sont choisis parmi les victimes du phénomène de l'érosion.

3. Résultats et discussion

3.1. Déterminants de la vulnérabilité de la ville à l'érosion pluviale

3.1.1. Déterminants physiques

Les éléments mis en causes dans le cadre de cette étude sont les précipitations et la topographie. Les précipitations sont reconnues depuis longtemps comme un agent essentiel de l'érosion des sols (Boughalem, 2013). La figure 2 présente les caractéristiques pluviométriques de l'arrondissement.

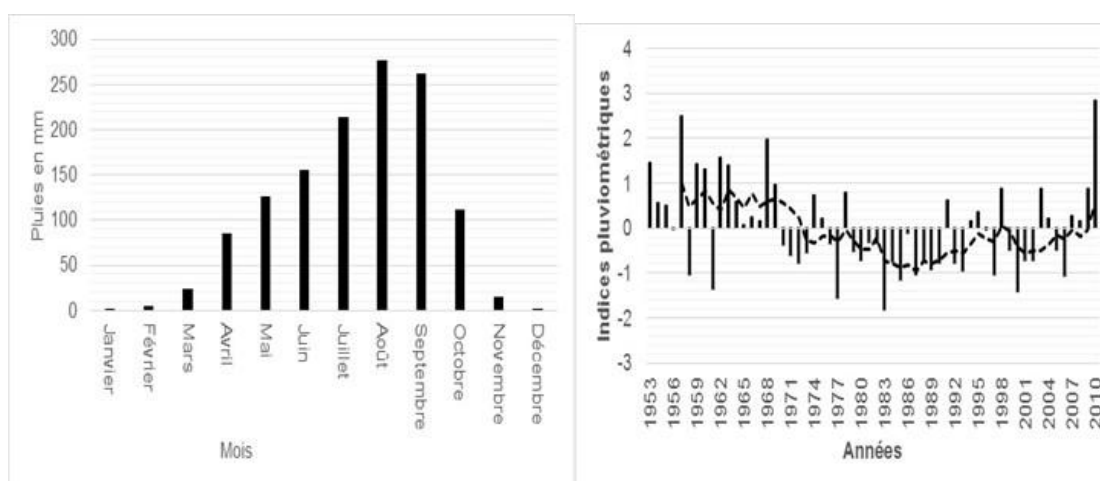


Figure 2. Régime pluviométrique mensuel (gauche) et Variabilité interannuelle de la pluviométrie entre 1953 à 2010 (droite), à Natitingou

L'analyse de la figure montre que la ville de Natitingou est caractérisée par un climat soudanien influencé par le relief plus précisément la chaîne de l'Atacora. Le régime pluviométrique mensuel montre le découpage de l'année en deux saisons : une saison pluvieuse de mi-avril à mi-octobre ou on enregistre plus de 80 % des précipitations, la saison sèche de novembre à mi-avril avec 20 % du total annuel des pluies. Le mois d'avril marque souvent un début aléatoire de la saison pluvieuse et marque le début de la saturation du sol pour l'amorce du ruissellement donc le début du processus de l'érosion. Le mois d'août considéré comme le cœur de la saison pluvieuse surtout du fait des pluies de mousson et orographiques (70 % de pluies), concentre environ 30 % des totaux pluviométriques annuels. On enregistre pendant cette période en moyenne 18 jours de pluies et les lames d'eaux ruisselées sont devenues importantes avec moins de 10 % de taux d'infiltration (Vissin, 2007 et Eténé, 2017). Ainsi, l'érosion pluviale est devenue très active avec des conséquences très néfastes sur la ville.

L'étude de la variabilité interannuelle des précipitations montre une évolution interannuelle des indices pluviométriques dans le secteur d'étude. Trois périodes sont dégagées, une période humide caractérisée par une hauteur des pluies supérieures à la moyenne avec une érosion pluviale très active, une période dite sèche caractérisée par un déficit des pluies avec une érosion pluviale faible et enfin, une période plus ou moins humide où la valeur des hauteurs de pluies tourne autour de la valeur moyenne et l'érosion est moins agressive.

Sur le plan topographique, la ville de Natitingou est caractérisée par un relief très accidenté. Sur les versants menant vers la vallée de la ville, les pentes sont fortes et sont de l'ordre de 5 à 10 %. C'est à ce niveau que l'empreinte de l'érosion pluviale est très visible. Au-delà des précipitations, de la topographie et du système de pentes, la dynamique démographique est un élément non négligeable dans l'amplification de l'érosion pluviale.

3.1.2. Déterminants humains

Les figures 3 et 4 présentent l'évolution démographique et le mode d'occupation des terres dans le secteur d'étude.

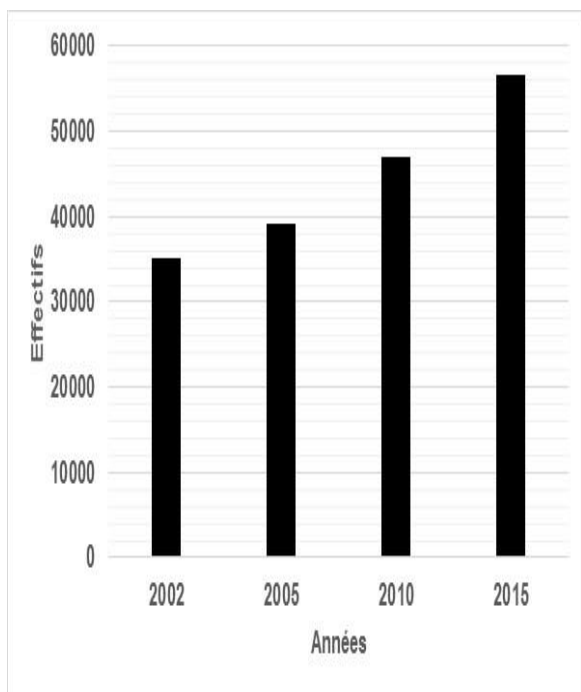


Figure 3. Evolution de la population de Natitingou

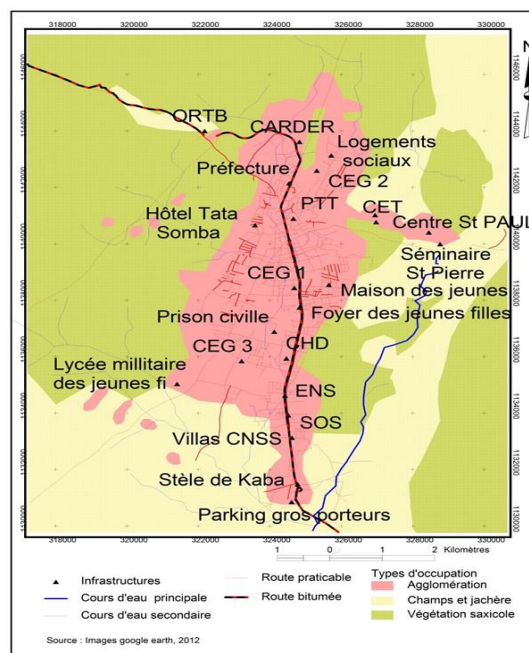


Figure 4. Occupation des terres en 2012 à Natitingou

De l'analyse de la figure 3, il ressort que d'une population de 35029 habitants en 2002, cet effectif est passé à 56599 habitants en 2015. Cette explosion démographique est plus du fait des flux migratoires que de la croissance naturelle. Les conséquences directes sont la dégradation du milieu naturel, l'augmentation des surfaces imperméabilisées (60 %), la diminution du taux d'infiltration des eaux de ruissellement et par conséquent une accélération du phénomène de l'érosion pluviale. L'examen de la carte d'occupation des sols de 2012 (figure 4), montre qu'une forte pression humaine s'exerce sur les écosystèmes et en particulier sur les formations végétales. Les conséquences qui découlent de ce type d'occupation sont, entre autres, la destruction du couvert végétal rempart contre l'érosion hydrique.

3.2. Effets de l'érosion pluviale à Natitingou

A Natitingou, l'érosion des terres est souvent liée à l'expansion urbaine et aux activités champêtres. A l'intérieur de la ville, dans certains quartiers anciens, populaires et spontanés, l'absence de voirie a des conséquences catastrophiques. Le ravinement s'y exerce violemment. Les photos 1 et 2 montrent la dégradation des ouvrages urbains à Natitingou sous l'effet de l'érosion pluviale. Dans tous les secteurs où l'érosion pluviale se manifeste, l'accentuation du déchaussement des fondations des maisons et des clôtures est à l'origine de dommages observés ici et là, à travers la ville. Il s'agit de la fissuration des murs (40 % des cas), de la démolition des terrasses et des escaliers (20 %), de la chute de clôtures et de la destruction partielle ou totale de maison (50 %).



Photo 1 : Dégradation des ouvrages urbains par l'érosion pluviale à Katabirifa

Prise de vue : Eténé, décembre 2017



Photo 2 : Ravinement d'une rue vers Fourignikèrè

Prise de vue : Eténé, décembre 2017

Tableau 1. Nombre des ravines identifiées dans l'arrondissement de Togba

Quartiers	Ravines mesurées	Ravines de 0 à 500 mètres	Ravines de 500 à 1000 mètres
Boriouré	20	17	3
Dassagaté	40	35	5
Kataborifa	60	58	2
Ourbona	15	8	7
Soutchirantikou	50	50	0
Tchirimina	45	38	7
Total	230	206	24

Source : Travaux de terrain, Décembre, 2017

Il ressort des données de ce tableau que 230 ravines ont été dénombrées et mesurées à Natitingou. 206 ravines de longueur comprise entre 0 et 500 m sont identifiées contre 24 ravines de 500 m à 1 km. Les quartiers Dassagaté, Kataborifa, Soutchirantikou et Tchirimina sont plus affectés par les ravines de 0 à 500 m avec respectivement 35, 58, 50 et 38 ravines. Les ravines de 500 m à 1 km sont plus présentes dans les quartiers Ourbona (7) et Tchirimina (7). Ces ravines de tracé linéaire sont en train de menacer sérieusement plus de 300 habitations (Photo 3). Le phénomène de l'érosion pluviale n'affecte pas l'ensemble de la ville de la même manière. En effet, on distingue les secteurs de faible sensibilité à l'érosion, de moyenne sensibilité, de forte sensibilité et enfin de très forte sensibilité à l'érosion (figure 5).

L'analyse de la figure 5 montre que les secteurs de forte sensibilité et très forte sensibilité à l'érosion couvrent plus de 45 % du territoire de la ville et se rencontrent pour l'essentiel sur les versants des collines et les vallées encaissées, plus précisément dans les quartiers Tchirimina, Kataborifa et Soutchirantikou où la couverture végétale est très dégradée. Ce qui explique l'importance de l'ampleur du phénomène érosif.

Les quantités de matières en mouvement du sommet vers le bas des pentes varient selon la position topographique, la nature de la roche et la force de l'agent érosif.



Photo 3. Clôture de maison menacée par l'érosion pluviale

Prise de vue : Eténé, Décembre 2017

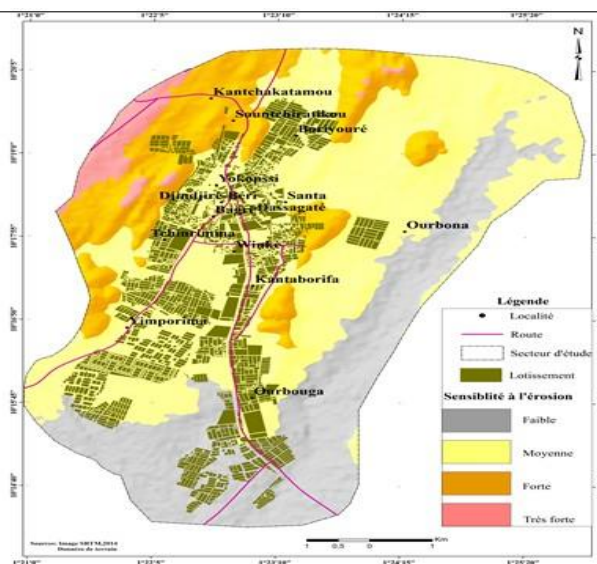


Figure 5. Différents secteurs de la ville sensibles à l'érosion pluviale

Conclusion

Cette étude sur l'érosion pluviale dans la ville de Natitingou a permis de voir comment les précipitations, le système des pentes, la dynamique démographique et les modes d'occupation du sol peuvent amplifier ce phénomène dans le milieu d'étude. Pour 75 % des enquêtés, l'érosion pluviale est à la base de la dégradation des infrastructures socio-urbaines et le cadre de vie à Natitingou. L'érosion pluviale a mis ses empreintes dans la ville (230 ravines recensées). Ainsi, les fondations des habitations sont déchaussées, les rues et les voies sont dégradées.

Bibliographie

- Amal M., Nour-Eddine L., Abderrahman S., et Fnguire F., 2015. Quantification et évaluation de l'érosion hydrique en utilisant le modèle RUSLE et déposition intégrée dans un SIG. Application dans le bassin versant NFIS dans le haut Atlas de Marrakech (Maroc). *European Scientific Journal edition* vol.11, No.29, pp340-356.
- Boughalem K. M., 2013. Impact des systèmes de gestion sur la vulnérabilité des sols à l'érosion ; cas du bassin versant de l'Isser-Tlemcen (Algérie). *Thèse de Doctorat en Sciences Forestières de l'Université Abou Bekr Belkaid Tlemcen*, 215 p.
- Cheggour S., 2008. Mesures de l'érosion hydrique à différentes échelles spatiales dans un bassin versant montagneux semi-aride et spatialisation par des S.I.G. : Application au bassin versant de la Rhéray à, Haut Atlas, Maroc, p.4.
- Eténé C. G., 2017. Erosion ravinante dans l'Arrondissement de Togba au Bénin. *Revue Climat et Développement*, numéro 23, pp41-56.
- Eténé C. G., 2010. *Erosion pluviale dans une ville de l'Afrique tropicale humide et ses implications sociales et environnementales : cas de Bangui (RCA)*. Thèse de doctorat unique EDP-FLASH-UAC, 232 p.
- INSAE, 2012. Cahier des villages et quartiers de ville : Département de l'Atacora, Direction des Etudes Démographiques, Cotonou, 28p.
- Nata N'Tcha K. J., 2015. *Milieu naturel et dynamique urbaine de Natitingou*. Thèse de Doctorat unique en Géographie et gestion de l'environnement, EDP-FLASH-UAC, 330 p.
- 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 Unique, Université de Bourgogne, 258 p + annexes.

EVOLUTION DU NOMBRE ET DE LA DUREE DE L'APPARITION DES CANICULES EN ALGERIE

FACI M.

*Centre de Recherche Scientifique et Technique sur les Régions Arides (CRSTRA), Campus Universitaire
Mohamed KHEIDER - Biskra (Algérie), fm_alg@yahoo.fr*

Résumé : Suite à la confirmation de l'hypothèse d'un réchauffement climatique majeur, le pourtour méditerranéen sera, de plus en plus, menacé par les phénomènes naturels extrêmes, telles que les inondations catastrophiques, les sécheresses prolongées et plus récemment les canicules. Notre étude s'est basée sur l'analyse des données de température de seize stations météorologiques, représentatives des différents étages bioclimatiques de l'Algérie, sur une période de soixante années (1951-2010). Nous avons calculé le nombre et la durée d'apparition des canicules durant la période chaude (juin, juillet, août et septembre). Dans une deuxième phase, nous avons cartographié les données traitées. Il ressort en général que le nombre des canicules a connu une tendance à la hausse de plus de 50 % durant les trente dernières années. La période d'apparition des canicules, entre la première et la dernière date d'enregistrement, a connu un allongement sur les mois de juin, juillet et août.

Mots-clés : Algérie, Réchauffement climatique, Canicules, Tendance à la hausse, Météorologie.

Abstract: Evolution of the number and duration of heat waves in Algeria Located in a transition zone between temperate and subtropical regimes, Algeria is highly sensitive to climate. It is exposed to extreme events such as catastrophic floods, prolonged droughts and more recently heat waves. Following the confirmation of the hypothesis of a major global warming, the Mediterranean rim will be more and more threatened by these natural events. Our study was based on the analysis of the temperature data of sixteen weather stations, representative of the different bioclimatic floors of Algeria, over a period of sixty years (1951-2010). We calculated the number and duration of heat waves during the warm period (June, July, August and September). In a second phase, we mapped the processed data. In general, the number of heat waves has been trending upwards of 50% over the last 30 years. The period of appearance of the heat waves, between the first and the last date of recording, knew a lengthening on the months of June, July and August.

Keywords: Algeria, Global warming, Heat waves, Upward trend, Meteorology.

Introduction

Les épisodes caniculaires devraient augmenter en fréquence, en durée et en intensité en raison du changement climatique (Hayehoe et al, 2010 ; Meehl et Tebaldi, 2004). Comme les effets ne sont pas uniformes sur le plan spatial, il est essentiel d'identifier de façon fiable les zones qui présentent un risque relativement plus élevé et moins élevé, de sorte que les efforts d'atténuation puissent être ciblés efficacement. Encore une fois, ceci est particulièrement vrai dans les villes où les températures sont plus élevées ; les populations sont en danger et les vulnérabilités sociales sont spatialement variables. La cartographie des indices de vulnérabilité thermique constitue une approche commune pour identifier les zones à température élevée (Bradford et al, 2015 ; Reid et al, 2012).

L'identification des zones à haut risque permettra de proposer des stratégies d'adaptation et de protection de la santé publique (Krstic et al, 2017).

La présente contribution s'intègre dans un projet de coopération entre le Centre de Recherche Scientifique et Technique sur les Régions Arides et l'Accord Euro-Méditerranéen sur les risques majeurs. Elle vise à élaborer des cartes de distribution spatiale de l'enregistrement des canicules en Algérie ; ces dernières ont connu une augmentation, nombre et répétitivité, durant les trente dernières années (Faci et al, 2016).

1. Matériel et méthodes

1.1. Stations

Nous avons utilisé les données climatiques de seize stations météorologiques principales de l'Office National de la Météorologie (ONM, 2010), répartie selon un gradient écologique du littoral méditerranéen au Sahara (Tableau 1).

Tableau 1. Coordonnées des stations météorologiques.

Stations	Coordonnées		Stations	Coordonnées	
	X	Y		X	Y
Alger	03°13 E	36°41 N	Ghardaia	03°48 E	32°24 N
Annaba	07°49 E	36°50 N	In Amenas	09°38 E	28°03 N
Batna	06°19 E	35°45 N	In Salah	02°30 E	27°14 N
Béchar	02°15 W	31°38 N	Oran	00°36 W	35°38 N
Biskra	05°44 E	34°48 N	Tamanrasset	05°26 E	22°48 N
Djelfa	03°23 E	34°20 N	Tébessa	08°07 E	35°25 N
El Golea	02°52 E	30°34 N	Timmimoun	00°17 E	29°15 N
El-Bayadh	01°00 E	33°40 N	Touggourt	06°08 E	33°07 N

1.2. Données

Pour cette étude, nous avons utilisé les données de température de l'air (maximale et minimale) des quatre mois les plus chauds de l'année (juin, juillet, août et septembre), de la période 1951-2010.

1.3. Seuils

Nous avons calculé dans un premier temps la température moyenne journalière ;

$$T_{\text{moy}} = (T_{\text{max}} + T_{\text{min}}) / 2$$

Dans une deuxième étape, nous avons considéré toute température journalière supérieure de 5 °C à celle de la moyenne mensuelle des soixante années de la série, comme une journée caniculaire (Faci et al, 2018) ;

$$\text{Journée caniculaire} \geq \text{moyenne mensuelle} + 5 \text{ °C}$$

Dans la troisième étape, chaque séquence de plus de deux journées caniculaires successives est considérée comme une séquence caniculaire.

1.4. Traitement

Nous avons considéré deux périodes (1951-1980 et 1981-2010), où nous avons calculé le nombre de journées caniculaires, le nombre de séquences caniculaires et la durée d'enregistrement des journées et des séquences caniculaires (l'intervalle entre la date de premier et de dernier enregistrement).

Pour l'élaboration des cartes, nous avons utilisé le logiciel de traitement des cartes Surfer 10.

2. Résultats et discussions

2.1. Nombre de journées caniculaires

Le nombre de journées caniculaires a augmenté durant la deuxième période de la série (1981-2010) sur toutes les stations (Tableau 2).

Tableau 2. Nombre de journées caniculaires.

Stations	Nombre de journées caniculaires	
	1951-1980	1981-2010
Alger	243	510
Annaba	232	352
Batna	14	203
Béchar	226	395
Biskra	277	783
Djelfa	26	87
El Golea	345	614
El-Bayadh	38	242
Ghardaia	249	668
In Amenas	75	234
In Salah	206	577
Oran	260	407
Tamanrasset	0	1
Tébessa	97	284
Timmimoun	129	199
Touggourt	299	639

Le traitement des données nous a permis d'élaborer des cartes pour comparer l'évolution de journées caniculaires en Algérie durant les périodes 1951-1980 et 1981-2010 (Figure 1).

Le nombre total des journées caniculaires est plus élevé durant la période 1981-2010, il est marqué sur le Nord-Est du Sahara algérien.

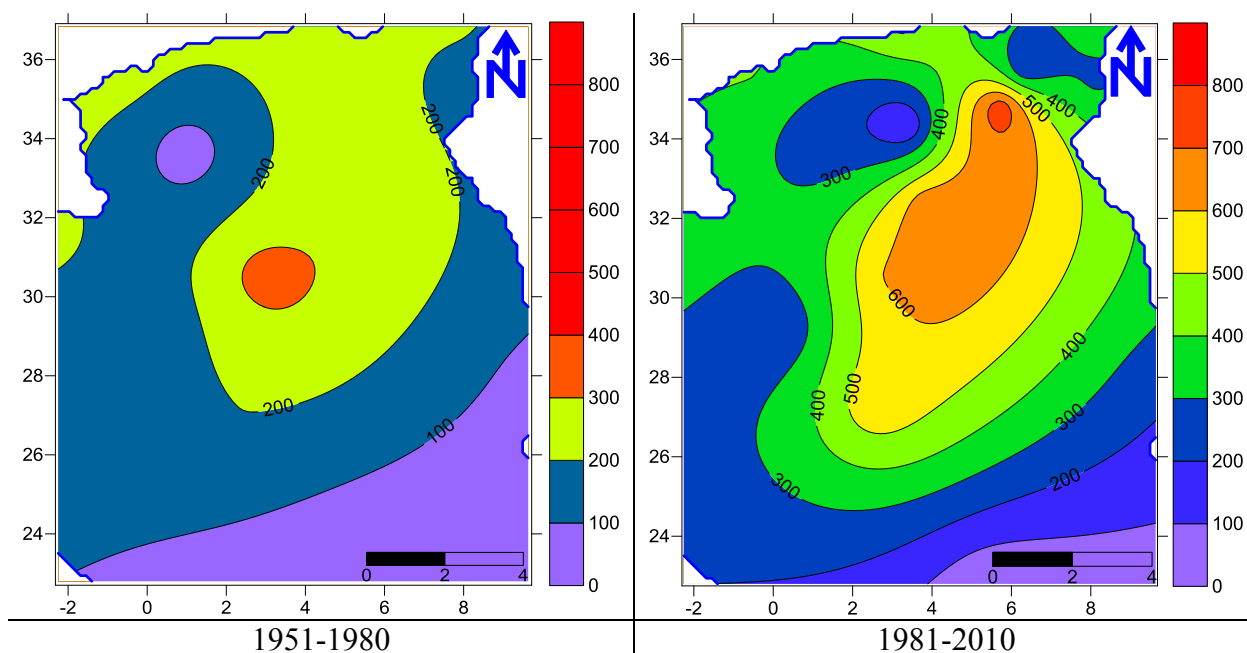


Figure 1. Nombre de journées caniculaires en Algérie.

2.2. Durée moyenne d'enregistrement des journées caniculaires

La durée moyenne de l'enregistrement des journées caniculaires a connu une prolongation durant les trente dernières années de la série (Figure 2). Elle a doublé sur l'ensemble de territoire.

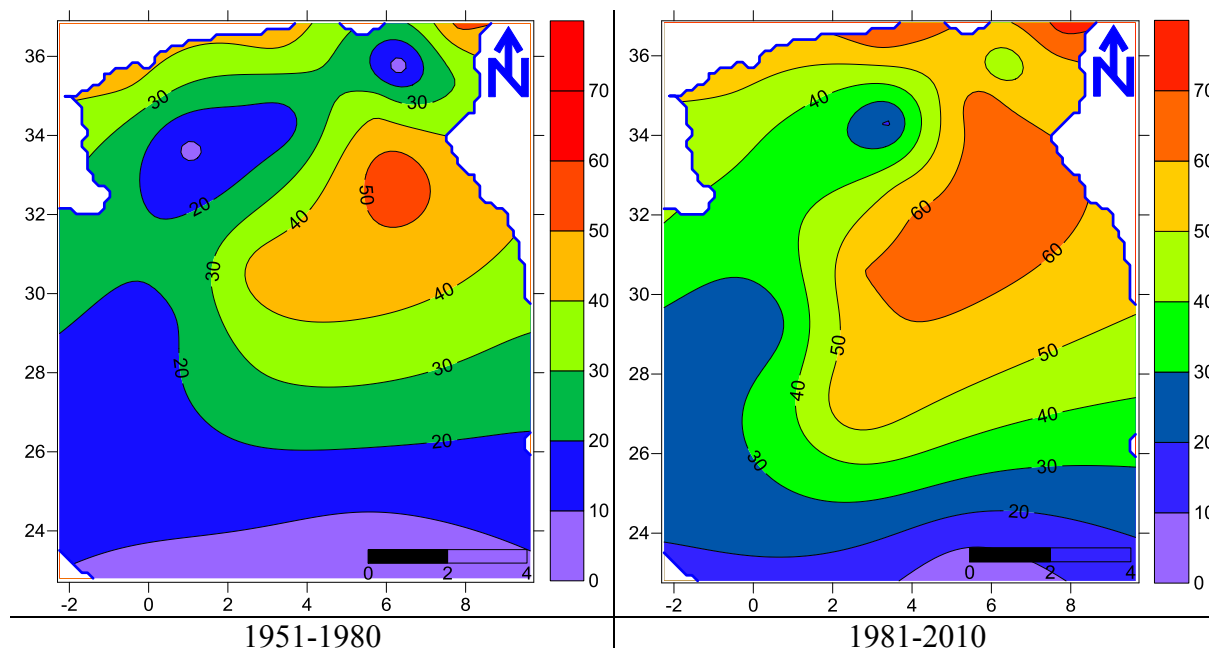


Figure 2. Durée moyenne de l'apparition des journées caniculaires en Algérie (jours).

2.3. Nombre de séquences caniculaires

Le nombre des séquences caniculaires (supérieure ou égale à trois jours) a connu un accroissement durant la période 1981-2010 (Tableau 3).

Tableau 3. Nombre de séquences caniculaires.

Stations	Nombre de journées caniculaires	
	1951-1980	1981-2010
Alger	27	63
Annaba	16	25
Batna	0	27
Béchar	29	45
Biskra	35	97
Djelfa	1	4
El Golea	41	75
El-Bayadh	4	23
Ghardaia	33	89
In Amenas	6	24
In Salah	27	73
Oran	31	46
Tamanrasset	0	0
Tébessa	8	39
Timmimoun	13	22
Touggourt	39	81

En général le nombre de séquences caniculaires a doublé durant la deuxième période (Figure 3).

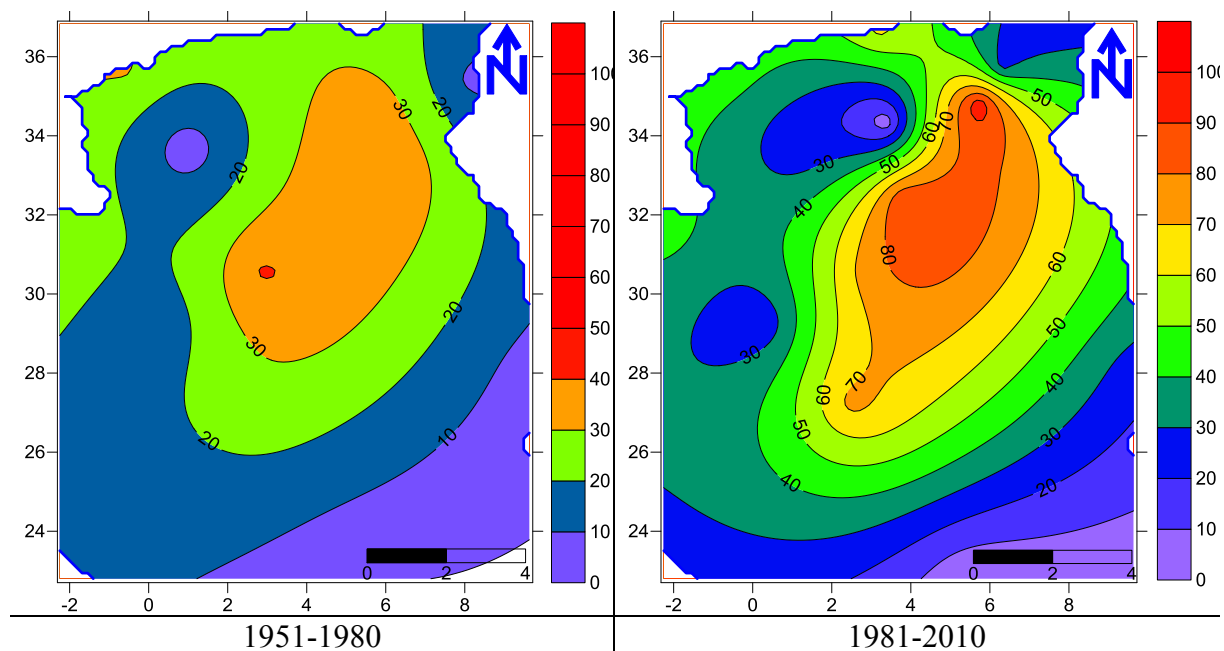


Figure 3. Nombre de séquences caniculaires en Algérie.

2.4. Durée moyenne d'enregistrement des séquences caniculaires

Nous avons enregistré un élargissement de la durée moyenne de l'apparition des séquences caniculaires, dû à une fin plus tardive (Figure 4).

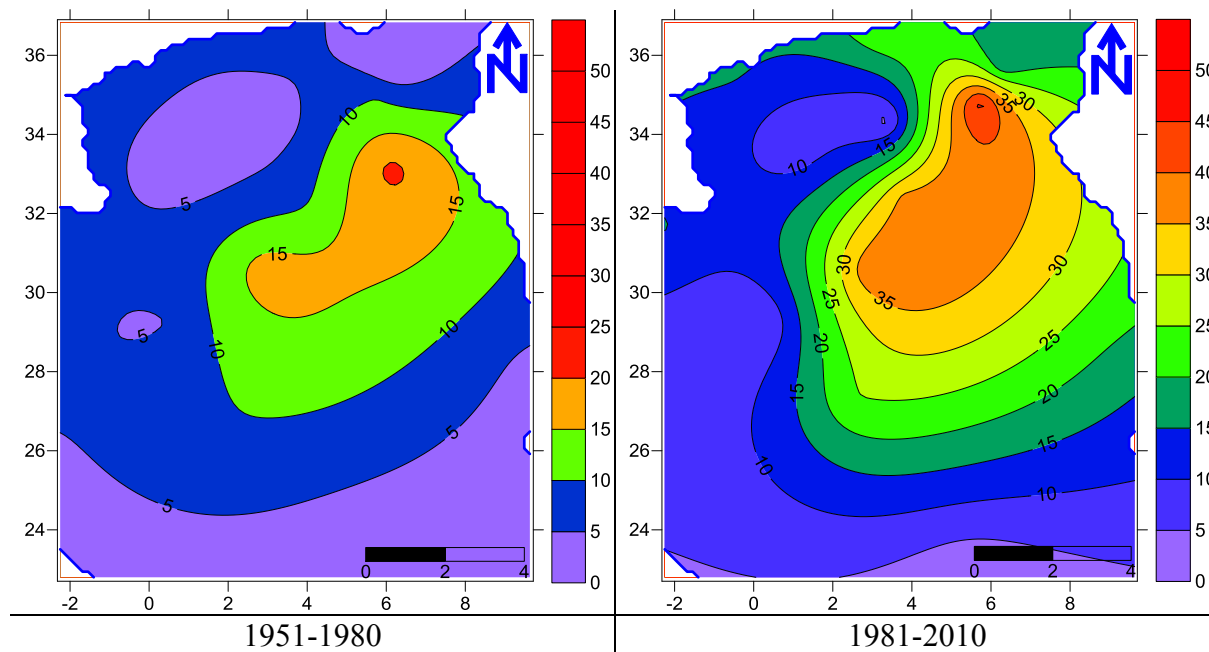


Figure 4. Durée moyenne d'enregistrement des séquences caniculaires en Algérie (jours).

Conclusion

Cette contribution nous a permis de confirmer :

- La tendance à la hausse du nombre de journées et de séquences caniculaires sur tout le territoire algérien (à partir des années 1980).
- L'accroissement de la répétitivité des canicules durant la période 1981-2010.
- L'augmentation de la durée d'enregistrement des canicules.

Au terme de ce modeste travail, il convient de signaler que cette étude sera approfondie à travers une base de données plus étoffée pour mieux affiner les résultats.

Bibliographie

- Bradford K., Abrahams L., Hegglin M., Klima K., 2015. A heat vulnerability index and adaptation solutions for Pittsburgh, Pennsylvania. *Environ. Sci. Technol*, **49**, 11303-11311.
- Faci M., Oubadi M., Matari A., Farhi Y., 2018. Heat waves in Algeria: A potential risk. *International Journal of Innovative Technical and Applied Sciences*, **2** (1), 13-21.
- Faci M., Matari A., Oubadi M., Farhi Y., 2016. Analyse des journées de forte chaleur en Algérie. *ACTES du 29e Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 261-266.
- Hayhoe K., Sheridan S., Kalkstein L., Greene S., 2010. Climate change, heat waves, and mortality projections for Chicago. *Great Lakes Res*, **36**, 65-73.
- Krstic N., Yuchia W., Hob H.C., Walkerc B.B., Knudbyd A.J., Henderson S.B., 2017. The Heat Exposure Integrated Deprivation Index (HEIDI): A data-driven approach to quantifying neighborhood risk during extreme hot weather. *Environment International*, **109**, 42-52.
- Meehl G.A., Tebaldi C., 2004. More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, **305**, 994-997.
- Reid C.E., Mann J.K., Alfasso R., English P.B., King G.C., Lincoln R.A., Margolis H.G., Rubado D.J., Sabato J.E., West N.L., 2012. Evaluation of a heat vulnerability index on abnormally hot days: an environmental public health tracking study. *Environ. Health Perspect*, **120**, 715-720.

EVALUATION DES DIFFERENTES LOIS STATISTIQUES POUR L'ESTIMATION DES PRECIPITATIONS JOURNALIERES EXTREMES EN SUISSE

FALLOT J.-M., SAUTEBIN T.

Institut de géographie et durabilité, Université de Lausanne, CH-1015 Lausanne, Jean-Michel.Fallot@unil.ch

Résumé : Les précipitations journalières extrêmes centennales ont été estimées à partir de six lois statistiques différentes effectuées sur des séries de mesures pluviométriques à 151 endroits en Suisse pour deux périodes de 50 ans. Ces estimations ont été comparées avec les valeurs journalières maximales mesurées durant les 100 dernières années (1911-2010) afin de tester l'efficacité de ces six lois. Cette comparaison révèle que la loi de Gumbel avec la méthode du maximum de vraisemblance et la loi Log-Normale sont globalement les meilleures pour estimer les précipitations journalières centennales en Suisse alors que les lois Normale et de Weibull les sous-estiment le plus fortement par rapport aux valeurs journalières maximales mesurées de 1911 à 2010. Mais la loi de Gumbel avec les méthodes des moments et des moindres carrés serait la plus efficace avec celle de Fréchet pour estimer les précipitations journalières centennales dans le futur si l'augmentation des précipitations journalières maximales mesurée de 1911 à 2010 devait se poursuivre.

Mots clés : précipitations centennales, séries de mesures, lois statistiques, Suisse.

Abstract: *Efficiency of some statistical analyses for determining extreme daily precipitation in Switzerland.* Analyses with 6 different statistical laws were carried out on rainfall time-series at 151 locations in Switzerland for two different periods of 50 years in order to estimate daily extreme precipitation with a return time of 100 years. Those estimations were compared with maximal daily values measured during the last 100 years (1911-2010) to test the efficiency of these 6 laws. This comparison shows that Gumbel's law with maximum likelihood method and Log-normal law are globally the best for assessing daily extreme precipitation with a return time of 100 years in Switzerland, while Normal and Weibull's laws underestimate it most strongly in comparison to the highest daily values measured from 1911 to 2010. But Gumbel's law with moments and least squares methods would be the most efficient with Fréchet's law for assessing daily precipitation with a return time of 100 years in the future if increasing of maximal daily rainfalls measured from 1911 to 2010 should continue.

Key-words: precipitation with a return time of 100 years, time series, statistical analyses, Switzerland.

Introduction

Les intempéries et les crues représentent les dangers naturels occasionnant environ la moitié des dégâts aux constructions humaines en Suisse (Fallot et Hertig, 2013). Pour éviter de tels dégâts, il convient de dimensionner les ouvrages de protection contre les crues sur la base des précipitations extrêmes avec un temps de retour d'au moins 500 ans. Or, les séries de mesures pluviométriques disponibles ne dépassent pas 150 ans en Suisse. Il est nécessaire de recourir à des méthodes statistiques ou à des modélisations pour estimer ces précipitations extrêmes avec un temps de retour aussi long.

Concernant les méthodes statistiques, des études précédentes ont démontré que la loi de Gumbel aboutit globalement à de bons résultats en Suisse (Zeller et al., 1991) et en Allemagne (Trömel et Schönwiese, 2007) pour estimer des précipitations journalières avec un temps de retour plus long que les séries de mesures disponibles. Les résultats en Suisse sont meilleurs lorsque ces estimations sont réalisées à partir des séries de mesures pluviométriques de 1961 à 2010 que de 1911 à 1960 (Fallot, 2012 et 2013). Toutefois, la loi de Gumbel tend à sous-estimer les précipitations extrêmes dans le Nord-Est de la Suisse (Zeller et al., 1991). Une telle sous-estimation apparaît également avec cette loi dans d'autres régions du monde (Koutsoyannis, 2004), en particulier dans le Sud de l'Europe (Livada et al., 2008 ; Bacro et Chaouche, 2006) où la loi de Fréchet est plus performante. Il existe encore d'autres lois statistiques qui permettent de telles estimations comme les lois de Weibull, Normale, Log-Normale et Gamma (Coles, 2001 ; Laborde, 2000). Il convient de vérifier si ces différentes lois statistiques n'aboutissent

pas à de meilleurs résultats en Suisse que celle de Gumbel, en particulier dans le Nord-Est du pays et pour la période de mesures 1911-1960. Une telle comparaison n'a pas encore été réalisée de manière systématique pour ce pays.

1. Méthodes

Les lois de Gumbel, Fréchet, Weibull, Normale, Log-Normale et Gamma constituent des méthodes statistiques souvent utilisées en météorologie et en hydrologie pour rechercher les valeurs extrêmes pour les précipitations ou les crues (Coles, 2001 ; Laborde, 2000). Ces lois permettent de définir une distribution de probabilité en fonction de la fréquence d'apparition d'événements dans le passé et de prévoir la probabilité d'apparition d'un événement de plus grande ampleur avec une période de retour plus longue (par exemple 500 ans) que la série de mesures disponible. Elles sont décrites en détail dans Laborde (2000) et Coles (2001).

Les lois de Gumbel, de Fréchet et de Weibull dérivent de la loi Généralisée des Valeurs Extrêmes (GEV) $F(x)$ pour laquelle il convient de déterminer les paramètres de position x_0 , d'échelle s et de forme α de la distribution de probabilité des valeurs x mesurées.

$$F(x) = \exp[-(1 + \alpha * u)^{-1/\alpha}] \text{ si } \alpha \neq 0 \text{ et } F(x) = \exp[-\exp(-u)] \text{ si } \alpha = 0 \quad \text{avec } u = (x - x_0)/s$$

Ces paramètres x_0 , s et α peuvent être estimés à partir des méthodes du maximum de vraisemblance, des moments ou des moindres carrés (Laborde, 2000). Le paramètre de forme α est le plus difficile à estimer et pour cette raison, la loi de Gumbel est souvent utilisée, car ce paramètre est égal à 0 contrairement aux lois de Fréchet et de Weibull. La loi de Gumbel permet ainsi un ajustement linéaire des probabilités des valeurs x mesurées à partir d'une double loi exponentielle selon une méthode décrite dans Gumbel (1958) et illustrée dans Fallot et Hertig (2013).

La loi Normale (ou de Gauss) et la loi Log-Normale (ou de Galton ou de Gibrat-Gauss) représentent les valeurs x mesurées sous la forme d'une distribution normale ou gaussienne pour laquelle on calcule les moyennes et les écarts types (ou les logarithmes de ces deux paramètres pour la loi Log-Normale) de l'échantillon des données. La loi Gamma (ou de Pearson) représente ces valeurs sous la forme d'une fonction gamma α pour laquelle les paramètres d'échelle s et de forme α doivent être déterminés (Laborde, 2000).

Dans cette étude, nous avons retenu les précipitations journalières maximales mesurées sur 24 heures pour chaque année dans une série de mesures donnée. Ces valeurs maximales x sont classées par ordre croissant pour lesquelles une fréquence de non dépassement ou d'apparition $F(x)$ (qui correspond à l'inverse du temps de retour) est calculée en fonction de la distribution des probabilités obtenue pour chaque série de mesures selon les méthodes mentionnées ci-dessus pour les six lois étudiées. Il existe plusieurs formules empiriques pour estimer la fonction de répartition $F(x)$ à partir du rang de chaque valeur x par ordre croissant et la taille de l'échantillon (nombre d'années ou de mois) :

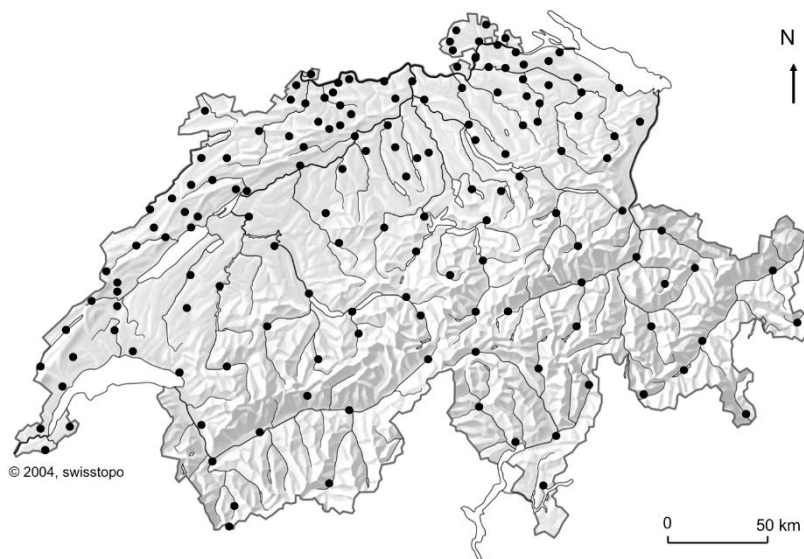
$$F(x_r) = (r - \alpha)/(n + 1 - 2\alpha) \text{ avec } n = \text{taille de l'échantillon (nombre d'années ou de mois)}$$

$$x_r = \text{valeur de } x \text{ pour le rang } r \text{ et } \alpha = \text{coefficient entre } 0 \text{ et } 0.5$$

Plusieurs valeurs empiriques ont été proposées pour ce coefficient α allant de 0 à 0.5 (Fallot, 2013). Une étude précédente a montré que les estimations des précipitations journalières extrêmes en Suisse sont globalement les meilleures avec la loi de Gumbel pour la valeur α de 0.5 proposée par Hazen (Fallot, 2013). Cette valeur α de 0.5 a donc été retenue pour les six lois statistiques étudiées ici.

Les précipitations journalières avec un temps de retour de 100 ans (= précipitations centennales) ont ainsi été estimées à partir de ces six lois statistiques pour deux périodes de

mesures de 50 ans (1901-1960 et 1961-2010) à 151 endroits de la Suisse où des mesures en continu sont disponibles de 1911 à 2010 (figure 1). Les précipitations centennales ainsi estimées ont été comparées avec la valeur journalière maximale mesurée durant les 100 dernières années



(1911-2010) à ces 151 endroits pour les 6 lois, afin de tester leur efficacité. Pour la loi de Gumbel, ces comparaisons ont été effectuées avec les paramètres de position x_0 et d'échelle s calculés avec les méthodes des moments, des moindres carrés et du maximum de vraisemblance. Pour les lois de Weibull et de Fréchet, seules les estimations obtenues à partir de la méthode du maximum de vraisemblance sont présentées ici.

Figure 1. Localisation des 151 stations pluviométriques étudiées en Suisse de 1911 à 2010

2. Résultats

Le tableau 1 montre que les coefficients R^2 dépassent 0.95 pour 80 à 91% des stations pour les précipitations journalières centennales estimées avec les lois de Fréchet, de Gumbel et Log-Normale à partir des deux périodes de mesures de 50 ans. Dans ces cas-là, ces trois lois ajustent bien la distribution des précipitations journalières maximales par an mesurées pour les deux périodes étudiées et elles permettent une bonne estimation des précipitations journalières centennales et pour des temps de retour plus longs (Fallot et Hertig, 2013). De tels cas se rencontrent encore pour 71 à 75% des stations avec la loi Gamma, mais seulement pour 14 à 36% des cas avec les lois Normale et de Weibull pour les deux périodes de mesures.

Tableau 1. Fréquences d'apparition des coefficients de détermination R^2 pour les courbes d'ajustement des six lois statistiques testées et deux périodes de mesures de 50 ans (1911-1960 et 1961-2010)

Loi	R_2 entre 0.7 et 0.8		R_2 entre 0.8 et 0.9		R_2 entre 0.9 et 0.95		R_2 entre 0.95 et 1	
	1911-1960	1961-2010	1911-1960	1961-2010	1911-1960	1961-2010	1911-1960	1961-2010
Gumbel mo.	0.0%	0.0%	2.6%	0.7%	9.9%	16.6%	87.4%	82.8%
Gumbel m.c.	0.0%	0.0%	2.6%	0.7%	9.9%	16.6%	87.4%	82.8%
Gumbel m.v.	0.0%	0.0%	2.6%	0.7%	9.9%	16.6%	87.4%	82.8%
Fréchet	0.0%	0.0%	0.7%	1.3%	9.3%	7.3%	90.1%	91.4%
Weibull	2.0%	0.7%	21.9%	27.8%	49.0%	57.0%	27.2%	14.6%
Gamma	0.7%	0.0%	5.3%	10.6%	19.2%	18.5%	74.8%	70.9%
Log-Normale	0.0%	0.0%	3.3%	4.0%	12.6%	15.9%	84.1%	80.1%
Normale	3.0%	5.3%	20.2%	25.8%	40.4%	50.3%	36.4%	18.5%

mo. = méthode des moments m.c = méthode des moindres carrés m.v. = méthode du maximum de vraisemblance

Par contre, les estimations des précipitations journalières centennales deviennent assez mauvaises lorsque les coefficients R^2 sont inférieurs à 0.9. Ceci concerne 23 à 31% des stations pour les lois Normale et de Weibull, 6 à 11% des stations pour la loi Gamma et 1 à 4% des stations pour les lois de Fréchet, de Gumbel et Log-Normale suivant les périodes considérées.

Ces cas se rencontrent généralement lorsque la valeur la plus élevée des précipitations journalières enregistrée durant une année se situe largement au-dessus de la tendance logarithmique dessinée par les valeurs journalières maximales mesurées durant les autres années (Fallot et Hertig, 2013). Pour ces cas-là, les précipitations journalières centennales déterminées à partir des lois statistiques sont sous-estimées et cette sous-estimation est d'autant plus grande que les coefficients R^2 sont bas. Ainsi, les lois Normale et de Weibull sous-estiment les précipitations journalières extrêmes pour un plus grand nombre de stations en Suisse que les autres lois, comme le montre aussi le tableau 2.

Le tableau 2 révèle que les précipitations journalières centennales estimées à partir de la période de mesures 1961-2010 avec la loi de Gumbel et la méthode du maximum de vraisemblance sont semblables (0.0%) aux valeurs maximales mesurées durant ces 100 dernières années (1911-2010) lorsqu'on considère l'ensemble des 151 stations en Suisse (= Moyenne). Il en va de même pour la loi Log-Normale (-1.0%), alors qu'elles sont en moyenne plus basses de 7% avec la loi Gamma et de 10 à 12% avec les lois de Weibull et Normale. On observe la tendance inverse pour la loi de Fréchet (+12.1%) et dans une moindre mesure la loi de Gumbel avec les méthodes des moments et des moindres carrés (+4.5%).

Tableau 2. Comparaison entre les précipitations journalières centennales (PT100 ans) estimées par les six lois statistiques pour deux périodes de mesures *in situ* (1911-1960 = SM1 et 1961-2010 = SM2) et les précipitations journalières maximales mesurées (PJmax) de 1911 à 2010 pour 151 stations en Suisse

Séries de mesures	Différences (%) entre PT100 ans estimé et PJmax mesuré					
	-60 à -30%	-30 à -10%	-10 à +10%	10 à 30%	30 à 80%	Moyenne
1911-1960 (SM1)						
PT100 ans Gumbel mo. SM1	8.6%	33.1%	49.0%	9.3%	0.0%	-7.8%
PT100 ans Gumbel m.c. SM1	8.6%	33.7%	47.0%	10.6%	0.0%	-7.8%
PT100 ans Gumbel m.v. SM1	8.6%	33.1%	49.0%	7.9%	1.3%	-7.9%
PT100 ans Fréchet SM1	8.7%	37.1%	37.1%	13.9%	3.4%	-7.0%
PT100 ans Weibull SM1	21.2%	61.6%	17.2%	0.0%	0.0%	-21.0%
PT100 ans Gamma SM1	12.0%	61.6%	25.8%	0.7%	0.0%	-17.3%
PT100 ans Log-Normale SM1	10.5%	41.1%	42.4%	6.0%	0.0%	-12.3%
PT100 ans Normale SM1	20.6%	65.6%	13.9%	0.0%	0.0%	-21.8%
Séries de mesures	Différences (%) entre PT100 ans estimé et PJmax mesuré					
1961-2010 (SM2)	-60 à -30%	-30 à -10%	-10 à +10%	10 à 30%	30 à 80%	Moyenne
PT100 ans Gumbel mo. SM2	0.0%	11.9%	54.3%	33.8%	0.0%	4.5%
PT100 ans Gumbel m.c. SM2	0.0%	13.9%	51.6%	34.4%	0.0%	4.6%
PT100 ans Gumbel m.v. SM2	2.6%	19.8%	49.7%	24.5%	3.3%	0.0%
PT100 ans Fréchet SM2	0.0%	5.9%	45.7%	35.1%	13.3%	12.1%
PT100 ans Weibull SM2	2.6%	41.8%	55.6%	0.0%	0.0%	-10.3%
PT100 ans Gamma SM2	1.3%	35.1%	58.9%	4.6%	0.0%	-6.9%
PT100 ans Log-Normale SM2	0.0%	22.5%	62.3%	15.2%	0.0%	-1.0%
PT100 ans Normale SM2	4.0%	51.6%	44.4%	0.0%	0.0%	-12.0%

mo. = méthode des moments m.c. = méthode des moindres carrés m.v. = méthode du maximum de vraisemblance
 PT100 ans Gumbel mo. SM1 = Précipitations journalières centennales estimées avec la loi de Gumbel et la méthode des moments (mo.) à partir des séries de mesures 1 (SM1 : 1911-1960)
 PJmax = Précipitations journalières (24 heures) maximales mesurées de 1911 à 2010

En revanche, les précipitations journalières centennales estimées à partir de la période de mesures 1911-1960 sont plus basses de 7 à 8% pour les lois de Gumbel et Fréchet par rapport aux valeurs journalières maximales mesurées durant les 100 dernières années pour l'ensemble des stations. Ces sous-estimations atteignent en moyenne 12% pour la loi Log-Normale, 17% pour la loi de Gamma et 21 à 22% pour les lois Normale et de Weibull. De telles sous-

estimations ne résultent pas d'une efficacité moins grande des analyses statistiques pour cette période, car les coefficients R^2 sont semblables, voire même plus élevés que ceux pour la période 1961-2010 (cf. tableau 1). Ces sous-estimations proviennent du fait que les valeurs journalières maximales mesurées durant la période 1911-1960 sont globalement plus basses de 15% par rapport à celles de la période 1961-2010 consécutivement au réchauffement du climat observé durant le 20^{ème} siècle (Fallot, 2013 ; Scherrer et al., 2016). Avec cela, les précipitations journalières centennales estimées à partir de la période de mesures 1961-2010 sont en moyenne de 8 à 12% plus élevées (et même 19% pour la loi de Fréchet) que celles obtenues à partir de la période de mesures 1911-1960.

Les précipitations journalières centennales estimées à partir de la période de mesures 1961-2010 se situent à moins de 10% des valeurs maximales mesurées de 1911 à 2010 pour 62% des stations avec la loi Log-Normale, 59% avec la loi Gamma et 44 à 56% des stations avec les autres lois statistiques. De tels cas se rencontrent encore pour 47 à 49% des stations avec la loi de Gumbel, 42% avec la loi Log-Normale et seulement 14 à 17% des stations avec les lois Normale et de Weibull pour la période de mesures 1911-1960 (tableau 2).

Parmi les six lois testées, celle de Gumbel avec la méthode du maximum de vraisemblance aboutit aux meilleures estimations des précipitations journalières centennales par rapport aux valeurs journalières maximales mesurées de 1911 à 1960 pour 45% des 151 stations étudiées, devant la loi de Fréchet (21%), lorsque ces estimations sont effectuées à partir de la période de mesures 1911-1960. Ces stations apparaissent plutôt dans la moitié nord du Pays. Par contre, aucune loi ne ressort vraiment du lot pour les estimations faites à partir de la période de mesure 1961-2010.

La loi de Gumbel avec la méthode du maximum de vraisemblance serait ainsi globalement la meilleure pour estimer des précipitations journalières centennales en Suisse devant les lois Log-Normale, Gamma et de Fréchet. Mais l'augmentation des précipitations journalières maximales mesurée entre les périodes 1911-1960 et 1961-2010 en relation avec le réchauffement global du climat devrait se poursuivre durant le 21^{ème} siècle selon les modèles climatiques régionaux (Beniston et al., 2007 ; Rajczak et al., 2013). On peut penser que les précipitations journalières centennales estimées à partir de la période de mesures 1961-2010 (et *a fortiori* 1911-1960) avec la loi de Gumbel et la méthode du maximum de vraisemblance, ainsi qu'avec les lois Log-Normale et Gamma seront trop basses par rapport aux pluies extrêmes qui seront mesurées durant le 21^{ème} siècle. Dans ces conditions, ces lois tendent aussi à sous-estimer les précipitations journalières avec un temps de retour supérieur aux séries de mesures disponibles et il conviendrait d'utiliser d'autres lois pour ces analyses dans ce genre de situation, en particulier celles de Fréchet et de Gumbel avec les méthodes des moments et des moindres carrés. Mais la loi de Fréchet entraîne pour quelques stations une forte surestimation (jusqu'à 80%) des précipitations journalières centennales par rapport aux valeurs maximales mesurées durant le 20^{ème} siècle. En outre, l'ajustement des courbes de régression est plus simple avec la loi de Gumbel que pour la loi de Fréchet où le paramètre de forme α de la courbe n'est pas nul.

Vu la tendance à la hausse des valeurs des précipitations journalières maximales constatée durant le 20^{ème} siècle et projetée pour le 21^{ème} siècle, la loi de Gumbel avec les méthodes des moments et des moindres carrés nous semble finalement la plus efficace pour estimer des précipitations journalières extrêmes avec des temps de retour plus longs que les séries de mesures disponibles en Suisse. Ceci va à l'encontre de plusieurs études affirmant que la loi de Gumbel n'est pas appropriée pour ce genre d'estimations et que la loi de Fréchet aboutit globalement à de meilleurs résultats dans la plupart des régions du monde (Koutsoyiannis, 2004), notamment autour de la Méditerranée (Livada et al., 2008 ; Bacro et Chaouche, 2006).

Conclusion

Les précipitations journalières centennales estimées à partir de six lois statistiques sur deux périodes de mesures de 50 ans aboutissent à de bons résultats en Suisse avec les lois de Gumbel, de Fréchet, Log-Normale et Gamma pour des estimations faites à partir de la période de mesures 1961-2010. Par contre, les lois Normale et de Weibull sous-estiment les précipitations journalières centennales, surtout pour la période de mesures 1911-1960. Une telle sous-estimation apparaît aussi pour cette période avec les autres lois. Les différences de performances entre les six lois pour les deux périodes étudiées de 50 ans résultent de la représentativité des valeurs des précipitations journalières maximales contenues dans les séries de mesures pluviométriques. Si l'on tient compte de l'augmentation de l'intensité des précipitations extrêmes déjà observée et prévue par les modèles climatiques pour le futur, la loi de Gumbel avec les méthodes des moments et des moindres carrés est, globalement, la plus appropriée pour estimer des précipitations journalières extrêmes en Suisse avec des temps de retour 2 à 3 fois plus longs que les séries de mesures disponibles. Il s'agit d'un résultat appréciable pour les bureaux et services spécialisés dans les eaux, car cette loi est plus simple à utiliser que les autres pour de telles estimations.

Bibliographie

- Bacro J. N., Chaouche A., 2006. Incertitude d'estimation des pluies extrêmes du pourtour méditerranéen : illustration par les données de Marseille. *Hydrological Sciences Journal*, **51**(3), 389-403.
- Beniston M., Goyette S., Stephenson D.B., Christensen O.B., Frei C., Schöll R., Halsnaes K., Holt T., Palutikof J., Jylhä K., Koffi B., Semmler T., Woth K., 2007. Future extreme events in Europe climate : an exploration of regional climate model projection. *Climatic Change*, **81** (s.1), 71-95.
- Coles S., 2001. *An Introduction to Statistical Modelling of Extreme Values*. London, Springer Verlag, 211 p.
- Fallot J.-M., 2012. Efficiency of Gumbel analyses for determining extreme daily precipitation in Switzerland. *4th Conference on Air and Water Components of the Environment, Cluj-Napoca, Romania, 23-24.03.2012. DOAJ 2067743X, Issue 2012*, p. 1-8.
- Fallot J.-M., 2013. Evaluation des différentes formules de la loi de Gumbel pour l'estimation des précipitations journalières extrêmes en Suisse. *Actes du 26^{ème} colloque international de l'Association Internationale de Climatologie*, Cotonou, Bénin, 3-7.09.2013, p. 224-229.
- 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^{ème} siècle. *Mém. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, **25**, p. 13-24.
- Gumbel E.J., 1958. *Statistics of extremes*. Columbia University press, 375 p.
- Koutsoyiannis D., 2004. Statistics and estimation of extreme rainfall: Part II. Empirical investigation of long rainfall records. *Hydrological Sciences*, **49**, 591-610.
- Laborde J.-P., 2000. *Eléments d'hydrologie de surface*. Université de Nice – Sophia Antipolis, 204 p.
- Livada I., Charalambus G., Assimakopoulos M.N., 2008. Spatial and temporal study of precipitation characteristics over Greece. *Theoretical and Applied Climatology*, **93**, 45-55.
- Rajczak J., Pall P., Schär C., 2013. Projection of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**, 3610-3626.
- Scherrer S.C., Fischer E.M., Posselt R., Liniger M.A., Croci-Maspoli M., Knutti R., 2016. Emerging trends in heavy precipitation and hot temperature extremes in Switzerland. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, **121**, 2626-2637.
- Trömel S., Schönwiese C. D., 2007. Probability change of extreme precipitation observed from 1901 to 2000 in Germany. *Theoretical and Applied Climatology*, **87**, 29-39.
- Zeller J., Geiger H., Roethlisberger G., 1991. *Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrand-Gebiet*. Office fédéral de l'étude des forêts, de la neige et du paysage (WSL), Birmensdorf, 334 p.

RISQUES D'INONDATIONS LIÉS AUX PRÉCIPITATIONS EXTRÊMES ET À LA FONTE DES NEIGES AU NOUVEAU-BRUNSWICK (N.-B.), CANADA

BARONETTI A.¹, FORTIN G.², ACQUAOTTA F.¹, FRATIANNI S.¹

¹Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Torino, Torino, Italie alice.baronetti@unito.it

²Département d'histoire et de géographie, Université de Moncton, Moncton, Canada

Résumé : Une étude portant sur une période de trente ans (1981-2010) de la distribution spatiale et temporelle des précipitations est réalisée pour la province du Nouveau-Brunswick (N.-B.), Canada. Les données quotidiennes sur les précipitations liquides et les chutes de neige de 28 stations météorologiques appartenant à deux réseaux météorologiques indépendants ont été examinées. Les précipitations extrêmes sur des périodes de 24, 48 et 72 heures sur une base annuelle et saisonnière ont été évaluées pour en déterminer les seuils et les tendances. Les similitudes et les différences entre les quatre zones climatiques principales ont été examinées. Des tendances significatives et positives du pourcentage du nombre de jours de neige ont été observées dans les deux zones les plus sèches du Nord, et une diminution du nombre de jours avec des précipitations supérieures à 1 mm/jour a été détectée. De plus, dans ces zones, une augmentation des événements extrêmes de 72 heures a été observée, rendant ces régions les plus vulnérables au risque d'inondation.

Mots-Clés : CoRain software, variabilité climatique, pluies extrêmes, méthodes géostatistiques.

Abstract: *Flood risk due to extreme rainfall events and snow melt in New Brunswick (N.-B.), Canada.* A thirty-year (1981-2010) study of the spatial and temporal distribution of precipitation is realized in the Canadian New Brunswick province. For this purpose, the daily precipitation and snow fall data of 28 weather stations belonging to two independent meteorological networks were examined. Annual and seasonal 24, 48 and 72 hours extreme precipitation thresholds and trends were also evaluated and the similarities and differences between the four defined climatic areas were then considered. Significant and positive trends in percentage of snowing days were observed in the two North driest areas, while a decrease in the number of days with precipitation greater than 1 mm/day was detected. Nevertheless, in these areas an increasing of extreme 72 hours events was observed, making these sectors most vulnerable to the flood risk.

Keywords: CoRain software, climate variability, extreme rainfall events, geostatistical methods.

Introduction

Le cinquième rapport de Groupes de travail d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) (2014) a souligné que le réchauffement climatique était important au Canada, la température moyenne annuelle ayant augmenté de 1,5°C depuis 1950. Ce réchauffement s'est accompagné de variations dans le cycle hydrologique, dues à des changements dans l'intensité, la fréquence et la durée des précipitations, ainsi que dans la distribution temporelle et spatiale de l'eau. Stone *et al.* (2000) ont également signalé que les précipitations annuelles totales ont augmenté dans le sud du Canada au cours du XXe siècle, en partie à cause de l'augmentation des précipitations extrêmes. Des tendances positives significatives ont été observées entre 1918 et 1994 dans le nord du Canada, alors qu'aucune tendance significative n'a été détectée dans la région des Grands Lacs, la région du Saint-Laurent et le Canada atlantique (1895-1996). En outre, avec le changement climatique, une augmentation des précipitations extrêmes est attendue, affectant les infrastructures et la société humaine. Plus spécifiquement, au Canada, Mekis et Vincent (2011) mentionnent que la fréquence et l'intensité des épisodes de fortes précipitations extrêmes ont probablement augmenté depuis 1950. À cet égard, les précipitations sont une variable clé pour caractériser l'état du système climatique et elles ont un potentiel élevé d'affecter les sociétés et l'environnement notamment lorsqu'elles sont associées à la fonte des neiges ; ce qui peut constituer un apport important en eau et se conjuguer pour provoquer une rupture soudaine de la glace (embâcles) causant des inondations. Au Nouveau-Brunswick (N.-B.), le changement climatique modifiera sans aucun doute l'ampleur et le calendrier des

inondations dont la vaste majorité surviennent au printemps entre mars et mai. On constate d'ailleurs déjà que les crues se produisent plus tôt au N.-B. que par le passé (Caissie et Robichaud, 2009).

Les deux objectifs principaux de cette étude sont :

- analyse de la répartition spatiale et temporelle des précipitations dans l'une des régions de l'Atlantique canadien au N.-B. en tenant compte de deux réseaux météorologiques indépendants
- estimation des seuils, de l'intensité et des tendances des événements de précipitations extrêmes survenant en 24, 48 et 72 heures dans la province dans le but d'étudier leurs distributions spatio-temporelles détaillées et leurs impacts sur les risques d'inondation.

1. Matériels et méthodes

1.1. Données météorologiques et zones d'étude

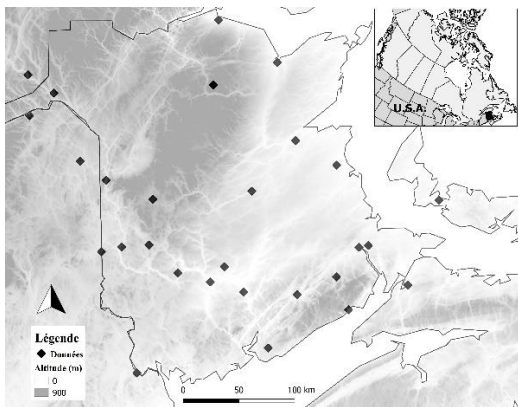


Figure 1. Localisation du N.-B. au Canada (encadré) et emplacement des différentes stations météorologiques dans cette province.

28 stations situées dans la province du N.-B. (Canada) et le long de la frontière avec le Maine (USA), la Nouvelle-Écosse, le Québec et l'Île-du-Prince Édouard ont été considérées (figure 1). Ces ensembles de données comprennent des séries de données de précipitations et des quantités de chutes de neige à long terme et homogènes appartenant à deux réseaux météorologiques différents :

- Archives nationales des données climatiques d'Environnement Canada (NCDA) : cette base de données est conçue pour les analyses des changements climatiques au Canada. Ces données sont soumises à un contrôle de qualité pour tenir compte des inhomogénéités ;

- Données provenant du *United States Historical Climatology* (USHCN). Il s'agit de données provenant d'enregistrements quotidiens des variables météorologiques à partir de stations des 48 États des États-Unis.

Les stations sélectionnées (figure 1) sont situées à des altitudes variant entre 0 et 700 m et la période commune est comprise entre 1er janvier 1981 et le 31 décembre 2010. La comparaison entre les données issues des deux réseaux a été effectuée à l'aide du script R suivant : CoRain (disponible en accès libre, Guenzi *et al.*, 2017). Après avoir validé la conformité des données, un contrôle de qualité (CQ) a été effectué afin de détecter les ruptures possibles, les données manquantes (moins de 20%), le manque d'homogénéité. De plus, les valeurs quotidiennes des précipitations et des chutes de neige inférieures à 1 mm ont été supprimées (Wang *et al.*, 2010).

1.2. Méthodologie

Afin de réaliser une analyse climatique à haute résolution de la zone d'étude, les tendances des précipitations ont été détectées au moyen du test de Mann-Kendall. Ensuite, deux méthodes géostatistiques ont été adoptées. Tout d'abord, en considérant l'ensemble des stations météorologiques, les précipitations annuelles ont été spatialisées au moyen du krigeage ordinaire, en utilisant le progiciel Automap (Ahmed *et al.*, 2017). L'interpolation a été faite sur une grille de cellules de 200m x 200m, dans les limites suivantes, exprimées en coordonnées cartographiques (WGS84 UTM-19N) : Nord 1146613, Sud 386699, Est 4935492 et Ouest 5358768. Une fois qu'il a été établi que les données des précipitations n'étaient pas distribuées

de façon homogène au N.-B., les zones climatiques ont été définies au moyen d'une analyse en grappes (AG). Différentes méthodes de classification existent dans la littérature. Dans cette étude, c'est la méthode de classification hiérarchique de Ward qui a été retenue. Les différentes zones climatiques ont été délimitées, essentiellement à partir de la quantité mensuelle des précipitations. La représentation d'un dendrogramme permettant d'identifier le nombre optimal de grappes en utilisant la méthode de Rau *et al.* (2017). La caractérisation climatique de chaque zone climatique a ensuite été effectuée à partir des précipitations moyennes, maximales et minimales. Le nombre annuel de jours pluvieux et neigeux (≥ 1 mm) a été comptabilisé et la densité annuelle des précipitations neigeuses a été calculée. Ensuite, pour mieux caractériser les précipitations extrêmes, les variations des cumuls de pluie ont été examinées sur différents intervalles de temps : 24, 48 et 72 heures consécutives. Les seuils, exprimés en percentiles, ont ensuite été calculés. Les centiles annuels et saisonniers de chaque groupe des séries 24, 48 et 72 heures ont été calculés et les événements extrêmes ($R > 95e$) ont été établis. Ensuite, le nombre annuel et saisonnier d'événements extrêmes qui caractérise chaque groupe a été calculé, et le nombre d'événements normalisés a été calculé au moyen de l'équation suivante : $S = n / d$, où n est le nombre d'événements enregistrés et, d est le nombre de stations dans chaque grappe. Par la suite, les événements extrêmes sur les périodes de 24, 48 et 72 heures ont été normalisés. Le test de Mann-Kendall a ensuite été utilisé pour étudier l'évolution temporelle de chaque groupe. Finalement, une analyse statistique a été développée pour évaluer l'erreur quadratique moyenne (RMSE), les moyennes, les médianes et la distribution du nombre normalisé annuel et saisonnier des séries d'événements des quatre groupes. Le test t de Student, de Wilcoxon et de Kolmogorov-Smirnov ont été appliqués pour mieux caractériser les différentes grappes (Acquaotta *et al.*, 2016).

2. Résultats

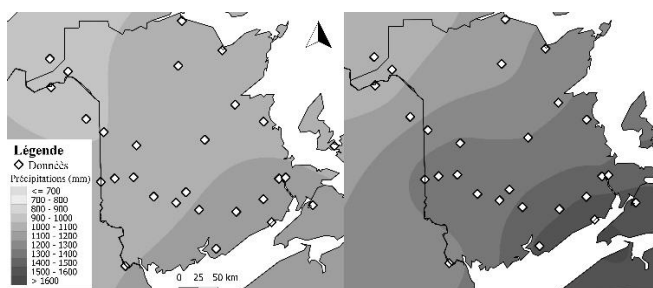


Figure 2. Comparaison de la spatialisation des précipitations au N.-B., a) distribution moyenne annuelle (1981-2010) b) année la plus pluvieuse (1990).

À l'instar d'une étude menée par Mekis et Vincent (2011) dans le Canada atlantique, la tendance annuelle des précipitations observées au N.-B. au cours de la dernière période trentenaire (1981-2010) n'est pas statistiquement significative ($p=0,52$). Une diminution des précipitations de $-1,4$ mm / an, due à l'année la plus sèche (2001) : 783,8 mm est l'année la plus pluvieuse (1990) : 1321,9 mm.

L'interpolation spatiale (figure 2), confirme les résultats de El-Jabi *et al.* (2016) obtenus sur le risque d'inondation au N.-B. qui a montré une augmentation du Sud au Nord des précipitations. La comparaison entre la distribution moyenne annuelle (1981-2010) et l'année la plus pluvieuse (1990) a mis en évidence que la zone côtière au sud-ouest du Canada est la plus pluvieuse. Les précipitations annuelles enregistrées en 1990 (figure 2b) dans ce secteur étaient supérieures à 1600 mm, ce qui est beaucoup plus élevé que la moyenne annuelle (figure 2a), qui varie entre 1000 et 1200 mm. De plus, une zone sèche, caractérisée par les stations situées dans la partie nord-ouest, à la frontière avec la province de Québec et le Maine a été observée.

La répartition spatiale des précipitations (Figure 2) a été sélectionnée suite à l'analyse en grappes (Figure 3). L'application de cette méthode a mis en évidence quatre zones climatiques au N.-B. L'analyse climatique montre qu'il y a deux zones davantage pluvieuses (Tableau 1). La première est CA3 qui comprend les stations situées dans la zone côtière du sud correspondant à la région de Fundy définie par Groenewoud (1984) et la deuxième région est CA2, comprenant les stations de la partie centre-sud, ce qui correspond aux régions East Coast et Southern Uplands selon Groenewoud (1984). La précipitation moyenne est 1161,5 mm pour CA2 et 1085,3 mm pour la zone climatique CA3. Pour les deux zones, les tendances des précipitations hivernales, ont mis en évidence une diminution significative du nombre de jours de précipitations (chutes de neige et précipitations totales) et du pourcentage de jours de neige. Les deux zones les plus sèches se trouvent dans la partie centre et nord du N.-B (Figure 3) et sont : la zone CA1, comprenant les stations situées à proximité de la chaîne des Appalaches au nord et la zone CA4, constituée de stations situées dans les Highlands du centre (Groenewoud 1984).

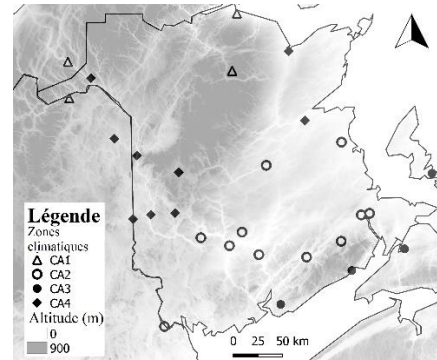


Figure 2. Zones climatiques en fonction des précipitations.

Tableau 1. Caractéristiques des zones climatiques : les préc. max. et min., la densité des préc., le nombre de jours avec préc. > 1 mm, le pourcentage de jours de neige et les tendances relatives. Les tendances significatives sont en gras.

	CA1	CA2	CA3	CA4
Préc max (mm)	1075.0	1175.0	1396.1	1095.7
Préc min (mm)	947.8	995.6	927.1	930.1
Densité des préc (mm/jour)	7.7	9.0	9.5	8.5
N. préc tendance	0.14	-0.5	-0.3	-0.5
P-value N. préc	0.61	0.01	0.02	0.04
tendance jours de neige (%)	0.3	-0.05	-0.6	0.3
P-value % jours de neige	0.04	0.05	0.001	0.01

Dans la zone CA1 les précipitations moyennes enregistrées sont de 1011,4 mm et de 1010,5 mm pour la zone CA4. Dans ces zones, une tendance négative du nombre de jours de précipitations d'environ et une augmentation significative du pourcentage de jours de neige (0,3% / an) sont observées.

Les seuils pour les événements de 24, 48 et 72 heures ont été calculés et, en fonction de la distribution spatiale, les seuils observés sont présentés dans le tableau 2. L'analyse statistique du nombre d'événements extrêmes, enregistrés dans chaque zone climatique, a montré que pour les événements de 24 et 48 heures, les zones de CA1 et CA3 sont plus affectés par des événements de précipitations extrêmes avec une moyenne de 6 événements/an pour la période de 24 heures et 5 événements/année pour la période de 48 heures (figure 4). À l'instar

Tableau 2. Pour chaque zone climatique sur une base annuelle, seuils et tendances pour 24, 48 et 72 heures. Les tendances stat. signif. sont en gras.

	CA1	CA2	CA3	CA4
24 heures (mm)	24.8	29.	31.4	26.2
24 heures tendance	0.12	0	0	0
24 heures pvalue	0.003	0.573	1.000	0.851
48 heures (mm)	31.4	36.2	38.6	33.0
48 heures tendance	0.10	0	0	0.019
48 heures pvalue	0.001	0.694	0.722	0.896
72 heures (mm)	36.9	42.0	44.4	38.0
72 heures tendance	0.09	0	0	0
72 heures pvalue	0.012	0.735	0.679	0.763

d'une étude antérieure de Mekis et Vincent (2011), on observe une tendance positive et significative pour la région la plus sèche, à la frontière avec le Québec (Figure 3), tandis que dans l'autre région, aucune tendance n'est détectée. Le tableau 2 présente les résultats des événements extrêmes annuels. Les seuils pour les événements de 24, 48 et 72 heures ont été fixés et, en fonction de la distribution spatiale, les seuils observés dans la zone CA3 sont : pour 24 heures : 31,4 mm, 48 heures : 38,6 mm et ; 72 heures : 44,4 mm. Ils sont supérieurs à CA1 qui a obtenu les valeurs suivantes : 24 heures : 24,8 mm, 48 heures : 31,4 et 72 heures : 36,9 mm. Alors que pour les événements de 72 heures, l'analyse a mis en évidence que pour CA1, CA2 et CA3, une moyenne de 4 événements / année est enregistrée, tandis que dans la seconde zone la plus arrosée (CA4) 3 événements / année sont observés. Néanmoins, selon les événements de 24 et 48 heures, une augmentation significative de CA1 avec 0,07 jour / année a été détectée. Ces taux élevés et la tendance positive des précipitations extrêmes de 72 heures dans le nord-est du N.-B. sont les principales caractéristiques climatiques qui rendent cette région vulnérable aux risques d'inondation, particulièrement lorsque les précipitations solides sont accumulées jusqu'au printemps sous forme de neige et de glace (El-Jabi *et al.* 2016).

L'étude des événements extrêmes saisonniers a montré des résultats significatifs durant la saison automnale. En automne, une augmentation significative ($p=0,05$) des précipitations de 2,6 mm/an est observée. Dans le tableau 3, des seuils quotidiens d'événements extrêmes d'automne sont signalés pour les 72 heures. Pour les événements de 72 heures, l'étude a montré que la zone climatique principalement affectée par des événements extrêmes est CA2 avec 3 événements/an et une augmentation significative de 0,08 événement/an est également observée dans cette zone. Dans la littérature, Caissie et Robichaud (2009) et El-Jabi *et al.* (2016) ont observé que la plus grande occurrence des débits majeurs au N.-B. survenait durant le printemps (42% en avril), affectant surtout les petits cours d'eau situés dans les zones centrales et côtières (CA2).

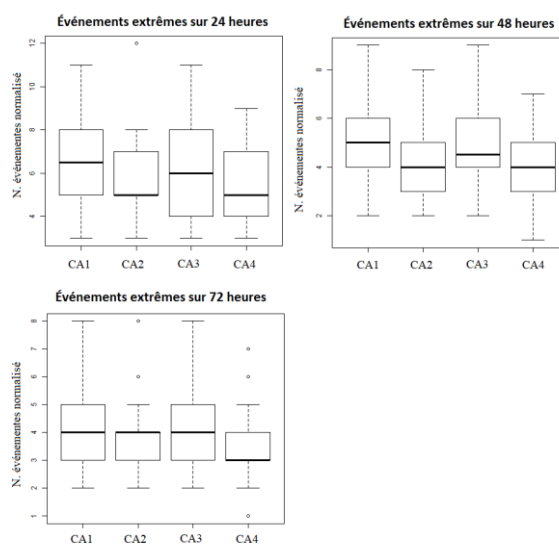


Figure 3. Boîtes à moustaches représentant les nombres annuels normalisés d'événements de précipitations extrêmes enregistrés dans chaque zone climatique pour: a) événements de 24 heures, b) événements de 48 heures c) événements de 72 heures.

Tableau 1. Les seuils pour chaque région climatique durant l'automne pour 24, 48 et 72 heures. Les valeurs en gras sont significatives.

	CA1	CA2	CA3	CA4
72 heures (mm)	36	45.46	44.18	40.6
72 heures tendance	0.04	0.08	0	0
72 heures pvalue	0.01	0.01	0.51	0.41

Conclusion

La caractérisation climatique de 28 stations situées au N.-B. (Canada) durant la période 1981-2010 a révélé que les pluies sont plus importantes dans le sud de la province, alors que le nord du N.-B. reçoit une proportion plus grande de neige en raison des hivers plus froids qui sévissent dans ces régions. On observe une tendance à la hausse du pourcentage de jours de neige dans la partie nord tandis qu'une tendance négative est constatée dans la partie sud.

L'étude des événements extrêmes durant 24, 48 et 72 heures ont permis de classer les événements extrêmes au N.-B. en adoptant des seuils de précipitations. Cette approche a mis en évidence que ces événements sont principalement concentrés dans les régions nord avec des tendances positives de leurs fréquences.

Cette analyse pourrait donc contribuer à mieux comprendre la distribution spatiale des précipitations et des événements extrêmes au N.-B., ainsi que leurs impacts éventuels sur les risques d'inondation. El-Jabi *et al.* (2016) ont mis en évidence que, dans cette région, les fréquences d'inondations devraient augmenter dans l'avenir, avec plus d'inondations avec un faible temps de retour. Les inondations plus fréquentes et celles qui sont plus intenses pourront accroître les dommages aux infrastructures et provoquer l'érosion des sols, les réseaux routiers et des dégâts aux récoltes, ce qui se traduira par une hausse de leurs coûts socio-économiques et environnementaux.

Bibliographie

- Acquaotta F., Fratianni S., Venema V., 2016. Assessment of parallel precipitation measurements networks in Piedmont Italy. *International Journal of Climatology* 36, 3963-3974
- Ahmed K., Shahid S., Chung E.S., Ismail T., Wang X., 2017. Spatial distribution of secular trends in annual and seasonal precipitation over Pakistan. *Climate Research* 74, 95-107.
- Caissie D., Robichaud S., 2009. Towards a better understanding of the natural flow regimes and streamflow characteristics of rivers of the Maritime Provinces. In: Oceans, D.o.F.a. (Ed.). *Canadian Technical Report of Fisheries and Aquatic Sciences*, Moncton, New Brunswick, 8-53.
- El-Jabi N., Caissie D., Turkkan N., 2016. Flood analysis and flood projections under climate change in New Brunswick. *Canadian Water Resources Journal* 41 319-330.
- GIEC, 2014. Changements climatiques : Rapport de synthèse. Contribution des Groupes de travail I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Sous la direction de l'équipe de rédaction principale, R.K. Pachauri et L.A. Meyer]. GIEC, Genève, Suisse, 161 p . ISBN 978-92- 9169-243- 9, (https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/syr/SYR_AR5_FINAL_full_fr.pdf)
- Guenzi D., Acquaotta F., Garzena D., Fratianni S., 2017. CoRain: A free and open source software for rain series comparison. *Earth Science Informatics*, 1-12.
- Groenewoud H., 1984. The climatic regions of New Brunswick: a multivariate analysis of meteorological data. *Canadian Journal of Forest Research*, 14, 389-394.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), (2014): *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 University Press Cambridge).
- Mekis É., Vincent L.A., 2011: An overview of the second generation adjusted daily precipitation dataset for trend analysis in Canada. *Atmosphere-Ocean*, 49, 163-177.
- Rau P., Bourrel L., Labat D., Melo P., Dewitte B., Frappart F., Felipe O., 2017: Regionalization of rainfall over the Peruvian Pacific slope and coast. *International Journal of Climatology*, 37, 143-158.
- Stone D.A., Weaver A.J, Zwiers F.W., 2000. Trends in Canadian precipitation intensity. *Atmosphere Ocean*, 38, 321-347.
- Wang X.L., Chen H., Wu Y., Feng Y., Pu Q., 2010. New techniques for the detection and adjustment of shifts in daily precipitation data series. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49, 2416-2436.

APERÇU SYNOPTIQUE DE LA VARIABILITE DES EXTREMES CLIMATIQUES AU BENIN (1960-2016)

GBOHOU Y. P. ¹, HOUNTONDI Y. C. ¹, DE LONGUEVILLE F. ², OZER P. ³

¹ Unité d'Environnement, Télédétection et Risques Naturels, Département Aménagement et Gestion des Ressources Naturelles, Faculté d'Agronomie, Université de Parakou, BP: 123 Parakou, Bénin.

yvon.hountondji@gmail.com

² Département de Géographie, Université de Namur, Rue de Bruxelles 61, B-5000 Namur, Belgique.

florence.delongueville@unamur.be

³ UR SPHERES / The Hugo Observatory, Faculté des Sciences, Université de Liège, Campus d'Arlon, Avenue de Longwy 185, 6700 Arlon, Belgique. pozer@uliege.be

Résumé : Dans l'optique d'étudier la variabilité des extrêmes climatiques au Bénin, les données de températures et de précipitations quotidiennes ont été analysées et des indices climatiques calculés avec le programme RCLimindex pour les 6 stations synoptiques du pays sur la période allant de 1960 à 2016. Il ressort des résultats que les températures montrent une tendance généralisée au réchauffement, avec une majorité de tendances significatives ($0.01 < p < 0.05$) voire très significatives ($p < 0.01$) au niveau de toutes les stations (79% significatives dont 72% très significatives). Par ailleurs, les tendances des indices de précipitations extrêmes sont globalement non significatives ($p > 0.05$) et en régression mitigée. Cependant, on note des augmentations des fortes précipitations dans le centre du pays (Bohicon) et une reprise globale des précipitations dans le nord-est du pays (Kandi). Au regard de la variabilité spatiale des extrêmes climatiques au Bénin, il ressort que la zone couverte par la station synoptique de Kandi est la plus exposée à l'augmentation des températures et celle de Natitingou à la diminution de précipitations.

Mots-Clés : événements extrêmes, RCLimindex, changement climatique, Bénin.

Abstract: *Synoptical overview of the variability of climate extremes in Benin (1960-2016).* In order to study the variability of climate extremes in Benin, temperatures and daily rainfalls for the 6 synoptic stations of the country were analyzed and we computed extreme climate indices with RCLimindex software from 1960 to 2015. The results indicate that changes in extreme of temperatures over the studied period reflect warming trend in Benin (78.2% of the indices are significant and 70.5% highly significant). However, trends in extreme precipitation indices are globally insignificant and are moderately downward. Despite this negative trend in precipitation, increases have been noticed in heavy rainfall events in Bohicon (center of the country) and in annual total wet-day precipitation in Kandi (north-east of the country). Regional analysis of these extremes events in Benin shows that Kandi synoptic station is mostly exposed to the temperatures changes, while Natitingou station shows decreasing precipitation.

Keywords: extreme events, RCLimindex, climate change, Bénin.

Introduction

De nos jours, la survenance des événements extrêmes de plus en plus dévastateurs est monnaie courante. A l'échelle mondiale, les dommages économiques totaux engendrés par les catastrophes en 2016 étaient les plus élevés depuis 2012. Ainsi, sur 327 événements catastrophiques dénombrés en 2016, 191 étaient liées aux phénomènes naturels (Swiss Re, 2017). De plus, il est probable qu'il y ait davantage de régions où le nombre d'épisodes de précipitations abondantes a augmenté plutôt que diminué et les pluies extrêmes sont très probablement en augmentation en climat tropical humide et continental (GIEC, 2014). En Afrique de l'Ouest, il y a une pénurie d'informations sur les tendances climatiques quotidiennes / extrêmes climatiques (New *et al.*, 2006) et quantifier l'exposition future de cette zone au changement climatique est plutôt difficile car les modèles climatiques en général n'ont pas encore montré une reproduction satisfaisante de la variabilité climatique observée dans cette région (Ben Mohamed, 2011). Cependant, force est de constater que l'Afrique de l'Ouest est de plus en plus fréquemment confrontée aux excès/déficits pluviométriques (sécheresses et inondations) (Ozer & Perrin, 2014 ; Gemenne *et al.*, 2017). Les résultats des quelques études évaluant les tendances de la pluviométrie extrême obtenus dans la sous-

région sont mitigés et parfois contradictoires (Ozer et Ozer, 2005 ; New *et al.*, 2006 ; Hountondji *et al.*, 2011 ; de Longueville *et al.*, 2016 ; Ozer *et al.*, 2017). Au Bénin, la plupart des études sur les tendances climatiques sont fragmentaires et s'accordent sur une augmentation significative de la température moyenne ainsi qu'une diminution perceptible de la pluviométrie et du nombre moyen annuel de jours de pluie (Gnanglè *et al.*, 2011 ; N'Tcha M'Po *et al.*, 2017). L'objectif visé à travers la présente étude est d'analyser de façon globale et sur la base des observations issues des stations synoptiques, la variabilité spatio-temporelle des extrêmes climatiques au Bénin à partir d'indices standardisés (Karl & Easterling, 1999 ; Easterling *et al.*, 2000) et facilement comparables quelle que soit la situation géographique des stations sur Terre.

1. Données et méthode

1.1. Acquisition des données

Les données de précipitations et de températures (maximales et minimales) journalières ont été collectées auprès de l'Agence de la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar (ASECNA) de Cotonou sur la période 1960-2016 pour les six stations synoptiques du Bénin (tableau 1).

Tableau 1. Stations synoptiques utilisées.

STATIONS	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Zonage bioclimatique	Précipitation moyenne annuelle en mm		
				Sur la dernière décennie (2007-2016)	Sur la dernière normale (1987-2016)	Sur la période d'étude (1960-2016)
COTONOU	6,35	2,38	Zone guinéenne	1 412	1 352	1 314
BOHICON	7,18	2,07	Zone nord guinéenne	1 132	1 141	1 124
SAVE	8,04	2,49	Zone de transition guinéo-soudanienne	1 039	1 068	1 086
PARAKOU	9,34	2,63	Zone soudanienne -Sud	1 156	1 154	1 160
NATITINGOU	10,30	1,38	Zone soudanienne -Ouest	1 215	1 185	1 219
KANDI	11,13	2,94	Zone soudano-sahélienne	1 048	1 002	1 005

1.2. Méthodes

L'aperçu synoptique de la variabilité des extrêmes climatiques au Bénin est appréhendé à travers le calcul d'indices réalisé avec le logiciel RClmDex. Un total de 27 indices de base a été suggéré par l'Equipe d'experts sur la détection d'indices du changement climatique (*Expert Team on Climate Change Detection Indices ETCCDI*). Les descriptions détaillées de ces indices et RClmDex sont disponibles sur le site web de l'ETCCDI (<http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/software.shtml>). Dans la présente étude, 24 indices ont été calculés dont 11 sur les précipitations extrêmes (tableau 2). Les trois indices restants ne sont pas pertinents pour la zone d'étude.

Tableau 2. Indices d'extrêmes climatiques calculés.

Indices de précipitations		Indices de températures	
Sigle indices	Désignation indices	Sigle indices	Désignation indices
PRCPTOT	Total pluviométrique annuel	SU25	Jours d'été
RX1day	Hauteur maximale des Précipitations d'un jour	TR20	Nuits tropicales
Rx5day	Cumul maximal des précipitations de 5 jours	TXx	Maximum des Tmax
R10	Nombre de jours de précipitations ≥ 10 mm	TNx	Maximum des Tmin
R20	Nombre de jours de précipitations ≥ 20 mm	TXn	Minimum des Tmax
R25	Nombre de jours de précipitations ≥ 25 mm	TNn	Minimum des Tmin
R95p	Jours très pluvieux	TN_{10p}	Nuits relativement fraîches
R99p	Jours extrêmement pluvieux	TX_{10p}	Jours relativement frais
SDII	Intensité simple des pluies	TN_{90p}	Nuits relativement chaudes
CDD	Jours secs consécutifs	TX_{90p}	Jours relativement chauds
CWD	Jours pluvieux consécutifs	WSDI	Indicateur des durées des séquences chaudes
		CSDI	Indicateur des durées des séquences fraîches
		ATD	Amplitude Thermiques Diurne

2. Résultats

2.1. Variabilité des extrêmes de températures

Les tendances des indices des extrêmes de température pour chacune des six stations étudiées sont consignées dans le tableau 3.

Tableau 3. Tendances des indices de température au Bénin de 1960 à 2016.

Indices	Taux de variation des tendances de températures					
	COTONOU	BOHICON	SAVE	PARAKOU	NATITINGOU	KANDI
SU25	0,04**	0,043**	0,034**	0,043	0,045**	0,034**
TR20	0,021	0,352**	0,611**	2,08**	1,118**	0,995**
TXx	0,018	0,012	0,03**	0,033**	0,045**	0,019**
TXn	0,018**	0,006	0,032**	0,013	0,018*	0,015*
TNx	-0,108	0,035**	0,038**	0,03**	0,027**	0,031**
TNn	0,016	0,054**	0,024*	0,044**	-0,031*	0,047**
TX_{10p}	-0,383**	-0,316**	-0,411**	-0,362**	-0,323**	-0,16**
TX_{90p}	0,213	0,301**	0,761**	0,642**	0,5**	0,39**
TN_{10p}	-0,397**	-0,643**	-0,577**	-0,722**	-0,116	-0,59**
TN_{90p}	0,733**	0,891**	0,898**	0,733**	0,668**	0,675**
WSDI	0,024	0,065	0,362**	0,333*	0,231**	0,194**
CSDI	-0,045	-0,104*	-0,053	-0,111**	0,323**	-0,151**
DTR	-0,013**	-0,014**	-0,001	-0,007	0,008	-0,021**

* Significative au seuil de 95% ; ** Très significative au seuil de 99%

On observe une tendance généralisée à l'augmentation des températures extrêmes au niveau des stations analysées, avec une majorité de tendances significatives (79%), voire très significatives (72%). Ce réchauffement se trouve être corroboré par, à l'inverse, les indices de froid extrêmes (TX_{10p}, TN_{10p} et CSDI) qui montrent une diminution significative au niveau de la plupart des stations (83% significatives et 78% très significatives). La chute de l'amplitude thermique diurne montre que les températures maximales croissent plus que celles minimales. Toutefois, on note à Natitingou (zone montagneuse, Nord-Ouest du pays) que la

température minimale la plus basse dans l'année (TNn) décroît et l'indicateur des durées de séquences fraîches (CSDI) croît. Par contre à Kandi dans le nord-est (zone soudano-sahélienne), tous les indices de chaleur croissent de façon significative et ceux de froid décroissent très significativement, de concert avec l'amplitude thermique diurne.

2.2. Variabilité des extrêmes de précipitations

Pour la plupart des stations étudiées (90%), les indices de précipitations extrêmes présentent une tendance statistiquement non significative. Les observations synoptiques montrent que les longueurs de saison pluvieuse (CWD) raccourcissent au profit des saisons sèches (CDD). Malgré la chute généralisée des précipitations totales annuelles (à l'exception de la station de Kandi), certains indices pluviométriques extrêmes (Rx1day, R95p et R99p) ont connu un accroissement, parfois non significatif comme c'est le cas à Bohicon dans le centre du pays (figure 1). On remarque également que la station de Natitingou semble être la plus exposée à la variabilité dans les valeurs des indices climatiques extrêmes avec 4 tendances d'indices significatives sur les 11 calculées. La régionalisation des indices ayant au moins une valeur significative au niveau d'une station est représentée sur les figures 1 et 2.

Dans le sud du pays (zone de Cotonou), les précipitations maximales sur un jour (Rx1day), sur 5 jours consécutifs (Rx5days) ; le nombre de jours de précipitation ≥ 20 (R20mm) ou 25 mm (R25mm) et les journées humides (P95p) sont de plus en plus rares. Les précipitations maximales journalières ≥ 10 mm (R10mm) et les journées extrêmement humides (R99p) sont plus fréquentes. On note également une décroissance de la précipitation annuelle (PRCPTOT), l'augmentation de la durée des saisons sèches (CDD), la réduction de la durée des saisons pluvieuses (CWD) concomitamment à la diminution de l'intensité moyenne des précipitations des jours humides (SDII).

Dans la région de Bohicon, l'intensité des précipitations s'accroît et le nombre d'événements pluvieux décroît : Rx1day, Rx5day, SDII, R95p et R99p se sont accrus alors que les tendances de R10, R20, R25, CWD, PRCPTOT sont négatives. On peut donc conclure que dans cette zone, les épisodes de précipitations abondantes s'accroissent, de même que les pluies extrêmes parallèlement à une diminution significative du nombre de jours de pluie et la chute des précipitations totales annuelles.

Au niveau des stations de Parakou, Savè et Natitingou, les tendances sont semblables pour tous les indices de précipitation et indiquent la rareté des événements extrêmes ainsi qu'une chute dans les hauteurs annuelles des précipitations. La diminution des précipitations maximales sur un jour (Rx1day), sur 5 jours consécutifs (Rx5days) est très faible à Parakou par rapport aux autres stations. A Savè, tous les indices des précipitations extrêmes (Rx1day, Rx5day, R10mm, R20mm, R25mm, R95p et R99p) sont décroissants avec une tendance significative ($0.01p < 0.05$) pour les journées humides. En outre, les précipitations totales annuelles (PRCPTOT) présentent une tendance à la baisse.

A Kandi, les indices des précipitations extrêmes tels que les précipitations maximales journalières ≥ 10 mm, 20 mm ou 25 mm (R10mm, R20mm ou R25mm) ont connu des variations très faibles par rapport aux autres stations et les jours très pluvieux se sont accrus. Il en est de même pour l'intensité moyenne des précipitations des jours humides (SDII) et les précipitations annuelles (PRCPTOT) qui, quant à elles, ont connu des augmentations.

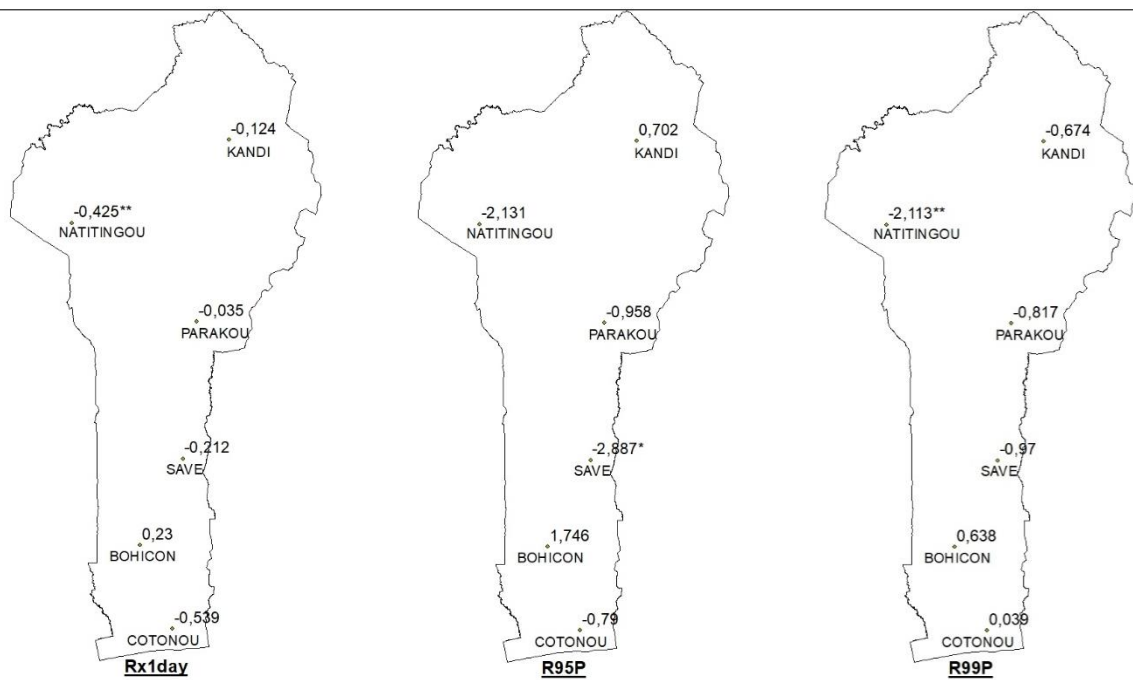


Figure 1. Distributions spatiales des tendances de quelques indices d'extrême de précipitation de 1960 à 2016 : Rx1day, R95P, R99P. * *Significative au seuil de 95%* ; ** *Significative au seuil de 99%*

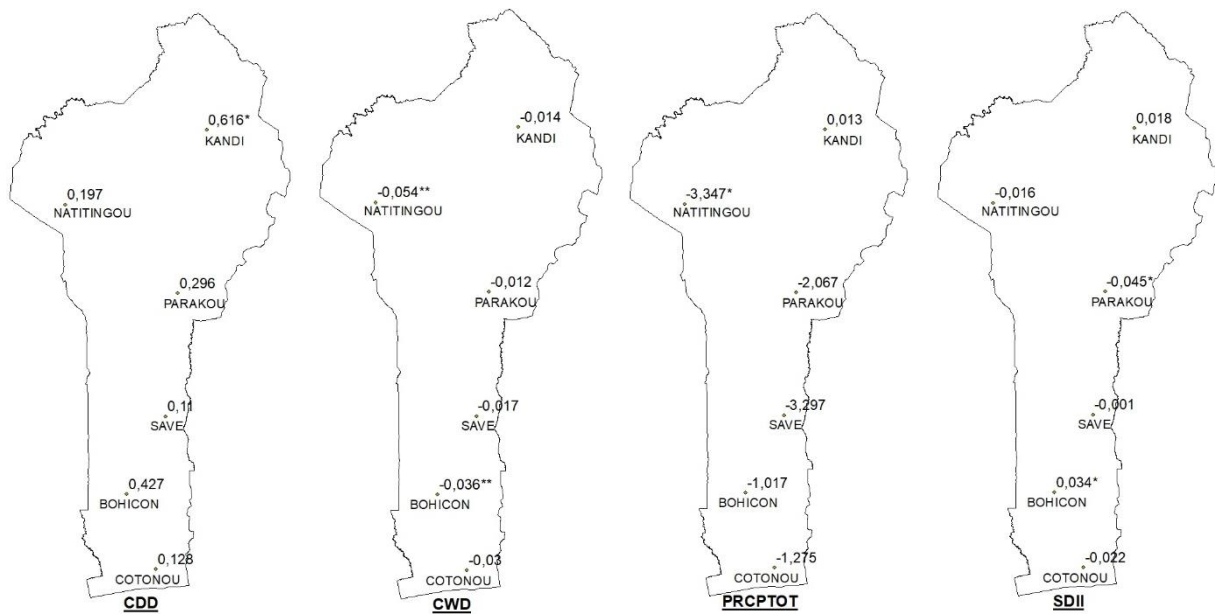


Figure 2. Distributions spatiales des tendances de quelques indices d'extrême de précipitation de 1960 à 2016 : CDD, CWD, PRCPTOT, SDII. * *Significative au seuil de 95%* ; ** *Significative au seuil de 99%*

Conclusion

L'analyse de la variabilité des extrêmes climatique au Bénin a montré que les températures ont significativement augmenté, mais les tendances des indices d'extrêmes de précipitations sont globalement non significatives. Les extrêmes thermiques montrent des tendances positives statistiquement significatives ($0,01 < p < 0,05$) pour les indices de chaleur et négatives pour les indices de fraîcheurs, ce qui confirmerait un réchauffement généralisé des températures aussi bien à l'échelle du pays que dans la sous-région. On note tout de même que la station synoptique de Kandi est la plus exposée aux effets du changement de températures avec 100% des évolutions des indices calculés significatives. Contrairement aux

températures, les précipitations enregistrent globalement des tendances non significatives. L'étude a permis de constater que la République du Bénin est marquée par un contexte climatique globalement de diminution des précipitations, avec des tendances significatives à partir du centre au Nord. Les saisons sèches s'allongent tandis que les saisons de pluies se raccourcissent. Mais, on note également des augmentations des événements de fortes précipitations, notamment à Bohicon et une reprise globale des précipitations à Kandi. Ainsi on constate selon les zones climatiques, de courtes périodes déficitaires qui s'alternent avec quelques courtes périodes excédentaires se traduisant notamment par une forte concentration des pluies sur une courte période et une brusque interruption des pluies en pleine saison pluvieuse. Par ailleurs, la zone couverte par la station synoptique de Natitingou semble être la plus exposée aux effets du changement dans les précipitations.

Bibliographie

- Ben Mohamed A., 2011. Climate change risks in Sahelian Africa. *Reg. Environ. Change*, **11**: 109–117.
- de Longueville F., Hountondji Y. C., Kindo I., Gemenne F., Ozer P., 2016. Long-term analysis of rainfall and temperature data in Burkina Faso (1950–2013). *International Journal of Climatology*, **36**: 4393-4405.
- Easterling D., Evans J., Groisman P., Karl P., Kunkel K., Ambenje P., 2000. Observed Variability and Trends in Extreme Climate Events: A Brief Review. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **81**: 417-425.
- Gemenne F., Blocher J., de Longueville F., Vigil Diaz Telenti S., Zickgraf C., Gharbaoui D., Ozer P., 2017. Changement climatique, catastrophes naturelles et mobilité humaine en Afrique de l'Ouest. *Geo-Eco-Trop*, **41**: 317-337.
- GIEC, 2014. *Changements climatiques : Rapport de synthèse. Contribution des Groupes de travail I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat* [Sous la direction de l'équipe de rédaction principale, R.K. Pachauri et L.A. Meyer]. GIEC. Genève. Suisse, 161 p.
- Gnanglè C.P., Glèlè Kakaï R., Assogbadjo A. E., Vodounnon S., Yabi J. A., Sokpon N., 2011. Tendances climatiques passées, modélisation, perceptions et adaptations locales au Bénin. *Climatologie*, **8**: 27-40.
- Hountondji Y. C., de Longueville F., Ozer P., 2011. Trends in extreme rainfall events in Benin (West Africa), 1960-2000. *1st International Conference on Energy, Environment and Climate Changes*: 7p.
- Karl T. R., Easterling D. R., 1999. Climate extremes: selected review and future research directions. *Climatic Change*, **42**: 309 – 325.
- New M., Hewitson B., Stephenson D. B., Tsiga A., Kruger A., 2006: Evidence of trends in daily climate extremes over southern and West Africa. *J. Geophys. Res.*, **111**: D14102. DOI: 10.1029/2005JD006289.
- N'Tcha M'Po Y., Lawin E. A., Yao B. K., Oyerinde G. T., Attogouinon A, Afouda A. A., 2017. Decreasing past and mid-century rainfall indices over the Ouémé river basin, Benin (West Africa). *Climate*, **5**, **74**, doi:10.3390/cli5030074.
- Ozer A, Ozer P., 2005. Désertification au Sahel: Crise climatique ou anthropique?. *Bulletin des Séances de l'Académie Royale des Sciences d'Outre-Mer=Mededelingen der Zittingen van de Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen*, **51**: 395-423.
- Ozer P., Perrin D., 2014. Eau et changement climatique: tendances et perceptions en Afrique de l'Ouest. In Ballouche A., Taïbi N.A. (Eds.), *Eau, milieux et aménagement. Une recherche au service des territoires. Presses de l'Université d'Angers*, Angers, France, 227-245.
- Ozer P., Laminou Manzo O., Tidjani A. D., Djaby B., de Longueville F., 2017. Evolution récente des extrêmes pluviométriques au Niger (1950-2014). *Geo-Eco-Trop*, **41**: 375-383.
- Swiss Re, 2017. Catastrophes naturelles et techniques en 2016: une année de dommages tous azimuts. *Sigma*, N°2/2017, 50 p.

LES INONDATIONS URBAINES À CURITIBA (BRÉSIL) : RISQUES ET IMPACTS DANS LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE BELÉM

GOUDARD G. ⁽¹⁾, MENDONÇA F. A. ⁽¹⁾

(1) Université Fédérale du Paraná - LABOCLIMA – Laboratoire de Climatologie, Centro Politécnico – Ed João Jose Bigarela, sl. 210. 81531-970. Curitiba/PR. Brésil. [gabigoudard.ufpr@gmail.com]; [chico@ufpr.br].

Résumé : Les derniers rapports du GIEC prévoient une augmentation des précipitations extrêmes dans le sud du Brésil. Ces prévisions s'accompagnent d'incertitudes sur l'état du changement climatique mondial et sur la récurrence des impacts liés aux inondations urbaines pour la région de Curitiba (en particulier dans le bassin de la rivière Belém). Ainsi, cette étude tente de déterminer le nombre d'événements de précipitations extrêmes ($\geq 99^{\text{e}}$ percentile) et leurs impacts sur la période de 1980 à 2015. De plus, elle met en évidence la dynamique climatique associée aux inondations et aux tendances des précipitations au cours de cette période. Les résultats ont révélé que la variabilité des précipitations extrêmes est principalement associée aux systèmes frontaux et que la récurrence des inondations est plus présente dans certaines zones du bassin étudié. Les résultats indiquent aussi une hausse des impacts négatifs des inondations qui sont principalement associés à la dynamique de l'urbanisation ce qui constitue un facteur aggravant aux conditions climatiques extrêmes.

Mots-clés : Événements extrêmes ; inondations ; risque climatique ; Curitiba ; Brésil.

Abstract: The latest IPCC reports predict an increase in extreme rainfall in southern Brazil. These scenarios are accompanied by uncertainties about the state of global climate change and the recurrence of urban flooding impacts for the Curitiba region (especially in the Belém river basin). This study attempts to determine the number of extreme precipitation events ($\geq 99^{\text{th}}$ percentile) and their impacts over the period from 1980 to 2015. In addition, it highlights the climate dynamics associated with floods and precipitation trends over the period. The results revealed that the variability of extreme precipitation is mainly associated with frontal systems and that flood recurrence is more current in some areas of the studied basin. The results also indicate an increase in the negative impacts of floods, which are mainly associated with the dynamics of urbanization, which is an aggravating factor to extreme weather conditions.

Keywords: Extreme events; floods; climate risk; Curitiba; Brazil.

Introduction

Les rapports les plus récents du GIEC (AR4 et AR5) montrent que les sociétés humaines sont de plus en plus exposées aux risques climatiques, surtout dans le contexte des changements climatiques globaux. Ainsi, la compréhension et l'amélioration des connaissances sur la complexité inhérente du système atmosphérique, notamment la variabilité climatique et ses répercussions spatio-temporelles, a suscité l'intérêt de la société et de la communauté scientifique.

Face aux scénarios climatiques projetés, les changements dans les régimes pluviométriques et pour les extrêmes de précipitations (marqués par des perturbations des régimes climatiques habituels) sont évidents (Marengo *et al.*, 2009). Dans le sud du Brésil (où se trouve la zone d'étude), les modèles régionaux prévoient une augmentation des précipitations située entre 5% et 10% d'ici 2040 et entre 25% et 30% d'ici à la fin du 21^e siècle. De plus, les événements climatiques extrêmes devraient se renforcer en raison d'une intensification de leurs fréquences, amplitudes et impacts (Teixeira *et al.*, 2007 ; Marengo *et al.*, 2009; PBMC, 2014).

Ces facteurs sont exacerbés par le fait que les inondations représentent les catastrophes naturelles d'origine pluviale les plus importantes dans le contexte brésilien, principalement pour les raisons suivantes : a) la nature des climats tropicaux, où les précipitations sont concentrées en été ; b) la concentration de la population urbaine combinée au manque de planification et d'infrastructures adéquates dans les villes (Tucci, 2003, Mendonça *et al.*, 2015). Ainsi, la possible augmentation des pluies implique une hausse des risques naturels qui leur sont associés.

À Curitiba (sud du Brésil) les inondations sont des processus fréquents et récurrents qui ont accompagné l'évolution urbaine, le long des rivières (Belém, par exemple) (Mendonça, 2012 ; Mendonça *et al.*, 2015; Goudard, 2015; Goudard et Mendonça, 2017). Le bassin de Belém (Figure 1) est très sensible aux inondations et vulnérable en raison de ses quartiers densément urbanisés, y compris le centre-ville, et de sa faible proportion d'espaces verts et des changements significatifs qui ont été apportés dans ses réseaux de drainage (Fortunato, 2006).

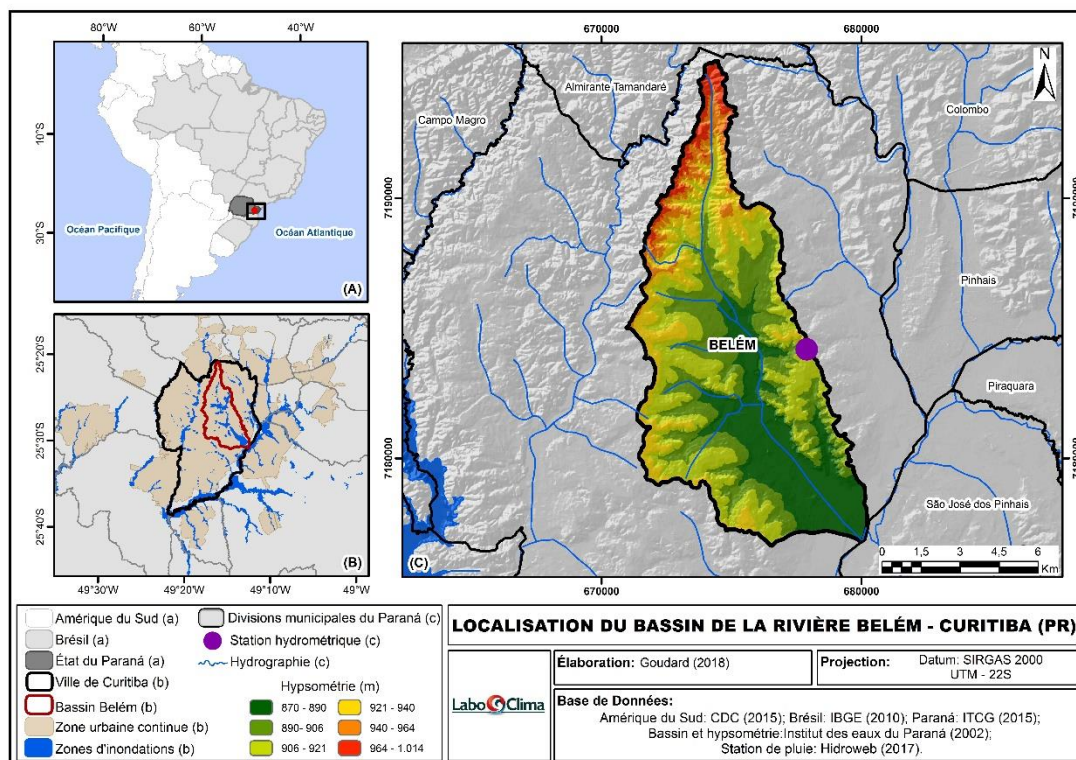


Figure 1. Localisation du bassin de la rivière Belém – Curitiba (PR) - Brésil

De cette façon, une meilleure connaissance de la dynamique climatique et de l'extension spatiale des impacts liés aux précipitations est nécessaire, afin de proposer des mesures de gestion des risques en milieu urbain adaptées au contexte local. Sur la base de ces hypothèses, le présent travail vise à : I) quantifier les événements hydrométéorologiques extrêmes à Curitiba, en mettant l'accent sur le bassin de la rivière Belém ; II) caractériser les conditions atmosphériques régionales générant des événements extrêmes ; III) identifier les impacts associés aux inondations urbaines pour le bassin de Belém ; IV) déterminer les tendances des précipitations pour la période 1980 – 2015.

1. Données et méthodes

1.1. Les événements de pluie extrêmes

Pour l'identification des événements de précipitations extrêmes, les données quotidiennes de la station de Curitiba (2549006, Figure 1) ont été extraites de la base de données Hidroweb - Système d'information hydrologique de l'Agence Nationale de l'Eau sur la période 1980-2015. Le seuil correspondant aux précipitations extrêmes a été fixé au 99^e percentile de la distribution qui équivaut à 48,6mm/24h pour la période analysée. Ces événements ont été caractérisés par la fréquence, par rapport au nombre de jours pluvieux où l'intensité est \geq au 99^e percentile (P99).

1.2. Les impacts et les zones à risque d'inondation

La caractérisation des zones inondables dans le bassin de la rivière Belém a été réalisée à partir des crues historiques cartographiées à des temps de retour de 10 et 25 ans, par l'Institut de l'eau du Paraná (2002) ; ainsi que par le biais de documents de la Défense Civile de l'État et de journaux. De plus, des données sur les habitations spontanées (IPPUC, 2016) ont été utilisées afin de mettre en évidence les relations entre les caractéristiques naturelles (zones inondables) et les vulnérabilités sociales (populations à faible revenu).

L'analyse des sources documentaires (journal *Gazeta do Povo*) a été faite sur la base du seuil de 48,6 mm/24h, le jour de l'événement extrême et le jour suivant. Les données ont été cartographiées et analysées selon les quartiers du bassin. De manière combinée, les cas d'inondation ponctuelle, mis à notre disposition par la Défense Civile, de 2005 à 2012, ont permis d'identifier les zones de plus grande densité d'inondations à partir de l'estimateur Kernel (densité de points) dans le logiciel *ArcGis 10.3 (Spatial Analyst)*.

1.3. Caractérisation de la dynamique climatique et des tendances des pluies exceptionnelles

L'identification de la dynamique climatique et de ses impacts s'est basée sur des cartes synoptiques issues de la marine brésilienne et des images satellites du CPTEC - Centre de prévision météorologique et d'études climatiques. Les tendances ont été calculées avec le test statistique de Mann-Kendall (MK), un test non paramétrique recommandé pour l'analyse des données climatiques associées aux changements climatiques (Gossens et Berger, 1986).

2. Résultats et discussion - Les phénomènes hydrométéorologiques extrêmes à Curitiba et les zones à risque dans le bassin versant de la rivière Belém

À Curitiba, les événements de précipitations extrêmes et les inondations sont des processus historiques qui ont accompagné la construction de la ville depuis sa fondation (XVII^e siècle). L'expansion urbaine s'est produite dans les vallées et la confluence de rivières (Geissler et Loch, 2004 ; Zanella, 2006 ; Lohmann, 2011 ; Mendonça, 2012). Selon Mendonça (2012) et Mendonça *et al.* (2015), les inondations ont accompagné la croissance urbaine et elles sont associées à la vulnérabilité socio-environnementale dans la municipalité.

Concernant les événements extrêmes de pluie et leurs impacts, dans la série temporelle de la présente étude (1980 à 2015), il y a eu 132 jours de précipitations extrêmes ($\geq P99$), dont 84 ont montré des impacts négatifs sur l'environnement urbain (Figure 2), dénotant la récurrence de ces processus dans la ville. Il est également noté que parmi ces 84 jours d'inondations, 80 cas ont été enregistrés dans les quartiers du bassin de la rivière Belém, ce qui dénote la forte susceptibilité de cette zone aux inondations urbaines.

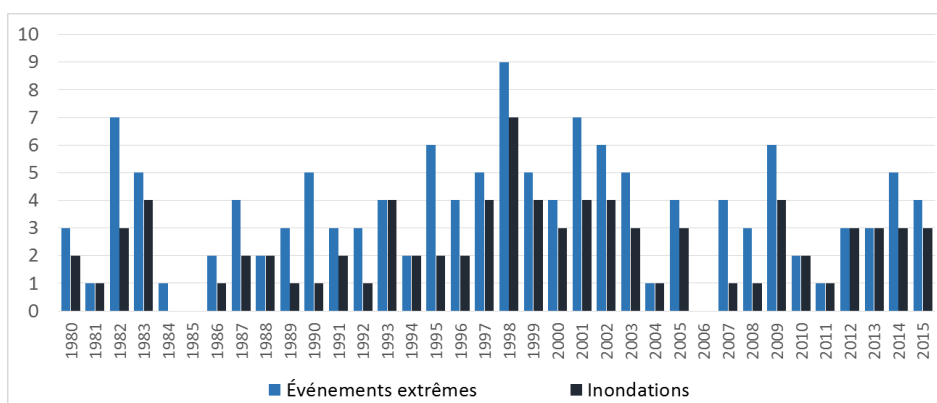


Figure 2. Événements extrêmes de pluie et nombre d'inondations à Curitiba (1980 – 2015).

Les précipitations extrêmes surviennent surtout en été (DJF), 34% du total, suivi de l'automne (MAM, 24%), du printemps (SON, 21%) et de l'hiver (JJA, 20%). Ces données montrent le caractère saisonnier, avec des concentrations de pluies extrêmes et des impacts plus marqués en saison estivale, comme le soulignent Mendonça et Danni-Oliveira (2007). De plus, Mendonça (2012) soutiennent que les risques d'inondation à Curitiba sont plus évidents durant la saison estivale prolongée, de novembre à avril.

Du point de vue de l'association entre les impacts des événements hydrométéorologiques extrêmes dans la zone d'étude et les déterminants climatiques responsables de leur apparition (Tableau 1), on note la prédominance des systèmes frontaux (SF), notamment les fronts froids. Selon Cavalcanti et Kousky (2009), ils se produisent tout au long de l'année dans le sud du Brésil, avec des moyennes de 30 à 45 passages annuels, favorisant les variations de la dynamique des vents et la convergence de l'humidité dans la région.

Tableau 1. Événements hydrométéorologiques extrêmes, types de temps et victimes (1980-2015).

Date	Cumuls de précipitations		Système atmosphérique	Nombre total de personnes touchées
	(mm/événement)	(mm/mois)		
31/11/1981	52,4	136,9	SF	600
11/12/1983	97,9	199,6	SF	0
23/05/1988	82,9	282,2	SF	0
22/09/1993	53,7	357,2	SF	0
22/01/1994	87,4	204,0	ZCAS (mEc)	0
10/01/1997	74,6	403,3	ZCAS (mEc)	0
11 et 12/02/1997	132,9	232,9	SF	1000
21 et 22/02/1999	157,2	445,2	ZCAS (mEc) et SF	15000
13 et 14/12/2010	134,6	336,2	SF	15
20 et 21/06/2013	137,9	319,0	SF	8545
04/02/2015	54,3	243,1	SF	1960

Source des données : Journal Gazeta do Povo, Défense Civile du Paraná, Hidroweb.

Outre les systèmes frontaux (SF), il y a aussi les masses d'air Tropicales Atlantiques (mTa), Équatoriales Continentales (mEc) - à travers la zone de convergence de l'Atlantique Sud (ZCAS) - ; et les Complexes Convectifs Mésoéchelles (CCM) qui contribuent également à la configuration des précipitations extrêmes et de leurs impacts dans la région (Grimm, 2009; Goudard et Mendonça, 2017). Ces conditions atmosphériques sont liées à un climat de transition entre les masses d'air tropicales et polaires (Mendonça et Danni-Oliveira, 2007).

En ce qui concerne les inondations survenant dans le bassin de la rivière Belém, la spatialisation des crues, en lien avec les archives des journaux (1980-2015) et les informations fournies par la Défense Civile (2005-2012), illustrent bien le fait que certaines zones du bassin (parties centrale et sud-est) sont régulièrement affectées par les impacts liés aux extrêmes de précipitations. Dans ce contexte, nous pouvons mettre en évidence les quartiers de Boqueirão et Centro, entre 23 et 29 cas rapportés, ainsi que les quartiers d'Uberaba et Hauer, entre 16 et 22 inondations identifiées au cours de la période de 1980 à 2015 (figure 3b). Il convient également de noter que les cas d'impacts ponctuels pour la période de 2005 à 2012 (figure 3c), corroborent ce scénario (plus fortes concentrations de crues dans le centre et dans les autres quartiers dont Boqueirão et Uberaba).

Ces facteurs sont aggravés par l'analyse des crues de manière concomitante aux occupations spontanées (Figure 3a), puisqu'il y a des chevauchements entre les zones à risque (plaine inondable) et les populations socio-économiquement défavorisées (habitations spontanées).

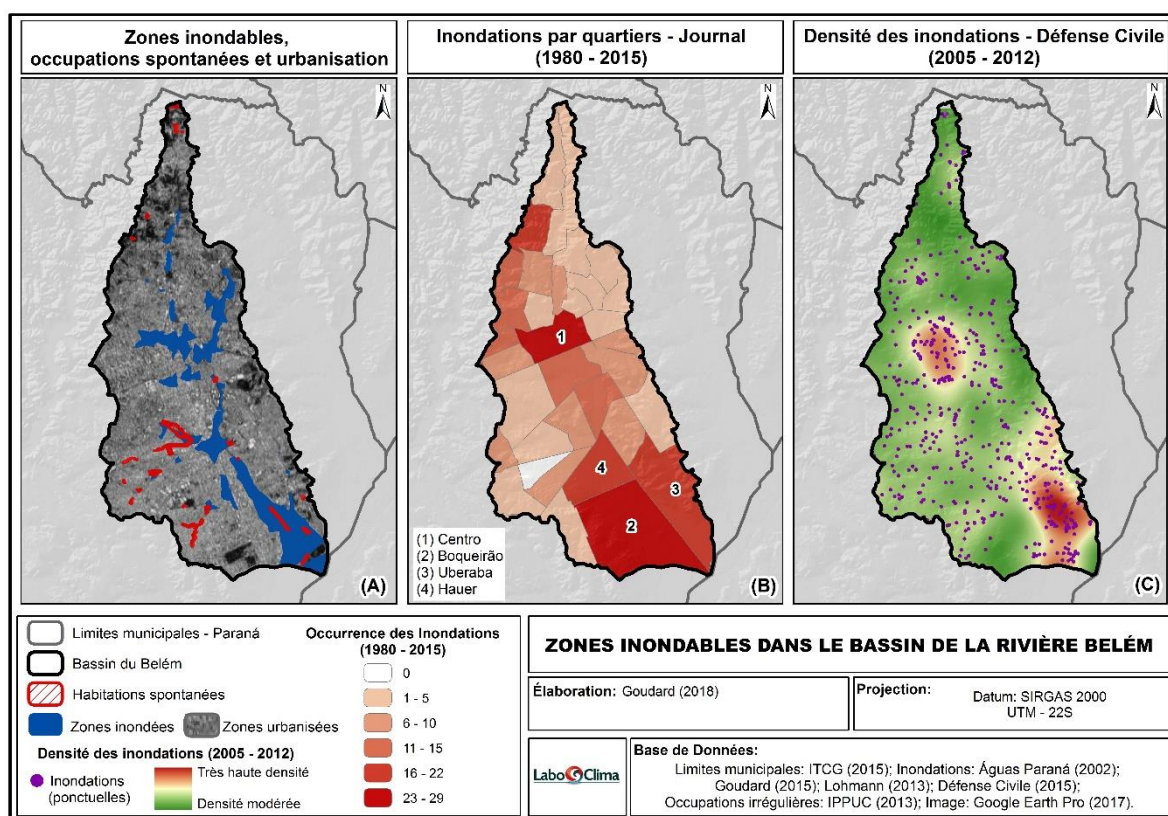


Figure 3. Cartographie des inondations, des occupations spontanées et de l'urbanisation dans le bassin de la rivière Belém – Curitiba (PR).

Les tendances des événements de précipitations extrêmes et des inondations de 1980 à 2015 sont positives, mais non significatives (selon le test de MK). Ainsi, l'historique des inondations dans la région et les changements dans l'environnement urbain liés au processus d'urbanisation, suggèrent que l'intensification des impacts n'est pas liée aux changements dans les régimes de précipitations, mais plutôt à des changements dans l'environnement urbain. Ainsi c'est surtout l'augmentation de l'imperméabilisation et la réduction des espaces verts qui permettent le déclenchement des inondations urbaines à partir de pluies moins intenses (moins de 60mm/24h - seuil d'impacts déterminé par Zanella, 2006). Ce constat est en accord avec les résultats de plusieurs travaux récents menés par Lohmann (2011) ; Mendonça (2012); Goudard (2015); Goudard et Mendonça (2017) sur le climat et les inondations à Curitiba.

Conclusion

Le présent travail a permis de vérifier la récurrence historique des précipitations extrêmes et des impacts des inondations dans la ville de Curitiba, en particulier dans le contexte du bassin de la rivière Belém. Les résultats ont permis de déterminer : I) la prédominance des événements extrêmes et de leurs impacts durant les mois d'été, suivis de l'automne ; II) la forte influence des systèmes frontaux (fronts froids), en raison de la dynamique climatique, sur les régimes des précipitations extrêmes ; III) la forte probabilité d'occurrence des inondations dans les parties centrales et sud-est du bassin de la rivière Belém, en particulier dans les quartiers Centro, Boqueirão et Uberaba ; IV) l'intensification des impacts des inondations à Curitiba et dans le bassin causés principalement par les changements urbains et ce, malgré des quantités de pluies plus faibles. L'analyse de Curitiba suggère que les inondations urbaines ne sont pas provoquées ou intensifiées par le changement climatique local, mais elles mettent en évidence la nécessité de revoir la gestion du territoire face aux risques climatiques.

Bibliographie

- Cavalcanti, I. F. A.; Kousky, V. E., 2009: Frentes Frias sobre o Brasil. In: Cavalcanti, I.F.A. et al. (Org.) *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 135-148.
- Defesa Civil do Paraná, 2017: *Relatórios de Ocorrências*. Disponível em: http://www4.pr.gov.br/sdc/publico/relatorios/ocorrencias_geral.jsp. Acesso: 04/01/2018.
- Fortunato, R.A. 2006: *Subsídios à Prevenção e Controle das Inundações Urbanas: Bacia Hidrográfica do Rio Belém Município de Curitiba – PR*. Dissertação (Mestrado em Construção Civil) – Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 237p.
- Gazeta do Povo. 2015: Jornais Históricas, Paraná, edições de 1980 a 2015. Acervo da Biblioteca Pública do Paraná.
- Geissler H. J. et Loch R. E. M., 2004: Análise Histórica das enchentes em Curitiba – PR, Medidas Propostas e consequências observadas. Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais, 1. Florianópolis. *Anais...*: GEDN/UFSC, 507-523 (CDROM).
- Grimm, A. M. 2009: Clima da região Sul do Brasil. In: Cavalcanti, I, F. A; Ferreira, N. J; Silva, M, G, A, J; Dias, M. A. F. S (Orgs). *Tempo e clima no Brasil*. Oficina de Textos, p. 260 -275.
- Goossens. C; Berger, A. 1986: Annual and seasonal climatic variations over the northern hemisphere and Europe during the last century. *Annales Geophysicae*. p.385 – 400.
- Goudard, G. 2015: *Eventos e Episódios Pluviais Extremos em Curitiba (PR): uma abordagem a partir dos riscos e vulnerabilidades socioambientais*. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geografia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. 129 p.
- Goudard, G; Mendonça, F.A. 2017: Eventos pluviais extremos em Curitiba (Paraná): entre antigos problemas e novos desafios. In: Perez Filho, A; Amorim, R, R. (Org.). Os desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento. 1ª ed. Campinas: Instituto de Geociências - UNICAMP, v. 1, p. 1919-1930.
- Hidroweb. Sistemas de Informações Hidrológicas da Agência Nacional de Águas (ANA). Disponível em: <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/> Acesso em: janeiro 2016.
- IPPUC. 2016: Mapa de ocupações irregulares. Disponível em: .
- Lohmann, M. 2011: *Regressão logística e redes neurais aplicadas à previsão probabilística de alagamentos no município de Curitiba, PR*. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 230p.
- Marengo, J.A et al. 2009: *Impactos de extremos relacionados com o tempo e o clima – Impactos sociais e econômicos*. Boletim do Grupo de Pesquisa em Mudanças Climáticas. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. Centro de Ciências do Sistema Terrestre - Edição Especial.
- Mendonça, F. A., Danni-Oliveira, I. M., 2007: *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 206p.
- Mendonca, F. A., 2012: Les inondations urbaines à Curitiba (Brésil). In: XXV Colloque de l'AIC - Association Internationale de Climatologie, Grenoble. *Actes du XXV Colloque de l'AIC*. Grenoble: Univ Grenoble. v. 1. p. 517-523.
- Mendonça. F.A., Buffon, E.A.M., Goudard, G. 2015.: L'adaptation urbaine au changement climatique global: les inondations à Curitiba et Pinhais (Brésil) In: *XXVIII Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*. Liège (Sart-Tilman) / Belgique, v.1, p. 200-205.
- PBMC. 2014: *Impactos, vulnerabilidades e adaptação. Primeiro Relatório do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas*, Volume 2, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Teixeira, M. et al. 2007: Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in Southern Brazil. *Mon Wea Rev.*, **135**, p.598-617.
- Tucci, C. E. M., 2003: Inundações e drenagem urbana. In: Tucci, C. E. M.; Bertoni, J. C. (Org.). *Inundações urbanas na América do Sul*. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, p. 45-141.
- Zanella M. E. 2006: Inundações urbanas em Curitiba/PR: Impactos, riscos e vulnerabilidade socioambiental no bairro Cajuru. Curitiba/PR: UFPR, Thèse de doctorat, 255p.

LES CYCLONES TROPICAUX TRÈS INTENSES DE CATÉGORIE 5 DU GLOBE (1980-2017)

HOARAU K.

Laboratoire MRTE, Université de Cergy-Pontoise, 33 Boulevard du Port, F-95000 Cergy-Pontoise
Email : KHoarau@aol.com

Résumé : La ré-analyse des images satellitaires sur la période 1980-2017 indique qu'il y a eu presque deux fois plus de cyclones tropicaux de catégorie 5 (plus de 135 nœuds) dans les années 1980 que ceux recensés dans la base de données IBTrACS. Cette étude n'a pas révélé, à l'échelle du globe, de tendance décennale à l'augmentation du nombre des cyclones très intenses de catégorie 5. 1990-1999 a été la décennie la plus active alors que les trois autres sont à un niveau moins élevé. Sur deux périodes de 19 ans, 1980-1998 et 1999-2017, l'activité par bassin océanique montre un recul modéré dans l'est et l'ouest du Pacifique Nord, une forte hausse dans l'Atlantique Nord et le nord de l'Océan Indien, et une hausse plus modérée dans le sud du Pacifique et de l'Océan Indien. Il y a eu un léger recul (-3%) de l'activité des cyclones de catégorie 5 du globe. Il est difficile de détecter l'effet du réchauffement climatique en raison de l'impact de cycles de variations naturelles sur l'activité cyclonique à différentes échelles spatio-temporelles, et de la courte période d'observation des cyclones (38 ans).

Mots-clés : Cyclones tropicaux de catégorie 5, Réchauffement climatique, Variations décennales, Bassins océaniques.

Abstract: The reanalysis of the satellite pictures over the 1980-2017 period shows that the number of category 5 cyclones (more than 135 knots) was almost twice the number of those existing in the IBTrACS database for the 1980's. This research did not reveal, at a global scale, any decadal trend towards an increase of the very intense category 5 cyclones. 1990-1999 was the more active decade whereas the three other decades were at a lower level. Between two 19 years period, 1980-1998 and 1999-2017, the activity for each oceanic basin highlights a moderate decrease in the eastern and western North Pacific Ocean, a marked increase in the North Atlantic Ocean and the northern Indian Ocean, and a moderate increase in the southern Indian Ocean and the southern Pacific Ocean. There was a light decrease (-3%) in the global activity of category 5 cyclones. Detecting a global warming signal in tropical cyclone data is complicated by the potential impact of natural variations on multiple time and spatial scales, and by the lack of reliable data over a sufficiently long period of time (38 years).

Keywords: Category 5 tropical cyclones, Global warming, Decadal variations, Oceanic basins.

Introduction

Les cyclones intenses des catégories 4 et 5 (au moins 115 nœuds) du globe ont fait l'objet de plusieurs publications lors des treize dernières années (Webster et al., 2005 ; Klotzbach, 2006 ; Kossin et al., 2007 ; Harper et al., 2008 ; Hoarau et al., 2012 ; Klotzbach and Landsea, 2015 ; Hoarau et al., 2017). Cependant, il n'y a pas encore de consensus quant à une tendance à l'augmentation de leur nombre avec le réchauffement climatique actuel. Dès lors, il était tentant de consacrer une recherche aux seuls cyclones de catégorie 5, très peu étudiés dans la littérature scientifique (Lin et al., 2008). Les cyclones tropicaux très intenses de catégorie 5 de la classification de Saffir-Simpson (Simpson, 1974) génèrent des vents soutenus sur une minute supérieurs à 135 nœuds. L'espace océanique étudié correspond aux six bassins cycloniques du globe : l'ouest du Pacifique Nord, l'est du Pacifique Nord, l'Atlantique Nord, et le nord de l'Océan Indien pour l'hémisphère nord, et le sud de l'Océan Indien, et le Pacifique Sud pour l'hémisphère sud. Compte tenu de la faible fiabilité des bases de données (Landsea et al., 2006), l'intensité des cyclones a été ré-analysée par l'auteur de cette étude avec la méthode de Dvorak (1984) à partir des images des satellites géostationnaires (Météosat, GMS, et GOES) et ceux à orbite polaire (NOAA). La présente recherche porte sur la période allant de 1980 à 2017. Les objectifs sont d'étudier les variations décennales de l'activité de ces cyclones très intenses à l'échelle du globe et des différents bassins océaniques, et d'apprécier un éventuel lien entre le réchauffement climatique et une possible augmentation de leur nombre.

1. Une sous-estimation de l'intensité des cyclones de catégorie 5

L'intensité d'un cyclone tropical est définie par le vent soutenu maximum et la pression atmosphérique minimale au niveau de la mer (Merril, 1984). Dans la technique de Dvorak (1984), le vent soutenu est le plus important paramètre de l'intensité. Celle-ci dépend de la température du pixel le plus chaud à l'intérieur de l'œil, et de la température du sommet des nuages dans un rayon de 55 km autour de cet œil. Sur l'imagerie satellitaire, d'après la méthode de Dvorak (1984), un cyclone de catégorie 5 de plus de 135 nœuds est identifiable par un œil de plus de 9°C entouré de sommets nuageux d'une température d'au moins -70°C sur une largeur minimale de 55 km. Ainsi, le typhon Gay (figure 1) a affiché une configuration nuageuse permettant une estimation à 145 nœuds le 4 novembre 1989 autour de 00h00 UTC. L'œil avait une température de 20°C avec des sommets froids de -76°C à -80°C.

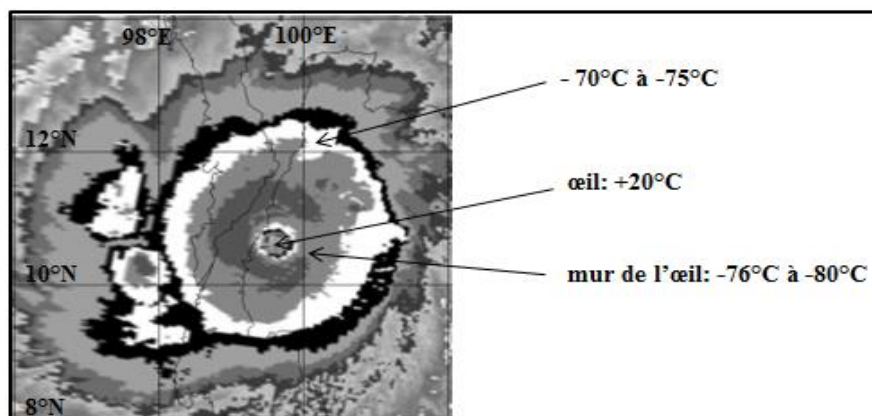


Figure 1. Le typhon Gay le 4 novembre 1989 à 00h38 UTC vu par Noaa 10 en palette de Dvorak (température du sommet des nuages). Source : À partir des fichiers bruts du National Climatic Data Center (USA).

Le typhon, situé dans le Golfe de Thaïlande, était en approche de la ville de Bang Saphan Yai. Le bilan fut de 602 victimes, 134 personnes portées disparues, et les dégâts furent estimés à 456 millions de dollars (Rungdilokrajn, 1990). Dans les bases de données, le Joint Typhoon Warning Center (JTWC, 1989) a estimé le typhon Gay à 100 nœuds (catégorie 3) alors que Japan Meteorological Agency (JMA, 1989) et le Service Météorologique de Thaïlande (Rungdilokrajn, 1990) donnaient une intensité de 75 nœuds (catégorie 1) sur une minute.

L'exemple du typhon Gay n'est pas un cas isolé. Une comparaison a été effectuée entre l'intensité des cyclones figurant dans IBTrACS (International Best Track Archives for Climate Stewardship) et celle issue de la ré-analyse des images satellitaires (figure 2).

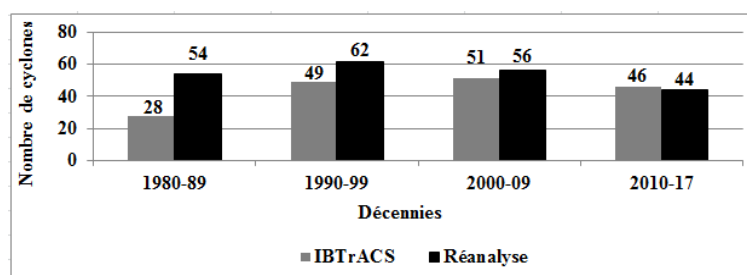


Figure 2. La répartition décennale du nombre des cyclones de catégorie 5 du globe. Source: À partir de la ré-analyse des images des satellites MÉTÉOSAT, GMS, GOES et NOAA.

IBTrACS est une base qui réunit toutes les données provenant des centres météorologiques responsables de la surveillance des cyclones tropicaux des différents bassins océaniques du globe (Knapp et al., 2010). Pour l'instant, il s'agit de données brutes n'ayant pas encore fait l'objet de vérification. Pour la décennie 1980-1989, notre ré-analyse a trouvé 54 cyclones de

catégorie 5 alors qu'IBTrACS n'en recense que 28, soit une différence de plus de 90%. Pour les deux décennies suivantes, 1990-1999 et 2000-2009, l'écart se réduit progressivement, 26% et 10%, respectivement. Qu'est-ce qui explique que l'intensité des cyclones de catégorie 5 ait été sous-estimée ? Cela vient du fait que la technique de Dvorak a été publiée en 1984. L'apprentissage de cette technique nécessitant plusieurs mois, et l'expérience étant acquise en quelques années, les prévisionnistes sont devenus opérationnels dans tous les bassins cycloniques du globe seulement au cours des années 1990 (Knaff et al., 2010).

Les intensités ré-analysées ne montrent pas de tendance significative à l'échelle décennale (figure 2) même s'il reste deux années (2018 et 2019) pour que la décennie en cours se termine. Les années 1990-99 ont connu un maximum de 62 cyclones, la décennie suivante 2000-09 affichant un léger recul avec 56 cyclones. Toute étude effectuée à partir des données d'IBTrACS aurait conclu à une augmentation de 64% entre la décennie 1980-89 (28 cyclones) et la période 2010-2017 (46 cyclones). Les intensités ré-analysées par hémisphère n'indiquent pas non plus de tendance significative à l'augmentation (figure 3). Les quatre bassins de l'hémisphère nord représentent 75% des cyclones de catégorie 5 du globe.

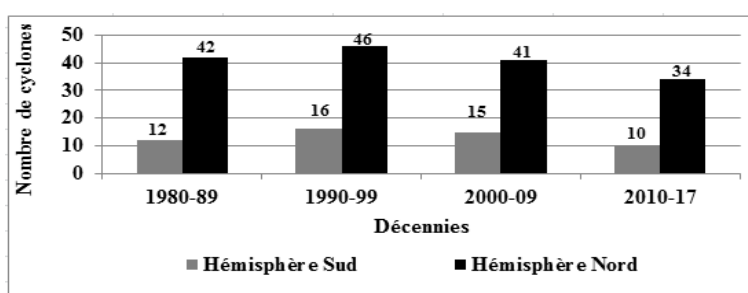


Figure 3. La répartition décennale du nombre des cyclones de catégorie 5 dans les deux hémisphères. Source: Auteurs, à partir de la ré-analyse des images des satellites MÉTÉOSAT, GMS, GOES et NOAA.

Les deux bassins de l'hémisphère sud ne totalisent que 25% de l'activité mondiale. L'activité de chacun des deux hémisphères a été la plus importante dans la décennie 1990-1999.

2. L'activité des cyclones de catégorie 5 dans les six bassins cycloniques du globe

Sur les 216 cyclones de catégorie 5 ré-analysés lors des 38 dernières années, plus de 55% se sont formés dans l'ouest du Pacifique Nord (figure 4).

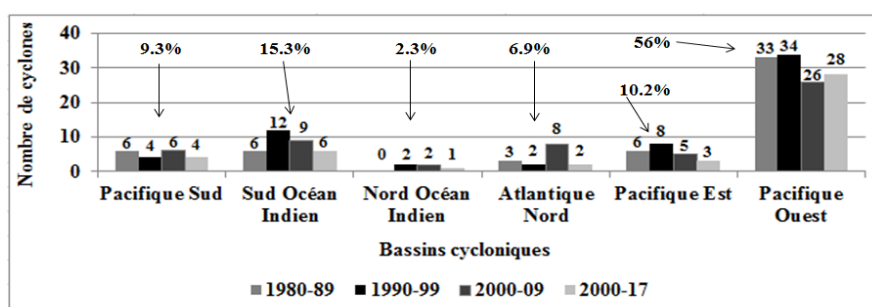


Figure 4. La répartition décennale par bassin du nombre des cyclones de catégorie 5. Source: À partir de la ré-analyse des images des satellites MÉTÉOSAT, GMS, GOES et NOAA.

Ce bassin, certes le premier du globe, ne représente que 32% de l'activité totale des tempêtes et cyclones tropicaux (Foley, 1995). Les conditions thermodynamiques sont particulièrement favorables à l'évolution des cyclones très intenses dans cette partie du monde (Emanuel, 1986). Très médiatisé avec les ouragans Irma et Maria en septembre 2017, l'Atlantique Nord ne totalise que 7% des phénomènes de catégorie 5 alors que l'activité des tempêtes et cyclones de ce bassin correspond à 14% de celle du globe (Foley, 1995). Aucun des six bassins océaniques

n'a connu un accroissement continu du nombre décennal des cyclones de plus de 135 nœuds. Le maximum a été atteint dans les années 1990-1999 pour l'est et l'ouest du Pacifique Nord, et le sud de l'Océan Indien, dans les années 2000-2009 pour l'Atlantique Nord, dans les années 1980-1989 et 2000-2009 pour le Pacifique Sud, et dans les années 1990-1999 et 2000-2009 pour le nord de l'Océan Indien. L'évolution du nombre des cyclones sur deux périodes de 19 ans, 1980-1998 et 1999-2017, n'est pas identique pour les six bassins océaniques (figure 5).

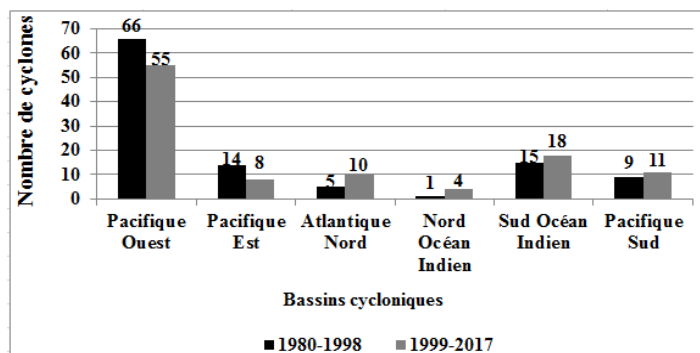


Figure 5. Le nombre des cyclones de catégorie 5 entre 1980-1998 et 1999-2017. Source: À partir de la ré-analyse des images satellitaires.

L'ouest et l'est du Pacifique Nord, qui représentent 66% des cyclones très intenses du globe (figure 4), enregistrent un recul modéré (-21%) de leur activité alors que les quatre autres bassins océaniques ont eu une dynamique à la hausse (figure 5). L'augmentation est plus forte pour le nord de l'Océan Indien (+300%) et l'Atlantique Nord (+100%) qui ont, cependant, les plus faibles effectifs. Et elle est plus modérée pour le Pacifique Sud (+22%) et le sud de l'Océan Indien (+20%) qui correspondent, respectivement, au deuxième et au quatrième bassin du globe pour le nombre de phénomènes de catégorie 5. À l'échelle du globe, il n'y a pas encore de tendance très significative dans l'activité des cyclones très intenses puisqu'il y a eu un très léger recul (-3%) de leur nombre entre la première période 1980-1998 (110 cyclones) et la seconde 1999-2017 (106 cyclones). En revanche, l'évolution est différente selon les hémisphères. Dans l'hémisphère sud, il y a eu une croissance (+20%) de l'activité. Cette tendance n'est pas très solide car elle ne repose que sur un nombre supplémentaire de 5 cyclones de catégorie 5 pour la période 1999-2017. Dans l'hémisphère nord, il y a eu une légère diminution de 10% (86 à 77 cyclones) due au recul du nombre des cyclones très intenses dans l'est et l'ouest du Pacifique Nord. L'explication de la baisse de l'activité dans l'ouest et l'est du Pacifique Nord est probablement à rechercher dans les facteurs dynamiques de la troposphère. En effet, la température de surface de tous les océans aux latitudes intertropicales a augmenté en moyenne de 0.3°C à 0.5°C entre 1980 et 2014 (Klotzbach and Landsea, 2015).

Il reste très difficile de détecter un possible signal du réchauffement climatique en raison de l'impact potentiel de certains cycles de variations naturelles sur l'activité cyclonique à différentes échelles spatio-temporelles. Goldengerg et al. (2001) et Landsea (2005) considèrent que l'activité croissante des cyclones intenses de l'Atlantique Nord depuis le milieu de la décennie 1990-1999 correspond à un cycle multi-décennal favorable. Ces cycles d'une trentaine d'années s'accompagnent d'une augmentation de la température de l'océan, et d'une diminution du cisaillement vertical du vent qui représente une forte contrainte à l'intensification des cyclones quand les valeurs sont élevées. Les données, issues des observations de navires dans l'Atlantique Nord, tendraient à montrer une activité cyclonique riche entre les années 1930 et 1960. La période 1970 à 1994 avait été qualifiée de relativement calme. Pour l'est du Pacifique Nord, Wang et Lee (2010) ont montré qu'il pouvait y avoir une modification de la circulation des vents d'altitude à une échelle multi-décennale, tantôt favorisant l'intensification des cyclones, et tantôt limitant le processus de développement. Dans le Pacifique Sud, sur les 20

cyclones de catégorie 5, 12 (60%) se sont produits lors des 9 épisodes El Niño, 3 (15%) au cours des 9 épisodes La Niña, et 5 (25%) durant les 19 autres saisons (Hoarau et al., 2017). Lors des épisodes El Niño, la température du Pacifique sud augmente, les pressions de surface faiblissent, et les vents d'altitude proviennent de l'est (baisse du cisaillement vertical du vent). Les conditions deviennent favorables à l'évolution des cyclones extrêmes. Les dispositions dynamiques dans l'atmosphère sont un facteur aussi important que la température de l'océan. Pour illustrer cet aspect, le tableau 1 affiche le cyclone le plus intense de chacun des six bassins océaniques. Même si la température de l'océan a augmenté de manière continue entre 1980 et aujourd'hui, le cyclone le plus intense s'est produit au cours des années 1980-1989 pour trois bassins.

Tableau 1. Le cyclone le plus intense pour chaque bassin océanique entre 1980 et 2017. Source: À partir de la ré-analyse des images satellitaires, et de Velden et al. (2017).

Nom du cyclone	Bassin cyclonique	Vents (nœuds)	Date
Patricia	Est du Pacifique Nord	185	23 octobre 2015
Haiyan	Ouest du Pacifique Nord	180	7 novembre 2013
Gilbert	Atlantique Nord	170	13 Septembre 1988
Hina	Pacifique Sud	170	16 mars 1985
Gasitao	Sud de l'Océan Indien	155	20 mars 1988
05B	Nord de l'Océan Indien	155	28 octobre 1999

Il s'agit du sud de l'Océan Indien, du Pacifique Sud, et de l'Atlantique Nord où Gilbert a été estimé avec des vents soutenus de 170 nœuds, plus forts que les 160 nœuds de l'ouragan Irma en septembre 2017. Enfin, le manque de données fiables sur une période suffisamment longue empêche aussi d'apprécier l'impact du réchauffement climatique sur l'intensité des cyclones.

Conclusion

La ré-analyse des images satellitaires révèle qu'il y a eu une sous-estimation marquée de l'intensité des cyclones de catégorie 5 dans la décennie 1980-1989. Nous avons trouvé 54 cyclones très intenses alors que la base de données IBTrACS n'en recense que 28. Les intensités ré-analysées ne montrent pas de tendance significative sur le globe à l'échelle décennale. Le maximum a été atteint dans les années 1990-1999 avec 62 cyclones alors que les autres décennies sont restées à un niveau moins élevé. Il n'y a pas non plus de tendance significative à l'échelle hémisphérique, l'activité de chaque hémisphère ayant été la plus importante dans la décennie 1990-1999. Les quatre bassins de l'hémisphère nord, et les deux bassins de l'hémisphère sud représentent, respectivement 75% et 25% des cyclones de catégorie 5 du globe. Aucun des six bassins océaniques n'a connu un accroissement continu du nombre décennal des cyclones de plus de 135 nœuds. Si l'on considère deux périodes de 19 ans, 1980-1998 et 1999-2017, deux bassins ont connu un recul modéré de leur activité : l'est et l'ouest du Pacifique Nord qui totalisent à eux deux 66% des cyclones très intenses du globe. Dans les quatre autres bassins, le nombre des cyclones de catégorie 5 a augmenté de manière forte (le nord de l'Océan Indien et l'Atlantique Nord) ou de manière plus modérée (le Pacifique Sud et le sud de l'Océan Indien). Au niveau du globe, l'activité des phénomènes de catégorie 5 a reculé de 3% malgré l'augmentation continue de la température des océans tropicaux depuis 1980. Aujourd'hui encore, il est compliqué de déceler une possible influence du réchauffement climatique sur l'intensité des cyclones tropicaux du fait de l'existence de cycles de variations naturelles à différentes échelles spatio-temporelles, et par manque de données fiables sur une période suffisamment longue.

Bibliographie

Dvorak V.F., 1984. *Tropical cyclone intensity analysis using satellite data*. NOAA technical Report NESDIS 11,

- Emanuel K.A., 1986. An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady-State Maintenance. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **43**, 585-604.
- Foley G.R., 1995. *Observations and analysis of tropical cyclones. Global Perspectives on Tropical Cyclones*. WMO/TD-No.693, Geneva: 1-20.
- Goldenberg S.B., Landsea C.W., Mestas-Nunez A.M., Gray W.M., 2001. The recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications. *Science* **293**, 474-479.
- Harper B.A., Stroud S.A., McCormack M., West S., 2008. A review of historical tropical cyclone intensity in northwestern Australia and implications for climate change trend analysis. *Australian Meteorological Magazine*, **57**, 121-141.
- Hoarau K., Bernard J., Chalonge L., 2012. Intense tropical cyclone activities in the northern Indian Ocean. *International Journal of Climatology*, **31**, 1935-1945.
- Hoarau K., Chalonge L., Pirard F., Peyrusaubes D., 2017. Extreme tropical cyclone activities in the southern Pacific Ocean. *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.5254.
- Japan Meteorological Agency (JMA), 1989. The 1989 tropical cyclones best track data in the western North Pacific Ocean. <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/trackarchives.html>
- Joint Typhoon Warning Center (JTWC), 1989. The 1989 tropical cyclones best track data in the western North Pacific Ocean. <http://www.metoc.navy.mil/jtwc/>
- Klotzbach P.J., 2006. Trends in global tropical cyclone activity over the past twenty years (1986-2005). *Geophysical Research Letters*, **33**, doi: 10.1029/2006GL025881.
- Klotzbach P.J., Landsea C.W., 2015. Extremely intense hurricanes: revisiting Webster et al. (2005) after 10 years. *Journal of Climate*, **28**, 7621-7629.
- 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. *Weather and Forecasting*, **25**, 1362-1379.
- Knapp K.R., Kruk M.C., Levinson D.H., Diamond H.J., Neumann C.J., 2010. The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS). *Bulletin of American Meteorological Society*, **91**, 363-376. <https://www.ncdc.noaa.gov/ibtracs/>
- Kossin J.P., Knapp K.R., Vimont D.J., Murname R.J., Harper B.A., 2007. A globally consistent reanalysis of hurricane variability and trends. *Geophysical Research Letters*, **34**, doi: 10.1029/2006GL028836.
- Landsea C.W., 2005. Hurricanes and global warming. *Nature*, **438**, 11-13.
- Landsea C.W., Harper B.A., Hoarau K., Knaff J.A., 2006. Can We Detect Trends in Extreme Tropical Cyclones? *Science*, **313**, 452-454.
- Lin I-I., Wu C.C., Pun I-F., 2008. Upper-Ocean Thermal Structure and the Western North Pacific Category 5 Typhoons. Part I: Ocean Features and the Category 5 Typhoons' Intensification. *Monthly Weather Review*, **136**, 3288-3306.
- Merril R.T., 1984. A comparison of large and small tropical cyclones. *Monthly Weather Review*, **112**, 1411-1417.
- Simpson B., 1974. The Hurricane disaster potential scale. *Weatherwise*, **27**, 169-186.
- Rungdilokrajn V., 1990. *Natural disasters in Thailand*. Study and research division meteorological department, Bangkok, Thailand, 141-152.
- Velden C., Olander T., Herndon T.D., Kossin J., 2017. Reprocessing the Most Intense Historical Tropical Cyclones in the Satellite Era Using the Advanced Dvorak Technique. *Monthly Weather Review* **145**, 971-983.
- Wang C., Lee S.K., 2010. Is Hurricane Activity in One Basin Tied to Another? *EOS*, **91**, 93-95.
- Webster P.J., Holland G.J., Curry J.A. and Chang H.R., 2005. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, **309**, 1844-1846.

EVOLUTION TEMPORELLE DES PRECIPITATIONS INTENSES DANS LA ZONE MERIDIONALE LITTORALE OUEST-AFRICAINE

M. KPANOU^{1 et 2}, P. LAUX⁴, T. BROU³, E. VISSIN², P. CAMBERLIN¹ et P. ROUCOU¹

¹ Centre de Recherche de Climatologie, Biogéosciences, Université Bourgogne – Franche – Comté, 6 Bd Gabriel 21000 Dijon France

² Laboratoire Pierre PAGNEY : Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement, Université d'Abomey-Calavi, 01 BP 526, Cotonou 01, Bénin

³ Département de Géographie / UMR 228 Espace-Dev, Université de La Réunion, Saint-Denis, France

⁴ Institute of Meteorology and Climate Research, Karlsruhe Institute of Technology, Allemagne

mackpanou@yahoo.fr; patrick.laux@kit.edu; telesphore.brou@univ-reunion.fr; exlaure@gmail.com; pierre.camberlin@u-bourgogne.fr; pascal.roucou@u-bourgogne.fr

Résumé : Les populations installées dans les grandes métropoles dans la Région Méridionale côtière de l'Afrique de l'Ouest, sont exposées à des inondations récurrentes. L'objectif est double : montrer la spécificité de la RMAO à l'occurrence des précipitations intenses et examiner leur tendance. Les données de précipitation journalière de 41 stations localisées dans la partie méridionale de la Côte d'Ivoire, du Ghana, du Togo et du Bénin sur la période 1951–2015 ont été utilisées ainsi que le produit d'estimation de précipitation du Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data. Les précipitations sont considérées comme intenses lorsque les relevés supérieurs ou égaux à 1 mm dépassent le 95^e centile (P95). Les résultats indiquent que les précipitations sont plus intenses sur le littoral qu'à l'intérieur du continent (P95 de 65,4 et 45,5 mm/j respectivement pour les stations littorales et continentales). Après une baisse du cumul pluviométrique et du Nombre de Jours de Pluies Supérieures au P95 jusqu'aux années 1970, la contribution du Cumul de Pluies Supérieures au P95 dans le cumul annuel est stable.

Mots-clés : Précipitations intenses, tendance, région méridionale côtière ouest-africaine.

Abstract: Temporal evolution of heavy rainfall in the southern West Africa coastline belt. The Southern Coastal belt of West Africa (SCWA) is exposed to recurrent flooding. The two objectives of the study are to show the specificity of SCWA to heavy rainfall occurrence and to determine the trends of the latter. Daily rainfall data of 41 stations in the southern parts of Côte d'Ivoire, Ghana, Togo and Benin for the period 1951–2015 and Climate Hazards Group InfraRed Precipitation data were used. The approach is based on the determination (for each station and grid point) of the 95th centile (P95) of precipitations greater than or equal to 1 mm. Results indicate that rainfall is heavier on the coastal belt than inland (average P95 is 65,4 and 45,5 mm/day for coastal and inland stations respectively). After a decrease in rainfall totals and the Number of Days of Rainfall above P95 (NJPS95) until the 1970s, the Percentage Rainfall on days of intense precipitation (above P95) compared to the total annual rainfall record is stable.

Keys words: Extreme rainfall, trend, Southern coastal belt of West Africa.

Introduction

Selon le Cinquième rapport du Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (IPCC, 2013), le réchauffement climatique en cours doit se traduire par une augmentation de la fréquence des phénomènes pluvieux extrêmes dans la plupart des régions du globe. La Région Méridionale côtière Ouest-Africaine (RMAO) enregistre une forte densité démographique, à cause de l'attraction exercée par les grandes métropoles (Abidjan, Accra/Téma, Lomé, Cotonou et Lagos) toutes tournées vers le Golfe de Guinée. En effet, la densité démographique dans la région côtière est 4,5 fois plus élevée que la moyenne générale de la Côte d'Ivoire, du Ghana, du Togo et du Bénin. De fait, cette forte densité, ajoutée à des politiques urbaines déficientes et à un relief quasiment absent, font que les populations de la RMAO (en milieu tant urbain que rural) sont confrontées à de graves problèmes d'inondation engendrés par les fortes précipitations.

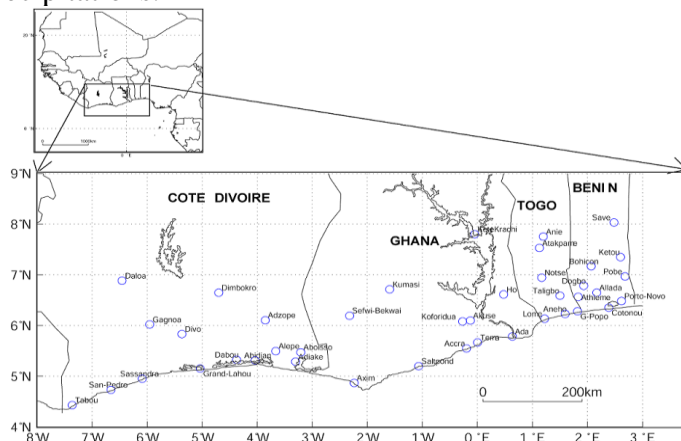
Les connaissances sur l'évolution récente des extrêmes sont primordiales dans des pays où la résilience des infrastructures aux modifications du climat est faible (Taylor et al., 2017). Les travaux sur les extrêmes pluviométriques en Afrique (Barry et al., 2018 ; Sanogo et al., 2017) ont été effectués sur une grande échelle géographique (Afrique de l'ouest), ou à l'échelle de la

seule Côte d'Ivoire (Goula *et al.*, 2012 ; Soro *et al.*, 2016) ce qui ne permet pas d'établir un diagnostic précis de l'intensité et des tendances des précipitations à l'échelle de la RMAO.

Ainsi, la présente étude a pour objectifs d'identifier les spécificités de l'aléa pluies intenses dans la RMAO et de détecter d'éventuelles modifications de ses caractéristiques sur la période 1951–2015.

1. Données et approche méthodologique

Deux jeux de données ont été utilisés : les données stations et un produit d'estimation des précipitations.



Les données stations de la pluviométrie journalière sont issues de 41 postes répartis sur le sud de 4 pays riverains du golfe de Guinée : la Côte d'Ivoire, le Ghana, le Togo et le Bénin (figure 1).

La période couverte est 1951–2015 (1961–2001 pour le Ghana). L'étude des tendances repose sur 31 stations qui disposent moins de 15 % de valeurs manquantes.

Figure 1. Localisation du secteur d'étude et des stations

Le produit d'estimation des précipitations journalières du Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS) est issu de la combinaison des produits des satellites météorologiques (Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), utilisé pour calibrer des estimations à partir des durées de nuages à sommets froids) et des données des stations fournies par le GHCN, le GSOD et les Services Météorologiques (Funk *et al.*, 2015). Avec une résolution fine de 0.05° (environ 5 km), les données CHIRPS sont journalières et disponibles sur la période 1981–2015.

Une comparaison a été effectuée entre divers produits d'estimation des pluies par satellite (PERSIANN, CHIRPS, GPCP et TRMM). Il ressort que CHIRPS figure parmi ceux présentant le meilleur accord avec les données stations, et sa résolution spatiale est particulièrement adaptée à l'analyse des pluies littorales.

Les jours de pluies intenses ont été retenus selon l'approche suivante :

- au sein de chaque jeu de données (stations et point de grille), seuls les jours humides (enregistrant au moins 1 mm de pluie) sont conservés. En effet, selon l'Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI), un jour de pluie en zone tropicale est une journée qui a enregistré au moins 1 mm de pluie (Tank *et al.*, 2009) ;
- le 95° centile (P95) est ensuite calculé. Ce seuil, recommandé par l'ETCCDI, est utilisé dans de nombreux travaux sur les extrêmes pluviométriques (Barry *et al.*, 2018 ; Sanogo *et al.*, 2015 ; Ozer *et al.*, 2014) ;
- le P95 a été utilisé pour la détermination de deux autres paramètres : le Nombre de Jours de Pluie Supérieure ou égale au P95 par année (NJPS95) et la Contribution des Pluies Supérieures ou égales au P95 par rapport au Cumul pluviométrique annuel (CPS95). Le CPS95 est obtenu en rapportant du cumul des précipitations des NJPS95 (par an) au cumul pluviométrique total (par an) ;
- la tendance du Cumul pluviométrique, du NJPS95 et du CPS95 a été calculée sur la base du test de Mann-Kendall.

2. Résultats

2.1. Précipitations moyenne et climatologie des pluies intenses

La figure 2 présente la répartition spatiale de la pluviométrie moyenne annuelle sur la période 1981–2015 à l'aide des données CHIRPS. La pluviométrie diminue progressivement du littoral vers l'intérieur du continent entre 8°W et 2°W. L'inverse est observé entre 2°W et 2°E où le cumul pluviométrique augmente progressivement du littoral vers l'intérieur du continent. Ainsi, il existe deux gradients du cumul pluviométrique : un gradient sud – nord et une différenciation est-ouest de part et d'autre du Cap des Trois Pointes.

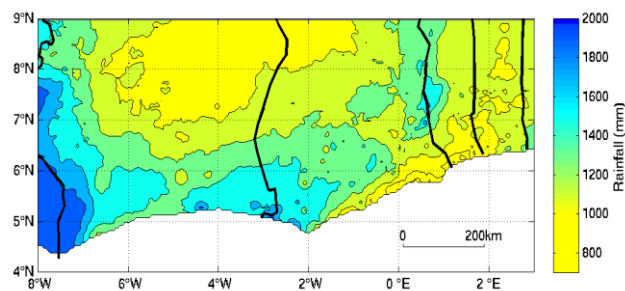


Figure 2. Pluviométrie moyenne annuelle du secteur d'étude (données CHIRPS)

Cette spécificité du littoral entre 2°W et 2°E a été nommée « diagonale de sécheresse » (Boko, 1988). Elle est expliquée par la présence d'un upwelling côtier au large du Ghana, du Togo et du Bénin (Roy, 1995), qui refroidit les basses couches atmosphériques et inhibe toute ascendance des masses d'air (pouvant générer des précipitations) dans la cette région côtière. De ce fait, la RMAO enregistre une pluviométrie variant de seulement 700 mm/an sur la côte ghanéo – togolaise contre 2000 mm/an aux environs de la frontière ivoiro – libérienne.

La figure 3 présente la répartition spatiale du 95^e centile des pluies journalières pour les stations (a) et dans CHIRPS (b). Les précipitations les plus extrêmes sont localisées tout le long du littoral (de l'Ouest du littoral de la Côte d'Ivoire à l'Est du littoral du Bénin). En effet, les valeurs du 95^e centile varient entre 50 mm/jour (stations de Grand – Popo et de Aneho) et 75 mm/jour à Grand – Lahou.

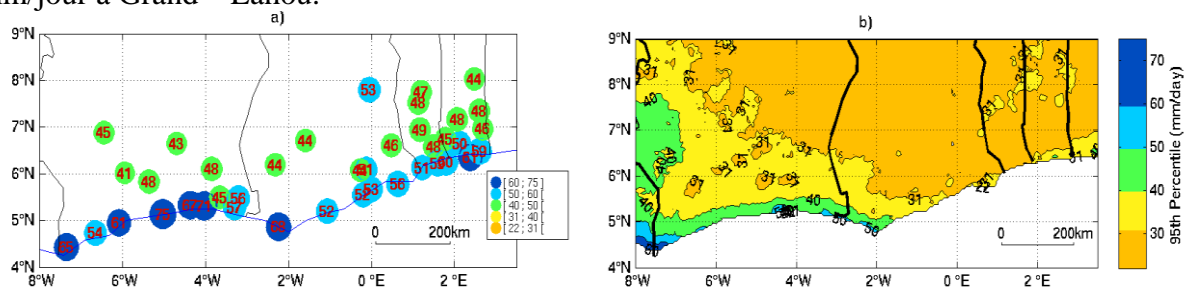


Figure 3. 95^e centile de la pluviométrie journalière des stations (a) et des données CHIRPS (b).

A l'inverse des stations littorales, les stations continentales enregistrent des valeurs plus basses (de 41 mm/jour à de Divo à 53 mm/jour à Kété-Krachi). Au Ghana notamment, la valeur du P95 est plus forte sur la côte que dans l'intérieur, alors même que la côte présente des précipitations moyennes plus basses (fig.2). Ceci démontre que le littoral méridional ouest-africain enregistre une spécificité quant aux aléas pluviométriques intenses. Néanmoins, la zone littorale n'est pas homogène. En effet, les précipitations sont plus intenses à l'ouest de 2°W qu'à l'est (en moyenne 64 et 54 mm/jour respectivement) alors que cette distinction n'existe pas à l'intérieur des terres où les valeurs de P95 sont globalement équivalentes de la Côte d'Ivoire au Bénin.

La figure 3.b. montre que les données CHIRPS présentent un biais négatif du P95 (sous-estimation de l'ordre de 10 à 25 mm/j par rapport à l'observation). Cependant, la configuration spatiale est relativement conforme à l'observation. Le gradient côte-intérieur, à l'ouest, est très net, et à l'est la côte a des intensités de précipitations égales ou supérieures à celles de l'intérieur, alors qu'elle enregistre des cumuls inférieurs. Il est confirmé également la présence sur la côte ouest de valeurs plus élevées qu'à l'est. De fait, il est obtenu une double différenciation « côte – intérieur du continent » et « ouest – est » des pluies intenses.

La figure 4 montre le régime moyen mensuel des précipitations et du 95^e centile respectivement au littoral et à l'intérieur du continent.

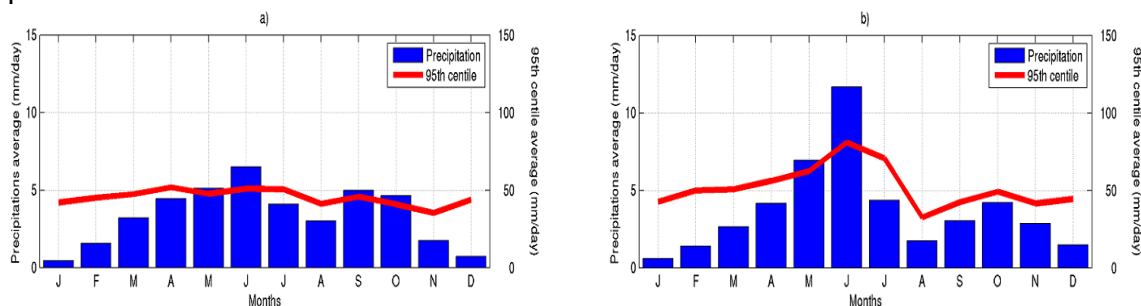


Figure 4. Régime moyen des précipitations et du 95^e centile pour les stations continentales (a) et pour les stations littorales (b).

A l'intérieur du continent apparaît un régime bimodal très peu marqué, alors qu'au niveau des stations littorales existent deux saisons pluvieuses bien différenciées (la grande d'avril à juillet et la petite de septembre à novembre). De plus, il existe sur le littoral une forte variabilité du 95^e centile (quasiment calée sur le régime pluviométrique) avec un pic en juin (82 mm/j). A l'intérieur du continent, le 95^e centile est stable autour de 40 à 50 mm/j.

Ces observations confirment la spécificité du littoral méridional ouest-africain et montrent que les précipitations plus intenses sont essentiellement le fait des mois de mai à juillet, alors qu'en août les précipitations y sont anormalement peu intenses (du fait du refroidissement de l'air causé par l'upwelling côtier, inhibant la convection).

2.2. Variabilité et tendance des indicateurs pluviométriques sur la période 1951 – 2015

La figure 5 montre l'évolution du cumul pluviométrique (a), du NJPS95 (b) et du CPS95 (c) sur la période 1951–2015. Le cumul pluviométrique, aussi bien pour les stations littorales que continentales, a connu d'importantes variations interannuelles, doublées de variations à plus long terme où deux périodes se distinguent : la première, 1951–1970, excédentaire et la seconde, 1971–2015, plus sèche accompagnée d'une grande fluctuation interannuelle de la pluviométrie. Le coefficient de corrélation entre le cumul pluviométrique des stations littorales et celui des stations continentales est élevé (0,77 ; significatif à 95 %), ce qui indique que la variabilité interannuelle est assez similaire entre la côte et l'intérieur.

Cette baisse, faiblement significative (seuil de 90 %) est identifiée aussi dans le NJPS95 sur le littoral, mais moins nettement pour les stations continentales. De plus, le coefficient de corrélation entre les NJPS95 du littoral et du continent est plus faible (0,37), ce qui indique que la variabilité des évènements pluvieux intenses littoraux se démarque en partie de celle de l'intérieur. L'idée d'une distinction entre les évènements intenses littoraux et du continent est renforcée par le fait que le CPS95 littoral et continental ne sont pas liés ($R = 0,008$).

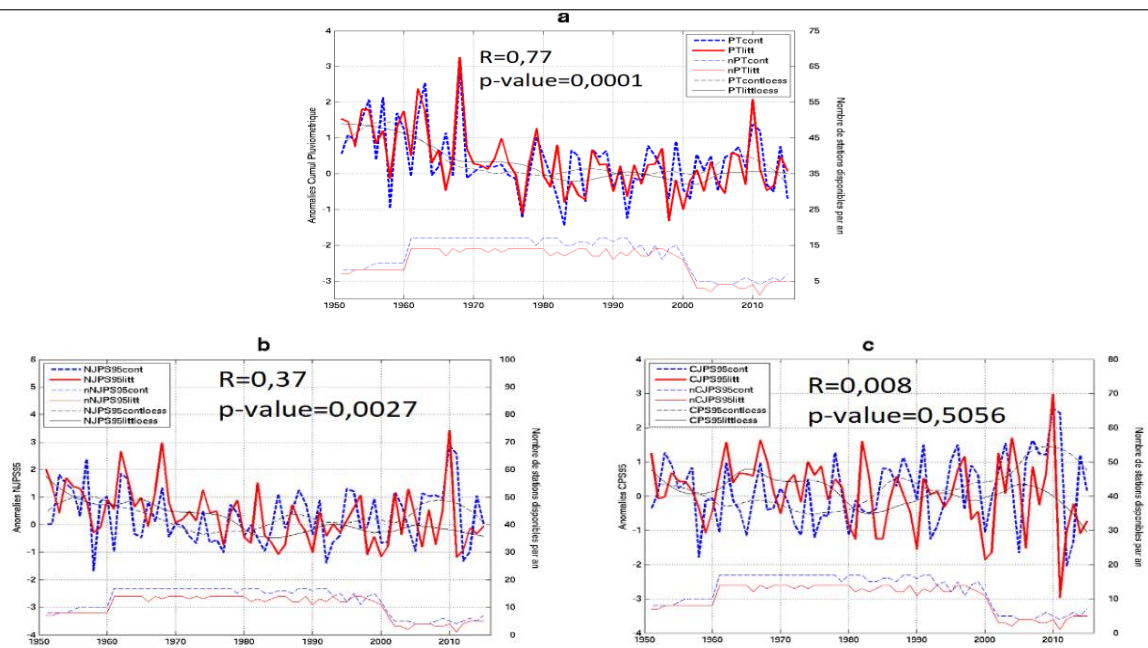


Figure 5. Anomalies centrées réduites du cumul pluviométrique (a), du NJPS95 (b) et du CPS95 (c). Le trait rouge et les tirets bleus désignent respectivement les stations littorales et continentales. Les courbes noires (trait plein et tirets respectivement pour les stations littorales et continentales) indiquent les séries lissées (méthode de Loess). Les traits rouges fins (stations littorales) et tirets bleus fins (stations continentales) indiquent le nombre de stations utilisées par année. Les coefficients de corrélation (R et p-value) entre les séries littorale et continentale sont présentés en haut du diagramme.

En définitive, après la baisse du cumul pluviométrique et du NJPS95 jusqu'aux années 1970, aucune tendance ne se dessine durant la période 1981–2015. Il apparaît sur la figure 5 qu'aucune tendance ne se dessine durant la période 1981–2015. Néanmoins, une augmentation de la variabilité interannuelle apparaît pour le CPS95, mais il est possible qu'elle soit liée à la réduction du nombre de stations disponibles.

Cette absence de tendance claire depuis les années 80 éclipse des comportements régionaux distincts comme le montre la figure 6, qui présente la tendance du NJPS95 et du CPS95 sur la période 1981 – 2015 avec CHIRPS et les stations.

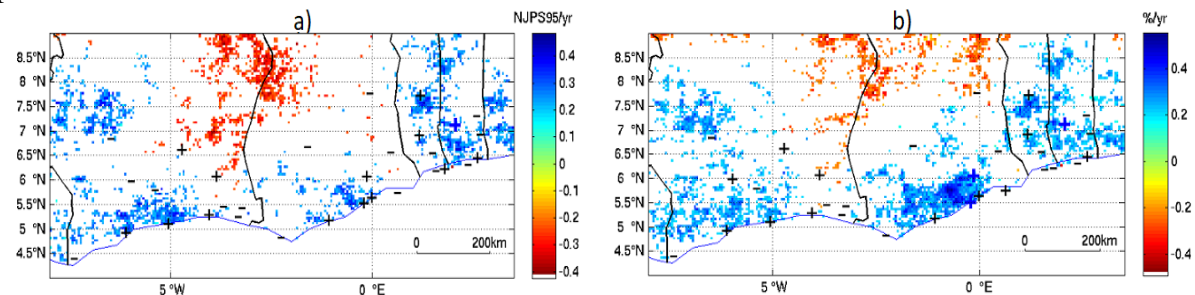


Figure 6. Tendance du NJPS95 (a) et du CPS95 (b) sur la période 1981 – 2015 du secteur d'étude (CHIRPS et stations). Les pixels affichés sont significatifs à 90 %. Les signes « + » et « - » désignent respectivement les tendances positives et négatives à 90 % (couleur bleue).

Les tendances sur la période récente (1981–2015) pour le NJPS95 et CPS95 existent mais sans la distinction littoral/continent vue sur la figure 3. Le signal des tendances des stations est en accord avec celui de CHIRPS (régions autour des stations de Accra, Grand-Lahou, Bohicon et Anié) sauf dans la région littorale frontalière du Bénin et du Togo. Ainsi, il apparaît que dans certaines régions de la RMAO, le NJPS95 et le CPS95 enregistrent une tendance à la hausse, sans réelle opposition entre le littoral et l'intérieur.

Conclusion

La présente étude a permis de confirmer que toute la bande littorale méridionale ouest – africaine (et non seulement le littoral ivoirien comme l’ont montré Soro et *al.*, 2016 et Goula et *al.*, 2012) est sujette à des précipitations intenses de mai à juillet, ce qui la différencie de l’intérieur en termes de risque liés aux aléas pluvieux intenses.

Entre 1951 et les années 1970, le nombre d’évènements pluvieux intenses dans la RMAO tend à diminuer comme c’est le cas dans la région sahélienne (Panthou et *al.*, 2014). Cependant, entre 1981 et 2015, l’absence de tendance domine, sans distinction nette entre côte et intérieur, même si plusieurs régions montrent une intensification des évènements pluvieux, cohérente avec les différentes études qui indiquent que le cycle hydrologique tend à devenir de plus en plus intense dans un contexte de réchauffement climatique (Taylor et *al.*, 2017).

Bibliographie

- Boko M., 1988, *Climat et communautés rurales du Bénin : Rythmes climatiques et rythme de développement*. Thèse d’Etat ès lettres, Dijon 607 p.
- Funk C., Peterson P., Landsfeld M., Pedreros D., Verdin J., Shukla S., Husak G., Rowland J., Harrison L., Hoell A. and Michaelsen J., 2015: The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, **2**, doi:10.1038/sdata.2015.6
- Goula B.T.A., Soro E.G., Kouassi W. et Srohourou B., 2012 : Tendances et ruptures au niveau des pluies journalières extrêmes en Côte d’Ivoire (Afrique de l’Ouest), *Hydrological Sciences Journal*, **57**, 1067-1080.
- IPCC, 2013: *Climatic Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1 535 p.
- Klein Tank A.M.G., Zwiers W.F and Zang X., 2009: Guidelines on Analysis of extreme in a changing climate in support of informed decision for adaptation, Climate Data and Monitoring WCDMP-No. 72, 55p.
- Ozer P., Hountondji Y.C., Gassani J., Djaby B., de Longeville F., 2014 : Evolution récente des extrêmes pluviométriques en Mauritanie (1933-2010). XXVIIe Colloque de l’Association Internationale de Climatologie. 2-5 juillet 2014 – Dijon (France).
- Panthou G., Vischel T., and Lebel T., 2014: Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel. *International Journal of Climatology*, **34**, 3998-4006.
- Roy C., 1995 : The Côte d’Ivoire and Ghana upwelling dynamics and changes. In : **Bard François-Xavier (ed.)**, Koranteng K.A. (ed.) *Dynamics and use of sardinella resources from upwelling off Ghana and Ivory Coast : acts of DUSRU meeting*. Paris : ORSTOM, 346-361. (Colloques et Séminaires).
- Sanogo S., Fink H.A., Omosho J.A., Ba A., Redl R. and Ermet V., 2015: Spatio-temporal characteristics of the recent rainfall recovery in West Africa. *International Journal of Climatology*, **35**, pp. 4589-4605.
- Soro G.E., Dao A., Fadika V., Goula Bi T.A. et Srohourou B., 2016 : Estimation des pluies journalières extrêmes supérieures à un seuil en climat tropical : cas de la Côte d’Ivoire. *Revue Physio – Géo*, **Volume 10**, p. 211-227.
- Taylor C. M., Belušić D. Guichard F., Parker D. J., Vischel T., Bok O., Harris P. P., Janicot S., Klein C. Panthou G., 2017 : Frequency of extreme Sahelian storms tripled since 1982 in satellite observation. *Nature* **544**, p 475 – 478.

VARIATION DE L'AMPLITUDE THERMIQUE JOURNALIERE ET INTER JOURNALIERE DANS LA TUNISIE CENTRALE : APPROCHE BIO THERMIQUE

LAHMAR L.¹ et HAMMAMI K.²

¹Faculté des lettres et sciences humaine de Sousse, lahmarleila@yahoo.fr

²Faculté des arts et humanités de la Mannouba, geo_kais@yahoo.fr

Résumé : L'intérêt de l'étude de l'amplitude thermique en bioclimatologie humaine, découle de son effet sur la santé de l'Homme. Notre région d'étude, le centre tunisien, correspond à un domaine de transition entre le Nord ouvert aux influences polaires et le Sud ouvert aux influences sahariennes. Les données de base se composent des relevés quotidiens et tri-horaires de la température de l'air, recueillies auprès de l'Institut National de la Météorologie (INM) pour la période 2001-2010 et ce pour les quatre stations météorologiques principales de la Tunisie centrale. L'analyse statistique montre que l'amplitude thermique quotidienne augmente du littoral vers l'intérieur. Les fortes amplitudes thermiques quotidiennes sont plus fréquentes en été particulièrement pour les stations continentales. L'étude laisse apparaître aussi que les fortes variations thermiques inter journalières sont bien marquées au printemps dominé par la circulation méridienne qui fait alterner des masses d'air d'origine polaire et tropicale.

Mots clés : Amplitude thermique ; variation ; bioclimatologie ; Tunisie centrale.

Abstract: *The variation of daily and inter-daily thermal amplitude in central Tunisia: a bio-thermal approach.* The interest in the study of thermal amplitude in human bioclimatology stems from its undeniable effect on the health of Man. Our area study- central Tunisia- is a field of transition between the North subject to polar influences and the South influenced by the desert. The basic data consist of daily and tri hourly statements on air temperature which are collected from the National Institute for Meteorology for the time period 2001-2010 as far as the major meteorological stations of central Tunisia are concerned. The statistical analysis shows that the daily thermal amplitude increases from the coasts towards the inside. The high daily thermal amplitudes are more frequent during the summer particularly for the continental stations. The study also reveals that the high inter-daily thermal variations are highlighted in spring, an intermediate season during which Tunisia is subject to an alternation of polar and tropical air masses.

Key words: thermal amplitude; variation; bioclimatology; central Tunisia.

Introduction

Alors que l'étude de l'amplitude thermique bénéficie ces dernières années d'une attention croissante notamment de la part des chercheurs anglophones s'intéressant aux bioclimats humains, en Tunisie, cet aspect de la température, demeure encore très peu exploré.

Ce papier est une contribution à la connaissance des variations thermiques journalières et inter journalières dans la région du centre tunisien qui correspond à un domaine de transition entre le Nord ouvert aux influences polaires et le Sud ouvert aux influences sahariennes (Figure 1).

1. Données et méthodes d'approche

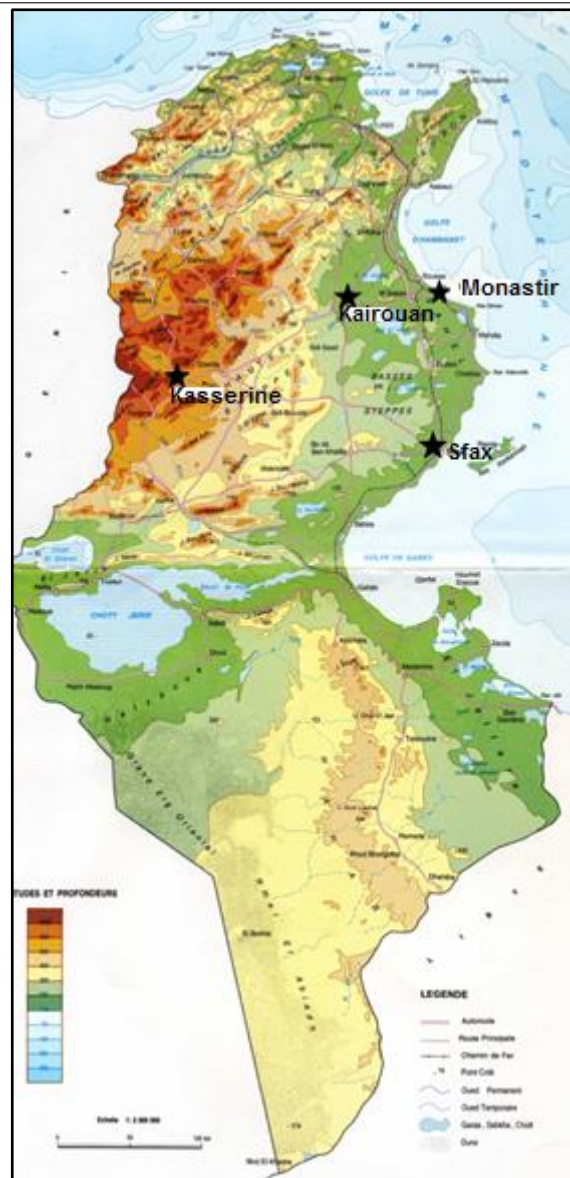
L'étude s'appuie sur des données de base composées des relevés quotidiens et tri-horaires sur la température de l'air, recueillis auprès de l'Institut National de la Météorologie (INM) pour une période de 10 ans allant de janvier 2001 à décembre 2010 et ce pour les quatre stations météorologiques principales de la Tunisie centrale (Figure 1) :

Monastir et Sfax sur le littoral et Kairouan et Kasserine à l'intérieur (les stations retenues sont représentées par des étoiles sur la carte).

Notre méthode d'approche consiste d'abord à calculer l'amplitude thermique journalière ($T_x - T_n$) et inter journalière ($T_{xj} - T_{xj-1}$) pour les stations retenues et en faire l'analyse statistique. Elle consiste ensuite à dégager les seuils critiques des valeurs de l'amplitude thermique afin d'étudier la fréquence des périodes à risques. Ici, nous avons à choisir entre une classification purement statistique qui reste méthodologiquement défendable mais qui a l'inconvénient de priver notre étude de son approche bio climatologique ; ou bien se référer à la littérature scientifique relativement abondante. En effet, une étude récente faite en Australie, une zone subtropicale dont les caractéristiques thermiques s'approchent de celles chez nous, montre qu'une amplitude thermique quotidienne supérieure à 10°C pourrait être un facteur de risque notamment pour les enfants asthmatiques (Xu et al., 2013).

Dans la présente étude, nous allons opter pour une démarche statistique mais qui tient compte aussi des résultats de recherches faites ailleurs par croisement des données cliniques et climatiques.

Figure 1. Carte de localisation (O.T.C., 1999)



En effet, l'application de la méthode de discrétisation basée sur la moyenne et l'écart type (la méthode adéquate pour mettre en valeur les extrêmes) nous donne toujours des valeurs (la moyenne + l'écart type) strictement supérieurs à 10°C (seuil retenu en Australie). Ainsi, les valeurs de l'amplitude thermique supérieurs à 11°C pour Monastir, 13°C pour Sfax, 16°C pour Kairouan et 17°C pour Kasserine marqueront les jours qualifiés de fortes amplitudes thermiques.

Pour les variations inter journalières nos études menées antérieurement dans cette région montrent que, selon la période de l'année, des variations de la température de midi comprises entre 2 et 6°C sont souvent associées à une hausse d'admission hospitalière dans les services de pneumologie et de cardiologie (Lahmar, 2016). Une autre étude menée en Australie montre que les variations thermiques inter journalières supérieures à 5°C sont souvent mal tolérées notamment par les personnes vulnérables (Xu et al., 2014). Tenant compte des résultats de tous ces travaux, nous pensons que le seuil 5°C répond bien aux exigences de cette recherche.

2. Résultats et discussion

2.1. Des variations thermique journalières et inter journaliers assez élevées

2.1.1. L'amplitude thermique journalière

La variation de l'amplitude thermique journalière dans le centre tunisien montre un gradient est-ouest. En effet, les figures suivantes permettent de voir que les valeurs de l'amplitude thermique journalière ainsi que sa variation augmentent de Monastir sur la côte à Kairouan vers l'intérieur (Figures 2 et 3). Dans le même sens, l'analyse statistique montre que la moyenne de l'amplitude thermique quotidienne calculée sur 10 ans croit de 8.3°C à Monastir et 10.1°C à Sfax sur le littoral à 12.2 °C et 12.9 °C respectivement pour Kairouan et Kasserine dans les hautes steppes. Parallèlement, l'écart type s'élève de 3.5 °C et 3.1 °C pour Monastir et Sfax à 3.9 °C et 4.5°C pour Kairouan et Kasserine. Ceci traduit une variabilité croissante des variations thermiques journalières du littoral vers l'intérieur sous l'effet de l'accentuation de la continentalité.

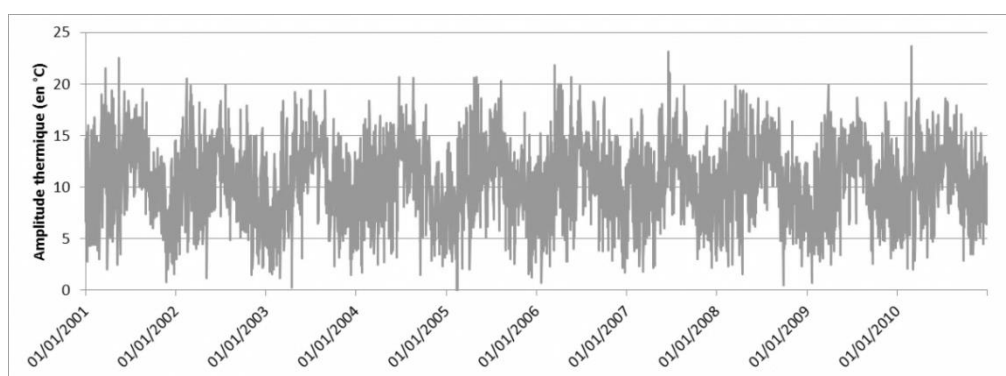


Figure 2. Variation de l'amplitude thermique quotidienne à Kairouan

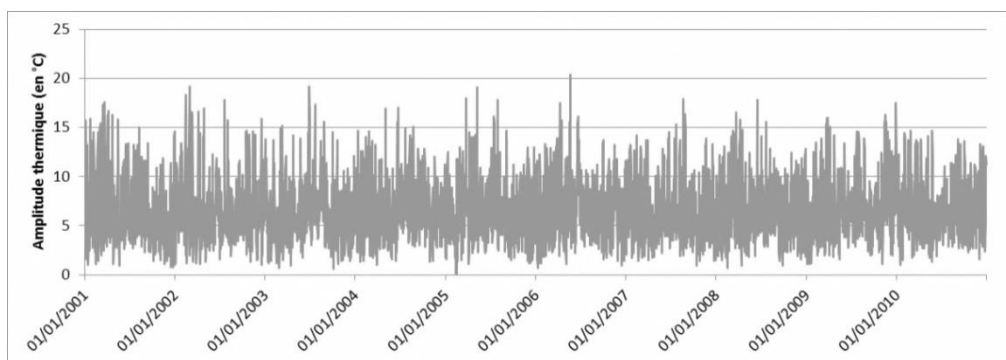


Figure 3. Variation de l'amplitude thermique quotidienne à Monastir

La Figure 4 permet de voir que la fréquence des jours de forte amplitude thermique quotidienne s'élève pendant la saison chaude particulièrement pour les deux stations de l'intérieur (Kairouan et Kasserine). Ceci s'explique par la forte influence de la continentalité ainsi que par le fait qu'en absence des obstacles orographiques, la région du centre tunisien paraît être très ouverte aux flux de sud. De ce fait, les maxima quotidiens estivaux sont souvent extrêmes et parfois même paroxysmiques (des valeurs supérieures à 40°C) notamment pour les stations continentales. En conséquence, les amplitudes thermiques quotidiennes sont élevées et dépassent 25°C, Dans ces conditions, le risque lié à l'amplitude thermique très forte s'efface devant l'ampleur des paroxysmes thermiques mesurés. Ainsi, nous pensons que le risque des fortes amplitudes thermiques estivales demeure moindre par rapport au risque de la très forte chaleur.

Pour les deux stations littorales, le maximum saisonnier n'est pas très clair particulièrement à Monastir sur la côte. Pour la ville de Sfax, le maximum est situé plutôt en hiver et au début du printemps. C'est une agglomération urbaine étendue et très dynamique (deuxième ville tunisienne à l'échelle démographique et économique) et où l'effet du réchauffement urbain qui touche surtout au minima quotidiens (Dahech, 2012) réduit l'amplitude thermique quotidien particulièrement en été. En effet, la figure ci-dessous montre que la fréquence minimale des jours estivaux à forte amplitude thermique est enregistrée à Sfax.

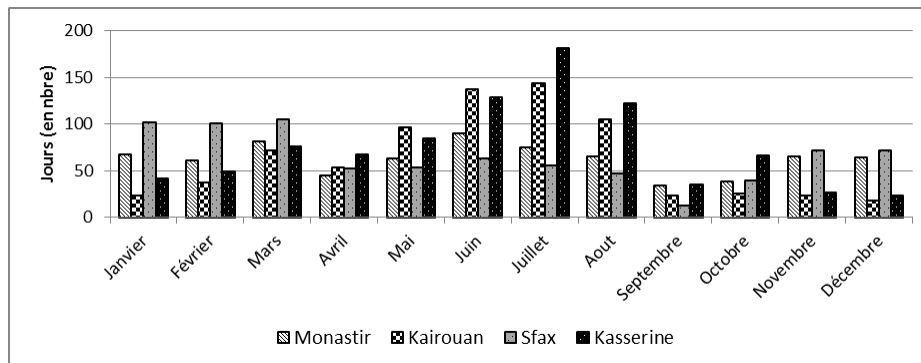


Figure 4. Distribution mensuelle des jours à forte amplitude thermique quotidienne

Il est à noter que partout dans la région du centre tunisien, l'automne et suite à une décroissance de la température maximale quotidienne enregistre le minimum des jours à forte amplitude thermique. Cependant, la tendance des maxima quotidiens vers la hausse fait que le printemps enregistre une fréquence importante des jours à forte amplitude thermique et ce pour la plupart des stations. Ce sont, en fait, ces fortes amplitudes thermiques printanières qui nous paraissent les plus risquées pour la santé puisqu'elles sont très ressenties par la population par opposition aux fortes amplitudes thermiques enregistrées pendant l'été.

Ainsi, bien que, le maximum des jours à forte amplitude thermique soit enregistré pendant la saison chaude, nous pensons que ce sont plutôt les fortes amplitudes thermiques enregistrées pendant la saison fraîche qui peuvent présenter un risque pour la santé humaine.

2.1.2. Les variations inter journalières

Les variations thermiques inter journalières sont calculées à la base des maxima quotidiens selon la formule suivante : $T_x j - T_x j-1$. Ainsi, les écarts positifs déterminent une hausse de la température alors que les valeurs négatives signifient une baisse de la température.

Les figures suivantes laissent apparaître que le seuil 5°C retenu pour les fluctuations inter journalières de la température maximale est souvent franchit que ce soit sur la côte (Monastir et Sfax) ou à l'intérieur (Kairouan et Kasserine). Les oscillations inter journalières de la température maximale peuvent atteindre et dépasser même 15°C.

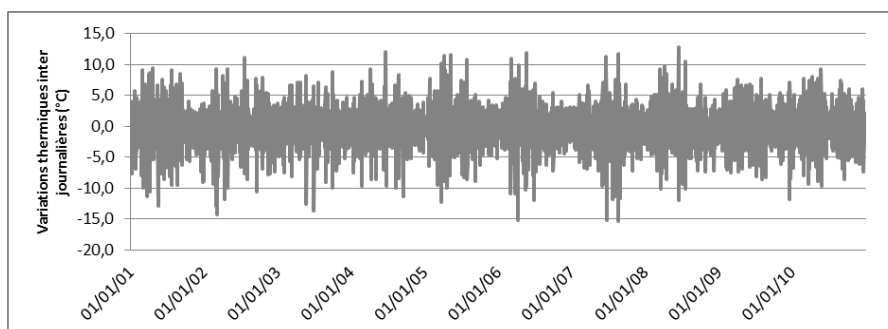


Figure 5. Variation inter journalière de la température maximale à Monastir

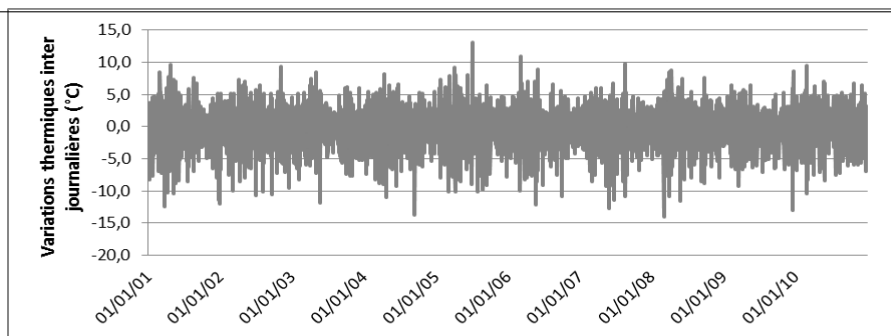


Figure 6. Variation inter journalière de la température maximale à Kairouan

La distribution mensuelle de ces variations thermiques inter journalières montre qu'elles sont partout plus fréquentes au printemps notamment au mois de mars et avril (Figure 7). Le printemps est, en effet une saison intermédiaire, au cours de laquelle des masses d'air différentes peuvent alterner sur la Tunisie au bout de quelques heures.

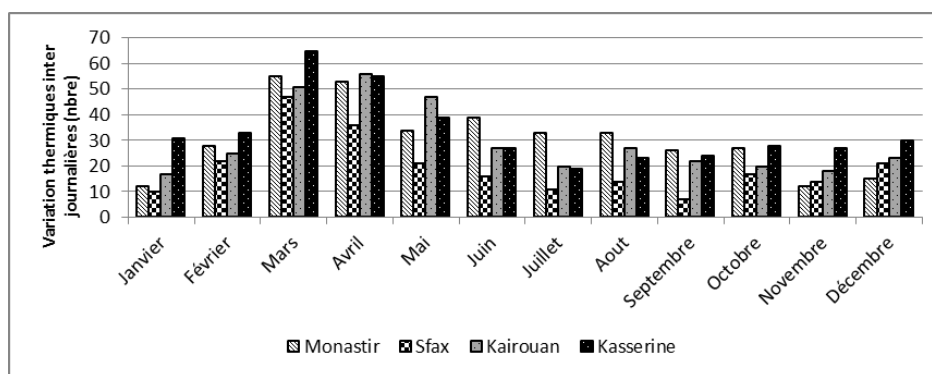


Figure 7. Distribution mensuelle des fortes variations thermiques inter journalières (supérieures à 5°C)

Globalement, dans la Tunisie centrale, la fréquence des fortes amplitudes thermiques quotidiennes augmentent en été dans les régions de l'intérieur et pendant la saison fraîche à Sfax sur le littoral. Par ailleurs, partout dans le centre de la Tunisie, le printemps enregistre la fréquence maximale des fortes oscillations thermiques inter journalières.

2.2. Les situations atmosphériques génératrices des fortes variations thermiques journalières et inter journalières

Nous allons étudier les situations atmosphériques génératrices des fortes amplitudes thermiques à l'échelle journalière et inter journalière à travers des exemples relevant du printemps saison intermédiaire marquée par l'instabilité thermique.

Le 28 février 2010 fut un jour d'hiver très exceptionnel. En effet, une advection tropicale fait véhiculer de l'air chaud sur la Tunisie (Figure 8). Les maxima quotidiens dépassèrent pour nos quatre stations 30°C. Elle atteignit 37 °C à Kairouan. Au sol, la situation dépressionnaire observée le 28 février fait aspirer sur la Tunisie de l'air tropical chaud. Ce fut une des premières poussées tropicales printanières.

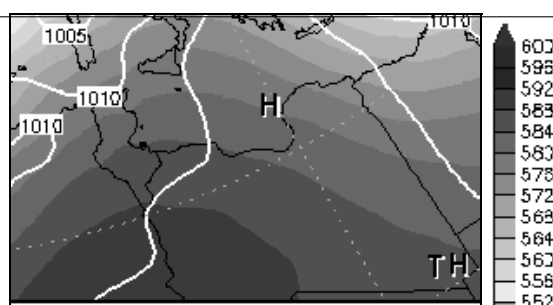


Figure 8. Situations isobariques de surface et de 500hPa le 28 /2/2010 (www.wetterzentrale.de)

Par opposition à l'exemple précédent, un rétrécissement rapide de l'air tropical devant une invasion polaire qui aborde la Tunisie par le Nord-Ouest fait chuter la température du 26 mars 2001 par rapport à celle de 25 mars. (Figure 9). En effet, la température maximale quotidienne passe de 39 °C à 26°C à Kairouan (une baisse de 13°C), de 33°C à 22°C (-11°C) à Monastir et de 37°C à 23°C à Sfax (-14°C).

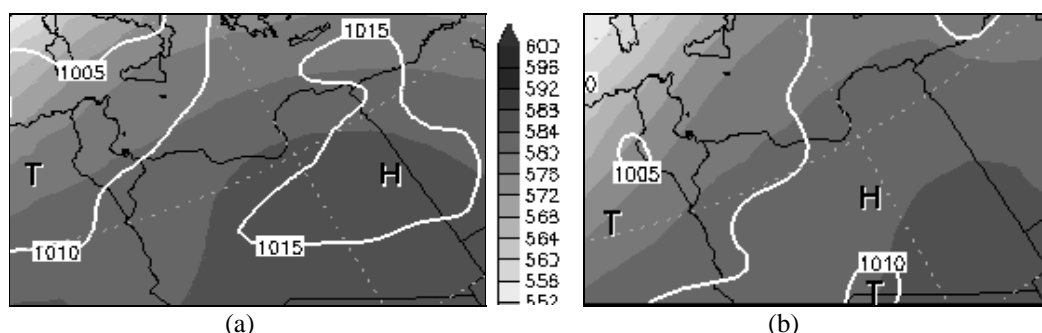


Figure 9. Situations isobariques de surface et de 500hPa le 25 (a) et 26/3/2001 (b) (www.wetterzentrale.de)

Conclusion

En somme, la variation de l'amplitude thermique journalière et inter journalière augmente du littoral vers l'intérieur. A l'échelle saisonnière, bien que l'été enregistre la fréquence maximale des fortes amplitudes quotidiennes, c'est pendant la saison fraîche que ces fortes amplitudes thermiques sont beaucoup plus ressenties et par suite plus risquées pour la santé humaine. Ce risque pourrait s'aggraver une fois, ces variations thermiques journalières sont associées à des fluctuations thermiques inter journalières importantes. Telles situations pourront se réaliser particulièrement au printemps par une circulation atmosphérique méridienne marquée par l'alternance des masses d'air polaires et tropicales.

Bibliographie

Dahech S., 2012. Evolution de la répartition spatiale des températures de l'air et de surface dans l'agglomération de Sfax entre 1987 et 2010. Impact sur la consommation d'énergie en été, in *Climatologie*, **numéro spécial**, journal de l'Association Internationale de Climatologie, 11-32.

Lahmar L., 2016. *Climat et maladies cardio respiratoires à Sousse et Kairouan (Tunisie)*, PAF, Sarrebruck, 664 p.

Luo Y, Zhang Y, Liu T, Rutherford S, Xu Y, et al., 2013. Lagged Effect of Diurnal Temperature Range on Mortality in a Subtropical Megacity of China. *PLOS ONE* 8(2).

Office national de la Topographie et de la Cartographie (OTC), 1999. Tunisie, *Carte du relief*.

Xu et al., 2014. Temperature variability and childhood pneumonia: an ecological study. *Environmental Health*, **13:51**.

Xu et al., 2013. Diurnal temperature range and childhood asthma: a time-series study. *Environmental Health*, **12:12**.

[Http://www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de)

EVALUATION DE L'EFFET DES VARIATION CLIMATIQUES SUR L'AQUIFERE DE LA CHAOUIA COTIERE (MAROC)

NAJIB S.¹, FADILI A.¹, MEHDI K.¹, SALOUI A.², ILMEN R.³, SEBBAR A.⁴

¹ Laboratoire Géosciences Marines et Sciences des Sols (LGMSS, URAC 45), Faculté des Sciences d'El Jadida. Université Chouaib Doukkali, Km 1, Route Ben Maachou, BP. 20, El Jadida. najibsalih07@gmail.com

² Laboratoire de recherche Espace, Société et Développement durable, Faculté des lettres et sciences humaines-Mohammedia. Université Hassan II, Mohammedia-Casablanca. saloui.abdelmalik@gmail.com

³ Département Hydraulique, Environnement et Climat (HEC), Ecole Hassania des Travaux Publics (EHTP) Km 7, Route d'El Jadida, BP. 8108- Casablanca- Maroc. ilmenrachid@gmail.com

⁴ Direction de la Météorologie Nationale (D.M.N.), BP 8106-Casa Oasis ; Bd Mohamed Taïb Naciri Hay Hassani, Casablanca. Maroc. sebbar202@gmail.com

Résumé : L'aquifère de la Chaouia côtière qui constitue une ressource importante pour le secteur agricole, est caractérisée par une exploitation intensive à des fins d'irrigation. Cette zone enregistre une variabilité climatique qui montre une alternance de périodes humides, normales et sèches. De plus, les fluctuations saisonnières et annuelles de la nappe sont importantes dans la partie intérieure de la zone ; elles sont liées principalement aux éventuelles modifications de la recharge par la pluie. Tandis que dans la frange côtière, la nappe est plus affectée par l'intrusion marine. La qualité des eaux souterraines est très dégradée avec une minéralisation très forte.

Mots-Clés : Climat ; piézométrie ; intrusion marine ; Chaouia côtière ; Maroc.

Abstract: The aquifer of the coastal Chaouia constitutes an important resource for the agricultural sector, characterized by intensive exploitation for irrigation purposes. This area shows a climate variability which shows an alternation of wet periods, Normal, and dry. In addition, seasonal and annual level fluctuations of groundwater are important in upstream part of the area; they are primarily related to possible changes of the recharge of aquifer by the rain. While in the coastal fringe the groundwater is most affected by the marine intrusion. The quality of the water is very degraded with high mineralization.

Keywords: Climate; piezometric level; seawater intrusion; coastal Chaouia; Morocco

Introduction

Le système aquifère du bassin côtier de la Chaouia est composé principalement de trois niveaux aquifères (figure 1). L'ensemble de ces terrains perméables présente une continuité hydraulique verticale et latérale (Moustadraf et al., 2008) et repose sur des schistes sains qui en constituent le substratum imperméable. La variabilité des paramètres hydrodynamiques, à savoir la conductivité hydraulique, la transmissivité ainsi que la porosité efficace confirme l'hétérogénéité des terrains aquifères.

L'aquifère libre de la Chaouia côtière constitue un exemple des aquifères les plus exploités au Maroc. Il est situé sur le littoral atlantique marocain sous un climat semi-aride (Sebbar et al., 2012), caractérisé par la dominance de périodes de sécheresse importantes accompagnées d'une forte demande en eau. Ceci a entraîné une sollicitation accrue des eaux souterraines (Najib, 2014). La nappe libre de la Chaouia côtière est peu profonde dans la frange côtière, sa profondeur minimale est inférieure à 1 m par rapport au sol, alors que dans le secteur sud-ouest, où la nappe circule principalement dans des formations cénomaniennes, la profondeur varie de 10 jusqu'à 58 m par rapport au sol. Vers la zone de Bir Jdid, la profondeur de la nappe atteint les 40 m à l'intérieur des terres (Najib et al., 2016).

L'objectif de ce travail consiste à étudier, la variabilité et l'évolution pluviométrique comme source principale de la recharge de la nappe, ainsi que d'évaluer leur effet sur le niveau piézométrique, le potentiel et la composition chimique de la nappe.

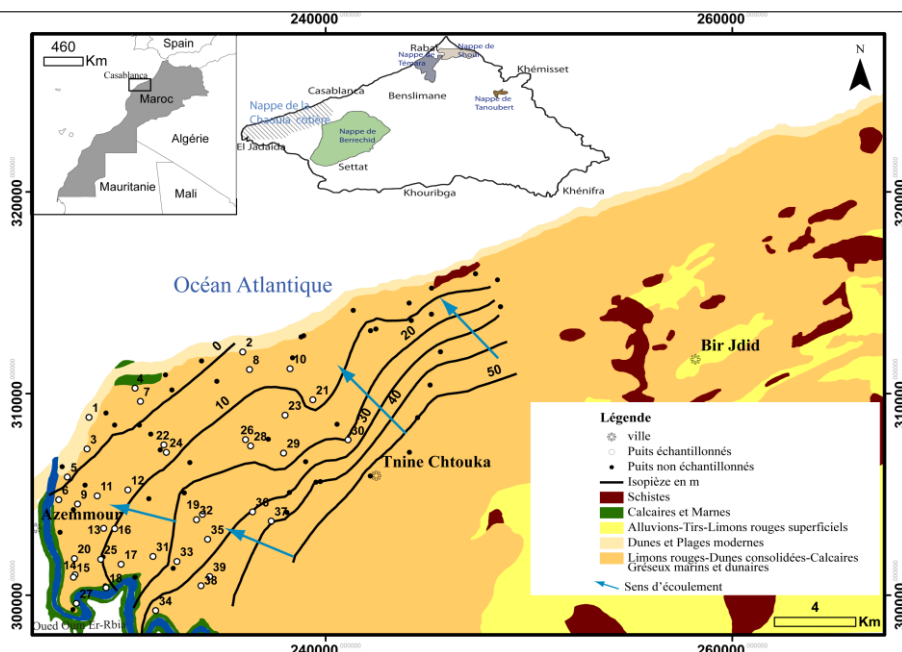


Figure 1. Localisation géographique, géologique et l'état piézométrique de la nappe de la Chaouia côtière (Najib et al, 2016)

1. Matériels et méthodes

Les cartes piézométriques ont été établies à partir des mesures dans 350 puits durant la campagne d'avril 2009, réalisées par l'Agence du Bassin Hydraulique de Bouregreg et Chaouia (ABHBC), et la campagne de mesure de 96 puits réalisée en mai 2011. Les mesures piézométriques sont faites dans des puits ouverts cimentés destinés à l'usage domestique et agricole en situation statique à l'aide d'une sonde piézométrique de 100 m à double signalisation (sonore et lumineuse). Les cartes piézométriques ont été produites en utilisant la méthode géostatistique, à l'aide des interpolations spatiales entre les points de données échantillonnés (sous ISATIS©). Les données climatiques utilisées dans cette étude (tableau 1) proviennent de la Direction de la Météorologie Nationale et concernent trois stations : Casablanca (nord-ouest), El Jadida (sud-ouest) et Settat (sud-est). Les données du suivi des piézomètres sont obtenues auprès de l'Agence du Bassin Hydraulique de Bouregreg et Chaouia (ABHBC).

Tableau 1. Stations météorologiques

Stations	Altitude (m)	Coordonnées géographiques		Paramètres utilisés et longueurs de séries	
		Longitude Ouest	Latitude Nord	Précipitations	Températures min et max
Casablanca	62	-7,67	33,57	1931-2015	1984-2015
El Jadida	28	-8,52	33,23	1931-2015	1984-2015
Settat	375	-6,62	33,01	1931-2015	1984-2015

L'indice de précipitation standardisé (SPI) (McKee et al., 1993) est appliqué dans cette étude pour estimer les périodes/cycles humides et les périodes/cycles secs. La formule mathématique de SPI est la suivante :

$$SPI = (Pi - Pm) / \sigma (1)$$

avec P_i : Précipitation de l'année i , P_m : Précipitation moyenne et σ : Ecartype.

La méthode utilisée pour déterminer le bilan hydrique est plus adaptée pour les zones sub-humides et semi-arides (Marjoua, 1995) ; elle est basée sur la notion de réserve d'eau facilement utilisable (RFU). Vu la nature du sol (argileux-sableux) dans la région, l'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et réelle (ETR) est calculée par la formule de Thornthwaite à l'échelle mensuelle pour la période (1984-2015) dans les trois stations.

2. Résultats et discussions

2.1. Evolution pluviométrique

La pluviométrie est un paramètre important, elle conditionne l'écoulement saisonnier, le régime des cours d'eau et la recharge des nappes souterraines libres. Le test Buishand a été appliqué pour l'homogénéité des séries. Les données de précipitations de la station de Casablanca ont montré une rupture entre 1956 et 1978. Les moyennes des cumuls annuels sont respectivement de 419,6 mm à Casablanca, de 389 mm à El Jadida et de 339,5 mm à Settat. Ces cumuls pluviométriques annuels ont baissé au cours de cette période pour les trois stations. L'évolution de l'indice standardisé (SPI) montre une alternance des périodes humides et sèches (figure 2). Au cours des années de 1980 à 1990, les cumuls annuels enregistrés sont les plus faibles durant les 100 ans, c'est une période de sécheresse persistante qu'a connue le Maroc ; en conséquence, une surexploitation des eaux souterraines lors de ces épisodes secs.

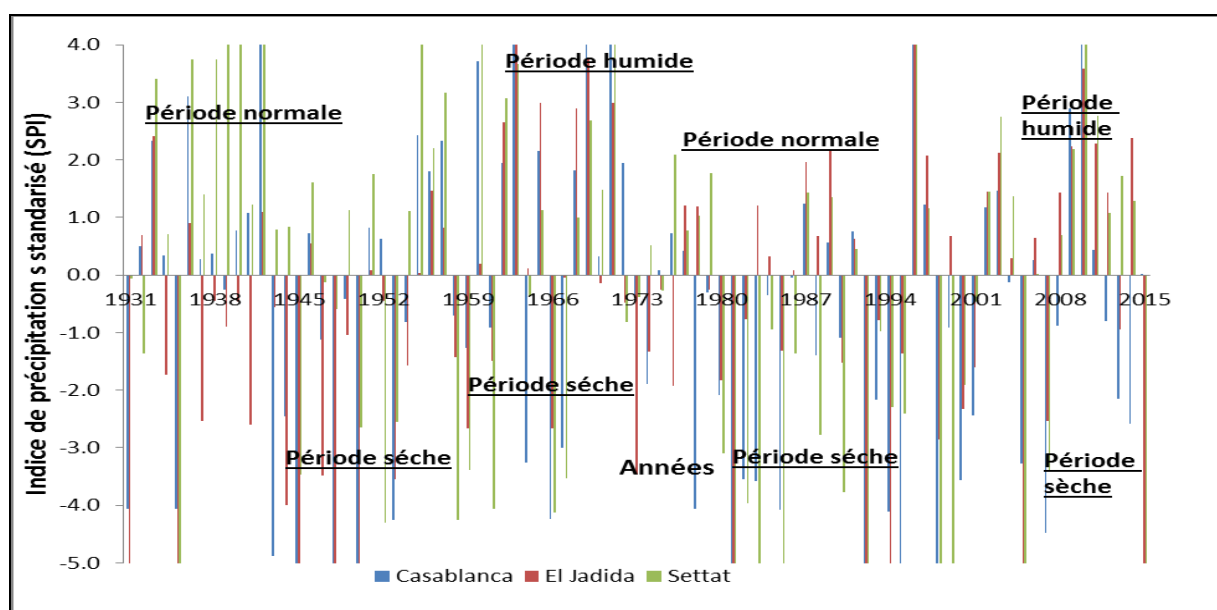


Figure 2. Indice de précipitation standardisé des trois stations climatiques (1931-2015)

2.2. Variation de la piézométrie

2.2.1 Evolution interannuelle de la piézométrie

Dans cette partie, trois situations piézométriques relatives aux trois périodes sont examinées : mars 1971 (Bentayeb, 1971), avril 2009 et mai 2011 (Najib, 2014) (figure 3). Ceci est dans le but de faire ressortir l'évolution spatio-temporelle de la piézométrie de la nappe étudiée jusqu'à 2011. La piézométrie de 1971 représente un état naturel de la nappe est considérée comme un état de référence. Cette carte a permis d'identifier le sens de l'écoulement naturel des eaux souterraines, qui se fait du sud-est vers le nord-ouest en direction de la mer, avec un drainage de la nappe par la rivière Oum Er-Rbia au sud-ouest.

Durant la période de sécheresse 1980-1985 (figure 2), l'aquifère a connu une pression agricole très importante et par conséquent une installation de nouveaux puits et l'augmentation du volume des pompages. Cette situation peut expliquer la baisse du niveau piézométrique observée surtout dans la zone côtière. En avril 2009 et ce malgré la recharge importante de la nappe par les pluies ; une nouvelle avancée du biseau est due essentiellement à la sollicitation continue de l'aquifère et l'irrégularité des précipitations. La piézométrie du mois de mai 2011 souligne une régression de l'izopieze zéro vers la mer ceux-ci est liée probablement aux précipitations importantes enregistrées en 2010 (figure 3), dans la zone nord-est la nappe reste stable avec des lignes de courant parallèles à l'océan.

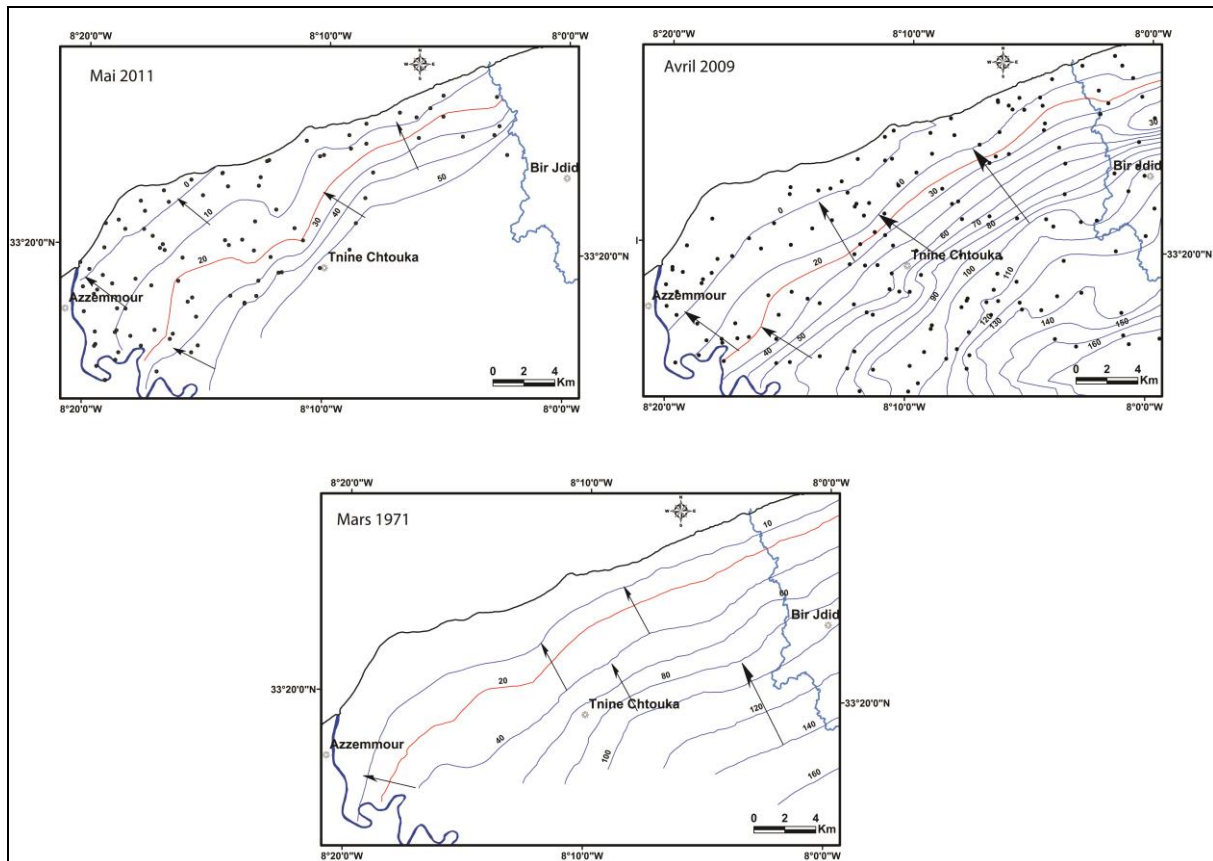


Figure 3. Evolution spatio-temporelle de la piézométrie en 1971, 2009 et 2011

2.2.2 Chronique piézométrique en fonction de la pluviométrie

Une série de huit piézomètres disposent de longues périodes d'observation représentant les trois formations aquifères, dans cette partie le piézomètre 1358/19, qui contrôle la nappe cénomaniennne a été étudié. L'enregistrement de la profondeur des eaux dans ce piézomètre (figure 4) montre une alternance de baisses et remontées importantes de la nappe, le rabattement le plus important est de 6 m, il a été enregistré depuis les années 1968 jusqu'à 1982, cette période est caractérisée par le début de la surexploitation de la nappe. Après, une remontée du niveau de la nappe a été remarquée, qui est liée principalement à la forte pluie de l'année 1996 (991,6 mm cumul annuel et 313,8 mm enregistrés en janvier). Une tendance vers la diminution a été enregistrée suivie par une stabilité de la profondeur d'eau jusqu'à 2008. La nappe dans la frange côtière ne montre pas de fluctuations importantes qui peuvent être liée aux précipitations à cause de l'avancement du biseau salé qui atteint une distance de 3 km à l'intérieur des terres (Najib et al., 2017). Par contre les fluctuations observées dans les

piézomètres qui se localisent vers l'intérieur de la zone sont principalement liés à l'évolution de la pluviométrie (Najib et al., 2017).

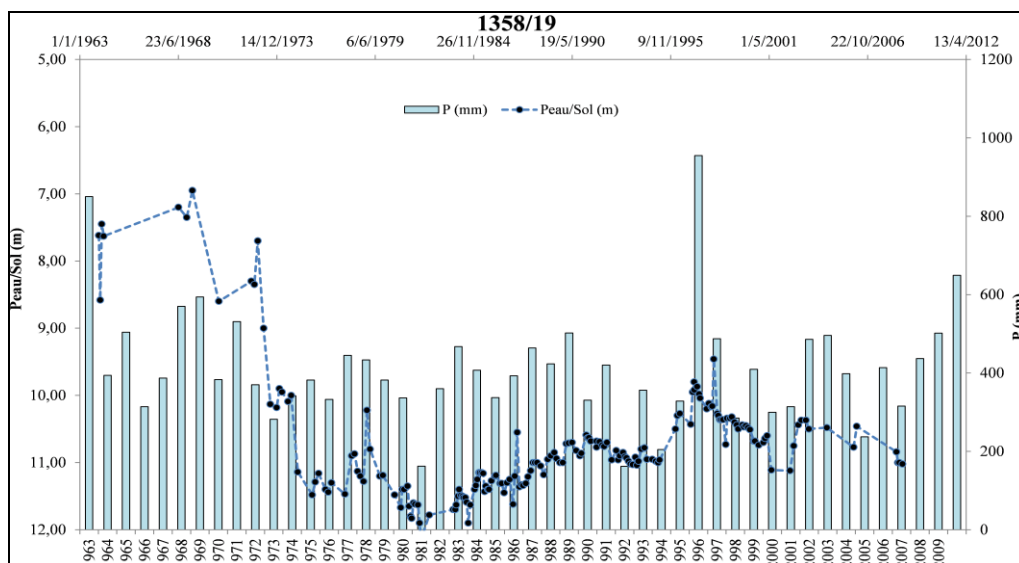


Figure 4. Fluctuation de la nappe cénomaniennne, piézomètre 1358/19 en fonction de la pluie

2.2.3 Composition chimique de la nappe

La qualité des eaux souterraines dépendante des propriétés physiques, chimiques et biologiques des aquifères est notamment contrôlée par les fluctuations climatiques (Les Landes, 2014). Les aquifères peu profonds, sont plus sensibles aux variations climatiques, se produisant sur des petites échelles de temps (Kundzewicz et Döll, 2009). L'aquifère côtier libre de la Chaouia en constitue un exemple. En effet, la salinisation des eaux, notamment par l'intrusion marine, est l'une des principales causes de dégradation de la qualité des eaux dans cette zone (Najib et al, 2017). La forte minéralisation des eaux souterraines par TDS et conductivité électrique (figure 5) observée dans la zone côtière suggère l'effet de mélange des eaux douces-eaux marines. Les calcaires marneux qui forment l'aquifère dans la zone sont perméables et facilitent l'intrusion marine vers la nappe.

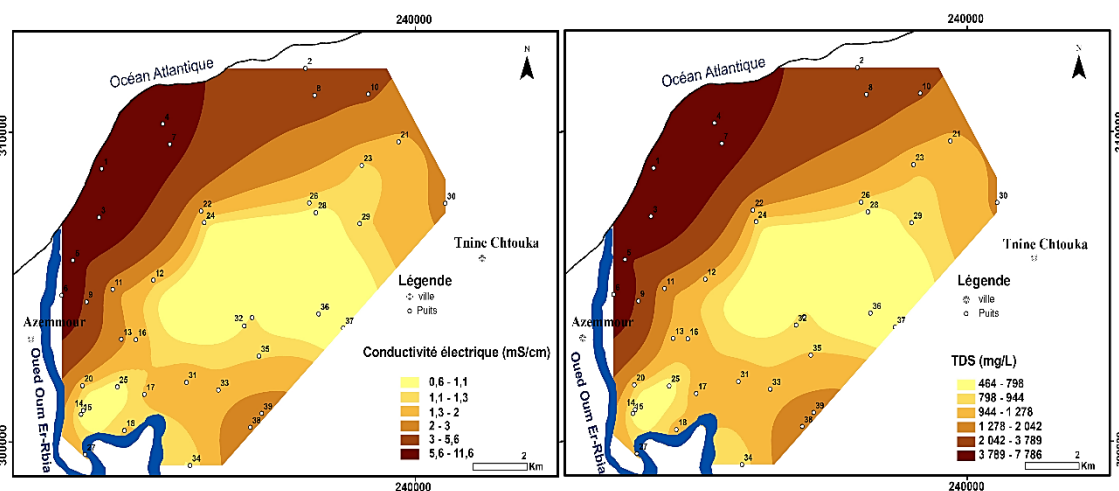


Figure 5. Distribution spatiale de la conductivité et Total des sels dissous (TDS) dans la Chaouia côtière en mai 2011 (Najib et al, 2016)

La composition chimique de la nappe est due à la fois à la nature géologique des formations aquifères et à l'avancé du biseau salé vers l'intérieur des terres. Une étude menée dans la zone (Najib, 2014) a montré que la variation journalière de la marée a un effet direct

sur la hauteur des eaux. En marée haute, la hauteur des eaux augmente et par la suite, la conductivité électrique des eaux augmente elle aussi, ce qui change la composition chimique des eaux ; sans oublier que les niveaux de la mer sont susceptibles d'être également affectés par le déferlement de grandes vagues extrêmes et des tempêtes.

Conclusion

Le niveau des nappes de la Chaouia côtière varie naturellement chaque année en fonction des apports pluviométriques. Cette variation s'inscrit également dans des cycles d'années humides et sèches. L'établissement des cartes piézométriques relatives aux périodes d'avril 2009 et de mai 2011 par la méthode géostatistique a pu mettre en évidence un recul de l'isopièze zéro signalé en 2011. Cette régression est due essentiellement à une recharge importante de la nappe par des pluies abondantes en 2010. L'évolution spatio-temporelle de la piézométrie, étudiée depuis 1971, montre une intense exploitation de la nappe. Les chroniques piézométriques enregistrées dans les formations aquifères indiquent que la recharge de la nappe est liée principalement à la pluviométrie, à l'exception des piézomètres qui se localisent dans la frange côtière où le niveau d'eau ne semble pas être influencé par la variation de la pluviométrie. La qualité des eaux souterraines est liée principalement à la surexploitation par pompage suite à la succession des années sèches et au mélange des eaux douces-eaux marines par l'avancée du biseau salé.

Bibliographie

- Amraoui, F., 1988 : *Apport de l'analyse hydrogéologique comparative, exemple des nappes côtières de Témara et de la Chaouia (Ouest Marocain)*. USTL Montpellier, France. Thèse de 3ème cycle.
- Bentayeb, A., 1972. *Etude hydrogéologique de la Chaouia Côtière avec essais de simulation mathématique en régime permanent, Maroc*. Université de Montpellier, France. Thèse de 3ème cycle, 151 pp.
- Kundzewicz Z.W., Döll P., 2009. Will groundwater ease freshwater stress under climate change ? *Hydrological Sciences Journal*, 54, 665-675
- Les Landes A., 2014. *Impact des variations climatiques sur les ressources hydrogéologiques*. Université Rennes 1. France. Thèse PhD, 230p.
- Marjoua A., 1995. *Approche géochimique et modélisation hydrodynamique de l'aquifère de la Chaouia Côtière ; Origine de la salinisation des eaux*, Université PM Curie, ParisVI, France. Thèse de 3ème cycle, 179 pp.
- McKee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, J. (1993) The relationship of drought frequency and duration at time scales. Eighth Conference on Applied Climatology, *American Meteorological Society*, Jan 17-23, Anaheim CA, 179-186.
- Moustadraf, J., Razack, M., Sinan, M., 2008. Evaluation of the impacts of climate changes on the coastal Chaouia aquifer, Morocco, using numerical modeling. *Hydrogeology Journal*, 16, 1411–1426.
- Najib S., Fadili A., Mehdi K., Riss J., Makan A., 2017. Contribution of hydrochemical and geoelectrical approaches to investigate salinization process and seawater intrusion in the coastal aquifers of Chaouia, Morocco. *Journal of contaminant hydrology*, 198: 24-36
- Najib S., Mehdi K., Riss J., Fadili A., Pulido-Bosch A., Guessir H., 2016. Salinisation de l'aquifère libre de la Chaouia côtière (azemmour-Tnine Chtouka), Maroc. *Hydrological Sciences Journal*, DOI : 10.1080/02626667.2016.1162906
- Najib, S., 2014. *Etude de l'évolution de la salinisation de l'aquifère de la Chaouia côtière (Azemmour-Bir Jdid, Maroc) : climatologie, hydrogéologie, hydrochimie et tomographie électrique*. Université Chouaïb Doukkali, Maroc. Thèse PhD, 270 pp.
- Sebbar A., Fougrach H., Hsaine M. et Badri W., 2012 : Étude des variations climatiques de la région centre du Maroc. *Actes du XXV^e colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Grenoble, 709-714.

RÉGIME DES VARIABLES CLIMATIQUES POUR LES HIVERS AVALANCHEUX DANS LES MONTS PARÂNG (CARPATES MÉRIDIIONALES, ROUMANIE)

POP O.^{1*}, HOLOBĂCĂ I.-H.¹, MESEAN F.¹, GAVRILA I.-G.¹, TUDOSE T.¹, BURADA C.²

¹ Laboratoire de Dendrochronologie, Faculté de Géographie, Université Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, Roumanie

² Centre Météorologique Régional Olténie, Roumanie

*auteur correspondant : olimpiu.pop@ubbcluj.ro

Résumé : Dans notre étude, nous avons mis en relation les données dendrochronologiques avec 50 variables climatiques mensuelles (1961 - 2015) en utilisant la régression multiple. Le couloir d'avalanches investigué est situé dans la partie ouest des Monts Parâng (Carpates Méridionales, Roumanie), à proximité de la station météorologique Parângul Mic. A partir de l'analyse de régression, nous avons identifié trois scénarios climatiques qui favorisent l'occurrence des avalanches majeures : températures nocturnes élevées pendant le mois de mars, les tempêtes de neige pendant le mois de décembre ou les quantités importantes de précipitations pendant le mois d'avril.

Mots-Clés : dendrochronologie ; avalanches de neige ; variables climatiques ; régression multiple ; scénario météo.

Abstract: *Regime of climatic variables for the major snow avalanche winters in Parâng Mountains (Southern Carpathians, Romania).* In our study, we linked dendrochronological data with 50 monthly climatic variables (1961 - 2015) using multiple regression. The avalanche pathway investigated is located in the western part of Parâng Mountains (Southern Carpathians, Romania), near the Parângul Mic weather station. From the regression analysis we have identified three different climatic scenarios that could explain the occurrence of major avalanches: high night temperatures during the month of March, snowstorms during the month of December or significant amounts of precipitation during the month of April.

Keywords: dendrochronology; snow avalanches; climatic variables; multiple regression; weather scenario.

Introduction

Les avalanches de neige représentent un aléa majeur dans les régions de haute montagne en Roumanie. La chaîne des Carpates Méridionales inclut les régions de haute montagne les plus vastes des Carpates Roumaines qui sont touchées fréquemment par ce phénomène. En l'absence d'un inventaire systématique de l'activité des avalanches de neige, les études dendrochronologiques offrent la possibilité de reconstituer indirectement cette activité avalancheuse avec une précision annuelle. En même temps, dans le cas des hivers à activité avalancheuse extrême, les conditions météorologiques responsables de l'activité avalancheuse ne sont pas analysées, ce qui rend impossible les prévisions concernant la manifestation de cet aléa.

Dans les diverses régions montagneuses à activité avalancheuse, peu d'études ont été réalisées afin de définir les conditions d'occurrence des avalanches de neige à partir d'analyses dendrochronologiques combinées avec l'analyse des paramètres climatiques. Ces approches se sont basées principalement sur des méthodes statistiques, comme par exemple la régression logistique (Jomelli et al., 2007, Castebrunet et al., 2012), les arbres de décision *classification trees* (Hendrikx et al., 2014 ; Martin and Germain, 2016), le plus proche voisin *nearest neighbors* (Singh et al., 2015) et la prévision d'ensemble (Vernay et al., 2015).

Dans cette étude, nous nous proposons d'identifier les paramètres climatiques reliés à l'occurrence des événements majeurs avalanches de neige. Notre étude qui vise à relier les données dendrochronologiques avec les paramètres climatiques des hivers avalancheux représente la première approche de ce type appliquée dans les Carpates Roumaines.

La zone d'étude est située dans la partie ouest des Monts Parâng (Carpatés Méridionales). Elle a été choisie en raison de la présence à proximité de la station météorologique Parângul Mic d'un couloir d'avalanche dont l'occurrence des avalanches de neige a été reconstituée par des méthodes dendrochronologiques (**Fig. 1**).

1. Données et méthodes

L'analyse dendrochronologique utilisée pour reconstituer les événements avalanches de neige dans le couloir étudié (Scărița, **Fig. 1**) a été largement présentée dans une étude précédente (Meseșan et al., 2018), nous en reprenons ici seulement quelques éléments essentiels. Pour la reconstitution dendrochronologique des événements avalanche de neige majeurs à l'intérieur du couloir d'avalanche étudié, 116 épicéas (*Picea abies* (L.) Karst) localisés près de la limite supérieure de la forêt (ici à environ 1600 m d'altitude) et fortement perturbés par l'activité avalancheuse ont été analysés. Le prélèvement des échantillons (carottes ou rondelles) a été effectué par carottage à l'aide de la tarière Pressler et de la scie à chaîne.

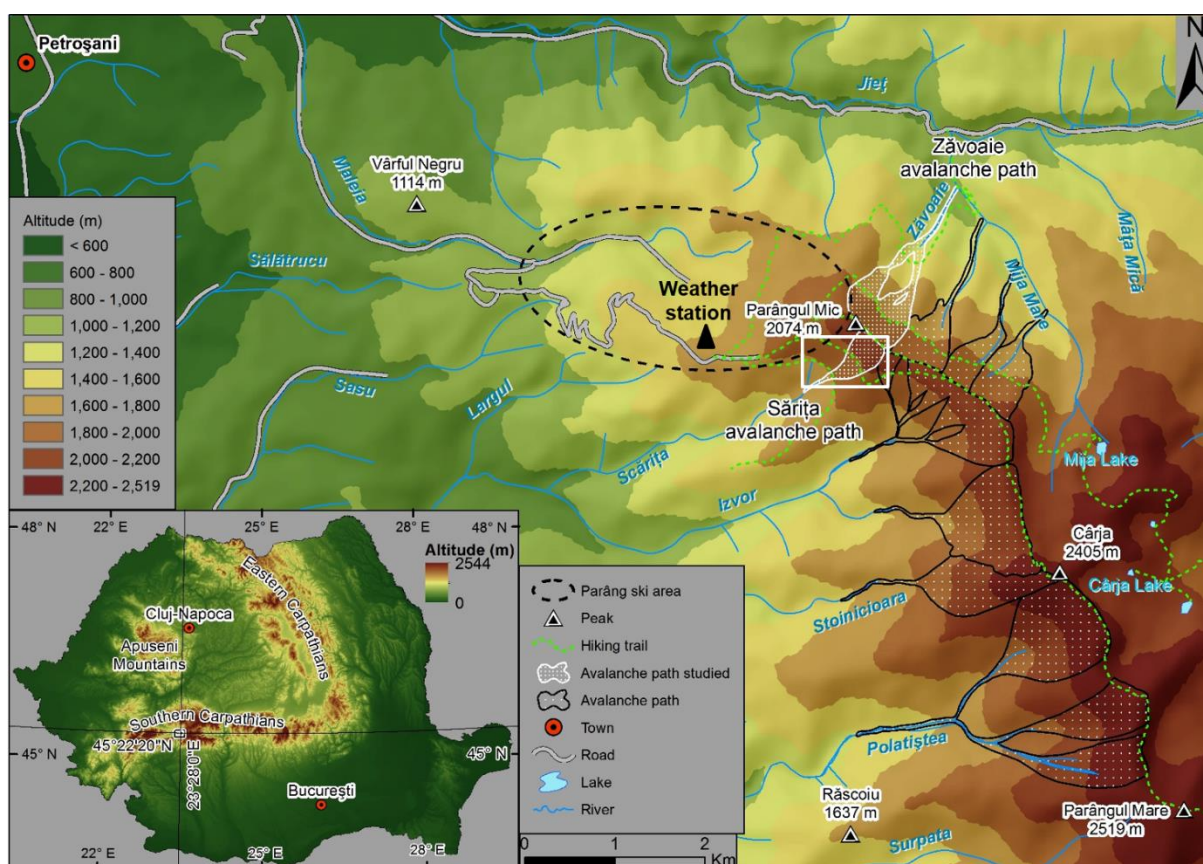


Figure 1. Localisation du couloir d'avalanche Scărița (le rectangle blanc) et de la Station météorologique Parâng.

Après avoir effectué le comptage des cernes, l'identification des anomalies de croissance et la détermination des années-événement, un indice de l'activité avalancheuse (*Avalanche Activity Index, AAI*, Shroder, 1978) a été calculé pour chaque année-événement reconstituée. Cet indice de l'activité avalancheuse (AAI) a été calculé pour chaque année-événement déterminée, prenant en compte le nombre d'arbres perturbés avec des réponses anatomiques liées à l'activité des avalanches de neige dans une année particulière et le nombre d'arbres vivants dans cette année, selon la formule suivante :

$$AAI = (\sum_{in=1} R_t / \sum_{in=1} A_t) \times 100\%$$

(Shroder, 1978)

(**R**) - nombre d'arbres montrant des anomalies de croissance dans le cerne d'une année

(**t**) – l'année-événement ;

(**A**) - nombre total des arbres vivant dans l'année (t).

Des critères comme le seuil de l'AAI \geq de 10% et la présence des réactions la même année dans au moins 3 arbres ont été utilisés afin de définir une année-événement distincte. Ce seuil d'au minimum 10% pour l'AAI est considéré représentatif pour reconstituer les événements utilisant un nombre optimum (une centaine) d'arbres échantillonnés dans un couloir analysé (Dubé et al., 2004 ; Reardon et al., 2008). Le graphique de la **Fig. 2** indique les années-événements ainsi reconstituées.

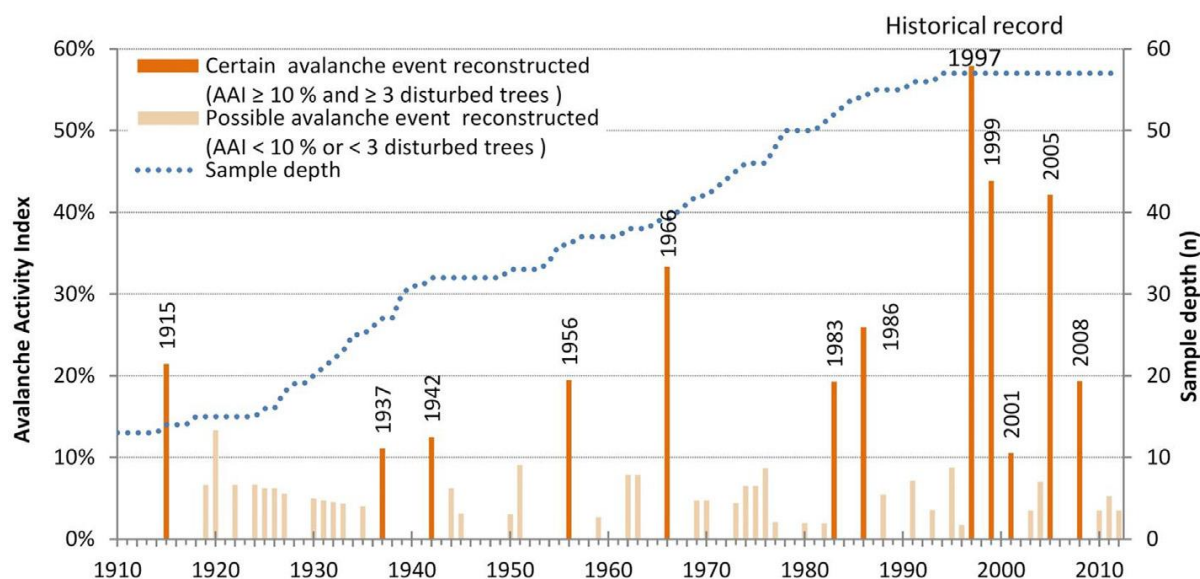


Figure 2. Occurrence des avalanches de neige (années-événements) reconstituées à l'aide de l'analyse dendrochronologique dans le couloir d'avalanche Scărița.

L'indice de l'activité avalancheuse (AAI) a été mis en relation avec 50 variables climatiques mensuelles (1961 - 2015) en utilisant la régression multiple. Ces variables climatiques ont été choisies de manière empirique sur la base des paramètres météorologiques enregistrés à la station Parâng. La régression multiple nous permet également de déterminer l'ajustement global (la variance expliquée) du modèle et la contribution relative de chacun des prédicteurs à la variance totale expliquée. Pour le calcul des paramètres de la régression par la méthode *stepwise*, nous avons utilisé le logiciel SPSS. Afin de garder les variables climatiques avec une contribution importante dans la variance totale, un niveau de confiance de 95 % a été pris en considération.

Les paramètres climatiques analysés sont la température, les précipitations, le vent et la couche de neige. Pour chaque paramètre nous avons pris en compte plusieurs variables (**Tableau 1**). Les variables couvrent la variabilité moyenne et les extrêmes pendant la période avec présence de la couche de neige au sol (Novembre – Avril).

Tableau 1. Les variables climatiques mensuelles utilisées comme prédicteurs dans l'analyse de régression.

Température de l'air			
Tmed	Tmin	Tmax	N_Tmin<1STD
N_Tmin<2STD	N_Tmed>1STD	N_Tmed>2STD	N_Tmax>1STD
N_Tmax>2STD	N_tmed>0° C	N_tmed>0° C_CN>5 cm	
Vent			
Vmed	Vmax	N_Vmed>1STD	
Précipitations			
RR	N_RR>1STD	N_RR>2STD	RRrmed_CN
RRmax24h	RRmax72h		
Couche de neige			
Nmax24h	Nmax72h	EN_I	UP_10cm_24h
UP_10_15cm_24h	UP_15_20cm_24h	UP_20_25cm_24h	UP_>25cm_24h
UP_25cm_72h	UP_25_50cm_72h	UP_>50cm_72h	N_UP_CN
N_UP_CN_>1STD	N_UP_CN>UP_med_	N_CN<10cm	N_CN10_20cm
N_CN20_30cm	N_CN30_40cm	N_CN40_50cm	N_CN50_60cm
N_CN>60cm			

Légende : T – température ; V - vitesse du vent ; RR – précipitations ; CN – couche de neige ; min – minimum ; EN – épaisseur couche ; max – maximum ; N - nombre de jours ; UP – croissance ; STD – déviation standard.

2. Résultats et Discussion

L'analyse de régression (*stepwise*), qui explique plus de 60 % de la variabilité totale ($R^2 = 0,638$), a retenu six variables climatiques ayant un impact important dans la genèse des événements majeurs d'avalanche de neige.

Les variables retenues par la régression (**Tableau 2**) ont permis l'identification des scénarios de l'occurrence des avalanches majeures. On remarque qu'une seule variable caractérise le début de la période avec la couche de neige (décembre), tandis que toutes les autres variables sont spécifiques pour la fin de la saison froide (avril - mars).

Tableau 2. Les coefficients de la régression pour les 6 variables les plus significatives

Variable	Coefficients non-standardisé		Coefficients standardisés beta
	B	Erreur standard	
Intercept	-0,475	0,098	
N_RR>1STD Décembre	0,074	0,014	0,481
Tmin Mars	-0,018	0,004	-0,456
N_Tmed>2STD Mars	0,036	0,010	0,316
Nmax24h Avril	-0,008	0,002	-0,442
RRmax72h Avril	0,004	0,001	0,339
N_RR>2STD Avril	-0,064	0,028	-0,213

Les coefficients standardisés beta nous ont aidé à hiérarchiser l'influence de chaque variable dans la variation totale. Le nombre de jours avec les quantités de précipitations plus grandes

que la valeur de la moyenne + une déviation standard pendant le mois de décembre a le plus grand coefficient (0,481). Les tempêtes de neige pendant le mois de décembre permettent l'accumulation et la redistribution de la neige et jouent un rôle important dans la genèse des avalanches majeures.

Pour le mois de mars, c'est la température qui est importante. Le coefficient négatif de régression dans le cas de la température minimale indique que les températures nocturnes élevées favorisent la déstabilisation de la couche de neige et les grandes avalanches de neige humide. Le choc thermique diurne pendant le mois de mars (le nombre de jours avec les températures plus grandes que la valeur de la moyenne + deux déviations standard) favoriseraient aussi la déstabilisation de la couche de neige.

Les variables qui caractérisent les précipitations et l'épaisseur de la couche de neige ont été retenues pour le mois d'avril. Le coefficient est négatif pour l'épaisseur maximale de la couche de neige en 24 h. Une couche épaisse à la fin de la période d'enneigement est plus difficile à déstabiliser qu'une couche mince.

Les précipitations maximales en 72 h ont une corrélation directe avec l'indicateur de l'intensité des avalanches. Les précipitations de longue durée sont donc un facteur favorable à la genèse des avalanches de printemps dans la zone étudiée.

Des résultats similaires ont été obtenus au Canada dans la Gaspésie septentrionale, où les avalanches majeures ont été reliées aux grosses tempêtes de neige (Héту, 2007). Dans la même région, en utilisant les méthodes dendrochronologiques, ce sont les précipitations neigeuses largement supérieures à la moyenne qui ont été trouvées responsables du déclenchement des avalanches majeures (Dubé et al., 2004).

Conclusion

La méthode dendrochronologique nous a permis de reconstituer les avalanches majeures qui se sont produites dans le couloir d'avalanche analysé. La régression multiple peut être employée avec de bons résultats pour mettre en relation l'intensité annuelle des avalanches et les paramètres climatiques. La méthode *stepwise* nous a aidé à identifier les variables climatiques qui sont favorables à la genèse des avalanches. Les résultats de la régression ont indiqué trois scénarios qui peuvent être utilisés pour l'activité de prévision et d'alerte. L'alerte précoce est très importante pour la région étudiée, en raison de la présence tout près du couloir d'un domaine skiable qui attire les touristes principalement en hiver.

Remerciements

Cette étude représente une contribution pour le projet conjoint de recherche « Zonage des aléas géomorphologiques dans les espaces touristiques du Parâng (Roumanie) et du Pirin (Bulgarie) - ZONAGEOTOUR » financé par l'Agence Universitaire de la francophonie (AUF) et Fonds de Recherche Scientifique de Bulgarie.

Bibliographie

Castebrunet H., Eckert N., Giraud G., 2012. Snow and weather climatic control on snow avalanche occurrence fluctuations over 50 yr in the French Alps. *Climate of the Past*, **8**, 855-875.

Dubé S., Filion L., Héту B., 2004. Tree-ring reconstruction of high-magnitude snow avalanches in the Northern Gaspé Peninsula, Québec. *Antarctic, Arctic and Alpine Research*, **36**(4), 541-550.

Hendrikx J., Murphy M., Onslow T., 2014. Classification trees as a tool for operational avalanche forecasting on the Seward Highway, Alaska. *Cold Regions Science and Technology*, **97**, 113-120.

Héту B., 2007. Les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches de neige dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada. *Géographie physique et Quaternaire*, **61**(2-3), 81-96.

-
- Jomelli V., Delval C., Grancher D., Escande S., Brunstein D., Hetu B., Filion L., Pech P., 2007. Probabilistic analysis of recent snow avalanche activity and weather in the French Alps. *Cold Regions Science and Technology*, **47**(1-2), 180–192.
- Martin J.P., Germain D., 2016. Dendrogeomorphic reconstruction of snow avalanche regime and triggering weather conditions: a classification tree model approach. *Progress in Physical Geography*, **40**(4), 527–548.
- Meseşan F., Man T.C., Pop O.T., Gavrilă I.G., 2018. Reconstructing snow avalanche extent using remote sensing and dendrogeomorphology in Parâng Mountains. *Cold Regions Science and Technology* (in press).
- Reardon B.A., Pederson G.T., Caruso C.J., Fagre D.B., 2008. Spatial reconstructions and comparisons of historic snow avalanche frequency and extent using tree rings in Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, **40**, 148–160.
- Singh A., Damir B., Deep K., Ganju A., 2015. Calibration of nearest neighbours for avalanche forecasting. *Cold Regions Science and Technology*, **109**, 33–42.
- Vernay M., Lafaysse M., Mérindol L., Giraud G., Morin S., 2015. Ensemble forecasting of snowpack conditions and avalanche hazard. *Cold Regions Science and Technology*, **120**, 251–262.
- Shroder J.F., 1978. Dendrogeomorphological analysis of mass-movement, table Cliff Plateau, Utah. *Quaternary Research*, **9**, 168-185.

CIRCULATION(S) ATMOSPHERIQUE(S) ET EVENEMENTS PLUVIOMETRIQUES EXCEPTIONNELS A BEYROUTH : ETUDES DE CAS.

TRABOULSI M.^{1,2} et EL MELKI T.³

1 Université Libanaise, Faculté des Lettres, Corniche Mazraa, Beyrouth Liban

2 Archéorient UMR 5133. Maison de l'Orient et de la Méditerranée CNRS-Université Lyon 2. 7, rue Raulin, 69007 Lyon. traboulsim@yahoo.fr

3 Faculté des Lettres, des Arts et des humanités-Université de La Manouba- Tunisie, LR : Géomatique et Géosystèmes, lmkitfik@gmail.com

Résumé : Ce travail propose l'étude des évènements pluviométriques exceptionnels à Beyrouth-AIB durant la période 1970-71/2015-16. Les données utilisées sont les précipitations quotidiennes de cette station. Les périodes de retour de ces évènements sont mis en évidence par la loi de Gumbel ainsi que la classification hiérarchique ascendante. Les conditions atmosphériques associées à ces évènements sont étudiées par régression multiple ascendante pas à pas en utilisant les données pluviométriques (variables dépendantes) et les données des réanalyses (30 variables indépendantes). Malgré la ressemblance des situations au niveau 500 hPa (flux de nord direct ou nord-ouest), les totaux pluviométriques sont très contrastés. L'interprétation est recherchée dans les propriétés hygrométriques, thermiques et thermodynamique des masses d'air en place lors de ces évènements.

Mots clés : Beyrouth-AIB, évènements pluviométriques exceptionnels, circulation atmosphérique, réanalyse NCEP/NCAR, régression multiple ascendante.

Abstract: This work aims to study the exceptional rainfall events at Beirut-AIB during the period 1970-71 / 2015-16. The data used are the daily precipitation of this station. The return periods of these events are highlighted by the Gumbel law as well as the ascending hierarchical classification. The atmospheric conditions associated with these events are studied by stepwise multiple regression using rainfall data (dependent variables) and reanalysis data (30 independent variables). Despite the similarity of the situations at the level of 500 hPa (direct or north-west flow), the rainfall amounts are very different. An explanation for these differences is investigated in the hygrometric state and the thermal and thermodynamic properties of the air mass in question.

Keywords: Beirut-AIB, exceptional rainfall events, atmospheric circulation, NCEP / NCAR reanalysis, multiple ascending regression.

Introduction

Le littoral libanais (figure 1), jouit d'un climat franchement méditerranéen à deux saisons. La saison pluvieuse va d'octobre à mai. Le trimestre hivernal reçoit de 60 à 70 % des précipitations annuelles (Blanchet, 1965, 1976 ; Blanchet *et al*, 1993 ; Traboulsi, 2004) et le reste (30% à 40%) caractérise les saisons intermédiaires (octobre-novembre et mars-mai). Les épisodes pluvieux durent en général de 2 à 10 jours et sont, souvent, déterminés par des advections d'air septentrional froid. Ils sont séparés par des périodes sèches plus ou moins longues induites par des situations anticycloniques stables favorisant la surchauffe du substrat (Méditerranée et continent) et donnant lieu à des gradients thermiques verticaux (substrat-atmosphère) très forts en cas d'advections d'air froid. Ainsi, la saison pluvieuse connaît souvent des pluies orageuses avec des abats très intenses particulièrement en automne vu le contraste thermique entre le substrat chaud et les masses d'air froid (gouttes froides, flux de secteur nord directs ou indirects) qui le surplombent (Traboulsi, 2004).

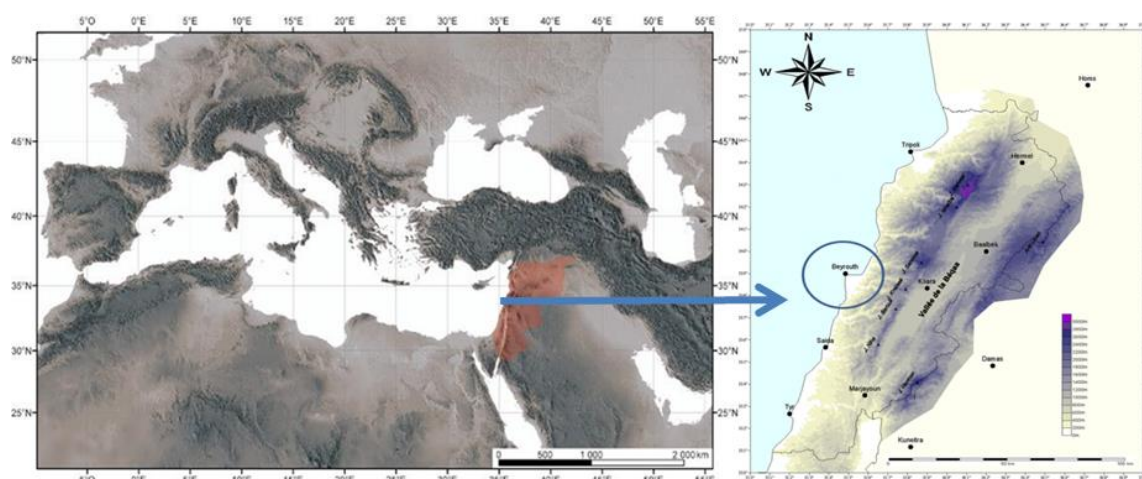


Figure 1. Zone d'étude

Dans ce contexte aérologique, la ville de Beyrouth (où l'urbanisation se densifie aussi bien verticalement qu'horizontalement et qui abrite le dixième de la population du pays environ [389 661 habitants d'après les données de l'Administration Centrale de la Statistique : CAS, 2007] avec des densités de l'ordre de 20 000 habitants au kilomètre carré (Adjizian-Gérard et al., 2013)) subit des dégâts matériels importants suite à ces phénomènes extrêmes. Ces derniers méritent bien une étude scientifique approfondie (périodes de retour et facteurs de genèses) pour un futur aménagement urbain rationnel de ladite ville.

1. Problématique et objectif

Les climatologues-géographes se réfèrent généralement/traditionnellement aux situations atmosphériques de surface et celle de la surface 500 hPa pour interpréter des évènements pluviométriques intenses/exceptionnels. Cette démarche qui se défend tant bien que mal est cependant insuffisante (El Melki, 2014). Les faits (tableau 1) observés en témoignent : des précipitations de quantités très contrastées sont associées à des circulations plus ou moins apparentées : un premier exemple : 133.1 mm (26/11/2004) et 72.8 mm (16/11/2014) sont associés à des situations de retour en surface; et un second exemple : 138.9 mm (07/01/2013) et 77.8 mm (23/11/1992) sont associés à des flux de secteur nord déviés vers l'ouest (N-w) (figure 2). Ce sont donc, toutes les propriétés hygrométriques, thermiques et thermodynamiques de la troposphère d'un lieu données qu'il faut considérer. Ces propriétés ne sont données que par des radiosondages atmosphériques. La station de Beyrouth AIB n'en est pas dotée. Les données des réanalyses (NCEP/NCAR), bien que ne possédant pas toute la précision et les qualités d'un radiosondage permettent une étude fine de ces propriétés et d'interpréter ces phénomènes extrêmes. L'étude proposée en donne un exemple.

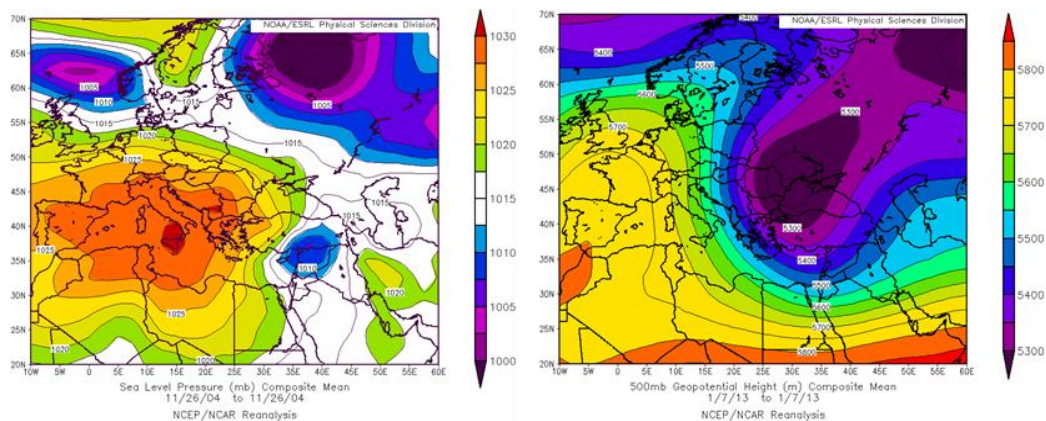


Figure 2 : Exemple de situation de retour de surface (à gauche) et de flux de Nord dévié vers l’ouest : N-w (à droite).

Tabelau 1 : Flux associés aux évènements pluviométriques supérieurs ou égales à 70 mm (niveaux compris entre la surface et le niveau 100 hPa) (d’après les réanalyses NCEP/NCAR).

Jours	Pmm	Flux de Surface	1000 Flux	925 Flux	850 Flux	700 Flux	600 Flux	500 Flux	400 Flux	300 Flux	250 Flux	200 Flux	150 Flux	100 Flux
17/10/77	84.5	NE_w	NE_w	NE_w	NE_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_sw
03/01/81	78.7	Retour	NW	NW_w	NW_w	NW_w	NW_w	NW_w	NW_w	NW_w	NW_w	NW_w	NW_w	NW_w
07/12/87	83.3	SW	SW	SSW	W	W_NW	W_NW	W_NW	W_NW	W_NW	W_NW	W_NW	W_NW	W_NW
18/11/88	105.3	Retour	Ind	Ind	NW_w	NW_sw	NW_sw	NW_sw	NW_sw	NW_sw	NW_sw	NW_sw	NW_sw	NW_sw
23/11/92	77.8	Retour	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	NW
18/12/03	69.85	N	N	N	N	N_w	NW_w	NW_w	N_w	N_w	N_w	NW_w	NW_w	NW_w
26/11/04	133.1	Retour	Retour	Retour	Retour	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	NW	NW
30/10/05	76.96	Retour	Ind	Retour	Retour	Retour	Ind	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w
15/10/06	78	NE_w	NE_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	NW	NW	NW	NW	NW
25/11/09	89	Ind	Ind	Ind	Ind	Ind	Ind	NW_w	NW_w	NW_w	NW_w	NW_w	NW_w	WNW
20/01/10	72.5	N_w	N_w	N_w	NW_sw	NW_sw	NW_sw	NW_sw	NW_sw	NW_sw	NW_sw	NW_sw	NW_sw	WNW
13/12/10	73	W	W	W	W	NW	NW	NW	NW	NW	NW	NW	NW	NW
21/12/12	108	N_w	N_w	N_w	NW	NW	NW	NW	NW	NW	NW	NW	NW	NW
07/01/13	138.9	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	N_w	NW
16/11/14	72.8	Retour	Retour	Retour	Retour	W	W	W	W	W	W	W	W	W

N.B. Retour : dépression centrée sur la Méditerranée et le flux passe sur le Liban puis la Syrie et la Turquie et revient sur la Méditerranée et ainsi.

2. Données de base et méthodologie

Pour la réalisation de cette étude, deux types de données sont utilisées. En premier lieu, les données pluviométriques quotidiennes de la station de l’Aéroport International de Beyrouth (AIB) (33° 51’ 07’’N ; 35° 29’ 31’’E ; et 29 m d’altitude), durant la période 1970-71/2015-16. La loi de Gumbel est appliquée à ces données pour déterminer leurs périodes de retour (PR). Celles-ci sont utilisées pour classer ces évènements. Un évènement pluviométrique est qualifié de : « Normal » si $PR < 6$ ans, d’ « Anormal » si : $6 \text{ ans} < PR < 10$ ans, de « Très anormal » si :

10 ans < PR < 30 ans, d'« Exceptionnel » si : 30 ans < PR < 100 ans, et enfin de « Très exceptionnel » si : PR > 100 ans (Vandiepenbeeck, 1997 ; cité par Sene et Ozer, 2002). Deux événements très exceptionnels sont relevés durant la période étudiée : 133.1mm et 138.9 mm du 26/11/2004 et du 07/01/2013 respectivement (figure 3, tableau 1). De même, ces deux évènements sont mis en évidence aussi bien par la méthode de classification hiérarchique ascendante (distance euclidienne) que par la méthode des seuils (Belhedi, 1987). En raison du faible effectif de ces évènements (deux, uniquement) ne permettant aucune étude statistique solide nous avons choisi arbitrairement d'élargir l'étude à tous les évènements de la série ayant reçu plus de 70 mm/jour (tableau 1).

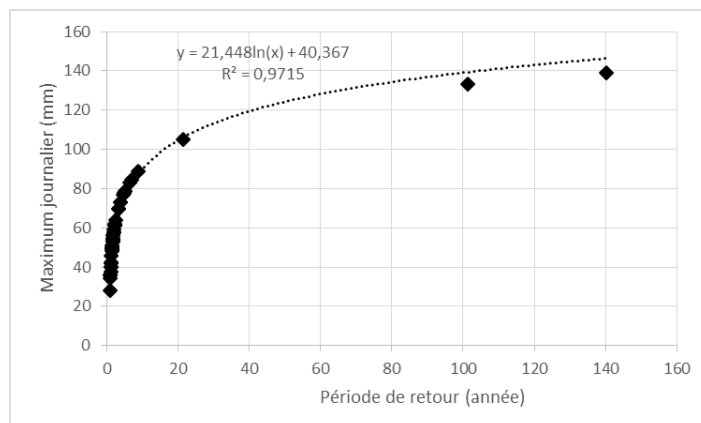


Figure 3. Période de retour des pluies journalières à Beyrouth-AIB (1970-71/2015-16).

En second lieu, 30 variables indépendantes (explicatives) ont été extraites des réanalyses NCEP/NCAR pour caractériser les propriétés atmosphériques associées aux évènements pluviométriques au niveau de la station de Beyrouth AIB. Il s'agit de : la pression atmosphérique à tous les niveaux standards disponibles, de la surface de la mer jusqu'au niveau 100 hPa (soit 13 variables), les températures, l'humidité spécifique, l'humidité relative, le vent zonal, le vent méridional pour les deux niveaux 850 et 500 hPa (soit 10 variables), les températures de surface de la Méditerranée (SST), l'eau précipitable, l'indice de soulèvement, l'épaisseur des couches « 1000-850 hPa » et « 1000-500 hPa », et enfin, les écarts thermiques entre les SST et les températures du niveau 850hPa et entre les niveaux 850 et 500 hPa (soit, 07 autre variables).

La méthode des régressions multiples ascendantes pas à pas est appliquée à toutes ces variables dépendantes (pluviométrie) et indépendantes (les 30 paramètres atmosphériques).

2. Résultats

Treize variables indépendantes sont retenues par la régression multiple. Un coefficient de corrélation multiple (R) égal à 1 et un coefficient de détermination (R^2) égal à 1, également, sont obtenus (Figure 4).

L'équation de régression multiple intégrant ces treize variables est la suivante:

Pmm Beyrouth AIB = 3160.2880813 + 0.015 (Alt._850 hPa) -0.17 (Vent méridional_850 hPa) + 0.116 (I.S.) -0.60 (SST°C-T°C_850 hPa) +0.204 (vent zonal_850 hPa) +1.51 (Hum. Spécifique_500 hPa) -0.57 (T°C_850 hPa -T°C_500 hPa) -1.2 (Alt._250 hPa) -2.1 (U%_500 hPa) -0.35 (Eau précipitable) -0.13 (hPa de Surface) -0.03 (Alt._300 hPa) +0.013 (Alt._600 hPa)

Avec :

Alt. = altitude géopotentielle du niveau standard de pression spécifié,

hPa : pression atmosphérique,

Vent méridional ou composante méridionale (il est positif s'il souffle du sud et négatif s'il souffle du nord). Il diffère du vent zonal.

Vent zonal, ou composante zonale du vent (il est positif s'il souffle de l'ouest et négatif s'il souffle de l'est (http://glossary.ametsoc.org/wiki/Meridional_wind (American meteorological society)).

I.S. : [Indice de soulèvement]= (LI= Lifted Index). C'est la différence (°C) entre la température de l'environnement au niveau 500 hPa (milieu de la troposphère) et celle d'un volume d'air soulevé adiabatiquement depuis la surface. C'est un indice de convection, utilisé pour vérifier la stabilité de la masse d'air en place. Il s'échelonne de 3 à -10°C. Il permet la prévision des orages, tornades ; averses, grêle...

SST°C : température de surface de la Méditerranée en degré Celsius,

Hum. Spécifique : quantité de vapeur d'eau (gramme) contenue dans un kg d'air (g/Kg),

T°C : température de l'air en degré Celsius,

U% : humidité relative de l'air,

Eau précipitable : c'est la quantité d'eau qui serait recueillie si toute la vapeur d'eau contenue dans une colonne d'air allant de la surface de la Terre jusqu'au «sommet» de l'atmosphère précipitait.

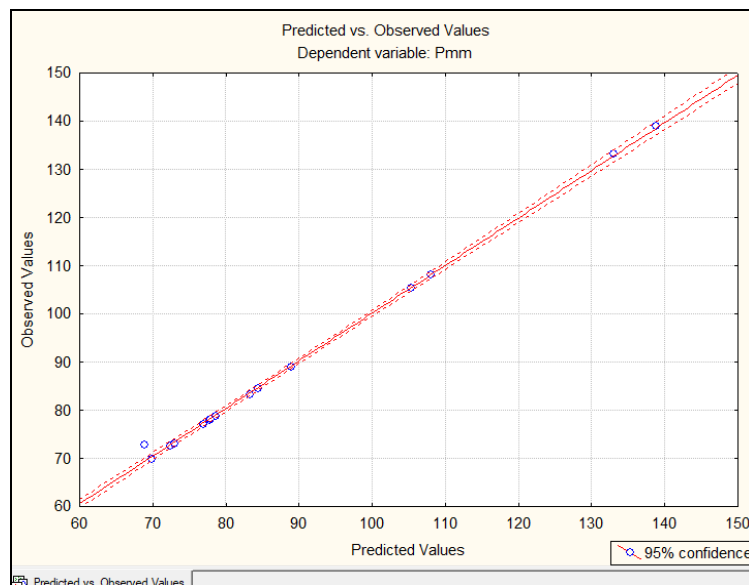


Figure 4. Droite de régression du modèle de régression multiple au seuil 95%.

Les 13 variables du modèle de régression multiple sont de 3 catégories, qui interagissent les unes avec les autres:

La première catégorie se rattache à l'**état hygrométrique** de la masse d'air en place (Hm. Spécifique_500hPa, U %_500hPa, Eau précipitable).

La deuxième catégorie se rattache aux **propriétés thermiques** de la masse d'air en place. Elle est composée de deux variables. La première, SST-T°C_850 hPa, mesure le gradient vertical de température (°C) entre la surface de la Méditerranée et le niveau 850 hPa. Alors que la deuxième, T°C_850 hPa-T°C_500 hPa, mesure le gradient vertical de température (°C) entre les

niveaux 850 et 500 hPa (au sein de la masse d'air elle-même). La seconde variable dépend souvent en grande partie de la première. La **thermoconvection** issue des basses couches de la masse d'air en place **influe sur les températures et l'humidité** des couches moyennes et hautes de la troposphère. La thermoconvection dépend de ces deux variables, c'est-à-dire, du gradient vertical de température. Ainsi, et même en l'absence des radiosondages, ces deux variables permettent d'apprécier le degré de **stabilité/instabilité verticale** de la masse d'air en place, ce qui présente l'une des principales **propriétés thermodynamiques** de celle-ci.

La dernière catégorie se rattache aux **propriétés thermodynamiques** proprement dites de la masse d'air en place : à savoir la pression en surface, les altitudes des niveaux standard de pression 850, 600, 300 et 200 hPa et du vent zonal et méridional du niveau 850 hPa.

Conclusion

L'étude des deux évènements pluviométriques très exceptionnels, identifiés à Beyrouth-AIB par les différentes méthodes citées, dont la loi de Gumbel, sont liés aux différents niveaux standards de pression, principalement, à des circulations de retour ou de N-w. L'étude des autres évènements associés cités dans cette étude montre que ces deux types de circulation ne présentent rien d'exceptionnel. Elles peuvent s'associer à des totaux pluviométriques quotidiens très contrastés, qui peuvent varier du simple au double, et d'avantage même. L'explication réside dans la nature des propriétés thermiques, hygrométriques et thermodynamiques de la masse d'air en place et dans l'environnement de la station en question. Le recours aux réanalyses NCEP/NCAR à été très fructueux. En l'absence des radiosondages, cette ressource a montré qu'il est possible de caractériser convenablement ces propriétés. L'élargissement de l'étude à d'autres évènements (≥ 50 mm, par exemple) permettrait de voir si le modèle permet une interpolation acceptable des totaux pluviométriques quotidiens de la station étudiée.

Bibliographie

Adjizian G. J., Zaarour R., Badaro-Saliba N., Traboulsi M., Gérard P. C., Bakhache C., Kehdy N., El Ess F. 2013. Beyrouth face à l'aridification du climat, *Sécheresse* 24, 214–223.

Belhedi A - 1987 : « La méthode des seuils ». *Revue Tunisienne de géographie*.

Blanchet G., 1965 : Le climat de Beyrouth. *Revue de Géographie de Lyon*, 40 : 131-158.

Blanchet G., 1976 : *Le temps au Liban, approche d'une climatologie synoptique*. Thèse de 3^e cycle, Lyon. T. 1 : 477 p. (texte et tabl.), T. II : (Atlas).

Blanchet G. et Traboulsi M., 1993 : Froid, pluie, neige et tempête au Proche-Orient durant l'hiver 1991-92. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie* 6 : 433-441.

El Melki T., 2014 : *Climatologie dynamique de la Tunisie*. Publication de la Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités, Université de la Manouba, 359 p (+ annexes). ISBN :978-9973-085-36-8.

Traboulsi Myriam, 2004 : *Les précipitations au Proche-Orient, variabilité spatio-temporelle et relations avec la dynamique de l'atmosphère (1960-61/1989-90)*. Atelier National de reproduction des thèses. Lille, 233 p. ISBN : 2-7295-6191-9.

http://glossary.ametsoc.org/wiki/Meridional_wind (American meteorological society).

http://glossary.ametsoc.org/wiki/Zonal_wind (American meteorological society).

SURCOTES MARINE A MONACO ET NICE : VARIABILITE CONTEMPORAINE ET FUTURE (1999-2100)

ULLMANN A. ¹, GUYARD L. ¹

¹ BIOGEOSCIENCES, CRC, UMR6282, Université de Bourgogne, 6 BVD Gabriel, 21000 Dijon.
albin.ullmann@u-bourgogne.fr

Résumé : Les surcotes marines sont une élévation anormale et brutale du niveau marin sous l'effet des conditions atmosphériques pouvant entraîner un risque de submersion, notamment au niveau des principales agglomérations littorales de la côte d'Azur telles que Nice et Monaco. La variabilité interannuelle des fortes surcotes à Monaco est simulée de façon robuste grâce à une régression linéaire utilisant la pression atmosphérique de surface ([3-10°E]-[40-45°N]) comme prédicteur. Selon les principaux modèles numériques globaux du climat, la hauteur des fortes surcotes sur la Côte d'Azur pourrait rester stationnaire d'ici à 2100 selon la trajectoire optimiste (RCP4.5) et pessimiste (RCP8.5) du changement climatique.

Mots-Clés : Surcotes marines, changement climatique, risque de submersion, Côte d'Azur.

Abstract: Sea surges at Monaco and Nice: present-day and future variability (1998-2100). Sea surges are rapid increase of the level of the sea under atmospheric conditions that could lead to coastal submersion having strong impacts especially for coastal towns of the French Riviera such as Nice and the principality of Monaco. Interannual variability of the highest surges at Monaco is robustly simulated by a linear regression using barometric conditions over [3-10°E]-[40-45°N] as a predictor. According to 15 global circulation models, highest surges at Monaco could stay stationary for two different climate change scenarios (RCP4.5 and RCP8.5).

Keywords: Sea surges, climate change, coastal submersion, French Riviera.

Introduction

Les impacts d'une élévation du niveau marin dépendent de l'amplitude, de l'échelle de temps et aussi de la réponse humaine apportée face à ces aléas (Paskoff, 1993). Dans le contexte du changement climatique, les récentes projections prévoient une élévation du niveau marin pour le 21^{ème} siècle (IPCC, 2013). Cette augmentation est favorable à l'augmentation des risques de submersion et d'érosion des zones littorales. Cependant, la plupart de ces événements se produisent lors des tempêtes liées au passage d'une forte dépression. Ces épisodes météo-marins entraînent une élévation anormale et brutale du niveau marin, liée à la baisse de la pression atmosphérique et aux forts vents d'afflux qui accumulent la masse d'eau vers la côte (Pirazzoli et Tomasin, 2002; Ullmann *et al.*, 2008). Ce phénomène est appelé surcote marine, lorsque le niveau de la mer observé est supérieur à celui normalement atteint par la marée astronomique.

La Côte d'Azur est la partie orientale du littoral méditerranéen français et inclut la côte monégasque. Le littoral est principalement orienté sud-ouest nord-est et ouvert vers la Méditerranée vers le sud-est. Il est principalement constitué d'une côte rocheuse présentant de nombreux caps et baies sableuses. La densité de population y est forte avec en moyenne 726 hab/km² mais avec des concentrations beaucoup plus importantes autour des principales agglomérations telles que Nice (4763 hab/km²) et surtout Monaco (16 398 hab/km²). Ces agglomérations littorales, avec les populations et activités qu'elles concentrent, sont donc particulièrement vulnérables au risque de submersion marine comme ce fut le cas à Nice en 2010 et 2011 ou plus récemment à Monaco et Nice en 2017.

L'objectif de cette étude est d'appréhender la variabilité spatio-temporelle des plus fortes surcotes marines à Nice et à Monaco, d'en étudier les forçages atmosphériques associés et d'estimer l'évolution future des fortes surcotes marines à Nice et à Monaco suivant différentes projections du changement climatique d'ici à 2100.

1. Données et méthodes

1.1. Données

1.1.1 Données marégraphiques

Les données marégraphiques quotidiennes de Nice et Monaco sont issues du réseau de mesure du SHOM (service hydrographique et océanographique de la marine). Elles sont disponibles sur le site du système d'observation du niveau de la mer à long terme (www.sonel.org) sur la période 1998-2014 à Nice (port Lympia) et sur la période 1999-2010 à Monaco (port Fontvieille). Ces données quotidiennes de hauteur du niveau marin ont été filtrées par un filtre de Demerliac afin d'en extraire les variations cycliques, notamment celles liées à la marée astronomique (www.sonel.org). De plus, chaque année, le niveau marin annuel moyen est retranché aux valeurs quotidiennes afin de se prémunir de la variabilité lente du niveau marin et plus particulièrement de la hausse liée à l'effet stérique et à la fonte des glaces. Les hauteurs quotidiennes du niveau marin ainsi utilisées sont donc des hauteurs dont les variations sont uniquement forcées par les conditions atmosphériques.

1.1.2 Données atmosphériques

Les données quotidiennes de pression atmosphérique au niveau de la mer (PSM) sont issues des réanalyses européennes ERA-interim. Elles sont fournies par l'ECMWF (European Center for Medium range Weather Forecasting; <http://www.ecmwf.int>). Ces données sont disponibles de 1979 à nos jours à une résolution native de $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$.

Les données quotidiennes de PSM des modèles climatiques globaux (MCG) sont issues du programme CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project phase 5). Les simulations historiques sont réalisées sur la période 1950-2006 avec comme forçage radiatif l'évolution observée de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre. Pour le futur (2006-2100), les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 seront utilisées (Wise *et al.*, 2009). Tous les modèles utilisés sont des modèles globaux couplés océan-atmosphère dont la résolution native est variable et va de $1,25^{\circ}$ à $2,5^{\circ}$ selon les modèles. Les données ont donc toutes été préalablement interpolées sur une grille régulière de 1.5° de résolution pour permettre l'inter-comparaison avec les données ERA-interim. Comme les différentes institutions du projet proposent parfois plusieurs simulations faites avec différents modèles, ou différentes versions du même modèle, un seul modèle par institution a été conservé afin d'analyser un jeu de simulation les plus indépendantes possibles (Pennell et Reichler, 2011). L'approche « one model one vote » est utilisée afin que chaque institution aient le même poids dans les analyses (Santer *et al.*, 2009; Ullmann *et al.*, 2014). Au total, 15 modèles ayant la même configuration (R1i1p1) sont conservés pour ce travail.

1.2. Méthode

Les surcotes à Monaco et Nice se produisent principalement sur la période d'août à avril (Guyard, 2017) appelée « saison » par la suite. L'ensemble des analyses seront effectuées sur cette période uniquement. Les analyses sont également toutes réalisées à partir de données désaisonnalisées (PSM et surcotes quotidiennes – la moyenne mensuelle correspondante) afin de se prémunir du poids du cycle saisonnier dans les résultats.

Une analyse composite est utilisée afin d'appréhender les conditions atmosphériques associées aux plus fortes surcotes à Nice et Monaco, c'est-à-dire celles dépassant le percentile à 90% (P90) des surcotes quotidiennes de chaque station. L'objectif est de déterminer le meilleur prédicteur possibles afin de simuler de façon robuste la variabilité interannuelle de la hauteur et de la fréquence des fortes surcotes à Nice et Monaco. Pour cela, une régression

linéaire est utilisé avec la pression atmosphérique quotidienne moyenne sur l'espace [3-10°E]-[40-45°N] comme prédicteur de la hauteur quotidienne des surcotes à Monaco et Nice:

$$\text{Surcotes quotidiennes} = a * \text{PSM quotidiennes ([3-10°E]-[40-45°N])} + b$$

Le modèle de régression est testé sur toute la période 1999-2010. Afin de tester sa performance prédictive, la régression a également été testée en validation croisée en utilisant deux sous périodes équivalentes de (1999-2004 et 2005-2010) devenant chacune à leur tour la période d'apprentissage puis la période de vérification. La robustesse des résultats est mesurée grâce à la corrélation linéaire (r), l'écart type (STD) et l'erreur quadratique moyenne (RMSE). Les coefficients de la régression appris sur toute la période 1999-2010 sont ensuite utilisés avec les PSM quotidiennes moyenne sur la fenêtre [3-10°E]-[40-45°N] simulées par les MCG afin d'estimer la variabilité future des plus fortes surcotes selon deux trajectoires du changement climatique.

2. Résultats

Sur la période commune de 1999-2010, le coefficient de corrélation entre les surcotes quotidiennes à Monaco et Nice est de 0.96. Le P90 des surcotes à Monaco et Nice est presque similaire (141 mm à Nice et 137 mm à Monaco). De plus, les écart-types sont semblables (87 mm). Les surcotes à Monaco et Nice sont donc des phénomènes synchrones et d'amplitude similaire. Il n'y a pas de spécificités locales dans la formation des surcotes à Nice ou Monaco et le phénomène est à l'échelle d'au moins la Côte d'Azur. Tous les résultats seront présentés pour Monaco uniquement et sont similaires pour Nice.

2.1. Conditions atmosphériques des plus fortes surcotes à Monaco

A l'échelle quotidienne, les variations du niveau des surcotes à Monaco sont corrélées significativement ($r=-0,7$) avec les variations de la pression centrée sur la côte méditerranéenne française autour de [3-10° E]-[40-45°N] (figure 1) témoignant de l'effet barométrique inverse sur le plan d'eau.

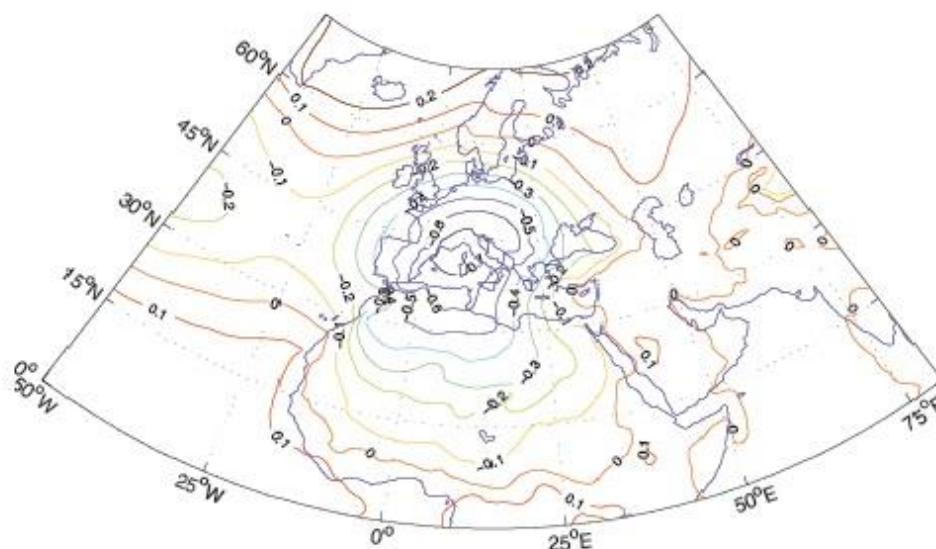


Figure 1. Corrélation entre la pression atmosphérique de surface et la hauteur quotidienne des surcotes à Monaco de 1999 à 2010.

La figure 2 montre les conditions barométriques moyennes (figure 2a) et les anomalies barométriques correspondantes (figure 2b) pour les jours où les surcotes à Monaco dépassent

le P90. Il apparaît clairement que les plus fortes surcotes à Monaco se produisent quand une forte anomalie barométrique est centrée sur la France et couvre la côte méditerranéenne française (figure 2b).

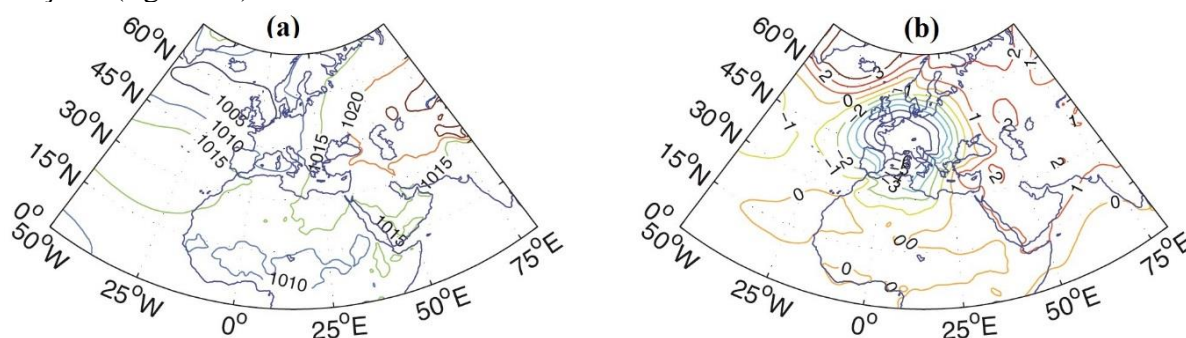


Figure 2. Pression atmosphérique moyenne (hPa) des jours de surcotes > P90 à Monaco (a) et en anomalies (hPa) par rapport aux conditions moyennes (b) sur la période 1999-2010.

2.2. Modélisation statistique de la variabilité des surcotes à Monaco (1999-2010)

La régression linéaire est testée afin de simuler la hauteur quotidienne des surcotes à Monaco à partir de la pression quotidiennes moyenne sur la fenêtre [3-10°E]-[40-45°N]. La corrélation entre les surcotes quotidiennes observées de 1999 à 2010 et celles simulées par la régression est forte et significative ($r=0.78$). Le P90 mensuel observé est ensuite comparé à celui calculé à partir des surcotes quotidiennes simulées par la régression (figure 3). La corrélation est également forte et significative ($r = 0.81$). En termes d'amplitudes, observations et simulations sont presque similaires (figure 3). L'écart-type (RMSE) des observations et simulations sont respectivement de 6.4 cm et 5 cm (10 cm et 9 cm). Les scores statistiques sont presque similaires lorsque la régression est testée en validation croisée. Pour résumer, la variabilité interannuelle des fortes surcotes est simulée de façon robuste par la régression linéaire utilisant la pression atmosphérique de surface sur la fenêtre [3-10°E]-[40-45°N] comme prédicteur.

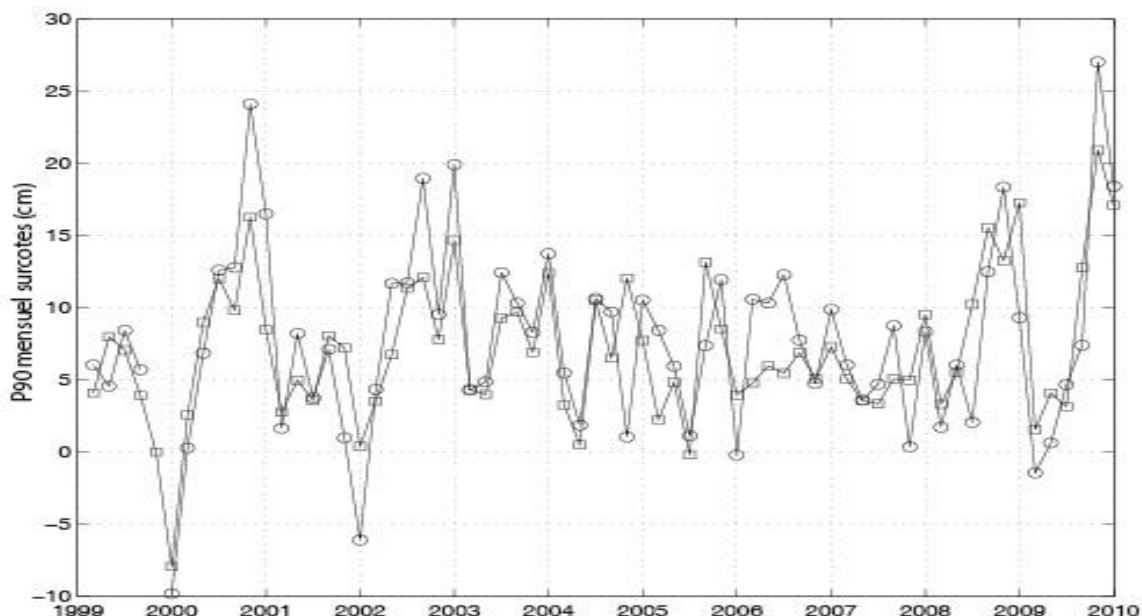


Figure 3. P90 mensuels des surcotes à Monaco issus des observations (trait avec cercles) et des simulations quotidiennes par la régression linéaire avec les PSM sur la fenêtre [3-10°E]-[40-45°N] comme prédicteur (trait avec carrés) sur la période 1999-2010.

2.3. Variabilité future des surcotes à Monaco (2006-2100)

Les coefficients de la régression appris à partir des surcotes et PSM quotidiennes observées sur la période 1999-2010 sont utilisés avec la pression quotidienne sur la fenêtre [3-10°E]-[40-45°N] simulée par les 15 MCG sur la période historique commune aux observations et de 2006 à 2100 pour deux trajectoires du changement climatique (RCP4.5 et RCP8.5). Sur la période historique, les P90 mensuels observés et simulés ont des distributions très proches pour les 15 MCG utilisés avec des moyennes, médiane et écart-types qui ne présentent pas de différences significatives (non montré). La pression atmosphérique est en effet particulièrement bien simulée par les modèles climatiques avec peu de biais.

Pour les deux trajectoires du changement climatique, la hauteur des fortes surcotes (P90 mensuels) pourraient rester stationnaires (figure 4). Plus de 2/3 des 15 modèles montrent cette stationnarité conférant une robustesse statistique à ce résultat. Les résultats sont similaires pour la fréquence mensuelles des surcotes dépassant le P90 (non montré). Cette stationnarité est cohérente avec d'autres travaux issus des modèles globaux du climat montrant une stabilité des conditions barométriques hivernale sur la France et la Méditerranée d'ici à 2100 (Ullmann *et al.*, 2014).

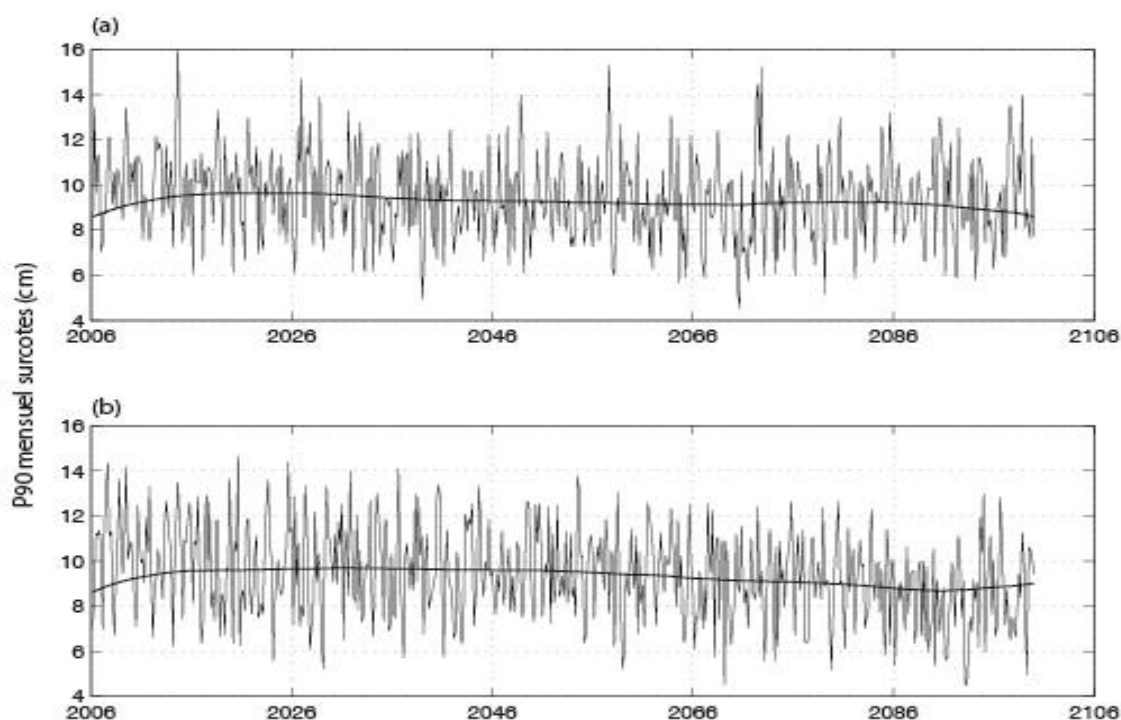


Figure 4. Moyenne multi-modèle (des 15 MCG) du P90 mensuel des surcotes à Monaco issu de la simulation quotidienne des surcotes par la régression linéaire avec les PSM sur la fenêtre [3-10°E]-[40-45°N] comme prédicteurs pour (a) la trajectoire RCP4.5 et (b) la trajectoire RCP8.5. Le trait plein représente les P90 mensuels filtrés par un filtre de Butterworth passe-bas ne conservant que les cycles > 30 ans.

Conclusion

Les variations quotidiennes des surcotes à Monaco sont corrélées avec les variations de la pression atmosphérique centrées sur les côtes méditerranéennes françaises ([3-10°E]-[40-45°N]). Un modèle de régression linéaire avec la pression quotidienne moyenne sur ce secteur comme prédicteur des surcotes quotidiennes à Monaco permet de simuler de façon robuste la variabilité interannuelle des plus fortes surcotes. Celles-ci pourraient rester stationnaires d'ici à 2100 selon deux trajectoires du changement climatique (RCP4.5 et RCP8.5). Cependant, l'inéluctable hausse du niveau marin moyen de la Méditerranée liée à l'effet stérique (et à la

fonte des glaces) va relever le niveau de base sur lequel se produiront ces phénomènes météorologiques intenses ce qui pourrait malgré tout augmenter le risque de submersion le long du littoral de la Côte d'Azur

Remerciement : Remerciement à la Principauté de Monaco pour le contrat d'étude qui a permis la réalisation de ce travail de recherche.

Bibliographie

Guyard L., 2017. *Surcotes marines et risque de submersion à Monaco : variabilité contemporaine et future (1998-2100)*. Mémoire de Master 2 SEME. Université de Bourgogne, 49p.

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* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.32. Jacobsen SE, Jensen CR, Liu F (2012) Improving crop

Paskoff R., 1993. *Côtes en Danger. Pratiques de la Géographie*. Paris, Masson.

Pennell C, Reichler T., 2011. On the effective number of climate models. *Journal of Climate*, **24**: 2358–2367, DOI: 10.1175/2010JCLI3814.1.

Pirazzoli, P.A., Tomasin, A., 2002. Recent evolution of surges-related events in the northern Adriatic area. *Journal of Coastal Research*, **18**, 537–554.

Santer B.D., Taylor K.E., Gleckler P.J., Bonfils C., Barnett T.P., Pierce D.W., Wigley T.M.L., Mears C., Wentz F.J., Bruggemann W., Gillett N.P., Klein S.A., Solomon S., Stott P.A., Wehner M.F., 2009. Incorporating model quality information in climate change detection and attribution studies. *Proceeding of the National Academy of Sciences USA*, **106**: 14778–14783.

Ullmann A., Moron V., 2008. Weather regimes and sea surges variations over the Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century. *International Journal of Climatology*, **28**, 159-171, DOI: 10.1002/joc.1527

Ullmann A., Fontaine B., Roucou P., 2014. Euro-Atlantic weather regimes and Mediterranean rainfall patterns: present-day and expected changes under CMIP5 projection. *International Journal of Climatology*, **34**, 2634-2650, DOI: 10.1002/joc.3864

Wise M., Calvin K., Thomson A., Clarke L., Bond-Lamberty B., Sands R., Smith S.J., Janetos A., Edmonds J., 2009. Implications of limiting CO₂ concentrations for land use and energy. *Science*, **324**: 1183–1186, DOI: 10.1126/science.1168475.

PERCEPTIONS ET CONNAISSANCES COMMUNAUTAIRES DES RISQUES MÉTÉO-CLIMATIQUES PAR LES POPULATIONS DE LA VILLE DE OUIDAH AU SUD-BENIN

YABI I. ¹, AKIYO R. ², GANSOU G. A. ¹

¹ Département de Géographie et Aménagement du Territoire (DGAT), Université d'Abomey-Calavi (UAC-Bénin), yafid2@yahoo.fr

² Département de Sociologie-Anthropologie (DS-A), Université de Parakou (UP-Bénin)

Résumé : Cette recherche s'intéresse aux perceptions et connaissances communautaires des risques météorologiques par les populations de la ville de Ouidah. À partir d'une enquête conduite auprès de 200 chefs de ménage. Les informations relatives aux risques naturels perçus, aux causes des risques et aux mesures d'adaptation, ont été collectées. L'utilisation des paramètres comme la fréquence relative, le pourcentage, etc. ont permis de traiter les informations. En outre, le test de variance (ANOVA) est utilisé pour apprécier la différence entre les réponses. Les risques naturels les plus perçus concernent les inondations, les vents violents, la chaleur et la sécheresse. Ces risques selon les populations sont causés par la colère divine (10,70%), le déboisement (9%), les activités humaines (18,5%), la régulation naturelle (11,2%). Selon les répondants, les aléas causent la perturbation des activités (46,50%), les pertes de revenus (45%) et les pertes d'habitations (3,8%).

Mots clés : Ouidah (sud-Bénin), risques climatiques, perceptions, gestion

Abstract: *Perceptions and community knowledge of climate risks by the people of Ouidah city in southern Benin* This research focuses on community perceptions and knowledge of meteorological risks by the populations of the city of Ouidah. Based on a survey of 200 household heads, information on perceived natural hazards, causes of risks and adaptation measures was collected. The use of parameters such as relative frequency, percent as well as graphical illustrations allowed the information to be processed. In addition, the variance test (ANOVA) is used to assess the difference between responses. The most perceived natural hazards are floods, high winds, heat and drought. These risks according to the populations are caused the divine anger (10,70%), the deforestation (9%), the human activities (18,5%), natural regulation (11,2%). According to the respondents, the hazards related to these causes the disruption of activities (46,50%), income losses (45%) and housing losses (3,8%).

Keywords: Ouidah (south Benin), climate risks, perceptions, management.

Introduction

Selon Niang (2009) et Ali (2010) cités par Vodounou et Onibon Doubogan (2016), les changements climatiques et leurs conséquences sont de nos jours au centre des préoccupations aussi bien des acteurs scientifiques que des décideurs politiques à tous les niveaux. Au cours des dernières décennies, des changements du climat ont causé des impacts sur les systèmes naturels et humains à l'échelle globale (GIEC, 2014). L'Afrique de l'Ouest en général et le Bénin, en particulier, sont également touchés par ces mutations climatiques qui se manifestent par un réchauffement thermique associé à une forte variabilité pluviométrique et une forte occurrence des événements hydrométéorologiques extrêmes (Boko et al., 2007 ; GIEC, 2014 ; PANA-Bénin, 2008).

Il est également supposé que, conjointement à ce changement des variables climatiques, se produira une augmentation du risque d'origine climatique, à toutes les échelles spatiales et sur toute la planète (Valenzuela et Del Carmen Sosa, 2009). En raison de leur positionnement géographique, des modes d'occupation du sol, de la forte concentration humaine, les villes sont plus vulnérables aux effets des changements climatiques. Ainsi, d'après le GIEC (2014), les villes sont de plus en plus confrontées à plusieurs risques climatiques comme le stress thermique, les précipitations extrêmes, les inondations et/ou l'érosion côtière, les glissements de terrain, la pollution de l'air, la sécheresse et la rareté de l'eau. Ces risques qui constituent des menaces pour les personnes, les biens, les économies et les écosystèmes méritent des réponses aussi bien préventives que curatives.

— Au Bénin, les inondations de l'année 2010 causées par les forts abat pluviométriques et leurs cortèges de conséquences socio-environnementales illustrent la vulnérabilité des agglomérations urbaines aux effets des chocs climatiques (Blalogoué *et al.*, 2012). D'après la même source, au-delà du climat d'autres facteurs ont contribué à l'amplification des inondations dans les villes du Grand Nokoué au Bénin, notamment l'occupation inappropriée du sol, l'insuffisance et la mauvaise gestion des ouvrages de drainage et d'assainissement par les populations. Dans un tel contexte, toute politique de gestion des risques climatiques en milieu urbain requiert une prise en compte des facteurs humains surtout les aspects liés aux perceptions et attitudes des citoyens par rapport à ces risques. La présente recherche vise à mieux appréhender les perceptions et connaissances des habitants de Ouidah sur les différents risques météo-climatiques auxquels ils sont exposés.

Chef-lieu de la Commune dont elle porte le nom, Ouidah est une ville moyenne, située au sud Bénin (figure 1). Elle est constituée de trois arrondissements qui comptent un total de 47 616 habitants.

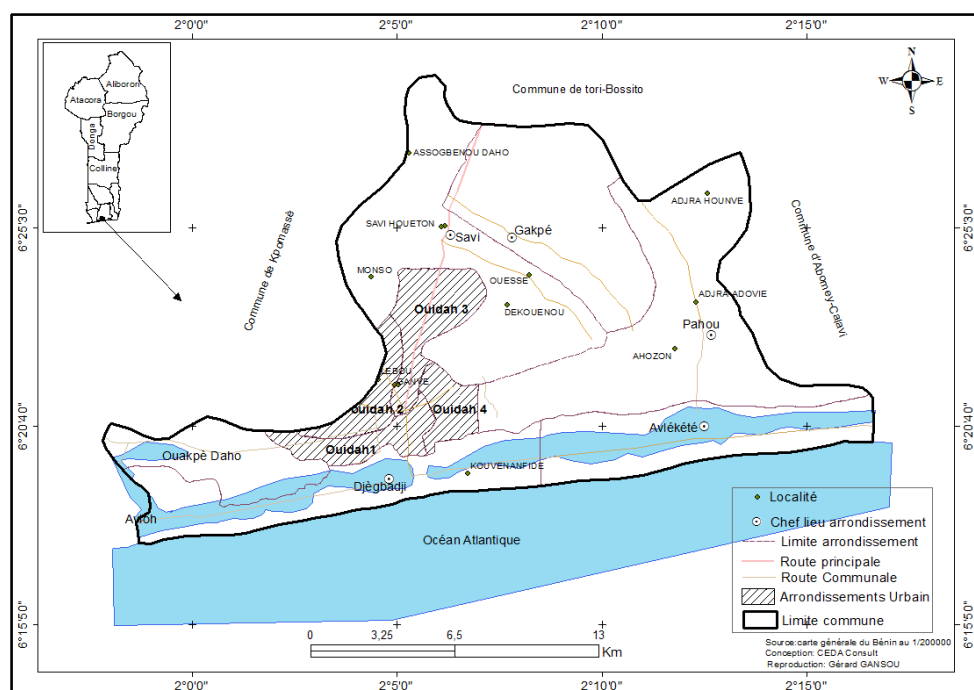


Figure 1. Situation géographique de la ville de Ouidah

Le climat de ce milieu est de type subéquatorial avec deux saisons de pluies d'inégales durées et deux saisons sèches. La première saison de pluies (la plus longue), s'étend de mi-mars à mi-juillet soit environ 15 décades avec une pluviosité d'environ 700 mm. Quant à la seconde saison pluvieuse (la plus courte), elle dure de septembre à mi-novembre, soit environ 6 à 7 décades avec une pluviosité qui oscille autour de 200 mm.

Les températures moyennes quant à elles varient entre 24 à 30°C en saison des pluies et de 23 à 33°C en saison sèche. Les plus basses températures sont observées en août en raison de la forte nébulosité et du phénomène de l'*Upwelling* alors que les plus fortes valeurs sont observées en mars correspondant à la fin de la saison sèche et au début de la saison pluvieuse. S'agissant des vents, ils sont relativement modérés, avec la prédominance des vents du sud-ouest et nord-est sauf qu'elle connaît périodiquement le passage d'un vent frais et sec (harmattan) soufflant du nord-ouest et du sud-est, de novembre à février (Boko, 1988).

Sur le plan géomorphologique, le site de la ville est situé sur le rebord du plateau et la partie méridionale jouxte avec la lagune et les zones inondables de la plaine côtière. Le contexte climatique local et le régime hydrologique de la lagune expose plusieurs quartiers de la ville

notamment ceux du 1^{er} et 4^{ème} arrondissement au risque d'inondation à partir du mois de mai jusqu'en octobre.

1. Approche méthodologique

Les données utilisées ont été collectées par une enquête organisée pendant la période allant de septembre à novembre 2016. Un échantillon de 200 ménages a été réparti dans l'ensemble des arrondissements de la ville proportionnellement au poids démographique (tableau 1).

Tableau 1. Répartition et taille de l'échantillon

Arrondissements	Effectif total des ménages	Taille des ménages échantillonnés
Ouidah I	1911	40
Ouidah II	3289	69
Ouidah III	2479	52
Ouidah IV	1788	38
Totaux	9465	200

Tous les ménages de la ville étant éligibles, le choix des unités statistiques (ménages) est fait de façon aléatoire. Mais le facteur genre a été pris en compte dans le choix des personnes. Ainsi, l'échantillon choisi est composé de la manière suivante : 120 hommes dont 50 jeunes (âgés de 20 à 45 ans) et 80 femmes dont 40 jeunes. Les entretiens individuels et en groupes réalisés à l'aide d'un questionnaire et d'un guide, ont été les principales techniques de collecte utilisées. Les investigations socio-anthropologiques ont porté sur les perceptions des risques climatiques, leurs causes et les effets sur les conditions de vie et de travail des populations citadines sans oublier les mesures d'adaptation des populations déjà mise en œuvre ou souhaitées.

Le calcul des fréquences relatives et la construction des graphes, ont permis de traiter les données collectées. En outre, le test de variance (ANOVA) est utilisé pour apprécier la différence entre les réponses et mieux comprendre les facteurs qui influencent les perceptions et logiques des répondants.

2. Résultats

2.1. Risques météo-climatiques perçus par les habitants de Ouidah

La totalité des personnes ayant pris part aux enquêtes a cité au moins un risque associé aux conditions météo-climatiques (figure 2).

Les répondants ont cité deux principaux risques à savoir les inondations (24,20%) et les chaleurs excessives (28,30%). Cependant, des associations de risques sont également citées à savoir les inondations et la chaleur excessive (13,20%), les inondations et la sécheresse (7,60%), la chaleur excessive et la sécheresse (16,30%), la chaleur excessive associée à la sécheresse et aux pluies abondantes (8,60%) et enfin la chaleur excessive et les vents violents (2,20%). Ces résultats notamment pour ce qui concerne les chaleurs excessives et les inondations peuvent s'expliquer par le fait que les températures du secteur d'étude ont connu une évolution ces dernières années et que les pluies sont rares mais parfois abondantes et accompagnées d'inondations nuisibles pour les populations (Blalogoé *et al.*, 2012). Au seuil de confiance de 5% le test de variance montre que la position géographique du répondant influence significativement la perception du risque ($P = 0,025$) alors que les autres aspects comme l'âge, le sexe et le niveau d'instruction n'ont pas donné de résultat concluant. En effet, les populations situées dans les arrondissements proches de la lagune et des secteurs inondables ont plus perçu les inondations et les pluies abondantes alors que les habitants des arrondissements situés sur le plateau ont plus cité la sécheresse et la rareté des pluies.

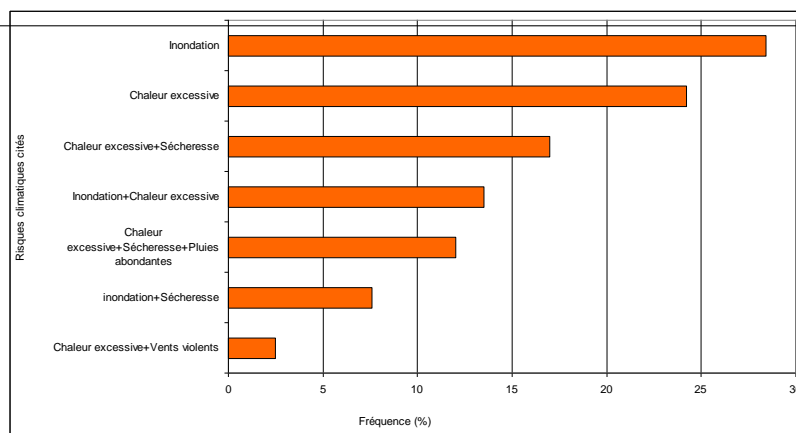


Figure 2. Risques météo-climatiques perçus par les populations de Ouidah (échantillon et date).

2.2. Causes des risques météo-climatiques selon les perceptions

Pour expliquer l'occurrence des risques météo-climatiques, les habitants de Ouidah ont évoqué plusieurs causes (figure 3), les activités humaines (24%), le déboisement (22,5%), la colère divine (20,7%).

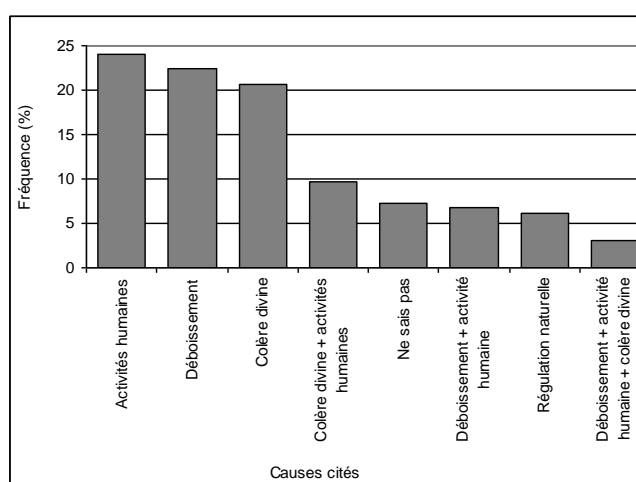


Figure 3. Causes des risques météo-climatiques selon les perceptions.

Certains répondants pensent à la combinaison de deux (colère divine et activités humaines, déboisement et activités humaines) ou de trois causes. Il y a aussi 7,2% des habitants de la ville de Ouidah qui, bien que conscients des risques météo-climatiques, ont déclaré qu'ils ignorent les causes alors que 6,2% attribuent ces risques à la régulation naturelle ou normales du système atmosphérique. L'analyse de variance montre que le niveau d'instruction influence significativement les perceptions relatives aux causes ($P = 0,019$). Les chiffres du tableau 2 permettent de mieux apprécier l'importance des réponses en fonction du niveau d'instruction.

Tableau 2. Fréquence de réponses en fonction des niveaux d'instruction des répondants

	Aucun (%)	Primaire (%)	Secondaire/ cycle I (%)	Secondaire/ Cycle II (%)	Supérieur (%)	Total (%)
Colère divine	46,40	29,90	16,60	6,00	1,10	100
Déboisement	12,60	16,60	17,65	22,75	30,40	100
Activités humaines	8,40	12,60	18,40	24,1	36,50	100
Régulation naturelle	28,15	23,00	21,60	15,00	12,25	100
Ne sait pas	46,25	36,40	11,75	4,60	1,00	100

Le tableau 2 montre que les proportions de populations ayant identifié la colère divine comme causes des risques météo-climatiques diminuent avec l'évolution du niveau

d'instruction. Il en est de même pour les citoyens qui ignorent les causes et pour ceux qui ont identifié la régulation naturelle comme raison justificative des risques. En revanche, ceux qui ont atteint au moins le cycle II du secondaire ont plus cité le déboisement et les activités humaines (activités industrielles, urbanisation, etc.).

Cette catégorie d'acteurs a accès aux informations relatives aux changements climatiques (causes et manifestations) au travers de plusieurs canaux contrairement à ceux qui ont un faible niveau d'instruction qui font plus allusion à la cause métaphysique.

2.3. Perceptions sur les effets des risques météo-climatiques et mesures d'adaptation

Plusieurs effets sont associés à l'avènement des risques d'après les citoyens de Ouidah ayant pris part aux investigations (figure 4). La perturbation des activités économiques (production agricole, commerce, transformation agro-alimentaire, transport/déplacement, etc.) est citée par la quasi-totalité des répondants (47% l'ont cité seule ; environ 48% l'ont cité en association avec d'autres effets comme la perte de revenus, la perte des habitations, la perte en vie humaine).

Selon les enquêtes, les effets cités résultent principalement des inondations, de la sécheresse et de la chaleur excessive. L'analyse de la variance ne montre pas de différence significative entre les réponses ce qui indique que ni l'âge, ni le sexe, ni le niveau d'instruction, ni la position géographique n'ont pas d'influence significative sur les réponses. Il est à noter également que les effets perçus sont ceux qui touchent directement à la vie socioéconomique des populations (les effets environnementaux comme l'érosion, la baisse qualitative et/ou quantitative des ressources en eau, etc.) ne sont citées que par une infime minorité dans la catégorie « autres ».

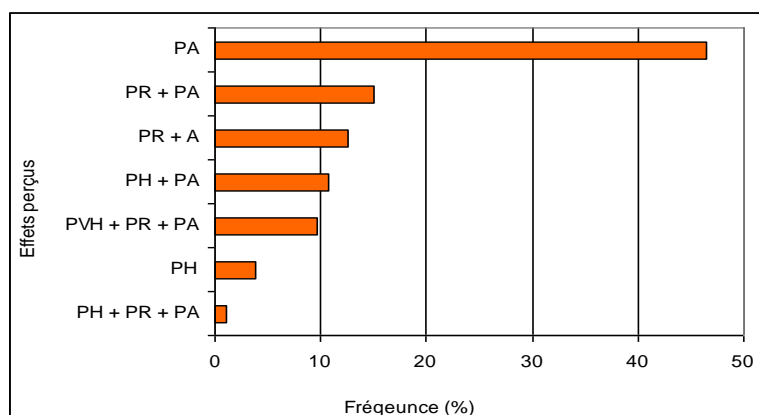


Figure 4. Effets des risques météo-climatiques selon les perceptions des citoyens. Légende : PA = perturbation des activités ; PR = perte de revenus ; PH = perte d'habitation ; PVH = perte en vie humaine ; A = autres.

Afin de limiter les effets des risques météo-climatiques, les habitants de Ouidah mettent en œuvre plusieurs mesures d'adaptation et ou d'atténuation à caractères rationnel et culturel. Ces mesures, qui sont de nature préventive ou curative, résultent essentiellement des connaissances empiriques ou des conseils de voisins ou amis sans oublier les agents d'encadrement (par rapport à la production agricole).

- S'agissant des mesures à caractère culturel, elles sont fondées sur les croyances endogènes et consistent à organiser des cérémonies à l'endroit des divinités tutélaires ou des ancêtres pour implorer leur clémence et bénédiction. Les personnes âgées à faible niveau d'instruction et pratiquant la religion traditionnelle sont surtout concernées par cette mesure. À ces cérémonies s'ajoutent les messes et autres formes de prières faites par les croyants des religions monothéistes.

- Les mesures endogènes à caractère rationnel varient en fonction du type de risque et de l'activité concernée. Par exemple, contre les effets des inondations le déménagement provisoire, le remblai de la cour, la pose des morceaux de briques, le port des bottes, le drainage des eaux par l'utilisation des motopompes etc., sont utilisés. Face aux effets de la sécheresse (découlant de l'insuffisance et/ou rareté des pluies, les mesures comme les semis répétés ou échelonnés l'association culturelle, l'adoption de nouvelles variétés culturales, le recours aux cultures de bas-fonds ou de plaines inondables avec des aménagements très sommaires, etc.) sont utilisés.
- L'intervention des autorités communales et d'autres institutions publiques ou privées en cas de grave sinistre découlant surtout des inondations concerne la distribution des vivres, le relogement provisoire, la distribution des feuilles de tôles (en cas de perte d'habitations). À cela s'ajoutent des séances de sensibilisation sur les facteurs et comportements humains aggravant des risques.

Dans l'ensemble, les habitants de Ouidah ne sont pas satisfaits des autorités quant à la gestion préventive et curative des risques météo-climatiques dans la mesure où ils pensent que les actions dans ce sens sont très insuffisantes, sporadiques et même politisées.

Conclusion

La présente recherche a permis de savoir que les habitants de la ville Ouidah perçoivent plusieurs risques météo-climatiques. Pour faire face aux effets de ces risques, les populations se retrouvent très souvent seules et ne bénéficient pas de l'aide des autorités, selon leurs dires. Aussi, les initiatives individuelles priment sur les initiatives communautaires qui sont quasiment inexistantes. Ces résultats d'ordre socio-climatique peuvent constituer une bonne base d'informations pour l'élaboration et la mise en œuvre d'une stratégie participative d'adaptation aux changements climatiques dans cette ville en particulier et dans les villes moyennes du Bénin en général.

Bibliographie

- Blalogoé C. P., Yabi I., Houndénou C., 2012. Variabilité pluviométrique et risques d'inondations dans la région du Nokoué. *Rev. Spe. Jour. Sci. FLASH*, 2 (4), 133-142.
- Boko M., 1988. *Climat et communautés rurales du Bénin : Rythmes climatiques et rythme de développement*. Thèse d'Etat ès Lettres, Dijon, 607 p.
- Boko M., Niang, I. Nyong, A., Vogel C., Githeko A., Medany M., Osman-Elasha B., Tabo R., Yanda P., 2007. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability in Africa. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In Parry M.L., Canziani O.F., Palutikof J.P., Van Der Linden P.J., Hanson C.E. (éds.), *Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge UK, 433-467.
- GIEC, 2014. *Changements climatiques 2014, Incidences, adaptation et vulnérabilité*. Contribution du Groupe de travail II au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Genève (Suisse).
- Mbaye I., 2015. Perception des impacts du changement climatique et stratégie d'adaptation en milieu périurbain de la ville de Ziguinchor au Sénégal. *Vertigo - la revue électronique en sciences de l'environnement*, 15 (1). URL: <http://journals.openedition.org/vertigo/16005>; doi: 10.4000/vertigo.16005.
- PANA-BENIN, 2008. *Rapport du Programme d'Action Nationale d'Adaptation aux Changements Climatiques*. Cotonou, (Bénin).
- Vodounou J-B K., Onibon Doubogan Y., 2016. Agriculture paysanne et stratégies d'adaptation au changement climatique au Nord-Bénin. *Cybergeo : European Journal of Geography*. URL: <http://cybergeo.revues.org/27836>.

CARACTÉRISATION DES SÉQUENCES DE SÉCHERESSE DANS LA RÉGION DE LA MARAHOUÉ A PARTIR DES INDICES SPI ET SPEI

YAPI A. F.¹, OGA Y. M. S.¹, N'GNESSAN BI V. H.^{1,2}, KPAN O. J. G.¹ et BIEMI. J.^{1,2}

1: Département des Sciences et Techniques de l'Eau et du Génie de l'Environnement, Université FHB, 22 BP 582 Abidjan 22 - Côte d'Ivoire. (yapiassaf@gmail.com).

2: Centre Universitaire de Recherche et d'Application en Télédétection, Université FHB, 22 BP 801 Abidjan 22 Côte d'Ivoire.

Résumé : La sécheresse est l'un des phénomènes climatiques qui affectent le plus la société et l'environnement, elle est liée à un manque ou à une baisse pluviométrique. Étant donné que certains scénarios climatiques ont annoncé l'augmentation de ses impacts dans les années avenir, l'objectif de ce travail est donc d'évaluer les effets de ce phénomène sur les ressources en eau dans la région de la Marahoué, zone à forte activité agricole de type pluvial, à partir d'indicateurs climatiques (SPI et SPEI) à différentes échelles de temps : 3 mois, 6 mois, 12 mois et 24 mois. Les données climatiques journalières (pluviométrie, température maximale et minimale) sur la chronique de 1980-2013 ont été utilisées. Les résultats indiquent que, quelle que soit l'échelle de temps, les séquences sèches enregistrées sont au-delà de 40% sur toute la période d'étude. Les décennies 1980-1989 et 1990-1999 sont dominées par des séquences humides alors que la décennie 2000-2009 est marquée à 100% de séquences sèches.

Mots clés : Sécheresse, SPI, SPEI, Marahoué, Côte d'Ivoire

Abstract: Characterization of drought sequences in Marhoue region from the SPI and SPEI index. Drought is one of climatic phenomena that affects society and the environment more, it is linked to a lack or a decrease in rainfall. Given that some climate scenarios have announced the increase of its impacts in the future years; the objective of this work is therefore to evaluate the effects of this phenomenon on water resources in the Marahoué region, a zone with high agricultural activity of the rain type, from different climate indicators (SPI and SPEI) to different time scales: 3 months, 6 months, 12 months and 24 months. Daily climatic data (rainfall, maximum and minimum temperature) on the 1980-2013 chronicle were used. The results indicate that, with whatever the time scale, recorded dry sequences are over 40% over the entire study period. The decades 1980-1989 and 1990-1999 are dominated by wet sequences whereas the decade 2000-2009 is marked with 100% dry sequences.

Keywords: Drought, SPI, SPEI, Marahoué, Ivory Coast.

Introduction :

La sécheresse est un phénomène naturel apparaissant dans toutes les régions du monde et particulièrement en Afrique de l'Ouest (Mirabbasia et al., 2013 ; Savané et al., 2001). Elle est liée à un manque ou une baisse de la pluviométrie dans une région donnée. Ceci a pour conséquences de sérieux problèmes de manque d'eau à certaines périodes de l'année dans diverses régions de la Côte d'Ivoire et particulièrement dans la région de la Marahoué qui est une zone à forte activité agricole (Doumouya et al., 2009). À l'instar des autres régions du pays, elle connaît des perturbations climatiques suscitées par la détérioration des éléments climatiques en occurrence les précipitations. Certains scénarios des changements planétaires ont indiqué l'augmentation de l'occurrence et l'impact des sécheresses dans les années à venir (GIEC, 2007), d'où l'objectif de cette étude est d'évaluer les effets de ce phénomène à partir des indicateurs climatiques telles que l'indice standardisé de précipitation (SPI) et l'indice standardisé de précipitation et d'évapotranspiration (SPEI).

1. Présentation de la zone d'étude

La région de la Marahoué, zone de transition entre forêt et savane, est située au centre-ouest de la Côte d'Ivoire entre les longitudes 5°15' et 6°30' Ouest et les latitudes 6°00 et 8°00 Nord (Figure 1). La zone d'étude couvre une superficie de 9 092,48 km² avec Bouaflé chef-lieu de région. Le climat est de type baouléen et caractérisé par deux grandes saisons alternées par deux petites : une grande saison sèche (de décembre à fin février), une grande saison de pluie (de

mars à juin), une petite saison sèche (de juillet à août) et une petite saison de pluie (de septembre à novembre) (Irié *et al.*, 2015).

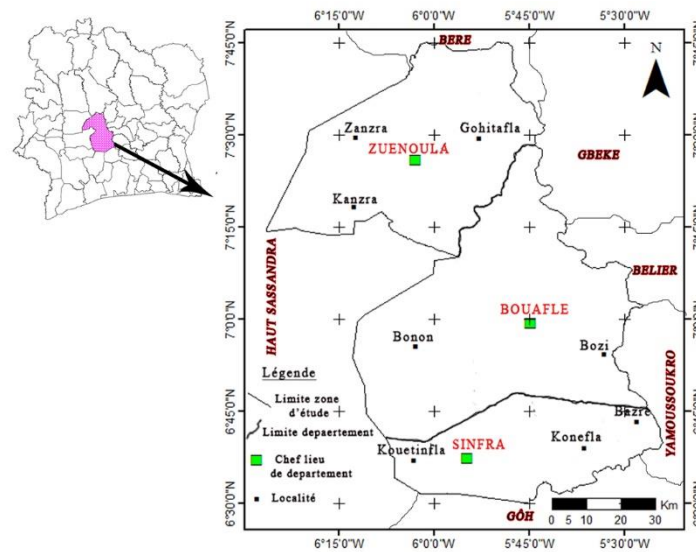


Figure 1. Localisation de la zone d'étude

2. Données et méthodes

2.1. Données

Les données climatiques journalières (pluviométrie, température maximale et minimale) datant de 1980-2013 à une résolution spatiale de 0,5° ont été utilisées. Ces données ont été téléchargées à partir du site de SWAT (Soil and Water Assessment Tool) : <https://globalweather.tamu.edu/>, et validées dans les travaux d'Anoh (2014).

2.2. Méthodes

Une analyse des données pluviométriques et températures journalières a été faite à l'aide du logiciel *ClimPact 2 Master* qui est un programme élaboré et recommandé par l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM). Ce programme calcule plus de quatre-vingt-dix indices, dont l'indice standardisé de précipitation (SPI) et l'indice standardisé de précipitation et d'évapotranspiration (SPEI). Pour cette étude, les indices SPI et l'indice SPEI ont été retenus. La méthode utilisée est celle du calcul de l'indice SPI et de l'indice SPEI à différentes échelles de temps de 03 mois, 06 mois, 12 mois et 24 mois. La spatialisation des valeurs moyennes des indices a été faite par décennie à l'aide du logiciel ArcGIS 10.3.1 en utilisant la méthode d'interpolation par krigeage. Les valeurs positives des indices indiquent les périodes humides et les valeurs négatives, les périodes sèches. Les formules des indices sont énoncées dans les équations 1 et 2.

$$\text{SPI} = \frac{(P_i - P_m)}{\sigma} \quad \text{Eq (1)}$$

P_i : Précipitation de l'année i (mm), P_m : Précipitation moyenne historique de la période (mm), σ : écart-type historique des précipitations de la période (mm)

$$\text{SPEI} = W - \frac{C_0 + C_1 W + C_2 W^2}{1 + d_1 W + d_2 W^2 + d_3 W^3}, \quad \text{Eq (2)}$$

Où $W = \sqrt{-2 \ln(P)}$ pour $P \leq 0,5$; Et P est la probabilité déterminée de département d'un D v_i $F(x)$. Si $P > 0,5$, alors P est remplacé par $1 - P$ et le signe de la résultante SPEI est inversée.

Les constantes sont C₀ = 2,515517, C₁ = 0,802853, C₂ = 0,010328, d₁ = 1,432788, d₂ = 0,189269 et d₃ = 0,001308.

3. Résultats et discussion

3.1. Résultats

La région de la Marahoué a connu une variabilité hydroclimatique, matérialisée par une alternance d'années humides et sèches au regard de l'évolution des indices SPI et SPEI (figure 2). Les années sèches sont représentées par les valeurs négatives de l'indice, matérialisées par la couleur rouge et les années humides par les valeurs positives, matérialisées par la couleur bleue. À l'échelle de 03 et 06 mois les valeurs des indices varient beaucoup et donnent plus de renseignements sur les différentes saisons, ce qui n'est pas le cas à l'échelle de 12 et 24 mois.

Quelle que soit l'échelle de temps choisie, les valeurs moyennes des indices SPI et SPEI sont pour la plupart négatives à partir de l'année 2000 ce qui révèle la dominance des séquences sèches (périodes où les valeurs moyennes des indices sont inférieures à zéro) au cours de cette période. À toutes les échelles, l'année 2000 fut la plus sèche avec des valeurs moyennes des indices SPI et SPEI au-delà de -2. À 03 mois les séquences sèches de types légères et modérées enregistrées sont comprises entre 41,18% et 50% de la période d'étude. À 06 mois, ces séquences sont comprises entre 44,12% et 52,94%. À 12 mois des séquences de sécheresse sévère de l'ordre de 2,94% à 8,82% ont été enregistrées sur toute la période d'étude. À 24 mois, les séquences sèches enregistrées dans la localité de Zuénoula sont comprises entre 45,45% et 51,52% avec une sécheresse extrême de 3,03%

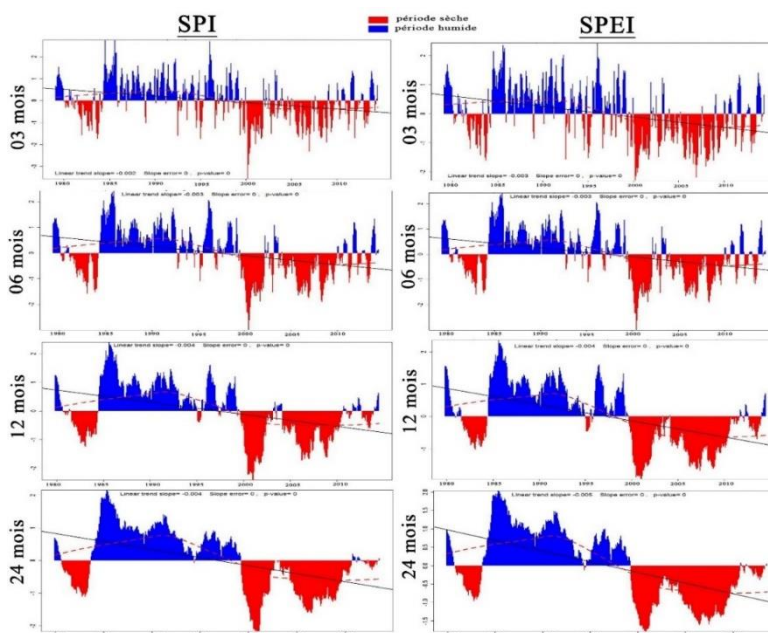


Figure 2. Fluctuations des indices SPI et SPEI dans la Marahoué à l'échelle multiscalaire (1980-2013)

La figure 3 met en évidence l'évolution spatiale des indices SPI et SPEI dans la région de la Marahoué.

Au cours de la première décennie (1980-1989), les plus faibles valeurs des moyennes des indices SPI et SPEI ont été observées du Centre au Sud-Ouest de la zone d'étude, les sécheresses des années 1981 à 1984 ont été plus ressenties dans ces zones. Durant la deuxième décennie (1990-1999), les plus faibles de ces valeurs moyennes ont été enregistrées du Nord-Est jusqu'au Centre de la zone d'étude en suivant un gradient Nord-Sud. Durant la dernière décennie (2000-2009), toutes les valeurs moyennes des indices SPI et SPEI sont négatives ce qui montre que la décennie a été affectée uniquement des séquences sèches. Ces séquences ont été plus ressenties du Nord-Est jusqu'au Centre de la zone d'étude.

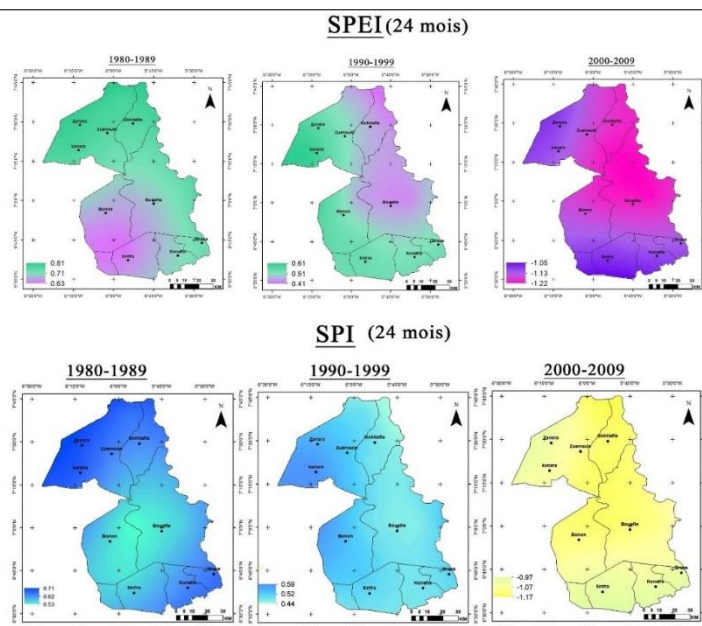


Figure 3. Répartition spatiale des valeurs moyennes du SPI et du SPEI par décennie (24 mois)

3.2. Discussion

L'analyse de l'indice standardisé de précipitation (SPI) et de l'indice standardisé de précipitation et d'évapotranspiration (SPEI) a permis de mettre en évidence la baisse pluviométrique dans la région de la Marahoué sur la chronique d'étude 1980-2013. Ces indices ont révélé que les années 1981 à 1984 ont été des années sèches. Goula et *al.* (2006), ont révélé cette baisse pluviométrique dans le bassin du N'zi et du N'zo en utilisant la méthode d'indice de Nicholson, ils ont également identifié les années 1981 à 1983 comme une période sèche. Dans la région de l'extrême Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire, Soro et *al.*, 2014 ont montré que l'année 1983 fut la plus sèche avec des sécheresses de type extrême (-3,04 valeur de l'indice SPI). Dans le bassin hydrologique de la Bia, N'Diaye et *al.*, (2015) ont constaté, à partir du test sur les tendances avec l'indice SPI, que la période 1971 à 2009 est une période sèche. Dans l'État de Chihuahua au Mexique, Lopez et *al.*, 2006, ont également montré que les valeurs moyennes de l'indice SPI variaient beaucoup à l'échelle de 03 mois et que ces valeurs étaient plus stables à l'échelle de temps moyen (12 mois) et longue (24 mois).

La spatialisation des valeurs moyennes des indices SPI et SPEI a également permis de repérer les zones les plus affectées par cette baisse pluviométrique, et donc à savoir les zones sujettes à la sévérité de la sécheresse. Les effets de la sécheresse ont été plus intense dans la partie Nord-Est jusqu'au Centre de la zone d'étude en suivant le gradient Nord-Sud. Dans le bassin versant du Bandama, Doumouya et *al.*, 2009, ont mis en évidence la migration du Nord vers le Sud de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau. Patrel et *al.*, 1995, ont mis en évidence la migration des isohyètes pluviométriques vers le Sud de la Côte d'Ivoire à partir de l'analyse de l'indice pluviométrique.

Conclusion :

Les séquences de sécheresse ont été mise en évidence à partir de l'indice standardisé de précipitation (SPI) et de l'indice standardisé de précipitation et d'évapotranspiration (SPEI) dans la région de la Marahoué. La période de 1980 à 1999 est une période humide avec quelques années sèches enregistrées (1981 à 1984). La décennie 2000-2009 fut la plus sèche marquée à

100% de séquences de sèches. Les effets sont plus ressentis dans le Nord-Est jusqu'au Centre de la zone d'étude.

Bibliographie

- Anoh K. A., 2014. *Apport d'un SIG et du modèle agro-hydrologique SWAT dans la gestion durable des ressources en eaux du bassin versant du lac de Taabo (centre de la Côte d'Ivoire)*. Thèse de Doctorat Unique de l'Université de Félix Houphouët Boigny (Abidjan), Côte d'Ivoire, 182 p.
- Doumouya I., Kamagaté B., Bamba A., Ouedraogo M., Ouattara I., Savané I., Goula B. T. A et Biémi J. 2009. Impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau et végétation du bassin versant du Bandama en milieu intertropical (Côte d'Ivoire). *Revue Ivoirien des Sciences et Technologies*, **14**, 203–215.
- 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 Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat, Genève, Suisse, 103 p.
- Goula B. T. A., Savane I., Konan B., Fadika V., Kouadio G. B., 2006. Impact de la variabilité climatique sur les ressources hydriques des bassins versants du N'Zo et du N'Zi en Côte d'Ivoire (Afrique tropicale humide). *Vertigo*, **7** (1), 1-12.
- Irié G. R., SORO G. E., et GOULA B. T. A., 2015. Changements d'états de surface et évolutions spatio-temporelles des précipitations sur le bassin versant de la Marahoué (Côte d'Ivoire). *International Journal of Innovation and Applied Studies*, **13** (2), 386-397.
- Lopez N. D., Robles M. A. C., Gadsden H. et Reyes-Gomez M. V., 2006. Caractérisation, à diverses échelles de temps, des séquences de sécheresse dans l'État de Chihuahua (Mexique). *Sécheresse*, **17** (4), 467-474.
- Mirabbasia R., Anagnostoub E.N., Fakheri-Farda A. Dinpashoha Y. et Eslamianc S., 2013. Analysis of meteorological drought in northwest Iran using the Joint Deficit Index. *Journal of Hydrology*, **492**, 35-48.
- N'Diaye H., Meledje K. L., Kouassi Y. A., Savané N. I., 2015. Caractérisation des occurrences de sécheresse dans le bassin hydrologique de la Bia transfrontalier entre la Côte d'Ivoire et le Ghana : contribution des chaînes de Markov. *Cahier Agricole*, **24** (3), 186-197.
- Paturel J. M., Servat E., et Boyer J. F., 1995. Manifestations de la sécheresse en Afrique de l'Ouest non sahélienne. Cas de la Côte d'Ivoire, du Togo et du Bénin. *Sécheresse*, **6**, 95-102.
- Savané I., Coulibaly K. M., Gion P. 2001. Variabilité climatique et ressources en eaux souterraines dans la région semi-montagneuse de Man, *Sécheresse*, **12** (4), pp 231-237.
- Soro G. E., Anoumand. G.L., Goula B. T.A., Srohorou B., Savane I., 2014. Caractérisation des séquences de sécheresse météorologique à diverses échelles de temps en climat de type soudanais : cas de l'extrême Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire. *Larhyss Journal*, **18**, 107-124.

LES PRÉCIPITATIONS NEIGEUSES EN TUNISIE : ELEMENT POTENTIEL DU CLIMAT OU PHENOMENE A RISQUE ?

BOURGOU-ABDAOUI M.¹, MRABTI M.², BEN BOUBAKER H.¹ et AGUERBI-JAOUADI H.²

1. Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités de Manouba - UR. Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamique Érosive. Malek-bourgou@live.fr, hboubaker@yahoo.fr

2. Institut National de la Météorologie, Tunisie. mrabtimondher@yahoo.fr; direction.generale.inm@gmail.com

Résumé : *L'analyse fréquentielle des précipitations neigeuses en Tunisie met en évidence qu'il s'agit d'un phénomène très variable dans le temps et dans l'espace. C'est aussi un phénomène souvent éphémère, touchant essentiellement les montagnes intérieures du pays. La neige suscite une perception mitigée chez les tunisiens. Certains le considèrent comme un élément potentiel pour la végétation, le tourisme, ... D'autres la perçoivent comme une contrainte à la circulation routière, au confort domestique, à la sécurité des individus et de leurs biens.*

Mots-clés : *précipitations neigeuses, potentiel climatique, risques, Tunisie*

Abstract: *Snowfall in Tunisia: potential element of the climate or risk phenomenon? Frequency analysis of snowfall in Tunisia shows that it is a highly variable phenomenon in time and space. It is also an often ephemeral phenomenon, mainly affecting the interior mountains of the country. The snow gives rise to a mixed perception among Tunisians. Some consider it a potential element for vegetation, tourism, ... Others perceive it as a constraint to road traffic, domestic comfort, the safety of individuals and their property...*

Keywords: *snowfall, climatic potential, risks, Tunisia*

Introduction

Par sa position sur la rive sud de la Méditerranée, par la configuration de son relief et la faiblesse de son altitude, par sa double ouverture sur la mer et par sa proximité du Sahara, la Tunisie représente un pays à faible potentiel neigeux. Tout ceci explique pourquoi lorsqu'elles tombent, les précipitations neigeuses marquent l'actualité dans le pays.

S'agit-il d'un facteur potentiel ou contraignant ? La présente étude essaie, en premier lieu, d'analyser les caractéristiques générales du phénomène à travers le suivi de sa fréquence annuelle et mensuelle, de son intensité et de son extension géographique sur le territoire tunisien pendant une période d'observation assez large de presque un demi-siècle.

En second lieu, il s'agit de discuter de la perception des précipitations neigeuses chez la population tunisienne : la neige est-elle un élément potentiel du climat ou plutôt un facteur de risque ?

1. Données et méthodes

1.1. Données

Nous nous référons aux données quotidiennes des précipitations neigeuses dans un réseau de stations sélectionnées représentatives des différentes régions de la Tunisie (Fig. 1). Ces données (Tableau1) extraites de la base de données de l'Institut National de la Météorologie, couvrent la période 1970-2017, même si cette dernière n'est pas identique pour toutes les stations. Toutefois, les observations de l'épaisseur de la neige se limitent à 5 ans (2013-2017).

Pour l'étude des impacts, nous avons eu recours aux rapports du Ministère de l'Équipement et de l'Habitat ainsi que ceux de l'Observatoire National de la Circulation Routière. En deuxième ordre, l'étude s'est basée sur une enquête personnelle, menée en mars 2017, sur les conséquences socio-économiques des chutes de neige auprès de la population locale, résidant essentiellement dans les Hautes Terres Intérieures de la Tunisie.

Tableau 1. Stations d'observation de la neige en Tunisie : coordonnées et périodes d'observation

Station	Coordonnées			Période observation	Site
	Altitude (m)	Latitude (°N)	Longitude (°E)		
Thala	1091	35.33	8.41	1977-2017	montagneux
Ain Draham	715	36.47	8.41	1970-2009	montagneux
Jendouba	143	36.29	8.48	1970-2017	plaine
Tabarka	66	36.57	8.45	1970-2017	littoral
Beja	158	36.44	9.11	1970-2017	plaine
Tunis-Carthage	4	36.5	10.14	1970-2017	littoral
Kairouan	60	35.4	10.06	1970-2017	plaine
Sidi-Bouزيد	354	35	9.29	1970-2017	plaine
Tozeur	87	33.55	8.06	1970-2017	saharien
Kasserine	707	35.1	8.47	1970-2017	montagneux
Dahmani	652	35.57	8.5	1995-2015	montagneux
Makthar	937	35.51	9.13	1971-2015	montagneux
Bni Mtir	528	36.44	8.44	1970-2015	montagneux
El Kef	518	36.08	8.42	1970-2017	montagneux
Sakiet Sidi Youssef	803	36.14	8.21	1995-2011	montagneux

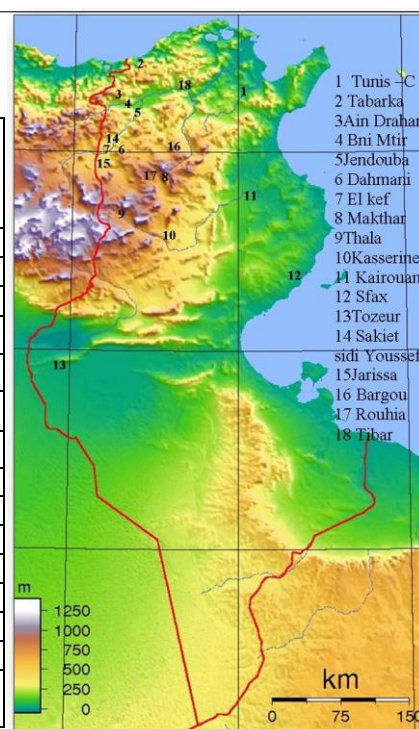


Figure 1. Carte de localisation des stations d'observation de la neige

1.2. Méthodes

La présente étude cherche à mettre en évidence l'ampleur des précipitations neigeuses en Tunisie, aussi bien par leur fréquence que par leur intensité, à travers le suivi de l'épaisseur de la neige dans les stations d'observation de l'Institut National de la Météorologie (INM).

Pour ce faire, nous avons procédé à :

- une analyse de la fréquence interannuelle du cumul des jours de neige dans quelques stations représentatives des différentes régions et climats locaux, allant du nord ouest montagneux (Thala, Ain Draham,...) aux plaines littorales (Tabarka, Tunis-Carthage) et centrales (Kairouan, Sidi-Bouزيد) jusqu'au sud saharien (Tozeur). Il est à noter qu'un jour est qualifiée de neigeux si la couche est supérieure ou égale à 1cm ;

- une analyse de la fréquence intra-annuelle des précipitations neigeuses, à travers les cumuls des jours de neige / mois, sur l'ensemble de la période d'observation (1970-2017) ;

- enfin, nous avons répertorié les jours exceptionnels de neige (épaisseur supérieure ou égale à 20 cm) observés au cours des cinq dernières années (2013-2017).

2. Résultats

2.1. Fréquence interannuelle des précipitations neigeuses

Les figures 2.a ... i permettent de suivre l'évolution interannuelle cumulée de la fréquence des jours de neige. Il s'avère que les valeurs maximales sont observées dans les stations des montagnes telliennes du nord ouest du pays. Ces observations converties en valeurs moyennes donnent une moyenne interannuelle de 6,7 jours de neige /an à Thala (altitude 1091m) et de 5,3 jours/an à Ain Draham (altitude 715 m). Quant aux stations de la Tunisie littorale, centrale et méridionale, la moyenne calculée sur toute la période ne dépasse nulle part 1 jour de neige/an. Curieusement, on note que la neige y est tellement rare qu'un seul jour de neige a été observé à Kairouan et Tozeur sur toute la période d'observation figures (2.h, ... i).

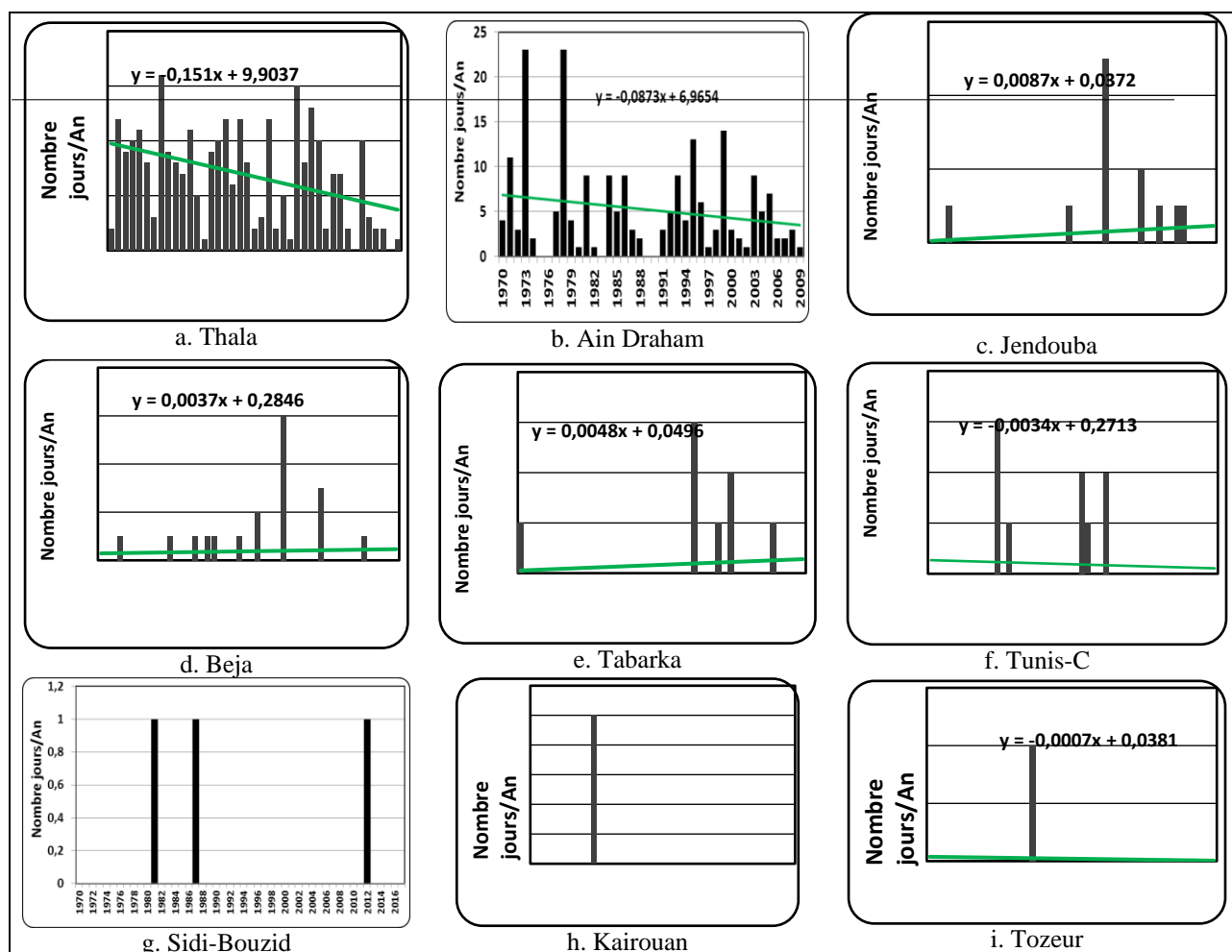


Figure 2. Fréquence interannuelle des jours de neige dans quelques stations en Tunisie (nombre de jours / an, observations 1970-2017). La droite verte représente la tendance linéaire des jours de neige.

2.2. Fréquence mensuelle des précipitations neigeuses

Les figures 3.a...i récapitulent la fréquence mensuelle moyenne des jours de neige. Elles permettent de déduire que le risque d'occurrence des jours de neige s'étend essentiellement, selon les régions, sur les mois allant de novembre à avril. Plus particulièrement, les mois de janvier et février enregistrent la plus forte fréquence de précipitations neigeuses. Il s'agit par conséquent d'un régime mensuel simple avec un maximum hivernal unique (Bousnina, 1984). Toutefois, dans les stations montagneuses telliennes (Thala, Ain Draham, Makthar, ...), les chutes de neige ne sont pas exclues même en dehors de l'hiver.

2.3. Intensité des précipitations neigeuses en Tunisie

Le tableau n°2 répertorie les épisodes neigeux exceptionnels en Tunisie, où l'épaisseur nivale a dépassé les 20 centimètres. Il permet de repérer les régions à risque, où l'épaisseur de la neige peut atteindre 50 centimètres. Il s'agit essentiellement des stations montagneuses du Haut Tell, du Tell Septentrional et de la Dorsale tunisienne.

Il s'avère que le mois de janvier des trois dernières années (2015, 2016 et 2017) a été particulièrement neigeux, en termes d'intensité nivale. En l'occurrence, l'épaisseur de la neige à la station d'Ain Draham a atteint 113 cm en 3 jours (16 à 18 janvier 2017). Rappelons également que ces épisodes neigeux exceptionnels ont été conjugués à des températures exceptionnellement basses.

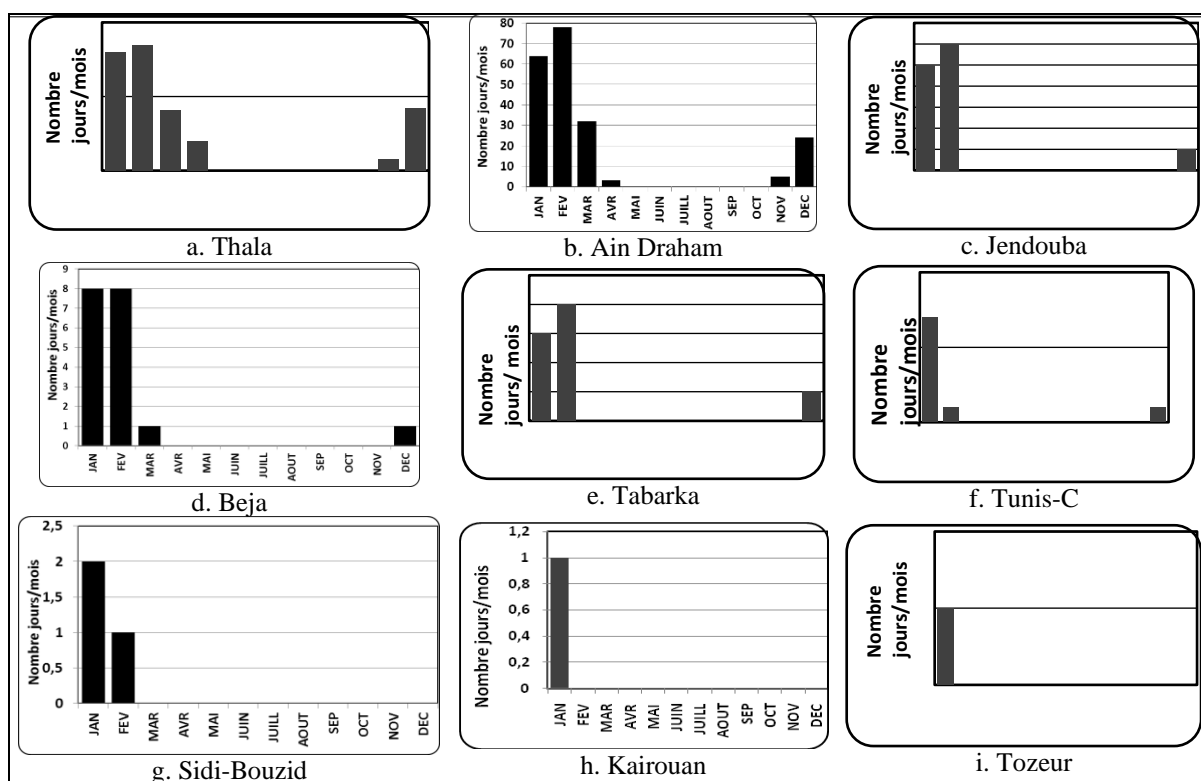


Figure 3. Fréquence mensuelle cumulée des précipitations neigeuses dans quelques stations en Tunisie (nombre de jours / mois, observations de 1970-2017)

Tableau 2. Epaisseur de la neige au cours d'épisodes neigeux jours exceptionnels en Tunisie (2013-2017)

Stations	Epaisseur lors des jours exceptionnels ($\geq 20\text{cm}$)		Stations	Epaisseur lors des jours exceptionnels ($\geq 20\text{cm}$)	
Ain-Draham	08/02/2013	20	Ain Bousaadia	01/01/2015	20
	15/03/2013	25	Rouhia	18/01/2016	20
	01/01/2015	20	Beni Mtir	16/01/2017	20
	16/01/2017	55		17/01/2017	30
	18/01/2017	58	Kesra	01/01/2015	20
Sakiet Sidi-Youssef	01/01/2015	35		17/01/2016	22
	16/01/2017	20	Bargou	16/01/2016	50
El-Kef	31/12/2014	25			17/01/2016
	01/01/2015	31	Tajerouine	31/12/2014	20
Makthar	16/01/2016	50	Gsour	31/12/2014	20
	17/01/2016	35	Oued Mellegue	01/01/2015	20
Kalaat Snan	01/01/2015	20			02/01/2015
	17/01/2016	30	Dahmeni	01/01/2015	33
Kalaa Khesba	01/01/2015	20	Boulifa	01/01/2015	31
	16/01/2016	30	Tajerouine	01/01/2015	29
Tibar	08/02/2013	35	Jrisa	01/01/2015	22
	09/02/2013	38	Sers	01/01/2015	23
	10/02/2013	40	Neber	01/01/2015	21
	15/03/2013	35			

3. Discussion

3.1. La neige est un phénomène rare, très variable et limité dans l'espace et le temps

L'analyse de la variabilité interannuelle de la fréquence des jours de neige met en évidence qu'il s'agit d'un phénomène rare, très variable dans le temps et dans l'espace en Tunisie. La répartition spatiale de ce risque prend une composante zonale, diminuant du nord vers le sud,

avec une recrudescence sur les hauteurs des montagnes du nord et du centre du pays. Il va sans dire que les stations montagneuses du Tell et de la Dorsale représentent les espaces les plus propices aux précipitations neigeuses contrairement au reste du pays. Mais les disparités régionales, voire même locales, sont importantes. Par exemple, la station de Aïn Draham, montagneuse par excellence, cumule 210 jours de neige (1970-2017), contre 8 jours seulement à la station littorale de Tabarka (distante de 30 km seulement). Quant à Thala, elle totalise 276 jours, contre 69 jours seulement à Makthar (située à 80 km de distance à vol d'oiseau).

Ces précipitations neigeuses sont un phénomène essentiellement hivernal. Les mois de janvier et de février enregistrent la plus grande fréquence des jours de neige. Toutefois, dans les stations à plus fort potentiel neigeux (Ain Draham, Thala, ...), les précipitations neigeuses peuvent se produire même au printemps.

3.2. La neige : un élément potentiel du climat

Les précipitations neigeuses suscitent une perception mitigée chez les tunisiens. Chez une catégorie de la population, il s'agit d'un phénomène potentiel, porte bonheur pour son apport hydrique. En effet, les précipitations neigeuses représentent de l'eau glacée, qui fond doucement, réduisant les risques érosifs et favorisant l'infiltration de l'eau dans le sol et son écoulement vers les réservoirs.

La couverture neigeuse, accompagnée de températures basses, subvient également aux besoins de certaines espèces végétales, en termes de froid et de besoin hydrique, tout en réduisant l'évaporation. De ce fait, les agriculteurs et les cultivateurs de certaines espèces forestières se félicitent des épisodes neigeux.

D'autre part, les précipitations neigeuses dessinent un paysage particulièrement décoratif et attractif, tant convoité par les tunisiens. Quand les conditions le permettent, les tunisiens, notamment les jeunes, ne manquent pas à affluer vers les régions enneigées. C'était le cas par exemple en janvier 2016. Les vacances scolaires ont coïncidé avec un épisode neigeux dans les montagnes telliennes, ce qui a attiré plusieurs centaines d'excursionnistes, arrivant des différentes régions du pays, rien que pour admirer la neige, à tous les risques et périls annoncés par les autorités.

De nombreux véhicules, souvent transportant des vacanciers, ont été bloqués dans la neige (Fig. 4) et des accidents de route se sont produits. Les autorités et les services de sécurité, lançaient des avertissements et des alertes, dans le souci de dissuader les excursionnistes de se rendre à ces régions enneigées, qualifiés parfois de sinistrés. Paradoxalement, l'appât de découverte, notamment chez les jeunes, n'a fait que s'enrichir. Par exemple, le 17 janvier 2017, les hôtels de Aïn Draham annonçaient leur plein. La neige n'est-elle pas ainsi un outil de promotion touristique dans les régions montagneuses intérieures ?



Figure 4. Un bus d'excursion bloqué dans la neige, le 16-1-2017. Source : Ministère de l'équipement et de l'Habitat

3.3. Mais la neige est aussi un phénomène à risque

3.2.1 Une paralysie totale de la circulation terrestre

Sous un autre angle de vue, la neige est un élément redouté du climat. Le transport terrestre est considéré parmi les secteurs les plus vulnérables aux chutes et aux accumulations neigeuses. Outre les risques de glissement de véhicules, la neige est susceptible de provoquer le blocage et la coupure des routes, principales et auxiliaires (Fig. 5). En l'occurrence, à chaque épisode neigeux, la Tunisie tellienne connaît une paralysie quasi totale du trafic routier, qui dure en moyenne 24 heures (enquête personnelle, 2017). Non seulement la circulation automobile est bloquée (figures 5 et 6), mais même les piétons trouvent du mal à se déplacer.

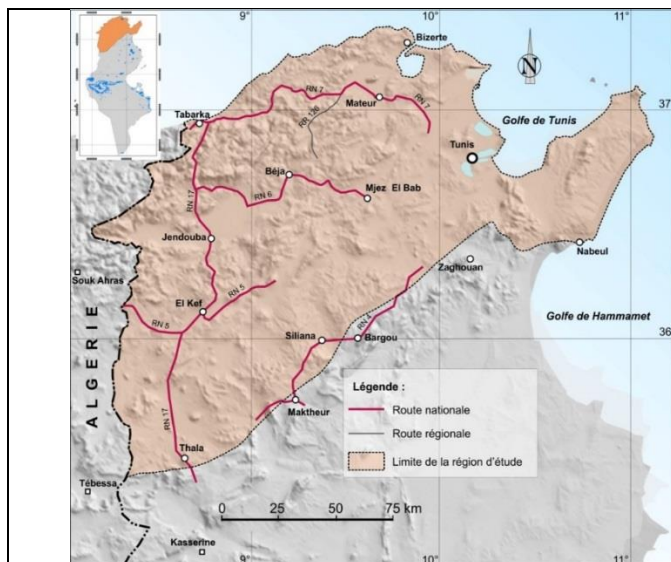


Figure 5. Routes barées par la neige (2003-2012)

Source : Bourguou Abdaoui et al., 2017 (sous presse)



Figure 6. Opérations de sauvetage à Aïn Draham le 16/1/2017

Source : Ministère de l'équipement et de l'Habitat

Evidemment, le blocage de la circulation routière impacte le transport, l'échange et la commercialisation des produits de première nécessité (outils et produits de chauffage, produits alimentaire, ...). Outre la raréfaction de ces produits, leurs prix flambent à l'occasion. Evidemment, ce sont les couches sociales les plus défavorisées qui en souffrent le plus.

La neige, généralement conjuguée au froid, peut avoir d'autres effets néfastes sur la population locale. Elle prohibe la desserte des établissements scolaires, l'accès aux hopitaux et aux centres de médicaux pour les personnes en urgence de soins. Les accumulations neigeuses peuvent également endommager les habitations les plus vétustes, provoquer le périment de certaines cultures et même du bétail. La population locale enquêtée en 2017 confirme ce constat.

Conclusion

Les précipitations neigeuses, si rares soient-elles en Tunisie, caractérisent essentiellement les hautes terres intérieures du pays. Même s'il s'agit d'un phénomène éphémère, il est susceptible d'impacter le paysage et la société doublement : par ses effets potentiels, mais aussi par ses effets contraignants. Cette dimension double de la neige doit être prise en compte par les aménageurs, à la fois pour optimiser et tirer profit des potentialités et pour réduire les risques inhérents.

Bibliographie

Bourguou-Abdaoui M. et al., 2017: Contraintes climatiques et transport routier dans la Tunisie tellienne (sous presse)

Bousnina A, 1984 : La neige en Tunisie. Revue Tunisienne de Géographie. N°13,148 p.

Ministère de l'Équipement, de l'Aménagement du Territoire et du Développement Durable, Direction Générale des Ponts et Chaussées et Direction de l'Exploitation et l'Entretien Routier, 2012 : Recensement général de la circulation, 287 p.

EVOLUTION DES RESSOURCES EN EAU DANS UN BASSIN VERSANT ARIDE EN TUNISIE CENTRALE

GUERMAZI E. ¹, MILANO M. ¹, REYNARD E. ¹

¹ Université de Lausanne, Institut de géographie et durabilité, Bâtiment Géopolis, CH-1015 Lausanne, Suisse, emna.guermazi@unil.ch, marianne.milano@unil.ch, emmanuel.reynard@unil.ch

Résumé : Cette étude a pour objectif d'évaluer l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau souterraines renouvelables. Le principe est d'examiner les ressources et les demandes en eau actuelles et celles projetées à l'horizon 2050 sous l'effet des changements climatiques. Les données mensuelles de température et de précipitations ont été fournies par l'unité de recherche CRU-TS 4.0. La projection des changements climatiques s'est appuyée sur les résultats des modèles climatiques globaux : CSIRO-Mk3.6.0, CNRM-CM5 et MPI-ESM-MR. La recharge naturelle de la nappe a été estimée par la méthode du facteur d'infiltration. La demande en eau d'irrigation a été évaluée par le modèle CROPWAT. Les résultats montrent une tendance à l'augmentation du stress hydrique estival, marquée par une hausse des prélèvements de 2 Mm³/mois par rapport à la situation actuelle (+70%), ce qui pourrait amener à l'épuisement des ressources en eaux renouvelables à l'horizon 2060. Une transition vers des cultures moins gourmandes en eau est recommandée.

Mots-Clés : changement climatique, aridité, ressources en eau, irrigation.

Abstract: *Evolution of water resources of an arid catchment in central Tunisia.* This study aims to evaluate the impacts of climate change on renewable groundwater resources. The method consists in estimating renewable groundwater resources and water demands in the current state and at the 2050 horizon under climate change scenarios. Monthly data of temperature and precipitation were provided by the CRU-TS 4.0 database. Projections of climate changes were based on outputs of the global climate models CSIRO-Mk3.6.0, CNRM-CM5 and MPI-ESM-MR. Natural recharge was estimated using the Rainfall infiltration factor. Irrigation water demand was evaluated by the CROPWAT model. Results show a trend towards an increase in water stress during summer, characterized by an increase of withdrawals (+ 2Mm³/month; + 70%) compared to the current situation. This should contribute to the depletion of renewable water resources by the 2060 horizon. A transition towards crops needing less water is recommended.

Keywords: climate change, aridity, water resources, irrigation.

Introduction

L'eau et le climat sont intimement liés par le cycle hydrologique. En Tunisie, le climat est caractérisé par une certaine aridité et par une forte variabilité des précipitations, limitant les ressources en eau (MARH et GIZ, 2011). Les ressources en eaux souterraines renouvelables ont été estimées en 2005 à 2162 Mm³ pour des prélèvements totaux de l'ordre de 1955 Mm³ (Elloumi, 2016). Le secteur agricole présente 85% de ces prélèvements. Dans les milieux arides, les facteurs climatiques affectent les ressources en eaux souterraines, soit directement par l'évaporation et la recharge, soit indirectement par la variation des prélèvements notamment à usage agricole. Les modèles climatiques régionaux réalisés pour la Tunisie ont montré qu'à l'horizon 2050, le sud et le centre du pays devraient être sujets à une élévation importante des températures et une diminution modérée des précipitations annuelles moyennes (MARH et GIZ, 2007). On peut ainsi s'attendre à une diminution du niveau piézométrique des nappes par la combinaison de la diminution des précipitations, de l'augmentation de l'évapotranspiration et de l'augmentation des pompages (Boughariou *et al.*, 2013). Cela donne lieu au développement de stratégies d'adaptation passant par exemple par le changement de la date de plantation des cultures ou le changement des variétés cultivées (Bird *et al.*, 2016). Dans ce travail, nous évaluons le stress hydrique à l'échelle mensuelle dans le bassin du Regueb, en Tunisie centrale, et son évolution sous contraintes climatiques.

1. Zone d'étude

Le bassin versant de Regueb (figure 1a) est une zone principalement rurale s'étendant sur une superficie d'environ 1900 km². Il est situé à 40 km de la côte et subit les influences climatiques méditerranéennes. Avec une pluviométrie moyenne faible (210 mm/an à Sfax et 190 mm/an à Sidi Bouzid pour la période 1989-2011 (figure 1b), une température maximale moyenne assez élevée (31°C en juillet ; figure 1b) et un indice d'aridité de De Martonne estimé à 6,4 (Guermazi *et al.*, 2016), le climat est classé comme aride. La zone d'étude est caractérisée par des ressources en eau de surface très limitées, accentuant la pression sur les eaux souterraines. L'aquifère a connu dès les années 2000 une forte augmentation du nombre de forages suite à l'extension des périmètres irrigués dans les zones à faible salinité de l'eau. En effet, les cultures pluviales, qui dominaient le paysage rural, ont commencé à être remplacées par des cultures irriguées à haute valeur ajoutée, telles que la vigne ou l'oranger.

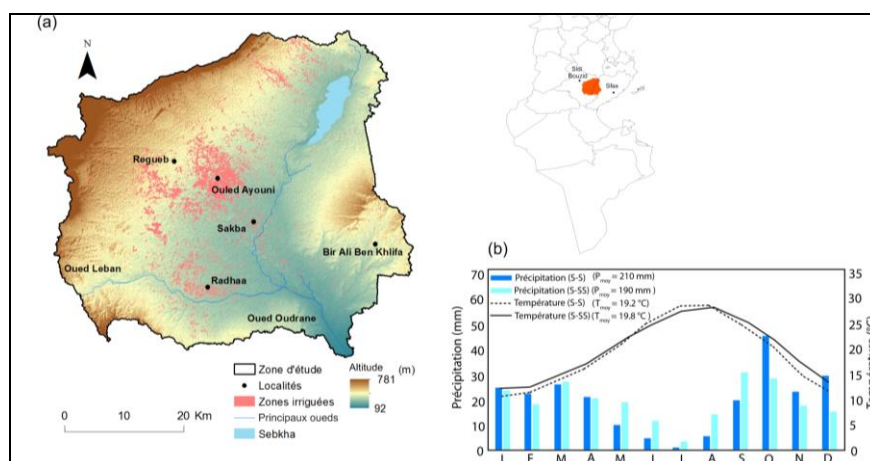


Figure 1. (a) Localisation du bassin versant de Regueb et (b) diagramme ombrothermique pour les stations de Sfax (S-S) et la station de Sidi Bouzid (S-SS) (période de 1989-2011).

2. Méthodologie

Cette section décrit les modèles climatiques utilisés, puis retrace l'approche développée afin d'estimer la recharge de la nappe (ressource) et la demande en eau, avant de décrire la mise en œuvre d'un indice de stress hydrique pour les périodes actuelle (1976-2005) et future (2036-2065). Les procédures sont davantage détaillées dans Guermazi *et al.* (2018).

2.1 Données et modèles climatiques

Les données de précipitations et de température pour la période de référence (1976-2005) ont été extraites de la base de données CRU-TS 4.0 (*Climatic Research Unit Time version 4.0*; Harris *et al.*, 2014) avec une résolution spatiale de 0,5°x0,5°. Pour les projections futures, nous nous sommes intéressés à l'horizon 2050 (2036-2065) et avons appliqué le scénario de stabilisation RCP4.5 (Thomson *et al.*, 2011). Les projections des changements climatiques se sont basées sur les résultats des modèles climatiques globaux (GCMs) CSIRO-Mk3.6.0, du CNRM-CM5 et du MPI-ESM-MR, ces modèles s'étant avérés robustes pour représenter le climat en région méditerranéenne (Terink *et al.*, 2013). Bien que les RCMs soient davantage utilisés à l'échelle locale, les mêmes tendances d'évolution que les GCMs sont obtenus pour la Tunisie, puisque contraints par ces derniers pour représenter les conditions aux limites (Foughali *et al.*, 2015). Afin de définir les grandes tendances d'évolution climatique de notre zone d'étude, nous avons appliqué la méthode des perturbations aux sorties des GCMs (Ruelland *et al.*, 2012). Cette méthode consiste à extraire les tendances climatiques futures des GCMs et à les appliquer sur des chroniques observées

de températures et précipitations. La variabilité climatique est alors héritée des chroniques climatiques observées et la relation interannuelle pluie-débit est supposée se maintenir à moyen terme (Ruelland *et al.*, 2012).

2.2 Estimation de la recharge naturelle

Pour estimer la recharge naturelle, nous avons appliqué la méthode du facteur de précipitation et d'infiltration (RIF ; CGWB, 1997) recommandée par le Comité d'estimation des ressources en eaux souterraines. Cette approche est largement utilisée en Tunisie en appliquant un facteur d'infiltration régional tenant compte des réservoirs hydrogéologiques conçu par Castany (1982). Il est exprimé par l'équation suivante :

$$R = I * P * A$$

où R est la recharge, I est le facteur d'infiltration adapté à la Tunisie, P est la moyenne des précipitations annuelles (mm) et A est la surface couverte par chaque facteur d'infiltration. La même méthode a été appliquée pour les périodes actuelle et future en utilisant les données du CRU-TS 4.0 et les sorties des GCMs calibrés, respectivement.

2.3 Estimation des demandes en eau

La demande en eau destinée à l'irrigation et à l'usage domestique a été estimée pour la période de référence (1976-2005) et pour la période future (2036-2065).

2.3.1 Demande en eau d'irrigation

La demande en eau d'irrigation durant la période 1976-2005 a été estimée en cinq étapes :

- (1) Classification de l'utilisation des terres et évaluation des changements d'utilisation des terres par traitement et analyse d'images satellitaires Landsat (Guermazi *et al.*, 2016) ;
- (2) Caractérisation des sols, en utilisant la base de données HWSD élaborée par la FAO (HWSD, 2012) ;
- (3) Estimation des besoins en eau d'irrigation (BEI) à l'aide du modèle CROPWAT (FAO, 1992), qui évalue les besoins en eau des différentes cultures à partir de coefficients de croissance culturaux et de l'évaluation de l'évapotranspiration potentielle (FAO, 1992) ;
- (4) Évaluation du coefficient hydraulique, qui correspond à la différence entre les besoins en eau d'irrigation et l'eau réellement consommée. Les quantités d'eau pompées ont été estimées en menant des interviews avec les agriculteurs (Guermazi *et al.*, 2016) ;
- (5) Évaluation du volume d'eau pompé de la nappe pour l'irrigation en multipliant les besoins en eau d'irrigation par le coefficient hydraulique.

Pour la période future (2036-2065), la demande en eau d'irrigation a été estimée séparément pour chaque scénario climatique.

2.3.2. Demande en eau domestique

La demande en eau domestique est le produit de la demande spécifique (l/jour/hab) par le nombre d'habitants. La demande spécifique pour la période actuelle a été calculée séparément pour chaque source d'approvisionnement. Pour les estimations futures, nous avons appliqué les projections de la croissance démographique annuelle de l'Institut national des statistiques (INS), en considérant une demande spécifique constante.

2.3.3. Calcul de l'indice de stress hydrique

Afin d'évaluer l'intensité du stress hydrique, nous nous sommes appuyés sur l'indice d'exploitation des ressources en eau de Shiklomanov (1991) adapté aux eaux souterraines par Raskin *et al.* (1997) :

$$WSI = \frac{\text{Volume total d'eau pompé de nappe}}{\text{Ressource en eau disponible}} \times 100$$

Si $WSI > 80\%$, le stress hydrique est sévère, si $40\% < WSI < 80\%$, le stress hydrique est fort, si $20\% < WSI < 40\%$, le stress hydrique est modéré, si $WSI < 20\%$, il n'y a pas de stress.

3. Résultats et discussion

3.1 Tendances climatiques futures

Selon le GCM retenu, une forte variabilité saisonnière dans les projections des précipitations peut être observée (figure 2). A l'horizon 2050, l'ensemble des scénarios s'accordent sur une hausse des précipitations en automne et au printemps mais avec de fortes amplitudes (+ 0,02 mm selon le modèle CSIRO-Mk 3.6.0 contre + 0,2 mm selon MPI-ESM-MR au printemps, par exemple). Par contre, en été et en hiver, les scénarios ne s'accordent ni sur la tendance ni sur les volumes. Par exemple, en hiver, les projections influencées par le modèle MPI-ESM-MR prévoient une diminution de 0,4 mm/jour, tandis que les projections basées sur le GCM CNRM-CM5 prévoient une augmentation de 0,18 mm/jour. En revanche, à l'horizon 2050, les scénarios climatiques dérivés des trois GCMs prévoient une augmentation significative de la température de l'air (+1,45 °C par rapport à la période actuelle). La plus forte augmentation est prévue pour la saison estivale (+1,6-2,5 °C par rapport à la période actuelle). Les variations saisonnières dérivées du modèle CSIRO-Mk 3.6.0 montrent une augmentation de la température de l'air combinée à une diminution des précipitations en été (juin, juillet et août). Le scénario climatique dérivé du modèle MPI-ESM-MR montre que la saison hivernale (décembre, janvier et février) devrait subir la plus forte diminution mais une augmentation modérée des températures (+1,6 °C en moyenne sur l'ensemble de la période).

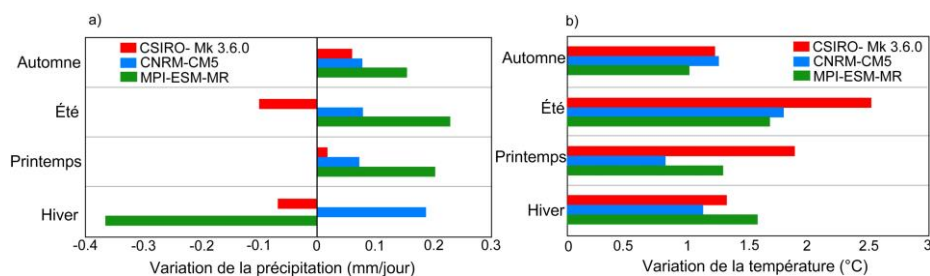


Figure 2. Variation moyenne saisonnière des (a) précipitations, et (b) températures projetées par les GCMs CSIRO-Mk 3.6.0, CNRM-CM5 et MPI-ESM-MR pour la période 2036-2065 par rapport à la période de référence (1976-2005; CRU TS 4.0).

L'utilisation des GCMs est souvent discutée pour les études réalisées à l'échelle locale en raison de leur faible résolution spatiale (IPCC, 2007). Cependant, nos résultats sont en accord avec les projections réalisées en Tunisie employant la descente d'échelle dynamique (c'est-à-dire des modèles climatiques régionaux, RCMs ; MARH et GIZ, 2007). MARH et GIZ (2007) et Foughali *et al.*, (2015) ont également souligné la grande variabilité dans les projections futures de précipitations selon le RCM retenu, montrant aussi qu'il n'y a pas de tendances évolutives nettes pour les précipitations. Ils notent également une tendance à la hausse des températures sur l'année (+1,4-2,1°C), avec une hausse davantage marquée l'été (+1,9-2,5°C à l'horizon 2050). La seule différence notable porte sur la saison d'automne. Selon les projections issues de RCMs, les températures devraient augmenter de 1,8 à 2,1°C en automne en Tunisie centrale, contre une hausse de 0,9 à 1,3°C selon notre étude. Ainsi, les scénarios climatiques issus de GCMs peuvent être utilisés pour extraire les grandes tendances d'évolution. Néanmoins, pour des analyses d'évènements extrêmes, l'utilisation des RCMs est recommandée (Ruelland *et al.*, 2012).

3.2 Influence du changement climatique sur le bilan hydrique

Afin d'évaluer l'impact des différents scénarios climatiques sur les ressources en eau, nous avons comparé l'exploitation et la recharge naturelle de la nappe (figure 3).

A partir de la figure 3, nous pouvons observer que l'exploitation de la nappe dans le bassin de Regueb est toujours maximale durant la saison estivale (5,5 Mm³ en juillet), en lien avec le pic des besoins en eau d'irrigation alors que la recharge est insignifiante (0,2 Mm³). A l'horizon 2050, la hausse des températures au cours de la saison d'irrigation devrait provoquer une augmentation de l'exploitation de la nappe, qui devrait presque doubler par rapport à la période de référence (figure 3), particulièrement pour le scénario dérivé du modèle CSIRO-Mk3.6.0. La différence entre recharge et exploitation pourrait passer de 2,5 Mm³ pour la période 1976-2005 à 5 Mm³ pour la période 2036-2065 (CSIRO-Mk3.6.0) durant le mois le plus chaud (juillet).

Nous pouvons également noter que la demande en eau d'irrigation – qui varie proportionnellement à l'évapotranspiration et au coefficient cultural – est le facteur déterminant pour la disponibilité en eau dans les régions arides. L'augmentation de l'indice de surface foliaire par l'intensification des périmètres irrigués (haute densité) influence le volume d'eau pompé dans la nappe.

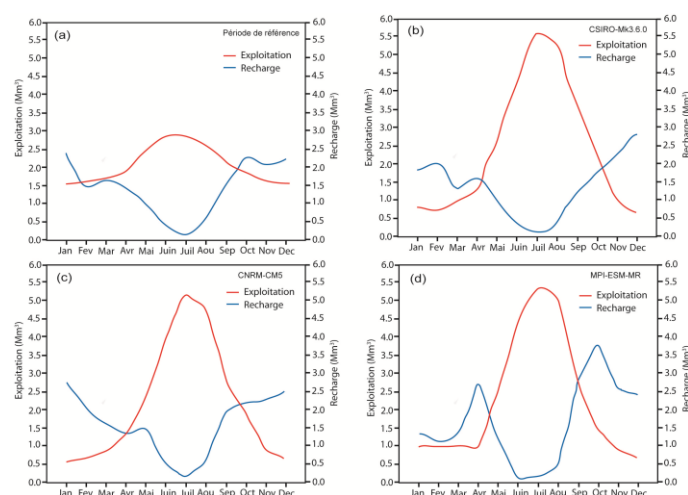


Figure 3. Différence entre exploitation et recharge moyennes mensuelles de la nappe durant (a) la période de référence, et selon les scénarios dérivés du modèle : (b) CSIRO-Mk 3.6.0, (c) CNRM-CM5, (d) MPI-ESM-MR.

3.3 Analyse du stress hydrique

Durant le période de référence (1976-2005), les résultats montrent que le bassin de Regueb est en situation de stress hydrique durant la saison estivale (figure 3). Sous l'effet des changements climatiques, et si l'occupation actuelle du sol est maintenue dans le futur, le niveau piézométrique de la nappe devrait diminuer significativement suite à l'augmentation continue du rapport exploitation-recharge. Cependant, la hausse des températures projetées par les scénarios climatiques combinés avec une baisse de 20% des précipitations devrait engendrer une diminution de la disponibilité des ressources eau. Cette évolution, conjuguée à l'augmentation des prélèvements, pourrait provoquer un stress hydrique sévère à partir des années 2060.

Conclusion

Cette étude visait à évaluer l'effet de la variation future de la température et des précipitations sur l'exploitation de la nappe et sur la disponibilité des ressources en eau renouvelables d'un bassin versant aride, en l'occurrence celui du Regueb en Tunisie. Les

résultats obtenus indiquent que ce territoire pourrait être marqué par une hausse des températures de 1,6 °C durant la saison estivale qui pourrait engendrer une hausse des prélèvements pour l'irrigation de 2 Mm³/mois par rapport à la situation actuelle (+ 70%) et de ce fait dépasser le seuil du volume renouvelable de la nappe à l'horizon 2050. La saison estivale constitue une période de stress hydrique et le défi pour préserver les ressources en eau sera de minimiser la demande en eau d'irrigation durant cette période de l'année. Opter pour des cultures moins exigeantes en eau combinées avec une gestion optimisée des ressources en eau constitue une des solutions d'adaptation aux changements climatiques (Guermazi *et al.*, 2018).

Bibliographie

- Bird D.N., Benabdallah S., Gouda N., et al., 2016. Modelling climate change impacts on and adaptation strategies for agriculture in Sardinia and Tunisia using AquaCrop and value-at-risk. *Science of the Total Environment*, **543**, 1019-1027.
- Boughariou E., Bouri S., Khanfir H., Zarhloule Y., 2013. Impacts of climate change on water resources in arid and semi-arid regions: Chaffar Sector, Eastern Tunisia. *Desalination and Water Treatment*, **52**, 10-12.
- Castany G., 1982. *Principes et méthodes de l'hydrogéologie*. Université de Pierre et Marie Curie, Paris.
- CGWB, 1997. *Groundwater resources of India*. India, Central Ground Water Board.
- Elloumi M., 2016. *La gouvernance des eaux souterraines en Tunisie. IWMI project report No 7*. 121 p.
- FAO, 1992. *CROPWAT, a computer program for irrigation planning and management*. Rome, FAO, 133 p.
- Foughali A., Trambly Y., Bargaoui Z., Carreau J., Ruelland D., 2015. Hydrological modeling in Northern Tunisia with Regional Climate Model outputs: Performance evaluation and bias-correction in present climate Conditions. *Climate*, **3**, 459-473.
- Guermazi E., Bouaziz M., Zairi M., 2016. Water irrigation management using remote sensing techniques: a case study in Central Tunisia. *Environmental Earth Sciences*, **75**, 202.
- Guermazi E., Milano M., Reynard E., Zairi M., 2018. Impact of climate change and anthropogenic pressure on the groundwater resources in arid environment. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*. <https://doi.org/10.1007/s11027-018-9797-9>
- Harris I., Jones P.D., Osborn T.J., Lister D.H., 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology*, **34**, 623-642.
- HWSD, 2012. *HWSD documentation*. Rome, FAO, 43 p.
- IPCC, 2007. *The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, Cambridge University Press, 996 p.
- MARH et GIZ, 2007. *Stratégie nationale d'adaptation de l'agriculture tunisienne et des écosystèmes aux changements climatiques*. Tunis, GIZ, 150 p.
- MARH et GIZ, 2011. *Elaboration de la Stratégie Nationale sur le Changement Climatique de la Tunisie*. Tunis, ALCOR-TEC, 148 p.
- Raskin P., Gleick P., Kirshen P., Pontius G., Strzepek K., 1997. *Comprehensive assessment of the freshwater resources of the world. Water futures: assessment of long-range patterns and problems*. Stockholm, 77 p.
- Ruelland D., Ardoin-Bardin S., Collet L., Roucou P., 2012. Simulating future trends in hydrological regime of a large Sudano-Sahelian catchment under climate change. *Journal of Hydrology*, **424-425**, 207-216.
- Shiklomanov IA., 1991. The World's water resources. In Proc. Int. Symp. (ed). *International Symposium to commemorate the 25 years of IHD/IHP*. Paris, UNESCO, 93-126.
- Terink W., Immerzeel WW., Droogers P., 2013. Climate change projections of precipitation and reference evapotranspiration for the Middle East and Northern Africa until 2050. *International Journal of Climatology*, **33**, 3055-3072.
- Thomson A, Calvin K, Smith S, et al., 2011. RCP4. 5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. *Climatic Change*, **109**, 77-94.

Topoclimatologie

~~MODELISATION DU RECHAUFFEMENT DES ALPES DU SUD A LA MER MEDITERRANEE (1959-2015)~~

DOUGUÉDROIT A.

Aix Marseille Univ, Univ Nice Sophia Antipolis, Avignon Université, CNRS, ESPACE, Nice, France 29 avenue Robert Schuman, 13621 Aix en Provence, France [annick.douguedroit@univ-amu.fr]

Résumé. Cette étude prolonge celle sur le réchauffement des Alpes du sud depuis le siècle dernier (Douguédroit, 2017). La même méthode d'analyse reposant sur la distinction entre données d'adrets et de fonds de vallée et les deux mêmes périodes 1959-65 et 2009-15 a été appliquée à l'espace entre le sud des Alpes et la mer Méditerranée. Cet espace s'est révélé être divisé en 2 espaces : d'une part un espace intérieur caractérisé par le prolongement vers des altitudes moins élevées du climat des Alpes du Sud, donc du même réchauffement, d'autre part un espace littoral méditerranéen influencé par la mer qui le rend moins chaud de jour et plus tiède la nuit que l'intérieur. C'est le modèle climatique des montagnes bordant la mer Méditerranée, une trilogie de climats méditerranéens se succédant en altitude, littoral, intérieur et atténué.

Mots-clés : Réchauffement, climats méditerranéen littoral, méditerranéen intérieur et méditerranéen atténué, France.

Abstract: Modelling the warming from the french southern alps to the mediterranean sea (1959-2015). This study extends results obtained on the warming of the French Southern Alps since the last century (Douguédroit, 2017). The same analysis method based on the difference between South facing slopes and valley bottoms data during the same 1959-65 et 2009-15 periods has been applied on the area between the southern Alps limit and the Mediterranean Sea. This area is divided in two parts: an inner one, the extension of the Southern Alps climate in lower altitudes with a similar warming and a Mediterranean coast influenced by the sea making it colder during day and warmer in night than the inner area. Such is the Mediterranean climate model of the mountains along the Mediterranean: it consists in the trilogy of the coastal, inland and mitigated Mediterranean climates.

Keywords: Warming, coastal Mediterranean, inland Mediterranean climate, mitigated Mediterranean climate, France.

Introduction

Dans une précédente étude nous avons pu estimer le réchauffement climatique dans les Alpes du Sud entre le milieu du 20^e siècle (1959-1965) et la période actuelle (2009-2015) (Douguédroit, 2017) en appliquant à cette région le modèle reposant sur une méthode de calcul de la décroissance des températures en montagne pour l'estimation des gradients des températures dans les Alpes françaises du Sud (Douguédroit et de Saintignon, 1970). Cette méthode, dans une région homogène d'un point de vue thermique, repose sur l'existence de plusieurs relations linéaires entre température et altitude correspondant aux différentes positions topographiques présentes en montagne. Les données de température disponibles ont obligé à se limiter aux deux cas des adrets et des fonds de vallée.

La comparaison entre les deux périodes a permis d'estimer le réchauffement climatique dans les Alpes du Sud entre les années 60, juste avant le début du réchauffement rapide actuel daté pour l'Europe dans les années 70 (IPCC, 2013) et la période actuelle.

1 Méthodes et données

La méthode reposant sur la distinction entre les topoclimats définie en 1970 (Douguédroit et de Saintignon, 1970) a été utilisée pour estimer le réchauffement de l'ensemble de la région allant des Alpes du Sud à la mer Méditerranée.

1.1 Définition de nouveaux ensembles thermiques homogènes

Les limites des Alpes du Sud retenues en 1970 étaient constituées au nord par la « ligne

des cols » telle qu'elle est définie comme la limite climatique entre Alpes du Nord et du Sud depuis le siècle dernier (Bénévent, 1926). Elles ont été imposées à l'ouest par la quasi absence au siècle dernier de stations dans la partie montagneuse du département de la Drôme et à l'est par la frontière. Au sud la limite définie comme celle des « Alpes du Sud », c'est-à-dire de la montagne, a été placée sur les falaises méridionales dominant le bas pays méditerranéen dans le Var et prolongée dans les Alpes Maritimes en incluant les stations d'altitude à peu près équivalente.

Nous avons bien vu dans les deux études précédentes que la question principale posée par ces limites est bien celle du sud. Il est certain que la région située au nord de cette dernière et considérée comme la partie montagneuse de la région (les Alpes du Sud) est bien homogène d'un point de vue thermique. Il s'agit maintenant de déterminer la régionalisation thermique de la partie du territoire de climat dit « méditerranéen » située plus au sud et d'en définir le réchauffement.

1.2 Les données

Pour estimer le réchauffement de cette région méditerranéenne française il nous faut pour la partie nouvelle de l'espace étudié à la fois des séries de données pour 2009-15 et 1959-65. Le résultat est quelque peu décevant : au sud des Alpes du Sud nous n'avons trouvé que 28 stations en activité actuellement et seulement 7 pour le milieu du siècle dernier, 4 étant communes aux 2 séries (Fig. 1). Ainsi la quasi-totalité des stations fonctionnant au siècle dernier ne sont-elles pas accessibles faute d'avoir été numérisées.

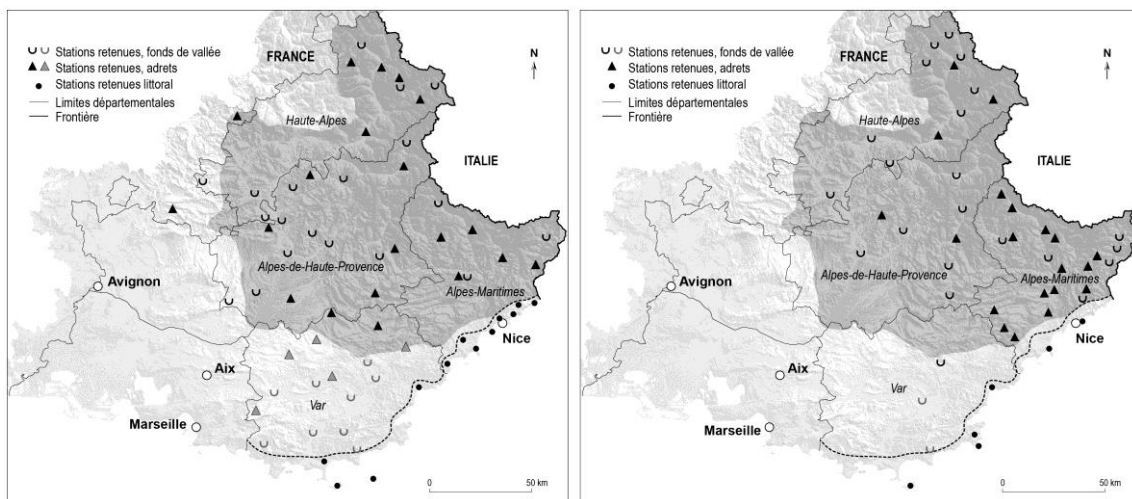


Figure 1. La localisation des stations (2009-15 à gauche et 1959-65 à droite). En gris foncé les Alpes du Sud et en gris clair la région dite « méditerranéenne » ajoutée ici.

L'étude sur les Alpes du Sud s'était heurtée au même problème qui avait pu être contourné grâce à la publication des résultats pour 1959-65 (Douguédroit et de Saintignon, 1970). Les moyennes annuelles sont seul utilisées ici comme dans l'étude précédente (Douguédroit, 2017).

1.3 Quelle méthode d'étude ?

La relation température – altitude utilisée précédemment est une régression linéaire du type $Y = aX + b$ soit $T = T_0 - bZ$ avec T = température mesurée, $T_0 = T$ au niveau de la mer, b le gradient et Z l'altitude de T qui dépend de la position topographique des points de mesure en montagne. Mais seules les températures de deux positions topographiques principales peuvent être calculées en montagne à cause des données disponibles (Météo-France, 2017), les « adrets » (A) sur versants à orientation générale sud et les fonds de vallées riches en

Une telle méthode mise au point pour la montagne est-elle applicable hors de la montagne, dans un pays aux différences d'altitude bien plus faibles ? Dans des études précédentes nous avons bien déterminé l'existence de sites de fonds de vallée plus ou moins larges dans la région française de climat dit « méditerranéen » mais sans généraliser à cet espace l'existence des topoclimats (Douguédroit et Bridier, 2015, 2016). C'est ce que nous allons faire ici. Nous avons éliminé toutes les stations urbaines représentatives des îlots de chaleur urbains, excédent thermique associé au bâti par rapport aux topoclimats.

L'espace au sud des Alpes du sud s'est révélé être divisé du point de vue thermique en deux ensembles, le littoral au sud, près de la mer, et tout le reste de la région jusqu'aux Alpes du Nord. Cette différence ne repose que sur un décalage thermique dans une variation altitudinale semblable.

2. Le réchauffement des Alpes du sud et de l'espace méditerranéen intérieur

Les équations de régression de la température en fonction de l'altitude calculées sur les séries 2009-2015 des stations de la région dite méditerranéenne intérieure située au sud des Alpes du Sud donnent des valeurs qui se confondent avec celles établies pour les Alpes du Sud en 2017 (Douguédroit, 2017). Elles se présentent comme le prolongement vers des altitudes plus basses des relations précédentes, avec également des résultats très significatifs (Tab. 1).

Nous avons retenu les équations de l'ensemble Alpes du Sud pour 1959-65 (Douguédroit, 2017) pour 2 raisons. La continuité des équations de décroissance de la température en fonction de l'altitude entre cet espace alpin et celui de Méditerranée intérieure pour la série 2009-15 rend très probable la même continuité au milieu du siècle dernier, ce que confirment les données de la seule station commune située en fond de vallée, celle du Luc, dont les moyennes annuelles se placent sur la courbe des Alpes pour les TX et tout près pour les TN.

2.1 Décroissance des températures moyennes annuelles sur les adrets

Nous ne pouvons que rappeler les conclusions présentées en 2017 puisque nous avons pour toute la région méditerranéenne intérieure jusqu'aux sommets (Tab. 1) des valeurs identiques ou très proches de celles obtenues précédemment pour les seules Alpes du Sud (Douguédroit, 2017).

Tableau 1 : Comparaison entre les équations 2009-2015 des adrets des Alpes du Sud et de l'espace méditerranéen intérieur et 1959-65 des Alpes du Sud, avec T0 : Température au niveau de la mer, Gradient : pour 100m et R : Variance.

Topoclimat	Espaces	T0	Gradient	R2
2009-15 Adrets TX	Alpes du Sud	22.8	0.59	0.96
	Alpes du Sud et Med Int	22.6	0.58	0.96
1959-65 Adrets TX	Alpes du Sud	21.6	0.61	0.97
2009-15 Adrets TN	Alpes du Sud	9.9	0.52	0.91
	Alpes du Sud et Med Int	9.9	0.51	0.94
1959-65 Adrets TN	Alpes du Sud	10.4	0.55	0.92

Seul le réchauffement des températures maximales (TX) est bien net : de 1°C à 1.2°C, ce qui représente près de 200m de glissement vers le haut des valeurs des TX identiques aux deux périodes (Fig. 2). En une quarantaine d'années, puisque comme nous le rappelions en 2017, le réchauffement n'a commencé que dans les années 70 (IPCC, 2013), il a franchi au moins les deux tiers de l'augmentation de 1.5°C et même un peu plus si la série avait été continuée jusqu'en 2017.

Les résultats obtenus pour les températures minimales (TN) souffrent de la réduction du nombre de cas susceptibles d'être retenus à cause de la localisation des stations

météorologiques avec obstacles à l'écoulement de l'air ou au réchauffement matinal signalés en 2017. Ils présentent néanmoins un grand contraste avec ceux obtenus pour les TX. Les droites 2009-15 des Alpes du Sud et des Alpes du Sud avec l'Intérieur méditerranéen sont pratiquement confondues et se séparent à peine de celle de 1959-65 pour les seules Alpes du Sud qui part plus chaude de 0.5°C au niveau de la mer mais se confond très vite en altitude avec les précédentes droites (Fig.2). Les températures de fin de nuit sur les adrets n'ont pas changé ici en montagne depuis le milieu du siècle dernier.

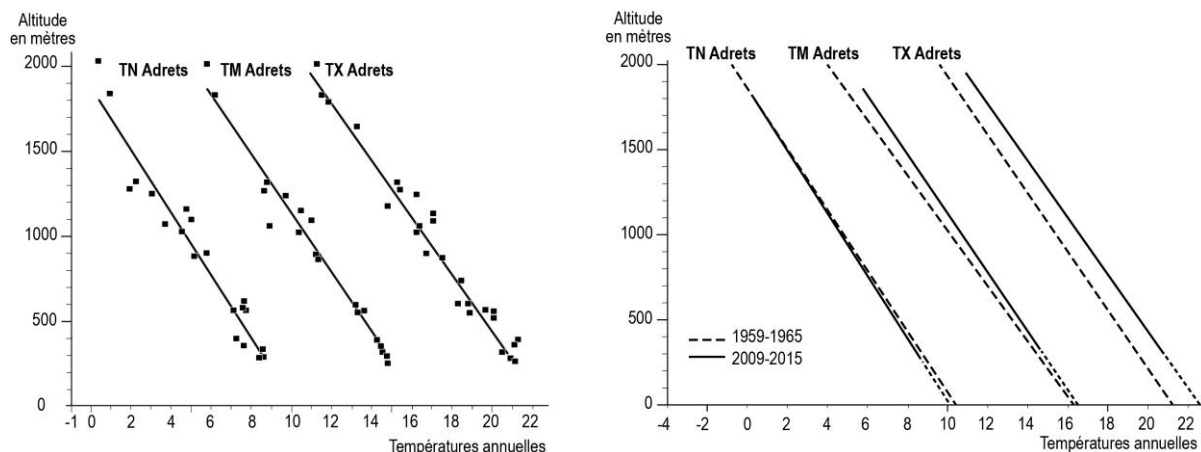


Figure 2. Décroissance des températures moyennes annuelles en fonction de l'altitude sur les adrets des Alpes du Sud et de l'espace méditerranéen intérieur : à gauche 2009-2015, à droite les deux séries 2009-2015 et 1959-1965 pour les seules Alpes du Sud.

2.2 Décroissance des températures moyennes annuelles dans les fonds de vallée (FV)

On retrouve pour les TX des Fonds de vallée (Tab. 2, Fig. 2), comme pour ceux des Adrets, des conclusions identiques à celles obtenues en 2017 (Douguédroit, 2017).

Tableau 2 : Comparaison entre les équations 2009-2015 des Fonds de vallée des Alpes du Sud et de l'espace méditerranéen intérieur et 1959-65 des Fonds de vallée des Alpes du Sud, avec T0 : Température au niveau de la mer, Gradient : pour 100m et R : Variance.

Topoclimats	Espaces	T0	Gradient	R2
2009-15 FV TX	Alpes du Sud	22.0	0.51	0.98
	Alpes du Sud et Med Int.	21.9	0.56	0.89
1959-65 FV TX	Alpes du Sud	21.2	0.59	0.98
2009-15 FV TN	Alpes du Sud	8.2	0.55	0.87
	Alpes du Sud et Med Int.	8.3	0.60	0.89
1959-65 FV TN	Alpes du Sud	8.8	0.64	0.97

Les remarques relatives aux droites représentatives des TX et des TN pour 2009-15 par rapport à celles de 1959-65 sont très voisines de celles faites sur les adrets. Les droites des TX démarrent proches de la même valeur « au niveau de la mer » mais celle des Alpes du Sud et du Méditerranéen intérieur diminue moins vite à cause de son gradient un peu moins élevé. Les droites des TN se croisent. C'est l'effet de la prise en considération des 11 stations nouvelles de basse altitude aux valeurs d'ailleurs assez dispersées. L'écart avec 1959-65 au niveau de la mer est de 0.8°C ; il s'inverse avec l'altitude du fait du gradient plus élevé. Le réchauffement est net de jour mais un peu inférieur à celui des adrets. Les TN des FV, comme celles des adrets, un peu plus chaudes « au niveau de la mer » en 1959-65 qu'actuellement gardent des valeurs très proches de celles de 2009-15 en altitude du fait des écarts entre les gradients.

Aussi bien sur les adrets que dans les fonds de vallée le réchauffement est net de jour, sans pour autant s'élever au même niveau pour les FV, alors que l'on n'en trouve peu trace la nuit.

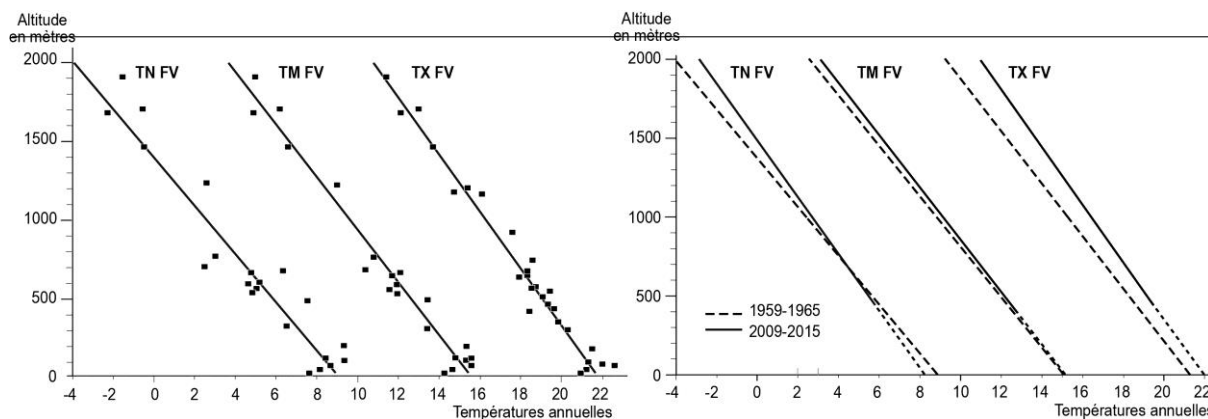


Figure 3. Décroissance des températures moyennes annuelles en fonction de l'altitude dans les fonds de vallée (FV) des Alpes du Sud et de l'espace méditerranéen intérieur : à gauche 2009-2015, à droite les deux séries, 2009-2015 et 1959-1965 pour les seules Alpes du Sud avec 3 points, ceux des valeurs du Luc.

2.3 Le littoral

Onze stations ont été associées au littoral du fait de leur localisation sur des adrets face à la mer et sur les plages et de leurs températures, y compris deux situées en altitude face à la mer (Peille : 1106m et Eze-Revere :677m). L'ensemble s'est révélé hétérogène. Deux stations ont été éliminées de la liste retenue pour les TX, Peille particulièrement chaude de jour et Nice-aéroport (2m d'altitude au bord même du rivage de l'aéroport) plus froide. Les valeurs des TN apparaissent plutôt sous la dépendance des grandes zones de températures marines ; les 8 stations plus orientales, y compris celle de Peille, forment un ensemble cohérent (Tab.3, Fig. 4). C'est un point à mieux préciser ultérieurement.

Tableau 3 : Comparaison entre les équations 2009-2015 des Alpes du Sud et de Méditerranéen intérieur et du Littoral, avec T0 : Température au niveau de la mer, Gradient : pour 100m et R : Variance.

Topoclimats	Espaces	T0	Gradient	R2
2009-15 Adrets TX	Alpes du Sud et Med Int.	22.6	0.58	0.96
2009-15 Littoral TX	Littoral	21.0	0.53	0.70
2009-15 Adrets TN	Alpes du Sud et Med Int.	9.95	0.59	0.88
2009-15 Littoral TN	Littoral	13.8	0.54	0.90

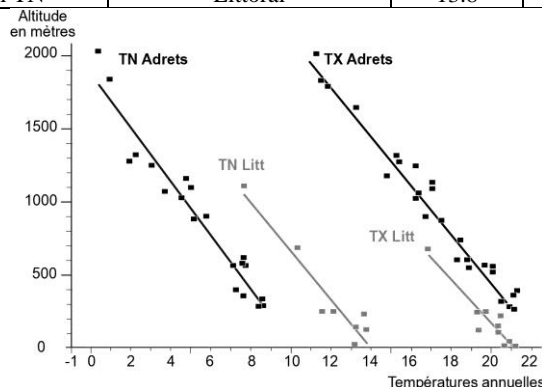


Figure 4. Droites 2009-15 des TX et TN du Littoral et des Adrets des Alpes du Sud et de Méditerranée intérieure.

Les deux droites de régression obtenues pour le Littoral sont pratiquement parallèles à celles des Adrets, mais moins chaude pour les TX et nettement plus chaude pour les TN, différence associée à celle des variations jour-nuit des chaleurs spécifiques de la terre et de la mer. Les données des 4 seules stations présentes en 1959-65 en notre possession sont situées à très faible altitude avec des minima compris entre 11.8°C et 12.2°C sauf St Jean Cap Ferrat qui atteint 13.1°C et des maxima entre 18.4°C et 19.2°C, ensemble de valeurs inférieures aux actuelles (Fig. 4).

3. Conclusion

L'espace compris depuis la Ligne des cols définie comme la limite climatique entre Alpes du Sud et Alpes du Nord (Bénévent, 1926) jusqu'à la Mer Méditerranée est du point de vue thermique divisé en deux : un grand ensemble intérieur bordé au sud d'un littoral étroit le long du rivage. Le premier est l'espace du climat méditerranéen de l'intérieur, comprenant en continuité thermique bas-pays et montagne et le second le méditerranéen littoral.

A l'échelle mondiale, Peel et al. (2007), reprenant la classification de Köppen-Geiger, le climat Csa ou « méditerranéen » est un climat tempéré, avec un été sec et chaud. La partie haute de l'espace étudié ici a bien un été sec mais des températures des deux mois, l'un le plus chaud, l'autre le plus froid, inférieures à celles de la définition du Csa ; il n'est donc pas alors considéré comme « méditerranéen ». A l'échelle régionale cette question de la limite septentrionale du climat méditerranéen est encore compliquée par l'existence de plusieurs conceptions divergentes fondées sur le critère pluviométrique (Péguy, 1970).

Néanmoins, au nord du littoral, il existe bien une continuité thermique, y compris dans le réchauffement, entre le sud reconnu comme appartenant au climat méditerranéen et les Alpes du sud. Ces dernières présentent à la fois un été relativement chaud et une sécheresse relative d'été. Il s'agit d'un climat méditerranéen atténué, prolongeant en montagne le climat méditerranéen. Cette trilogie climatique méditerranéenne définie ici, méditerranéen littoral, méditerranéen et méditerranéen atténué d'altitude n'est pas spécifique de la région étudiée ici ; elle est représentative de tous les espaces de montagne bordant la mer Méditerranée.

Les espaces de climat méditerranéen et méditerranéen atténué étudiés ici présentent entre 1959 et 2015 un réchauffement identique pendant le jour qui fait monter les isothermes de l'ordre de 200m sur les adrets et un peu moins dans les fonds de vallée. En revanche on ne constate pas de réchauffement des températures de nuit. Le littoral, moins chaud de jour et plus chaud la nuit s'est réchauffé aussi sans que l'on puisse être plus précis faute de données suffisantes disponibles pour le milieu du siècle dernier.

Bibliographie

- Bénévent E., 1926 : Le climat des Alpes françaises du Sud. *Mémorial de L'Office National Météorologique de France*, **14**, 436 p.
- Douguédroit A., 2017 : Le réchauffement dans les Alpes du Sud (1959-2015). *Actes du XXXè Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Sfax 03-06 juillet 2017*, 382-387.
- Douguédroit A. et Bridier S., 2015 : Variations of mean annual minimum temperatures in the French Mediterranean region from 1951 to 2010, *ICUC9 - 9th International Conference on Urban Climate jointly with 12th Symposium on the Urban Environment*, 20-24 July 2015, Toulouse, France.
- Douguédroit A. et Bridier S., 2016 : Influence du changement climatique sur les variations spatio-temporelles des températures de la région méditerranéenne française, *2016 ANNUAL IGU COMB CONFERENCE : The Mediterranean sustainability between climate change and human mobility*. Antalya/Turkey, 1st – 5th June.
- Douguédroit A., de Saintignon M.-F., 1970 : Méthode d'étude de la décroissance des températures en montagne de latitudes moyennes : exemple des Alpes du Sud. *Revue de Géographie Alpine*. LVIII, 3, 453-472
- 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 [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- La Météorologie Nationale, 1970. Stations : Données.
- Météo-France, 2016 : Données publiques – Informations sur les stations - Fiches de poste
- Météo-France, 2017 : Publiothèque. Historiques des stations.
- Peel M. C., Finlayson B. L., and McMahon T. A., 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **11**, 1633–1644.
- Péguy Ch.-P., 1970 : *Précis de Climatologie*. Paris, Masson et Cie, 468 p.

INVERSIONS DE TEMPERATURE DANS LE JURA

JOLY D.

Laboratoire ThéMA, UMR 6049 CNRS et UBFC, Besançon ; daniel.joly@univ-fcomte.fr

Résumé : *L'étude des inversions, événements climatiques qui provoquent de nombreux pics de pollution nocifs, est primordiale. Quatorze sites composés de deux stations proches et quatre autres mettant en relation une station de plaine avec une station de montagne permettent d'analyser la fréquence, l'intensité et la durée des inversions locales et régionales. La fréquence moyenne des inversions est élevée lors des tn (50 %) avec des maximums supérieurs à 70% en certains sites et en décembre. L'intensité des inversions tant locales que régionales est faible (respectivement 2°C et 1°C en moyenne). La durée des inversions est faible : 60 % d'entre elles concernent juste la fin de nuit. Parmi les inversions qui se maintiennent au moins un jour, 85 % durent moins de 1 à 3 jours tandis que certaines peuvent persister beaucoup plus longtemps (jusqu'à 36 jours sans interruption).*

Mots-Clés : *température, inversion, Jura.*

Abstract: *Temperature inversions in the Jura mountain. The study of inversions, climatic events that cause many pollution peaks, is essential. Fourteen sites consisting of two nearby stations and four sites linking a lowland station to a mountain station make it possible to analyse the frequency, intensity, and duration of local and regional inversions. The mean frequency of inversions is high when tn occurs (50%) with maximums greater than 70% at some sites and in December. The intensity of both local and regional inversions is low (2°C and 1°C on average, respectively). Inversion duration is low: 60% of them are just late night. Of the inversions that last for at least one day, 85% last less than 1 to 3 days while some can last much longer (up to 36 days without interruption).*

Keywords: *temperature, inversion, Jura.*

Introduction

Les inversions de température qui affectent toutes les régions du globe sont un phénomène climatologique connu depuis fort longtemps mais l'engouement pour leur étude s'est accéléré au cours des dernières décennies en raison des pics de pollution qui leurs sont associés (El Melki, 2007 ; Zhang et al., 2017). Il existe un grand nombre de types d'inversions thermiques (Barry, 2008). Les inversions radiatives, les plus fréquentes, sont prioritairement dues au déficit radiatif en surface au cours de la nuit. Elles surviennent le plus souvent par temps calme et ciel dégagé et sont souvent détruite aux premières heures du matin (Anquetin et al., 1998), mais, si les conditions atmosphériques le permettent, elles peuvent s'installer durant plusieurs jours successifs (Vitasse, 2017). Ce phénomène d'inversion est renforcé par la topographie locale : l'air froid migre par advection le long des pentes (Mahrt et al., 2010 ; Fernando et al., 2013) et s'accumule au fond des dépressions (Fallot, 2012 ; Michelot, Carrega, 2014). La couche limite qui se développe dans de tels contextes est totalement découplée du flux synoptique sus-jacent (Larger, Staquet, 2016).

L'objectif de cet article est d'analyser la fréquence, l'intensité et la durée des inversions observées dans le Jura. Pour ce faire, nous exploiterons les données recueillies en 14 couples de stations en 2017 et 2018 sous couvert forestier. Deux niveaux d'échelle sont abordés : les inversions locales grâce à des couples de stations situées à faible distance (moins de 20 km), et les inversions régionales en couplant deux stations qui, distantes de plus de cinquante kilomètres, sont localisées l'une en plaine (300 m d'altitude), l'autre sur les crêtes du Jura (1300 m).

1. Données et méthode

L'aire d'étude, située dans la partie orientale de la région Bourgogne Franche-Comté, est caractérisée par un climat de montagne à tendance continentale (Joly et al., 2010). Elle est limitée au nord par la vallée du Doubs, à l'est et au sud par les crêtes du Jura. Les trois

ensembles topographiques du Jura sont représentés : la plaine (200-250 m), les deux plateaux (300-600 m) et la Haute-Chaîne jusqu'à 1300 m.

1.1. Données

La température sous couvert forestier (SCF) est captée à pas de 6 minutes à l'aide de capteurs HOBO PRO V2 montés dans des boîtiers fixés au côté nord des arbres à deux mètres au-dessus du sol. La période de mesure s'étend du 1^{er} janvier 2015 au 31 décembre 2016. Les valeurs minimales (tn) et maximales (tx) quotidiennes (731 jours en tout) sont extraites de la base de données. Nous avons également utilisé tn et tx fournis par Météo-France sur la même période.

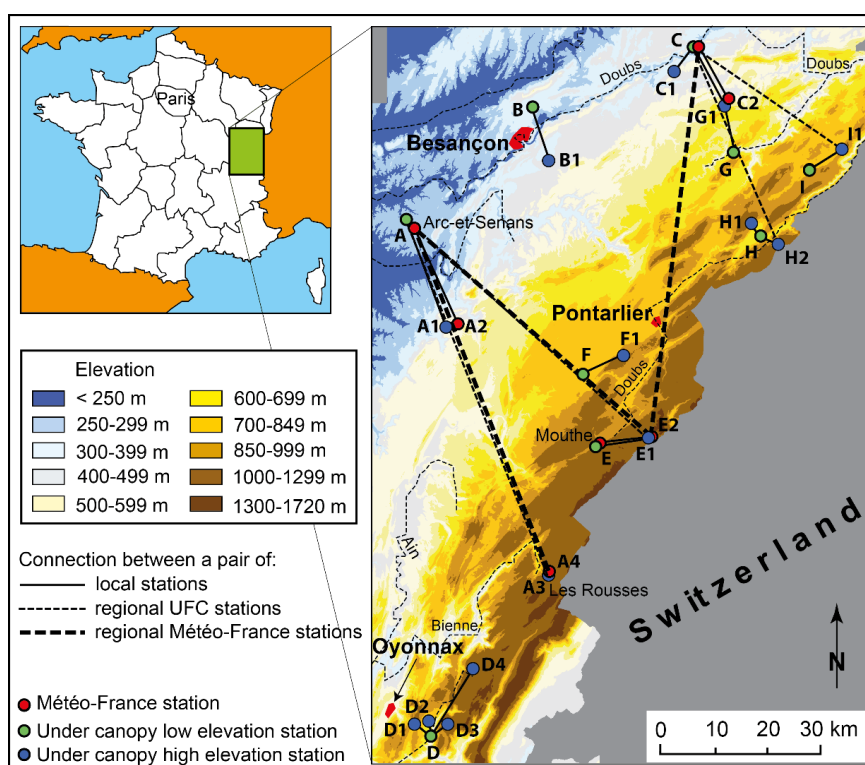


Figure 1. Aire d'étude et localisation des capteurs. L'échelle locale est représentée par quatorze couples de stations SCF (A-A1, B-B1, C-C1, C-C2, ..., I-I1), trois sites sont composés d'un couple de stations SCF et d'un couple de stations Météo-France (A-A1/A2, C-G1/C2, E-E1/E2) ; l'échelle régionale est représentée par quatre couples de stations SCF (A-A3, A-E2, C-H2 et C-I1) et par trois couples de stations Météo-France (A-A4, A-E2 et C-E2).

Notre réseau est constitué de 50 capteurs (Joly et Gillet, 2017) duquel nous avons extrait 14 couples de stations disposées, l'une en fond de dépression, l'autre en situation haute, sur une crête ou un haut de versant. Les calculs d'inversion locale SCF s'appuient sur neuf capteurs localisés en fond de vallée large (6) ou étroite (3) appariés avec le capteur le plus proche situé au moins 100 m plus haut en altitude et à moins de 20 km de distance (fig. 1). Ces derniers sont établis en situation de plateau (5), de haut de versant (4) ou de sommet (5). Les altitudes des stations basses s'échelonnent de 265 m (station A) à 1 047 m (station E). L'amplitude altitudinale qui sépare les deux stations de chaque couple est également très variable : l'amplitude minimale est de 56 m (G-G1), l'amplitude maximale est de 561 m (D-D4). Les calculs d'inversion régionale SCF seront effectués grâce à quatre couples de capteurs (fig. 1). La station basse commune aux deux premiers couples est située dans le val d'Amour (A) à 265 m d'altitude et les deux stations hautes qui lui sont connectées sont situées sur les crêtes du Jura (A2 à 1 117 m et A3 à 1 228 m). Les amplitudes altitudinales sont respectivement de 852 m et 963 m. Les deux couples suivants sont connectés à la même station C (320 m d'altitude) et localisés à 1 235 m et 981 m. Les amplitudes sont de 915 m et 661 m. Parmi les 30 stations du

réseau Météo-France, seulement cinq paires de stations répondent aux critères de localisation définis ci-dessus : respectivement trois et deux stations concernent les inversions locales (elles sont appariées aux couples SCF A-A1, C-C2 et E-E1) et régionales (couples A-A2 et A-A3) (fig. 1).

1.2. Méthode

L'écart de température journalier est calculé séparément pour les tn et pour les tx et dans le cadre de chaque couple de stations en soustrayant la valeur enregistrée dans la station basse à la valeur enregistrée dans l'autre station. Un résultat positif est obtenu lors d'une décroissance altitudinale « normale » des températures. Le cas contraire traduit une inversion thermique, la température étant plus basse en bas qu'en haut. Trois indicateurs (fréquence, intensité et durée des inversions) sont alors calculés selon deux pas de temps : globalement pour les deux années d'observation et mensuellement.

2. Résultats

2.1. Fréquence des inversions

Au cours des 731 jours d'observation, la possibilité qu'une inversion se produise est scrutée en 14 sites locaux. Sur ce potentiel de 10 234 cas, les inversions se produisent 5 075 fois (49.6 %) lors des tn et 1 948 fois (19 %) lors des tx. Les inversions régionales sont beaucoup moins nombreuses (18.3 % et 5.8 %). Des écarts très sensibles apparaissent entre les sites : la fréquence des inversions locales la plus faible est de 18.5 % (couple E-E1) pour les tn et de 2.2 % (D-D1) pour les tx ; la fréquence la plus élevée affecte le site G-G1 tant pour les tn (71.1 %) que pour les tx (57.7 %).

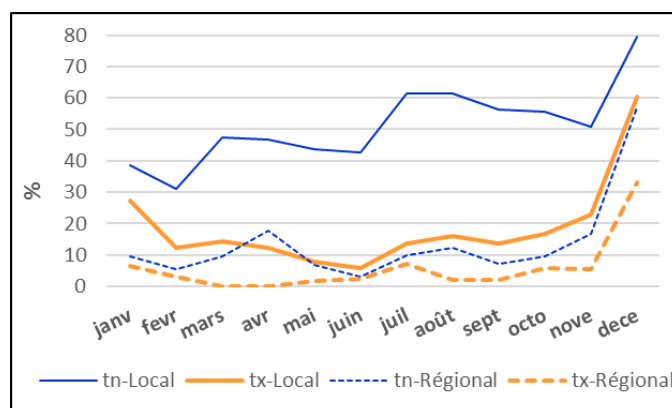


Figure 2 : Fréquence moyenne mensuelle des inversions locales et régionales lors de tn et des tx

La variation mensuelle de la fréquence des inversions oppose décembre, caractérisé par des valeurs élevées, aux autres mois (fig. 2) au cours desquels les valeurs sont peu différenciées. Seule la fréquence des inversions locales-tn tend à présenter des valeurs un peu plus élevées en été qu'en fin d'hiver, au printemps et en automne. Il est intéressant de constater que, lors des tn de décembre, la fréquence des inversions locales atteint presque 80 % en moyenne et que sept sites présentent des fréquences d'inversions supérieures à 97 %.

2.2. Intensité des inversions

Chaque inversion est caractérisée par la différence de température entre les deux capteurs appartenant à chaque site, valeur plus ou moins élevée qui traduit son intensité. L'intensité moyenne des inversions locales est plus élevée pour les tn (1.9 °C) que pour les tx (1.1 °C). Si

l'intensité minimale est de 0.1 °C (une température identique dans les deux sites d'un même couple n'est pas assimilée à une inversion), l'intensité maximale atteint 13.8 °C et 16.2 °C pour les tn et les tx sur (G-G1). En fait, seules 6 % des inversions sont supérieures à 5 °C, 1 % dépasse 10 °C. La variation saisonnière de l'intensité des inversions montre des valeurs plus élevées en hiver et en automne qu'au cours des autres saisons ; seules les inversions locales qui se produisent lors des tn ne sont pas sensibles à cette disposition (fig. 3). L'intensité moyenne des inversions régionales est analogue à celle des inversions locales : 1.6°C et 1.3°C lors des tn et des tx. Sa variation mensuelle est peu différente de celle des inversions locales tx.

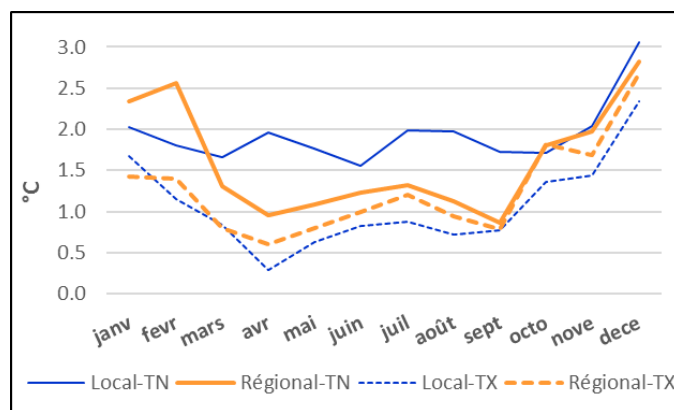


Figure 3 : Intensité moyenne mensuelle des inversions locales et régionales lors de tn et des tx

2.3. Durée des inversions

Dans la majorité des cas (61 %), l'inversion du matin disparaît en cours de journée. Mais, dans les 39 % autres cas, elle se poursuit toute la journée ou plus longtemps si les conditions qui l'ont engendrée le permettent. On appellera « séquence » tout ensemble de n jours successifs d'inversion en un site donné.

Tableau 1. Durée (jours) des séquences d'inversion

Durée (jours)	1	2	3	4-5	6-10	11-20	> 20
%	57.2	19.3	8.4	8.0	4.8	1.6	0.7

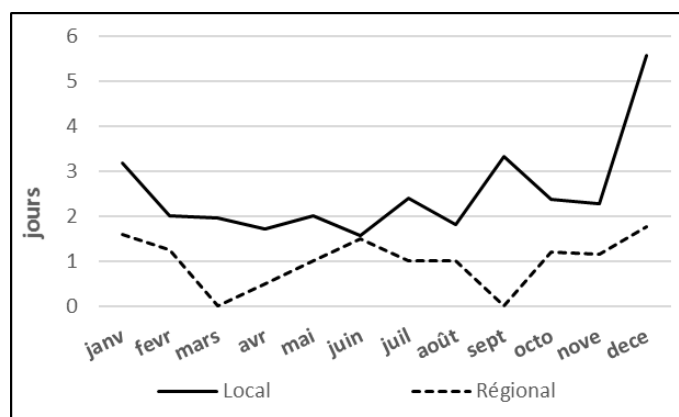


Figure 4 : Durée moyenne mensuelle des inversions locales et régionales lors de tn et des tx

La durée moyenne des séquences d'inversions locales est de 2.3 jours. Ces faibles durées moyennes s'expliquent par la prédominance écrasante des séquences courtes de 1 à 3 jours dont la proportion se monte à 85 % (tab. 1). Les séquences longues sont rares même si la plus longue a duré 36 jours (site G-G1). La durée des inversions régionales est un peu plus courte que celle de ses homologues locales : 1.7 jours.

La variation saisonnière de la durée moyenne des inversions est stable sauf pour les inversions locales avec (i) un mois de décembre marqué par une valeur très élevée et (ii) une tendance sensible à présenter des séquences d'inversion plus courtes au printemps et été qu'en automne et hiver (fig. 4).

2.4. Durée et intensité des séquences d'inversions locales

La durée et l'intensité des séquences d'inversion à échelle locale sont fortement dépendantes, tant pour les tn que pour les tx (fig. 5). Plus la séquence d'inversion se prolonge, plus l'intensité augmente.

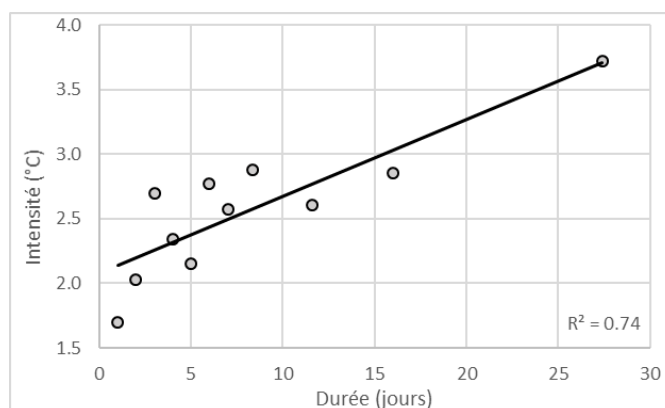


Figure 5 : Croisement de la durée moyenne versus intensité des inversions locales

2.5. Inversions sous couvert forestier et en site ouvert

Tableau 2. Fréquence des séquences d'inversion sous couvert forestier (SCF) et en site ouvert (MF)

	tn-SCF	tn-MF	tx-SCF	tx-MF
Local (%)	36.9	37.5	28.2	13.3
Régional (%)	8.7	11.3	4.9	5.7

Une interrogation majeure concerne la validité des résultats qui viennent d'être présentées. Les températures sous couvert forestier présentent en effet des écarts assez sensibles par rapport aux sites ouverts situés à proximité (Joly, 2015) et il est permis d'imaginer que les caractères des inversions qui y sont détectées sont également différents. Pour savoir ce qu'il en est, nous disposons de trois sites où une paire de stations SCF est jumelée à une paire de stations Météo-France et ce, à échelle locale et régionale (fig. 1). La fréquence des inversions SCF est analogue à celles décelées en milieu ouvert à une exception près. Lors des tx, les inversions locales SCF (28%) sont très largement supérieures aux inversions MF (13%). Cela s'explique par le fait que, en milieu forestier, l'air froid généré durant la nuit tend à stagner tout au long de la journée au fond des dépressions tandis que, sur les crêtes SCF ou en site ouvert (dépression ou crête), il est plus facilement évacué.

Conclusion

Les inversions sur le massif du Jura ont été étudiées à échelle locale et régionale grâce à respectivement 14 et 4 paires de stations disposées sous couvert forestier. La fréquence des inversions est très élevée à échelle locale (un jour sur deux) lors des tn. Elles le sont beaucoup moins dans les autres cas (tx, inversions régionales). L'intensité des inversions est faible (entre 1 et 2°C en moyenne). Même le maximum (16.2°C) reste modeste comparativement à celui

observé par Vitasse et al (2017) dans le val de la Brévine proche de notre aire d'étude (28°C). La durée moyenne des séquences d'inversions non interrompues est de 2.3 jours. Décembre, mois des inversions, se singularise par des valeurs élevées de fréquence, d'intensité et de durée. Du point de vue des variations dans l'espace, le site G-G1 (le capteur bas est situé au fond d'une vallée très encaissée) se particularise par des inversions d'une fréquence et d'une durée remarquables. Les caractères des inversions locales qui surviennent lors des tn les range dans le type radiatif ou advectif. Les inversions des autres cas sont plutôt des inversions de subsidence.

Remerciements

L'auteur remercie Météo-France pour la gratuité des données et les maires des communes et les propriétaires privés qui nous ont permis d'installer les capteurs dans leur parcelle de forêt.

Bibliographie

- Anquetin S., Guilbaud C., Chollet J.-P., 1998: The formation and destruction of inversion layers within a deep valley. *J. Appl. Meteor*, **37**, 1547-1560.
- Barry R.G., 2008: *Mountain Weather and Climate*. 3rd ed. Cambridge University Press, 506 p.
- Fallot J.-M., 2012. Influence de la topographie et des accumulations d'air froid sur les températures moyennes mensuelles et annuelles en Suisse. In Bigot S. et Rome S. (eds.). 25ème colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), 273-278.
- Fernando, H. J. S., Verhoef B., Di Sabatino S., Leo L. S., Park S., 2013. The Phoenix Evening Transition Flow Experiment (TRANSFLEX). *Bound.-Layer Meteor.*, **147**, 443-468, doi:10.1007/s10546-012-9795-5.
- Joly D., 2015. Etude comparative de la température en forêt et en espace ouvert dans le parc Naturel Régional du Haut-Jura. *Climatologie*, **11**. <http://odel.irevues.inist.fr/climatologie/index.php?id=562>
- Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailhès J., Hilal M., Wavresky P., 2010. Les types de climats en France, une construction spatiale (Types of climate on continental France, a spatial construction). *Cybergeo : European Journal of Geography*, **501**. <http://cybergeo.revues.org/index23155.html>
- Joly D., Gillet F., 2017. Interpolation of temperatures under forest cover on a regional scale in the French Jura Mountains. *International Journal of Climatology*, DOI:10.1002/joc.5029
- Larger Y., Staquet C., 2016. Persistent inversion dynamics and wintertime PM10 air pollution in Alpine valleys. *Atmospheric Environment* **135**, 92-108; <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.03.045>
- Mahrt, L., S. Richardson, N. Seaman, and D. Stauffer, 2010. Non-stationary drainage flows and motions in the cold pool. *Tellus*, **62**, 698-705; doi:<https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00473.x>.
- Malingowski J., Atkinson D., Fochesatto J., Cherry J., Stevens E., 2014. An observational study of radiation temperature inversions in Fairbanks, Alaska. *Polar Science*, **8**, 24-39.
- Michelot M., Carrega P., 2014. Topoclimatologie et pollution de l'air dans les Alpes-Maritimes : mécanismes et conséquences en images. *EchoGeo*, **29**. <https://echogeo.revues.org/13951?lang=fr>.
- Vitasse Y., KleinJames G., Kirchner J.W., Rebetez M., 2017. Intensity, frequency and spatial configuration of winter temperature inversions in the closed La Brévine valley, Switzerland. *Theoretical and Applied Climatology*, **130** (3-4), 1073-1083.
- Zhang Z., Gong D., Mao R., Kim S.J., Xub J., Zhao X., Ma Z., 2015. Cause and predictability for the severe haze pollution in downtown Beijing in November–December 2015. *Science of the Total Environment*, **592**, 627–638.

ÉTUDE DE LA QUALITÉ DES DONNÉES NEIGE EN ITALIE : LE CAS DE LA VALLÉE D'AOSTE

BERTOLOTTO P. L.¹, ACQUAOTTA F.¹, KERMADI S.², FRATIANNI S.¹

¹ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino, via Valperga Caluso 35 - 10125 Torino, Italie, paololorenzo.bertolotto@teletu.it, simona.fratianni@unito.it

² Université de Lyon, UMR CNRS 5600 EVS, France, saida.kermadi@univ-lyon2.fr

Résumé : En Italie, la base de données neige est très étendue, temporellement et spatialement, permettant à certaines stations de la région alpine des séries de mesure de plusieurs décennies. Compte tenu de la valeur de cette base de données et pour une exploitation fiable des séries historiques, ce travail se propose de développer une méthode de contrôle de la qualité de données neige. Il s'agit donc d'élaborer un ensemble de processus comprenant des conditions logiques et des seuils dérivés avec des calculs statistiques destinés à identifier des données incohérentes dans ces séries. De plus, cette méthodologie a été structurée pour être appliquée aux séries historiques mesurées, principalement, par les stations météorologiques manuelles, dont le mode et la résolution temporelle des mesures sont différentes de celles des stations automatiques les plus modernes.

Mots-Clés : base de données climatiques ; série historique ; neige ; méthodes statistiques.

Abstract: *Study of the quality of snow data in Italy.* In Italy the snow database is very extensive, temporally and spatially, allowing for some stations in the Alpine region to have several decades of measures. Taking into account the value of this database and for a reliable exploitation of these historical series, this work proposes to develop a method to check the quality of snow data. It is therefore necessary to develop a set of processes that includes logical conditions and derived threshold with statistical calculations designed to identify inconsistent data in these series. Furthermore, this methodology has been structured to be applied to historical series measured, mainly, in manual meteorological stations, whose mode and temporal resolution of the measures are different from those of the most modern automatic stations.

Keywords: climate datasets, historical series, snow, statistical methods.

Introduction

En Italie, la base de données de la neige est importante, et pour certains sites, elle est utilisable. Ce patrimoine, de plusieurs décennies de mesures, est néanmoins peu exploré. Pourtant, sa valorisation serait d'un grand apport, non seulement dans le domaine scientifique, mais également dans d'autres domaines. En effet, les analyses nivométriques sont importantes pour la gestion du danger d'avalanche, l'organisation des sports d'hiver et des travaux agricoles (Trnka *et al.*, 2010 ; Rasmus *et al.*, 2016). Ces données sont également indispensables pour les études hydrologiques: la hauteur, la densité de la neige et le SWE (Snow Water Equivalent) permettent d'estimer le volume d'eau présent dans le manteau neigeux (Pistocchi, 2016). Ces données sont également importantes non seulement pour l'estimation des réserves d'eau disponibles pour l'industrie hydroélectrique, mais également pour l'étude des débits des rivières (Bell *et al.*, 2016), ainsi que pour les prévisions d'enneigement au sol (Weber & Pransch, 2016).

En raison de l'importance de ces données d'enneigement, cette étude présente une méthode de contrôle de leur qualité permettant d'identifier les données erronées qui pourraient fausser fortement l'analyse nivométrique d'un lieu. Cette méthode est destinée aux séries historiques mesurées, principalement, dans des stations météorologiques manuelles.

Cette étude est innovante non seulement parce que dans la littérature scientifique, ce sujet a été peu discuté, mais également parce que les travaux publiés ont principalement traité les données mesurées dans les stations automatiques (Terzago *et al.*, 2012 ; Perosa, 2016).

1. Zone d'étude

Notre terrain d'étude correspond à la Vallée d'Aoste (figure 1), dont la disponibilité des séries historiques de neige est importante. Cette région administrative italienne, se trouvant au nord-ouest du Piémont et partageant les frontières suisses (au nord) et françaises (à l'ouest) a une superficie de 3262 km². Entourée par les plus hauts sommets des Alpes, cette région est traversée par une vallée principale d'où partent plusieurs vallées secondaires. En conséquence, le facteur principal contrôlant le climat est l'orographie. Les quantités pluviométriques annuelles, généralement inférieures à 1000 mm dans la région, varient en fonction de l'exposition des versants. Les espaces les plus arrosés correspondent aux régions frontalières, en raison de leur plus grande exposition aux flux humides venant de l'Atlantique. Cette répartition des précipitations se reflète également dans les chutes de neige, avec des accumulations plus abondantes sur les frontières nord-ouest de la région. D'autre part, la baisse de la température avec l'altitude détermine la distribution saisonnière des précipitations solides de la Vallée d'Aoste :

- jusqu'à 1200 m, le maximum saisonnier correspond à la saison d'hiver,
- entre 1500 m et 2200 m, la neige est répartie entre novembre et avril,
- en haute montagne, prédominent les neiges automnales et surtout printanières.

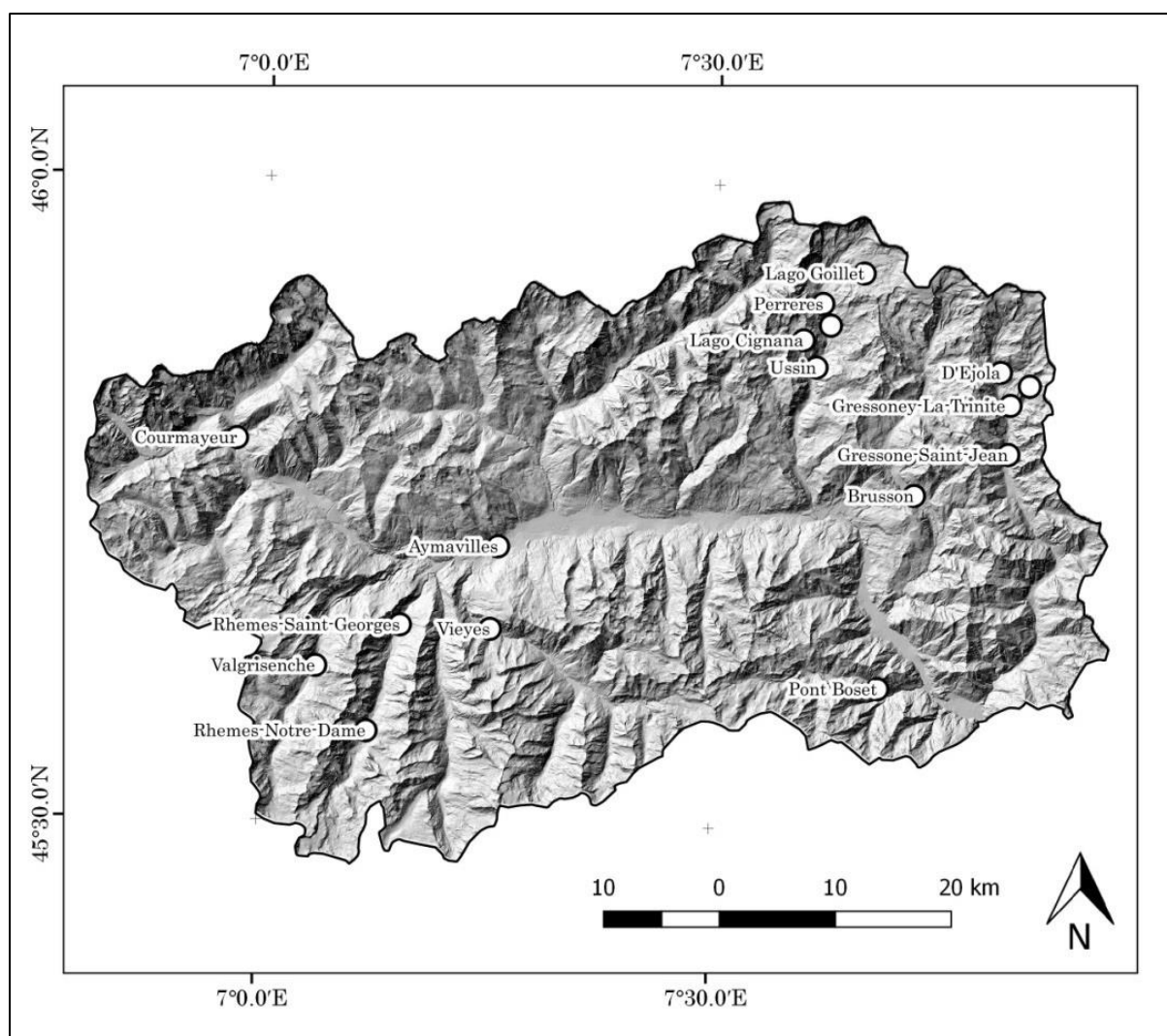


Figure 1. Vallée d'Aoste : répartition des stations météorologiques utilisées.

2. Données nivologiques

Les données de neige de la Vallée d'Aoste remontent à 1912. Elles étaient gérées par l'Ufficio Idrografico del Po (UIPO – SIMN) jusqu'à 2003 et depuis, par le Centro Funzionale della Valle d'Aosta (CF VDA). Trente deux stations météorologiques manuelles faisaient partie de ce réseau, mais notre étude n'est basée que sur les séries possédant plus de 30 ans de données ; soit 17 stations mesurant la hauteur de neige au sol (HS) et la neige fraîche (HN – figure 1, tableau 1). La hauteur de neige entre la surface du sol et celle du manteau neigeux est mesurée avec une tige graduée. Un observateur relève la valeur de HS tous les jours (normalement tôt le matin). Pour les valeurs HN, la quantité de neige fraîche tombée en 24 h est mesurée et les contributions journalières de cette grandeur sont estimées avec la différence des valeurs HS entre deux jours consécutifs.

3. Méthodologie

La méthode de contrôle des données utilisée est développée avec le progiciel R. Elle est basée sur trois conditions :

- $HS \geq 0$: car contrairement aux autres paramètres telle que la température, les données de neige n'acceptent pas les valeurs négatives ;
- $HN \geq 0$: pour la même raison que la condition précédente ;
- $HS \geq HN$: parce que dans les stations météorologiques manuelles de notre base de données, les données HN ont été estimées avec les différences des valeurs HS entre deux jours consécutifs. Il est donc illogique que le même jour, les valeurs de HN soient supérieures à celles de HS.

Les données qui ne respectent pas les trois conditions énumérées ci-dessus sont retirées de la série et considérées comme des données manquantes. Pour les données de la HS, une condition supplémentaire a été ajoutée :

- ΔHS entre deux jours consécutifs ≤ 30 cm, car dans les 24 heures une quantité de neige fondue comprise entre 1 cm et 30 cm maximum peut être considérée comme correcte : des valeurs plus élevées sont possibles en présence de vent (Frigo et al., 2012). Cependant, dans ce cas, contrairement aux trois premières conditions, les données identifiées n'auront pas à être automatiquement éliminées, mais seront repérées pour une évaluation manuelle. Après ces vérifications, la donnée peut être conservée ou supprimée de la base de données.

Pour fournir une caractérisation de la nivométrie des stations analysées, plusieurs calculs statistiques ont été réalisés sur HS et HN. Nous présenterons ci-dessous les étapes des traitements statistiques : la première étape correspond à un tableau montrant les maximums historiques, le 1^{ier} quartile, la médiane, la moyenne, le 3^{ème} quartile et le nombre total des lacunes. Les mêmes calculs sont reproduits, ensuite, sans tenir compte dans les traitements de la valeur 0 des séries. La deuxième étape concerne des calculs de corrélations entre HS et HN, mais également entre ces deux paramètres et d'autres (telles que la température et les précipitations liquides) s'ils sont disponibles. Un deuxième tableau avec les valeurs mensuelles de HS et de HN est également produit. Ce tableau est utile pour donner une image des lacunes présentes à ce niveau. La troisième étape correspond à la réalisation des graphiques pour représenter les informations suivantes : la distribution mensuelle moyenne des chutes de neige cumulatives (HN) ou de l'épaisseur du manteau neigeux (HS), les tendances des données quotidiennes de HN ou de HS mois par mois, la tendance interannuelle de la chute de neige cumulative de HN ou de l'épaisseur moyenne du manteau neigeux de HS. De plus, sans tenir compte des valeurs nulles, les tendances des données quotidiennes de HN

ou de HS ont été calculées avec le nombre de cases pour chaque valeur atteinte par HN ou HS.

La dernière étape est consacrée aux calculs des seuils qui dépendent des caractéristiques nivométriques des stations analysées et qui servent également à identifier les données aberrantes (*outliers*), valeurs qui sont distantes des autres observations effectuées sur le même phénomène. Un seul seuil a été établi au niveau mensuel correspondant à 3 fois l'écart-type plus la moyenne. Ce seuil est réalisé pour chaque mois de l'année pour respecter la saisonnalité des chutes de neige. Pour identifier les « outliers » des données quotidiennes dans chaque mois de l'année, deux seuils ont été appliqués. Contrairement aux valeurs mensuelles, la valeur 0 n'a pas été prise en compte dans le calcul. En effet, pour HN (en particulier), les valeurs nulles sont plus élevées et leur prise en compte aurait baissé les seuils, les rendant moins efficaces. Compte tenu de cette condition, le premier seuil est égal au 95^{ème} centile ; le second dérive de la somme entre la moyenne et l'écart-type, tous les deux calculés sur le groupe de valeurs qui ne respecte pas le seuil du 95^{ème} centile. Ce dernier seuil a permis de distinguer les valeurs quotidiennes les plus anormales. Ces « outliers » identifiés ne sont pas éliminés automatiquement, mais ils serviront à une vérification manuelle en les comparant aux données inscrites sur les bulletins de papier ou les feuilles de calcul (à travers lesquelles elles ont été numérisées). Dans le cas où aucune anomalie n'est identifiée à ce premier contrôle, les données neige de ces stations sont comparées aux données des stations voisines. Cette comparaison peut se limiter aux données neige ou inclure d'autres paramètres telles que les températures ou les précipitations liquides.

En plus des seuils pour identifier les valeurs aberrantes, d'autres graphiques sont affichés mettant en valeur : la distribution des différents quantiles de HN et HS, la distribution temporelle des valeurs supérieures au 95^{ème} centile de HN et de HS, la distribution temporelle des valeurs au-dessus du 95^{ème} centile de HN et correspondantes de HS, et vice versa. En particulier, les deux derniers graphiques sont utilisés pour identifier les périodes suspectes dans lesquelles les valeurs quotidiennes anormales sont fortement concentrées.

4. Résultats

Nous avons testé la méthode de contrôle qualité sur les stations nivométriques de notre base de données afin d'identifier les données erronées. Puisque HN et HS sont deux mesures apparentées (la première estimée à partir de la seconde) dans ce cas, nous nous concentrerons sur les résultats concernant les valeurs de hauteur de neige fraîche au sol (HN). En ce qui concerne les trois premières conditions ($HS \geq 0$, $HN \geq 0$ et $HS \geq HN$), aucune valeur ne respectant pas ces conditions n'a été trouvée dans nos séries. Cependant, avec la quatrième condition (ΔHS entre deux jours consécutifs < 30 cm), plusieurs valeurs ont été repérées. Dix cas, en moyenne, ont été identifiés par station ; notamment celles de haute montagne (plus de 1600 m) avec un pic de 32 cas au lac Gabiet et un seul cas pour Ussin et Pont Boset. En ce qui concerne les seuils d'identification des « outliers » au niveau mensuel, dix cas, en moyenne, sont suspects par station ; avec environ un cas par mois en excluant juillet et août. Au niveau quotidien, les données identifiées par le premier seuil sont, en moyenne, 82 cas par station, mais ce nombre a été ramené à 13 cas avec le second seuil. La majorité de ces cas concerne l'hiver. En effet, la période novembre - avril concentre 92% des cas du total annuel des valeurs mesurées. Pour les valeurs quotidiennes et mensuelles, la méthode proposée identifie un plus grand nombre global de données dans les stations les plus élevées, par exemple avec des pics de 28 cas pour le deuxième seuil quotidien au Lac Goillet (tableau 1).

Tableau 1. Liste et caractéristiques des stations météorologiques utilisées dans l'étude. La 7^{ème}, la 8^{ème} et la 9^{ème} colonne montrent le nombre de valeurs qui ont passé les seuils utilisés pour identifier les valeurs aberrantes.

Localisation	Hauteur de la neige au sol (HS) en cm	Précipitations neigeuses (HN) en cm	Données manquantes (%)	Altitude (m)	Période	1er seuil mensuel	1er seuil journalier	2ème seuil journalier
Aymavilles	1.4	66.7	13	605	1950 - 1991	6	18	4
Pont Boset	3.4	100.0	9	775	1950 - 2005	7	36	6
Vieyes	9.6	189.4	6	1130	1950 - 2006	10	48	5
Rhêmes-Saint-Georges	10.2	197.5	24	1200	1950 - 2006	9	53	7
Courmayeur	17.7	276.0	9	1220	1950 - 1994	7	59	12
Ussin	11.4	179.0	0	1322	1950 - 2005	7	66	11
Brusson	10.7	173.2	0	1332	1950 - 2005	12	57	11
Gressoney-Saint-Jean	20.4	250.6	1	1400	1950 - 1991	8	45	7
Singlin	16.4	261.5	14	1624	1966 - 2005	7	49	9
Gressoney-La-Trinité	29.0	361.7	1	1631	1950 - 1994	10	75	12
Rhêmes-Notre-Dame	31.2	381.3	7	1731	1950 - 2004	11	88	15
Valgrisenche	26.6	347.7	1	1780	1950 - 2015	8	96	11
Perrères	26.1	372.0	1	1820	1950 - 2015	13	121	18
D'Ejola	30.9	403.6	0	1850	1950 - 2012	12	94	18
Lago Cignana	40.1	415.9	1	2125	1950 - 2015	9	153	26
Lago Gabiet	68.5	611.4	12	2340	1950 - 2015	11	137	23
Lago Goillet	75.6	649.3	0	2526	1950 - 2015	15	195	28

Grâce à la vérification manuelle effectuée, 9 « fausses » valeurs ont été trouvées. Pour leur identification, le seuil de 30 cm de la fonte de neige a souvent été important. En fait, dans 6/9 des cas, il y avait également une fonte importante et suspecte du manteau neigeux (HS) dans les jours précédents ou suivants immédiatement le jour où la « valeur anormale » s'est produite. Ceci a permis d'établir que ces « outliers » ne représentent pas de vraies conditions d'enneigement, mais ils sont des erreurs (transcription incorrecte des données manquantes). Le chiffre erroné de 104 cm de HN du 13 janvier 1951, mesuré au lac Cignana, a été identifié grâce à une valeur de fonte de neige soudaine et non crédible de 92 cm survenu le jour 10. En consultant la feuille de calcul où les données ont été archivées, on remarque que la valeur 0 a été affectée incorrectement à la place des valeurs non détectées (données manquantes). Étant donné que HN est estimée par les différences de HS entre deux jours consécutifs, ceci a conduit à une surestimation de la quantité de neige (104 cm) du 13 janvier. Cependant, dans

notre étude, l'ampleur de la fonte de neige qui a permis d'identifier l'erreur était dans tous les cas nettement supérieure à 30 cm établie pour le seuil dans notre méthodologie (en moyenne autour de 70 cm, avec un minimum de cas de 50 cm et un maximum de 104 cm). En conséquence de ces résultats, il est conseillé d'élever le seuil à au moins 50 cm. D'autre part, le contrôle des températures en plus de la neige enregistrées dans la même station a été décisif. Ce deuxième contrôle a révélé des contradictions entre températures élevées et chutes de neige.

Conclusion

Dans ce travail, nous avons développé une méthode pour contrôler la qualité des données neige. Basée sur plusieurs étapes et uniquement sur la donnée neige (avec aucun rapport logique avec d'autres paramètres), cette méthode est appropriée pour être appliquée aux stations météorologiques manuelles. Elles correspondent donc à la plupart des séries historiques de neige dont l'activité a commencé dans la première moitié du XX^e siècle et sont constituées en grande partie de données d'origine manuelle. D'autre part, ce contrôle est « indépendant » du point de vue spatial puisqu'il n'y a pas de comparaison avec les stations météorologiques voisines.

Nous espérons qu'avec le processus d'homogénéisation et d'analyse, la méthode proposée peut être une étape importante dans le processus de valorisation et de récupération de l'immense richesse des données neige dont nous disposons dans les Alpes.

Bibliographie

- Bell V. A., Kay A. L., Davies H. N., Jones R. G., 2016. An assessment of the possible impacts of climate change on snow and peak river flows across Britain. *Climatic Change*, **136**, 539-553, doi: 10.1007/s10584-016-1637-x.
- Frigo B., Prola M. C., Faletto M., 2012. *Valutazione della stabilità del manto nevoso: linee guida per la raccolta e l'interpretazione dei dati*, progetto Risknat, Regione Autonoma Valle d'Aosta – Région Autonome Vallée d'Aoste, 62.
- Perosa F., 2016. *Identification and correction of measurement errors in snow depth time series of the Trentino Province (Italy)*, Technical University of Munich.
- Pistocchi A., 2016. Simple estimation of snow density in an Alpine region. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, **6**, 82-89, doi: 10.1016/j.ejrh.2016.03.004.
- Rasmus S., Kivinen S., Bavay M., Heiskanen J., 2016. Local and regional variability in snow conditions in northern Finland: A reinder perspective. *Ambio*, **45**, 398-414, doi: 10.1007/s13280-015-0762-5.
- Terzago S., Prola M.C., Fratianni S., Cremonini R., Barbero S., 2012. Validazione di misure nivometriche automatiche. *Neve e Valanghe*, **75**, 36-43.
- Trnka M., Kocmankova E., Balek J., Eitzinger J., Ruget F., Formayer H., Hlavinka P., Shaumberger, Horakova V., Mozny M., Zalud Z., 2010. Simple snow cover model for agrometeorological applications. *Agricultural and Forest Meteorology*, **150**, 1115-1127, doi: 10.1016/j.agrformet.2010.04.012.
- Weber M., Prasch M., 2016. Mean snow cover duration from November to June under the REMO regional climate trend and the baseline climate variant. *Regional Assessment of Global Change Impacts*, **511-516**, doi: 10.1007/978-3-319-16751-0_57.

RESEAUX METEOROLOGIQUES AUX XVII^e ET XVIII^e SIECLES

JUVANON DU VACHAT R.

Météo et Climat, 73 avenue de Paris, 94165 Saint-Mandé Cedex, rjduvachat@gmail.com

Résumé : *Le premier réseau météorologique en Europe est celui des Médicis, opérationnel de 1654 à 1670, dans le cadre de l'Academia del Cimento (expérience). A cette époque L. Morin fait des observations météorologiques à Paris durant presque cinquante ans (de 1665 à 1713). En Grande-Bretagne J. Jurin bâtit un réseau avec la société royale des sciences (1724-1735). Plus tard en France le Collège Royal de Médecine avec F. Vicq d'Azyr développe un réseau de 137 stations (1776-1792) en lien avec le père L. Cotte, célèbre pour son traité de Météorologie (1774). Ces réseaux visent une connaissance du climat en divers lieux, mais aussi l'étude de la relation entre l'atmosphère et la santé (Hippocrate). Enfin la société météorologique palatine (1781-1792) organise un réseau qui intègre les progrès de la science et de l'instrumentation météorologique. En conclusion le changement climatique actuellement observé pousse à étudier le climat passé et grâce à ces réseaux on construit de longues séries d'observations de température.*

Mots-clés : *Observation météorologique, réseau, historique du climat, théorie néo-hippocratique*

Abstract: *The first meteorological network in Europe is the Rete Medici, operational during the period (1654-1670), working in the frame of the Academia del Cimento (experience). At the same time, L. Morin observes the temperature in Paris during a very long period (1665-1713). J. Jurin in Great-Britain develops a meteorological network (1724-1735), with the royal society. Later in France, the Collège Royal de Médecine (F. Vicq d'Azyr) operates a meteorological network including about 137 stations during the period (1776-1792), working closely with Father L. Cotte, author of a treatise on meteorology (1774). These networks are useful to know the climate in different places, but also to study the relationship between atmosphere and health (Hippocrates). At last the Societas Meteorologica Palatina operates a network during the period (1781-1792), integrating all the scientific and instrumental developments of meteorology. As a conclusion, the climate change presently observed incites to study past climates and such networks help to build long term series of temperature measurements.*

Key words: *Meteorological observation, network, climate history, neo-hippocratic theory*

Introduction

L'étude des réseaux d'observation météorologique au XVI^e et XVII^e siècle est importante sur le plan historique. En outre le changement climatique récent pousse à examiner minutieusement les climats passés à l'ère préindustrielle, ce qui renouvelle encore l'intérêt d'une telle étude. L'existence de ces réseaux est liée aux progrès de l'instrumentation, mais réside aussi dans la volonté de mieux connaître les différents climats de l'Europe, voire de la terre. Ainsi le courant néo-hippocratique (Hippocrate, Traité des airs des eaux et des lieux, env. 450 avant J-C) très vivace à ces époques, voit dans les épidémies une conséquence de l'air vicié que l'on respire. Aussi Montesquieu dans sa théorie des climats (Esprit des lois, 1748) développe l'idée que le comportement de l'homme est fortement conditionné par le climat. Par ailleurs, si l'on parle de réseau d'observation on a plutôt affaire à des listes de stations et de données, pas à des cartes géographiques ou météorologiques, la météorologie est en effet une science balbutiante à cette époque et la diffusion des données n'est pas effectuée en temps réel. En outre, l'invention du thermoscope par Galilée en 1597 oriente les mesures principalement vers la température, avec des échelles de mesure variables. Ainsi cet article fait l'inventaire de réseaux (ou points) d'observations météorologiques en Europe au XVI^e et XVII^e siècle (le réseau Médicis, L. Morin, J. Jurin, la Société Royale de Médecine, L. Cotte, et la Société Météorologique Palatine) en décrivant leur contexte historique, leur but et leurs principales caractéristiques. La conclusion aborde brièvement l'intérêt de ces observations météorologiques, pour constituer de longues séries de température dans le cadre du changement climatique.

1. Le réseau Médicis (1654-1670)

Le duché de Florence du temps des Médicis eut l'ambition d'une connaissance objective de la nature (au contraire d'Aristote) et dans ce but développa un réseau de onze stations d'observations météorologiques de 1654 à 1670, dont sept en Italie autour de Florence. C'est l'Académie del Cimento (1657-1667), Académie de l'expérience qui soutient ce réseau. Il s'agit d'une connaissance qui éprouve les faits d'observation, opposée à Aristote qui privilégie la pensée subjective (*Météorologiques*). Ce réseau s'étend jusqu'à Innsbruck, Varsovie et Paris avec des observations envoyées régulièrement au Grand Duc Ferdinand II, à l'origine du réseau avec son frère Léopold de Médicis (Camuffo et Bertolin, 2012). Les stations utilisent le thermomètre à esprit de vin inventé à Florence par le Grand Duc en 1654 (inspiré du thermoscope) et la même méthode incluant divers paramètres météorologiques. La liste des stations et des observateurs figure dans le Tableau 1 tiré de l'article précédent, qui consacre une longue étude au thermomètre florentin utilisé (un exemplaire original se trouve au Musée de Florence) et qui cherche à vérifier la cohérence des échelles de température pour les mesures en différentes stations. Les observations sont faites en général dans des couvents, puisque la vie monacale garantit des observations régulières (de jour comme de nuit), même s'il y a des changements inévitables d'observateurs ! Ils sont bénédictins à Florence et Vallombrosa, jésuites ailleurs en Italie (donc de bon niveau intellectuel) ! Les stations principales de Florence et Vallombrosa effectuent cinq à huit observations par jour. Proches du Grand Duc, ces stations cesseront leur activité trois ans après l'arrêt officiel du réseau, à la mort du Grand Duc en 1670. Les autres stations du réseau, stations secondaires, fonctionnent surtout l'hiver et l'été pour repérer les extrêmes de température, mais aussi pour définir le climat « moyen » de la région, état milieu entre les extrêmes froids et chauds. Le réseau devait aussi permettre de répondre à des questions simples. Comment varie la température dans différents pays, en fonction de l'altitude ou de la latitude ? La glace fond-elle à la même température, quelle que soit la localisation ou l'altitude ? La densité des liquides dépend-elle de la température ? Quelle différence de température entre l'ombre et le soleil ?

Tableau 1. Liste des stations avec leur position (latitude, longitude), leur altitude, la période d'observation et le nom des observateurs (Camuffo et Bertolin, 2012).

Station	Latitude	Longitude	Altitude	Période	Observateur
1 Florence	43° 47'	11° 15'	50 m	15-12-1654 31-03-1670	Inconnu
2 Vallombrosa	43° 44'	11° 34'	980 m	01-01-1656 31-05-1670	Paceschi, Casini, Signorini
3 Pise	43° 43'	10° 24'	4 m	26-11-1657 08-05-1658	Borelli, Viviani
4 Cutigliano	44° 6'	10° 45'	678 m	06-03-1658 31-03-1659	Inconnu
5 Bologne	44° 29'	11° 20'	54 m	01-12-1654 31-03-1656	Riccioli
6 Parme	44° 48'	10° 20'	57 m	23-12-1654 31-12-1660	Terrillo
7 Milan	45° 27'	9° 11'	137 m	17-02-1655 30-04-1656	del Re
8 Innsbruck	47° 16'	11° 23'	574 m	06-03-1655 30-04-1655	Inconnu
9 Varsovie	52° 13'	21° 00'	97 m	10-05-1655 16-05-1655	Inconnu
10 Osnabrück	52° 17'	8° 03'	63 m	Observations perdues	Inconnu
11 Paris	48° 51'	2° 20'	33 m	25-05-1658 19-09-1660	Ismaël Boulliau

Voici d'autres détails intéressants sur ce réseau. A Pise sont effectuées les toutes premières observations de pression en Europe pour les années 1657-1658, permettant de caractériser l'hiver 1657-1658. Varsovie intègre le réseau en 1655, grâce à la reine de Pologne Marie-Louise de Nevers qui connaît le Grand Duc et a reçu de lui un thermomètre florentin ! Plus tard, Ismaël Boulliau obtient un tel thermomètre, parce qu'il connaît Pierre des Noyers, secrétaire de la reine de Pologne ! Le réseau s'arrêtera complètement en 1670, à la mort du Grand Duc, où cette Académie de l'expérience devra cesser ses activités.

2. La longue série de Louis Morin (1665-1713)

A peu près à la même époque en France, sous le règne de Louis XIV, le médecin Louis Morin (1635-1715) relève les températures à Paris de février 1665 à juillet 1713, avec un thermomètre « de type Florentin » (Legrand et Le Goff, 1987). C'est la série française la plus longue (environ 50 ans), là il ne s'agit pas de réseau, mais d'un seul point d'observation. Les relevés sont effectués à son domicile rue Quincampoix jusqu'en 1683, puis à l'hôtel de Rohan-Soubise (devenu les archives nationales) pour quelques années. Il gagne alors l'Abbaye de St Victor en 1688, où il poursuit ses observations. En plus de la température, il note aussi pression, humidité, pluie et brouillard. Les données recueillies ont fait l'objet d'une publication détaillée dans un mémorial de la Météorologie Nationale (Legrand et Le Goff, 1992). Sauf le début de la série, elles sont de bonne qualité et ont fait l'objet d'études diverses, comme celle de Rousseau (2015). Louis Morin est un personnage illustre : médecin de Racine et de la duchesse de Guise, il entre à l'Académie des Sciences en 1707. Il mène une vie austère et rangée, qui lui permet de faire des observations régulières, ce qu'illustre bien l'éloge funèbre de Fontenelle. « Il en est de même d'un journal de plus de quarante années où il marquait exactement l'état du Baromètre et du Thermomètre, la sécheresse ou l'humidité de l'air, le Vent, ses changements dans le cours de la journée, la Pluie, le Tonnerre et jusqu'aux Brouillards, tout cela dans une disposition fort commode et fort abrégée, qui présentait une grande suite de choses différentes en peu d'espace. Il échapperait un nombre infini de ces sortes d'observations à un homme plus dissipé dans le Monde, et d'une vie moins uniforme. »

3. Le réseau de James Jurin en Grande-Bretagne (1724-1735)

Environ cinquante ans plus tard, la Grande-Bretagne voit naître le réseau de James Jurin (1684-1750), avec la société royale britannique, dont il est le secrétaire. J. Jurin médecin, connu pour ses travaux sur la variole, mais physicien à l'origine d'une loi sur la capillarité, est resté célèbre pour défendre Newton dans les controverses académiques. Il lance un appel en 1723, pour constituer un réseau d'observateurs, qui fonctionnera de 1724 à 1735 (Camuffo et al., 2010). Son but est médical, inspiré par la théorie néo-hippocratique et pour cette raison, les observations sont faites à l'intérieur. J. Jurin est membre du Collège royal de Médecine de 1717 jusqu'en 1750, où il en devient président. C'est aussi l'année de sa mort.

4. Le Collège Royal de Médecine (1776-1792)

En France vingt-cinq ans plus tard, un réseau va se développer avec Félix Vicq d'Azyr (1748-1794) et la Société royale de médecine qu'il a fondée en 1776. C'est un médecin (il soigne Marie-Antoinette) mais surtout un anatomiste et naturaliste, qui s'intéresse aux animaux et à leurs maladies. Il rentre en 1774 à l'Académie des Sciences, où on lui demande d'étudier les moyens de juguler une épizootie dans le Sud-Ouest de la France. En 1776, l'année du premier grand froid depuis 1740, il lance une enquête de médecine et de météorologie qui remporte un vif succès (Arrêt du Conseil Royal du 29 avril 1776). Le réseau comprend 137 correspondants en France et 35 à l'étranger pour la période 1776-1792 (Desaive et al., 1972). Les observateurs relèvent trois fois par jour (à 7h, 12 ou 14h et le soir à 21 ou 23h) température

et pression, notent la direction principale du vent pour la journée, et chaque mois le nombre de jours de pluie, et une appréciation climatique générale (froid, assez humide par exemple). L'enregistrement des données est réalisé avec le formulaire du Traité de Météorologie du père Cotte (1774) ce qui permet de disposer de données comparables.

5. Les observations de Louis Cotte, prêtre et météorologiste (1740-1815)

C'est un prêtre oratorien, qui devient curé d'Enghien en 1764, petite ville dont il découvre les eaux sulfureuses (Caron, 2002). Sa rencontre avec le botaniste Duhamel du Monceau (1700-1782) intéressé aussi par la météorologie, fait naître sa vocation de météorologiste. En effet Henri-Louis Duhamel du Monceau s'est passionné pour les plantes, l'agriculture et la météorologie, notamment dans son domaine de Denainvilliers près de Pithiviers dans le Gâtinais. « Né avec le siècle, ce grand savant avait commencé en 1740, l'année du grand froid (la plus froide du siècle en Europe), ses observations botanico-météorologiques dans sa propriété du Gâtinais qu'il poursuivait régulièrement toute sa vie trois fois par jour malgré ses multiples activités. A sa mort, en 1782, il laissait plus de quarante années d'observations météorologiques (Pueyo, 1980). » Ainsi Louis Cotte visite Duhamel dans son domaine du Gâtinais, qui lui fait découvrir cette science relativement jeune qu'est la météorologie. Il revient enthousiasmé à Montmorency, se procure les instruments pour constituer un poste d'observation sur la terrasse du presbytère (1767). Il commence des observations régulières (trois fois par jour) de température, pression, humidité, pluie et vent. Par la suite le père Cotte sera capable de mener à bien ses deux vocations : prêtre et météorologiste. Il entretiendra une correspondance avec beaucoup de scientifiques mais aussi d'observateurs, comme le Docteur Maret à Dijon, qui fournira sept ans d'observations à la Société Royale de Médecine. Il établira de nombreux contacts avec les observateurs dans différentes régions de France (Alsace, Lorraine, Champagne-Ardenne, Bourgogne, ...). Homme éclectique mais aussi scientifique rigoureux, il publie en 1774 un monumental Traité de météorologie de 700 pages qui fait référence, et qui contient à la fois la physique des phénomènes, les appareils de mesure, enfin des observations, complété en 1788 par ses Mémoires sur la Météorologie. A sa mort en 1815, en plus d'une œuvre scientifique considérable, il laisse quarante années d'observations (1765-1803) en région parisienne : à Paris et à Montmorency (Pueyo, 1994).

6. La Société Météorologique Palatine (1780-1792)

La Société Météorologique Palatine développe un réseau qui fonctionne de 1780 à 1792, avec trente-neuf stations qui vont jusqu'au Groenland et en Russie mais ignorent l'Espagne et la Grande-Bretagne. Il s'agit d'un réseau mondial qui fait la synthèse des réseaux précédents et bénéficie des progrès de la science et de l'instrumentation météorologique. Il est organisé ainsi. Les observateurs envoient leurs observations à Mannheim où se trouve le secrétaire de la Société, J. Hemmer, qui publie les Ephémérides de ces observations journalières (en latin). Kington (1974) donne la liste des principaux observatoires et des observateurs, où l'on trouve des scientifiques illustres (Euler à St Petersburg) mais aussi des religieux : augustins, bénédictins, franciscains, puisque les observations étaient souvent réalisées dans des couvents. Sont relevées les variables météorologiques mais aussi astronomiques. Le codage employé sur les tables a été mis au point par le physicien néerlandais P. von Musschenbroek. L'état du ciel concerne uniquement la nébulosité. Le Tableau 2 fournit les relevés météorologiques effectués à Mannheim du 1^{er} au 15 janvier 1785 par le secrétaire de la Société Palatine J. Hemmer (Kington, 1974).

Tableau 2. Observations journalières faites par Johann Hemmer à Mannheim du 1^{er} au 15 janvier 1785 d'après les Ephémérides de la Société Météorologique Palatine (Kington, 1974)

OBSERVATIONES MANNHEIMENSIS																		
Autore HEMMERO.																		
Horae observationis ordinariae 7 mat. 2 pom. 9 vesp.																		
JANUARIUS.																		
Die	Barom.			Th.int.		Th.ext.		Hygr.	Declin.		Ventus.		Pluvia.	Evap.	Rhen.	Luna.	Caeli fac.	Meteora.
	1 ^g	2 ^g	3 ^g	1 ^g	2 ^g	1 ^g	2 ^g		gr.	min.	dir.	vires.						
1	27, 2, 3 1, 8 2, 1	1, 3 -1, 6 -1, 8	2, 6 -1, 6 -2, 0		20, 0 22, 5 18, 6	19, 33 45 36	NO 1.1/2 NO 1 NO 1					18			-7, 1	17 ☉ per.	== == ==	acr nebulo. 11 t. aliquoties per diem.
2	27, 1, 7 1, 1 1, 0	1, 6 1, 8 1, 8	-1, 5 -0, 8 0, 0		18, 2 21, 3 17, 7	19, 37.1/2 48 45	NO 1 NO 1 NO 1					16			-7, 1	☉ ☉ ☉	== == ==	11 t. h. 6 m. & 8 vesp. regelat.
3	27, 1, 1 1, 7 3, 0	1, 8 2, 3 2, 5	-0, 8 1, 9 2, 2		16, 0 18, 8 17, 3	19, 42 46 45	NN 0 1 SO 1 SO 1.1/2					234			-6, 7	☉ h. 7 m. 35 vefp.	== == ==	regelat.
4	27, 3, 5 5, 0 6, 6	2, 8 3, 3 3, 3	2, 4 3, 4 3, 7		18, 6 19, 3 15, 8	19, 45 46 30	SO 1 SO 1.1/2 SO 1								-6, 11	☉ ☉ ☉	== == ==	regelat.
5	27, 6, 5 1, 7 5, 7	3, 5 3, 8 4, 0	3, 8 5, 4 5, 9		20, 0 28, 3 32, 0	19, 38 47 47	SO 2 ON 0 1 SO 2								-6, 11	☉ ☉ ☉	== == ==	regelat.
6	27, 5, 4 4, 2 4, 8	4, 0 4, 6 4, 8	5, 8 8, 2 6, 3		29, 3 36, 2 23, 2	19, 33 47 33	NN 0 2 SO 2.1/2 SO 1.1/2								-6, 6	☉ ☉ ☉	== == ==	
7	27, 8, 2 9, 3 10, 3	4, 8 4, 8 4, 8	1, 3 3, 0 -0, 3		23, 5 30, 4 26, 0	19, 41 46 39	NNW 1 NNW 1.1/2 NO 1								-5, 6	☉ ☉ ☉	== == ==	ad montes post 2 proc. ex NNW
8	27, 11, 6 9, 7 1, 3	4, 4 4, 0 4, 0	-2, 5 0, 6 0, 8		21, 4 25, 3 23, 2	19, 39 47 33	NW 1.1/2 SO 1 SSW 1.1/2								-4, 0	☉ ☉ ☉	== == ==	ad mont. die acr neb.-a prandio.
9	28, 1, 7 4, 8 4, 0	4, 0 4, 3 4, 2	-0, 8 1, 8 -1, 2		16, 0 20, 4 22, 5	19, 36 48 34.1/2	NO 1.1/2 NO 1 ON 0 1					151			-3, 6	☉ ☉ ☉	== == ==	ad mont. tot. die acr neb.-a prandio.
10	28, 2, 8 1, 9 1, 1	3, 3 3, 5 4, 7	-3, 5 -0, 6 -2, 3		23, 4 26, 4 23, 7	19, 44 45 45	ON 0 2 NNW 1 NNW 1								-4, 0	☉ ☉ ☉	== == ==	ad mont. tot. die acr neb.-a prandio.
11	27, 11, 9 11, 2 10, 8	3, 5 3, 2 3, 4	-5, 3 -3, 0 -5, 2		17, 7 24, 7 17, 2	19, 45 45 45	SO 1 W 1 WNW 1								-4, 6	☉ h. 1 m. 55 mane.	☉+ ☉+ ☉+	ad h. 7.1/2 mane. acr neb. a meridie.
12	27, 10, 1 9, 5 9, 5	2, 8 2, 8 2, 8	-7, 5 -4, 2 -6, 8		17, 4 24, 7 17, 4	19, 45 48 41	SO 1 SW 1 NNW 1								-5, 0	☉ ☉ ☉	== == ==	nebul. nebul. item ; vesp.
13	27, 9, 4 9, 1 9, 1	2, 2 2, 3 2, 4	-7, 5 -3, 4 -2, 3		17, 0 21, 2 19, 4	19, 41 44 39	NNW 1 N 1 NNW 1								-5, 7	☉ ☉ ☉	== == ==	nebul. nebul. = t.
14	27, 8, 8 8, 5 8, 5	2, 5 2, 7 2, 7	-1, 6 1, 6 -1, 2		18, 5 23, 4 15, 9	19, 38 51 43	NN 0 1 NNW 1.1/2 N 1								-6, 0	☉ ☉ ☉	== == ==	
15	27, 8, 2 8, 6 9, 3	2, 7 2, 7 2, 7	-3, 3 0, 5 0, 2		16, 8 21, 5 20, 4	19, 41 52 46	NO 1 O 1 NN 0 1								-6, 1	☉ ☉ ☉	== == ==	ad h. 8 man. veg. h. 8.1/2 acr neb. tot. die

Fig. 4. Extract from the Ephemerides of the Societas Meteorologica Palatina giving daily observations made by Johann Hemmer at Mannheim from 1 to 15 January 1785

Conclusion

On a présenté les différents réseaux d'observations météorologiques existant en Europe depuis le réseau des Médecins au XVII^e siècle jusqu'à la révolution. En outre une douzaine de stations en France ont continué les séries au-delà de cette date fatidique (Martins, 1847). On trouvera dans Kington (1988) la liste des observatoires météorologiques existant en Europe en 1780 avec la période et les paramètres d'observation, ce qui constitue une synthèse des réseaux présentés dans cet article. Les buts de ces réseaux d'observation étaient de mieux connaître le climat, notion encore embryonnaire au XVII^e et XVIII^e siècle. Il s'agissait aussi d'étudier le lien entre l'atmosphère et la santé, les maladies étant encore nombreuses à cette époque et souvent associées à une atmosphère viciée, comme le pensait Hippocrate !

Par ailleurs il est pertinent de noter que l'on puisse lire cette histoire des réseaux au XVII^e et XVIII^e siècles dans des articles qui reconstituent des séries de température dans le cadre du changement climatique (Camuffo et al., 2010). En effet le changement climatique récent pousse à examiner en détail le climat passé. L'Union européenne soutient des projets de recherche sur

l'histoire du climat pour reconstituer les séries d'observations passées (Millenium¹, Euro-Climhist²). Pour ces projets, les mesures de température en particulier font l'objet d'une analyse minutieuse pour assurer l'homogénéité de la mesure et la qualité de la série temporelle. Elles permettent une reconstitution de longues séries de température sur une période très longue comme l'a fait Rousseau (2015) à Paris, mais aussi de préciser l'ampleur et la vitesse du changement climatique, en comparaison avec ces périodes. En conclusion, à l'ère du changement climatique ces données anciennes de température sont absolument essentielles comme témoins chiffrés de l'ère préindustrielle.

Bibliographie

- Camuffo D., C. Bertolin, M. Barriendos, F. Dominguez-Castro, C. Cocheo, S. Enzi, M. Sghedoni, A. della Valle, E. Garnier, M.-J. Alcoforado, E. Xoplaki, J. Luterbacher, N. Diodato, M. Maugeri, M. F. Nunes, R. Rodriguez, 2010: 500-year temperature reconstruction in the Mediterranean basin by means of documentary data and instrumental observations. *Clim. change*, **101**,169-199.
- Camuffo D. et C. Bertolin, 2012 : The earliest temperature observations in the world : the Medici Network (1654-1670). *Clim. Change*, **111**, 335-363.
- Caron P., 2002 : *Le Père Cotte (1740-1815). Inventeur des eaux d'Enghien et de la météorologie moderne*. Editions du Valhermeil
- Desaive J.-P., J.-P. Goubert, E. Le Roy Ladurie, J. Meyer, O. Muller et J.-P. Peter, 1972 : *Médecins, climats et épidémies à la fin du 18e siècle*, Mouton, Paris, 254 p.
- Kington J. A., 1974 : The Societas Meteorologica Palatina : an eighteenth-century meteorological society. *Weather*, **29**, 11, 416-426.
- Kington, J. A., 1988 : *The Weather of the 1780s over Europe*. Cambridge University Press, 1988.
- Legrand J.-P. et M. Le Goff, 1987 : Louis Morin et les observations météorologiques sous Louis XIV. *La Vie des Sciences*, **tome 4 n°3**, p.251-281.
- Legrand J.-P. et M. Le Goff, 1992 : *Les observations météorologiques de Louis Morin*. Monographie N°6, Direction de la Météorologie Nationale, 36 p.
- Martins Ch., 1847 : Esquisse historique de la météorologie française in Patria, La France ancienne et moderne, morale et matérielle. Dubochet et Lechevalier & Cie Editeurs, Paris.
- Pueyo G., 1980 : Un initiateur de la météorologie agricole au XVIIIe siècle : Henri Duhamel du Monceau. *C. R. Acad. Agr. Fr.*, **66**, 944-952.
- Pueyo G., 1994 : Les deux vocations de Louis Cotte, prêtre et météorologiste. *Bull. Acad. Soc. Lorr. Sc.*, **33**, 205-212.
- Rousseau D., 2015 : Variabilité des températures mensuelles à Paris de 1658 à 2014. *Colloque de l'AIC, Liège*, p. 597- 602.

¹ Le projet européen Millenium vise à reconstituer le climat de l'Europe au cours du dernier millénaire pour étudier si le changement climatique du 20ème siècle excède la variabilité de cette période.

² Euro-Climhist est une base de données normalisées d'origines diverses constituée à partir de l'année 1500 par l'Université de Berne (Suisse).

Climat urbain

IMPACTS DES PRINCIPALES REQUALIFICATIONS URBAINES LYONNAISES SUR LES TEMPERATURES DE SURFACE

ALONSO L.¹, RENARD F.²

¹ Université Jean Moulin Lyon 3 – UMR 5600 CNRS Environnement Ville Société, lucille.alonso@univ-lyon3.fr

² Université Jean Moulin Lyon 3 – UMR 5600 CNRS Environnement Ville Société, florent.renard@univ-lyon3.fr

Résumé : *Le phénomène d'îlot de chaleur urbain est une manifestation climatique qui n'épargne aucune ville au monde et peut être la source d'inconfort thermique, notamment en période estivale, avec des conséquences sur la santé des citoyens. Cette étude, centrée sur la métropole de Lyon (France), se propose d'analyser à l'aide de produits issus de la télédétection les impacts en termes de température de surface suite à de profondes requalifications urbaines ou à des aménagements durables plus légers des années 2000 à aujourd'hui. Les modifications d'occupation du sol sont également étudiées. L'évolution des indices spectraux des différents sites montre une diminution de la température de surface et une amélioration de l'UTFVI dans certains cas, associés à une augmentation du couvert végétal. In fine, une approche par régression multiple est proposée afin de modéliser la température de surface à partir des indices spectraux.*

Mots-Clés : *Requalification urbaine, température de surface, indices spectraux*

Abstract : *Impacts of urban planning in Lyon on surface urban heat island*

The urban heat island phenomenon is a climatic event that spares no city in the world and can be the source of thermal discomfort, especially in summer, with consequences for the health of citizens. This study, centered on the metropolis of Lyon (France), aims to analyze using remote sensing products impacts in terms of surface temperature following deep urban areas changes or lighter sustainable developments undertaken from the 2000s to the present. The changes in land use are also studied. The evolution of the spectral indices of the different sites show a decrease of the surface temperature and an improvement of the UTFVI in certain cases, associated with an increase of the vegetal cover. Finally, a multiple regression approach is proposed in order to model the surface temperature from the spectral indices.

Keywords: *Urban planning, land surface temperature, spectral index*

1. Introduction : l'évolution des températures de surface de requalifications urbaines lyonnaises

Le phénomène d'îlot de chaleur urbain (ICU) est un « nouveau type climatique » retrouvé dans toutes les zones du globe (Vigneau, 2005). Ce phénomène qui accroît les températures en ville est lié à la modification du bilan radiatif causée par des propriétés thermiques en milieu urbain différentes de celles rencontrées en zone rurale. Il en résulte des enjeux de santé publique mais aussi de confort thermique et de bien-être des citoyens. Cette problématique est prise en compte depuis quelques années seulement en France par les aménageurs et décideurs locaux dans les opérations de requalification urbaine, comme en témoigne la récente loi n° 2016-1087 du 8 août 2016 pour la reconquête de la biodiversité, de la nature et des paysages. L'objectif de cette étude est d'évaluer l'impact de différentes requalifications urbaines lyonnaises sur les températures de surface terrestre et de modéliser celui-ci par régressions multiples à l'aide de données et d'indices spectraux issus de produits de télédétection.

Quatre sites urbains ayant été la cible d'aménagements ou de requalifications lourdes constituent les lieux d'étude de notre analyse, l'objectif étant de comparer les températures de surface de ces sites *ante* et *post* requalification, voire pendant, à partir de journées similaires d'un point de vue météorologique (tableau 1).

Tableau 1. Paramètres météorologiques des journées d'étude à la station de Lyon-Bron à 10h UTC (source : Météo-France)

	10 août 2000	29 juillet 2001	14 juin 2002	10 juillet 2003	21 juillet 2004	22 juin 2005	21 juillet 2013	17 juillet 2014	05 août 2015	23 août 2016	16 juillet 2017
température (°C)	27,1	26,4	27,6	27,5	27,5	28,6	29,4	27,7	28,2	24,8	25,8
précipitations (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
humidité (%)	45	58	53	38	54	58	45	50	45	50	41
vent moyen (km/h)	4	15	7	15	15	14	6	6	6	4	10
direction (°N)	60	10	130	360	170	10	210	280	190	330	36
pression (hPa)	1018,6	1021	1017,4	1017,6	1016,3	1019,1	1016,7	1018,9	1015,3	1024,4	1022,6

Deux sites urbains ayant été la cible de requalifications lourdes et deux sites d'aménagement durable constituent les quatre lieux d'étude de notre analyse, respectivement :

- le quartier de Confluence, ancien site industriel et du marché de gros, maintenant secteur tertiaire et résidentiel avec notamment la création d'une darse côté Saône de 2 ha et d'un centre commercial de plus de 50 000 m² (fig. 1) ;
- le parc Joseph Kaplan (3ème arr.) nouvellement créé dans un ancien secteur industriel (ZAC de la Buire), proche du cœur économique de la Part Dieu (fig. 2);
- le quai du Rhône (rive gauche, 3ème arr.) entre les ponts de la Guillotière et Wilson avec un remplacement des parkings par des espaces verts et des voies cyclables ;
- la rue Garibaldi (3ème arr.) qui était qualifiée d'autoroute urbaine avant la suppression des trémies routières est aujourd'hui un site revégétalisé et qui profite d'une nouvelle gestion durable des eaux pluviales et de la création de modes de transports doux.

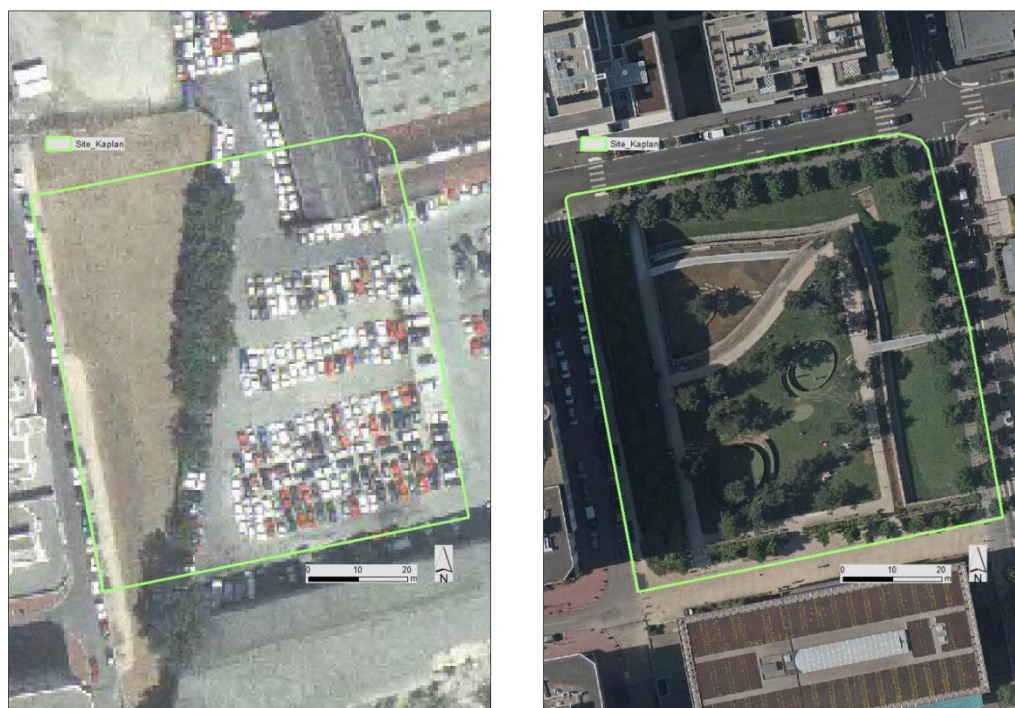


Figure 1. Orthophotographie du parc Kaplan (ZAC de la Buire), en 2003 (gauche) et 2015 (droite)

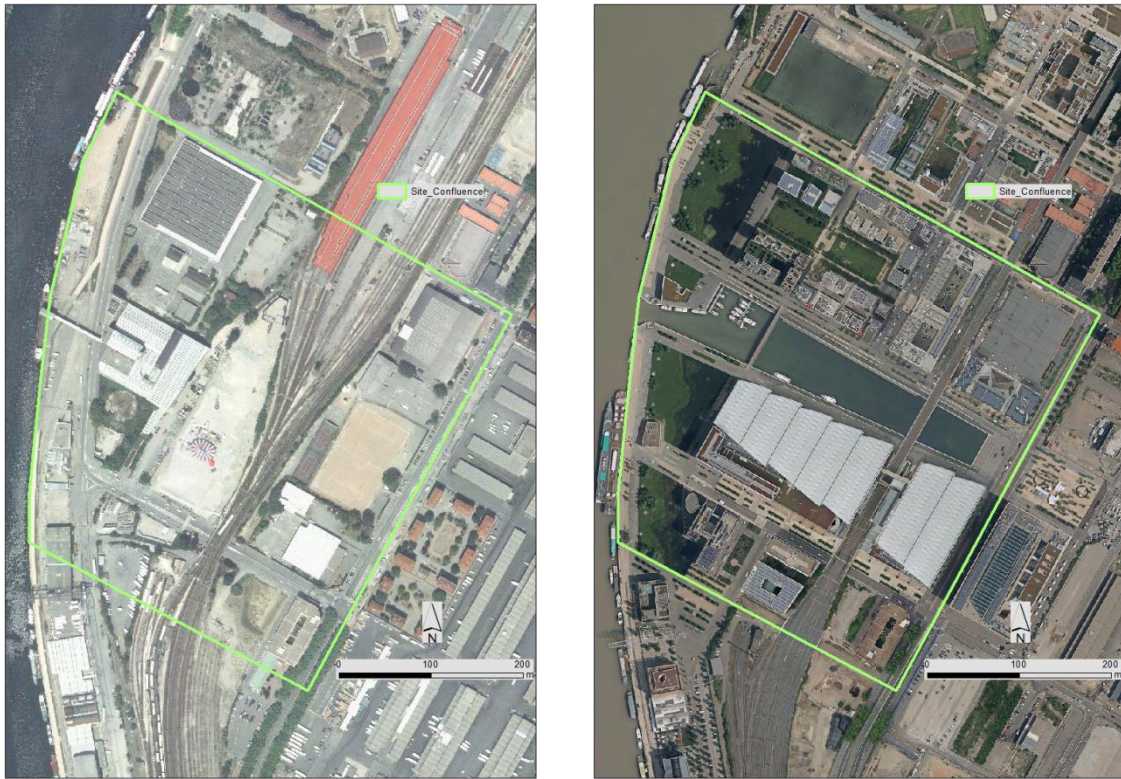


Figure 2. Orthophotographie du site de Confluence, en 2003 (gauche) et 2015 (droite)

2. Méthodologie : des températures de surfaces liées aux indices spectraux et estimées par régressions multiples

La température de surface est calculée par la méthode du *single channel algorithm* (Barsi et al., 2005 ; Roşca et al., 2017) et les principaux indices spectraux de végétation (NDVI, EVI, NDWI, etc.) et d'urbanisation (NDBaI, NDBI, EBBI, etc.) sont obtenus, tout comme la radiance, l'émissivité et l'UTFVI (Urban Thermal Field Variance Index - Liu and Zhang, 2011) via les données exploitables de Landsat 5, 7 et 8 (passage de Landsat à 10h30 UTC environ) sur les secteurs d'étude (tableau 2). Ces indices sont aussi calculés sur l'ensemble du Grand Lyon pour comparaison. Les comparaisons de ces indices pour chaque site avant et après réaménagement sont évaluées à l'aide du test de Wilcoxon signé (échantillons appariés, distributions non gaussiennes). Le test de Pettitt (Pettitt, 1979) et le test SNHT (Standard normal homogeneity test – Alexandersson, 1986) sont utilisés afin de voir si l'on peut considérer qu'une série est homogène dans le temps ou s'il existe un moment auquel se produit un décalage. Enfin, les tendances sont caractérisées à l'aide du test de Mann-Kendal sur les médianes des indicateurs. Pour finir, les températures de surface sont modélisées par régressions linéaires multiples, les indices spectraux (tableau 1) servant de variables explicatives (Fury and Joly, 1995; Joly et al., 2009) afin de dégager les indices influençant la température de surface. Afin d'éviter les biais liés à l'auto-corrélation dans la régression, ces derniers sont filtrés si une paire présente un $|r| > 0,9$ et la méthode de sélection des variables est de type *stepwise*. En outre, l'UTFVI et la radiance sont retirés car leurs calculs reposent tous deux sur la bande thermique.

Tableau 2. Paramètres issus de la télédétection

Paramètres climatiques	LST	Land Surface Temperature
	UTFVI	Urban Thermal Field Variation Index
Indices spectraux	NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
	SAVI	Soil Adjusted Vegetation Index
	EVI	Enhanced Vegetation Index
	NDMI (NDWI Gao)	Normalized Difference Moisture Index
	NDWI (MacFeeters)	Normalized Difference Water Index
	MNDWI	Normalized Difference Water Index
	NDBaI	Normalized Difference Bareness Index
	NDBI	Normalized Difference Built-Up Index
	BI	Bare Soil Index
	UI	Urban Index
	EBBI	Enhanced Built-Up and Bareness Index
Paramètres complémentaires	Emissivity	
	Spectral radiance	

3. Résultats : une diminution des LST suite aux requalifications associées à une augmentation des indices de végétation

Les résultats des tests de Wilcoxon signé, d'homogénéité (Pettitt et SNHT) et de tendances (Mann-Kendall) indiquent un rafraîchissement de surface pour les requalifications lourdes (Confluence et parc Kaplan) associés à une augmentation des indices de végétation et d'humidité (fig. 3). A l'inverse, les indices urbains connaissent une diminution (tableau 3). Les sites ayant fait l'objet d'aménagements plus légers (« quai du Rhône » et « rue Garibaldi ») présentent des tendances similaires, sauf pour les températures de surface et l'UTFVI qui augmentent.



Figure 3. Evolution des indices spectraux et de la température de surface de 2000 à 2017 pour le site de Confluence

Tableau 3. Tests statistiques des principaux indicateurs du site de Confluence

Test	Wilcoxon signé		Pettitt		SNHT		Mann-Kendall			
	p-value	Position	p-value	Décalage	p-value	Décalage	p-value	Tau	Pente de Sen	Tendance
<i>Temp.</i>	< 0,0001	Baisse	0,040	Négatif	0,025	Négatif	0,017	-0,60	-0,68	baisse
<i>UTFVI</i>	< 0,0001	Baisse	< 0,0001	Négatif	< 0,0001	Négatif	0,001	-0,73	-0,02	baisse
<i>NDVI</i>	< 0,0001	Hausse	< 0,0001	Positif	< 0,0001	Positif	0,036	0,46	0,01	hausse
<i>SAVI</i>	< 0,0001	Hausse	< 0,0001	Positif	0,0002	Positif	0,036	0,46	0,01	hausse
<i>NDMI</i>	< 0,0001	Hausse	< 0,0001	Positif	< 0,0001	Positif	0,002	0,68	0,03	hausse
<i>NDWI</i>	0,0002	Hausse	< 0,0001	Positif	0,0042	Positif	0,005	0,64	0,01	hausse
<i>MNDWI</i>	< 0,0001	Hausse	< 0,0001	Positif	0,0003	Positif	0,005	0,64	0,03	hausse
<i>NDBAI</i>	< 0,0001	Baisse	< 0,0001	Négatif	0,0002	Négatif	0,043	-0,41	-0,02	baisse
<i>NDBI</i>	< 0,0001	Baisse	< 0,0001	Négatif	< 0,0001	Négatif	0,002	-0,68	-0,03	baisse
<i>UI</i>	< 0,0001	Baisse	< 0,0001	Négatif	0,029	Négatif	0,005	-0,64	-0,01	baisse
<i>EBBI</i>	< 0,0001	Baisse	< 0,0001	Négatif	< 0,0001	Négatif	0,013	-0,52	-0,07	baisse
<i>TCT_B</i>	< 0,0001	Hausse	< 0,0001	Positif	< 0,0001	Positif	0,0301	0,45	3039	Hausse

La modélisation des températures de surface au travers d'une combinaison linéaire des indices spectraux fournit des résultats sensiblement différents en fonction des aménagements. De fortes proportions de la variabilité de la température de surface sont expliquées par les modèles, situées entre 52 et 70 %. Les indices les plus fréquemment sélectionnés sont l'émissivité et le MNDWI (dans les 5 situations) et le NDVI, le NDBaI, l'UI et le NDMI (4 fois chacun - tableau 4).

Tableau 4. Coefficients de détermination et indices retenus dans les régressions multiples

Sites	r ²	indices retenus
Métropole	0,70	MNDWI EBBI emissivity IBI NDBAI NDMI NDVI SAVI UI
Confluence	0,60	NDVI NDBaI UI BI EBBI emissivity MNDWI NDMI
Kaplan	0,52	NDBaI MNDWI emissivity
Quai	0,63	NDVI UI emissivity MNDWI NDMI
Garibaldi	0,66	NDVI NDBaI UI NDMI emissivity MNDWI

Cette étude a permis d'évaluer l'impact de récentes opérations urbaines sur les caractéristiques des territoires (température, humidité, végétation, urbanisation, etc.) à l'aide de produits issus de télédétection. Elle a montré l'effet positif de ces dernières sur les températures de surface et l'accroissement du couvert végétal. Ces travaux d'envergure sont à poursuivre sur l'ensemble de la métropole afin d'améliorer la qualité de vie des lyonnais.

Remerciements

Les auteurs remercient la DIRCE de Météo-France pour la fourniture des données météorologiques et l'USGS pour les données Landsat.

Bibliographie

- Alexandersson, H., 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. *J. Climatol.* **6**, 661–675.
- Barsi, J.A., Schott, J.R., Palluconi, F.D., Hook, S.J., 2005. Validation of a web-based atmospheric correction tool for single thermal band instruments, in: Earth Observing Systems X. Presented at the Earth Observing Systems X, International Society for Optics and Photonics, 7 p.
- Fury, R., Joly, D., 1995. Interpolation spatiale à maille fine des températures journalières. *La Météorologie* **8**, 36–43.
- Joly, D., Thierry, B., Cardot, H., Cavailhès, J., Hilal, M., Wavresky, P., 2009. Interpolation par régressions locales : application aux précipitations en France. *L'espace géographique* **38**, 157–170.
- Pettitt, A.N., 1979. A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)* **28**, 126–135
- Roșca, C.F., Harpa, G.V., Croitoru, A.-E., Herbel, I., Imbroane, A.M., Burada, D.C., 2017. The impact of climatic and non-climatic factors on land surface temperature in southwestern Romania. *Theor Appl Climatol* **130**, 775–790.
- Vigneau, J.-P., 2005. *Climatologie*, Armand Colin. ed, Campus. Paris, 200 p.

LES MOIS D'AOÛT DE 2000 À 2017 : RECORDS THERMIQUES ET PLUVIOMÉTRIQUES DANS LE SUD-OUEST DE LA ROUMANIE

CONSTANTIN (OPREA) D. M.¹, MARINICĂ A. F.², MARINICĂ I.³, ZAHARIA L.¹,
GRIGORE E.¹, IOANA-TOROIMAC G.¹

¹Université de Bucarest, Faculté de Géographie, 1 Boulevard N. Bălcescu, 010041, Bucarest, Roumanie, oprea.constantin@geo.unibuc.ro ; zaharialili@hotmail.com ; gabriela.toroimac@geo.unibuc.ro.

²Jacobs University, Campus Ring 1, 28759, Bremen, Germany, marinica.andreea@gmail.com;

³Université de Craiova, Faculté des Sciences, 13 Rue A.I. Cuza, 200585, Roumanie, ionmarinica@yahoo.com.

Résumé : Cette contribution a comme but d'analyser les particularités de la variabilité thermique et pluviométrique du mois d'août dans le sud-ouest de la Roumanie, une région agricole importante du pays, et par conséquent, vulnérable aux changements climatiques. L'analyse est basée sur les données mesurées aux 16 stations météorologiques de la région durant la période 2000-2017. Le travail examine la variabilité temporelle et spatiale des paramètres portant sur la température de l'air et la pluviométrie en utilisant des méthodes statistiques classiques et les techniques SIG. Les résultats mettent en évidence la hausse générale des températures par rapport à la période 1901-1990 ; durant la période d'analyse, plusieurs records thermiques et pluviométriques ont été enregistrés pour la majorité des stations météorologiques dans un contexte général de temps plutôt sec.

Mots-clés : août, température de l'air, précipitations, changements climatiques, sud-ouest de la Roumanie.

Abstract: *The months of August 2000 to 2017: temperature and rainfall records in South-Western Romania.* This contribution is devoted more particularly to analyze the climatic characteristics of August, in South-Western Romania, a major agricultural region of the country, and therefore vulnerable to climate change. The analysis is based on data measured at 16 meteorological stations in this region from 2000 to 2017. The paper investigates the temporal and spatial variability of the air temperature and precipitations parameters, using classical statistical methods and GIS techniques. The results highlight the general rise in temperatures compared to the period 1901-1990; during the analyzed period, several thermic and rainfall records were recorded for the majority of meteorological stations in a general context of rather dry weather.

Keywords: *august, air temperature, precipitations, climate change, South-Western Romania.*

Introduction

En Roumanie, entre 1961 et 2013, des tendances à la hausse des paramètres thermiques statistiquement significatives, ont été constatées surtout au printemps et en été (Bojariu *et al*, 2015). Le but de cette étude est d'analyser la variation temporelle et spatiale de la température de l'air et des précipitations des mois d'août de 2000 à 2017 et de mettre en évidence les records thermiques et pluviométriques de ces mois, afin d'identifier des éventuels signaux récents des changements climatiques dans le sud-ouest de la Roumanie, une région agricole importante du pays qui est soumise aux risques d'aridité (Prăvălie *et al*, 2016).

1. Région d'étude, données et méthodes

La région de l'étude, appelée Oltenia, est située dans le sud-ouest de la Roumanie (Fig. 1A) et couvre 12% (28 608 km²) de la superficie du pays (Constantin *et al*, 2017) en s'étalant entre 18 m d'altitude (dans la plaine inondable du Danube) et 2 519 m dans les Carpates (Fig. 1B). Par sa position géographique, la région s'inscrit dans un climat tempéré-continental. La température moyenne de l'air varie entre 3°C à la montagne et 11°C à 12°C dans la plaine, avec une moyenne de 9,9°C sur l'ensemble de la région (Fig. 1C). Le minimum thermique moyen mensuel (-2,8°C) se produit en janvier et le maximum en juillet (21,0°C) (Fig. 1D), durant la période 1901-1990. Les cumuls annuels des précipitations varient entre moins de 550 mm/an dans le sud de la région, jusqu'à environ 1000 mm/an, voire à plus de 1500 mm, pour une moyenne régionale d'environ 680 mm/an. Le régime pluviométrique annuel moyen

de la période 1901-1990 a son minimum en février et son maximum en juin (Fig. 1D). Durant les mois d'août, la température moyenne mensuelle de l'air du sud-ouest de la Roumanie a été de 20,5°C et la quantité moyenne de précipitations a été de 52,3 mm ; ce sont les valeurs de référence de cette contribution. Nous avons fondé notre analyse sur les données climatiques (températures moyennes, minimales et maximales mensuelles de l'air, la température maximale absolue de l'air, précipitations mensuelles moyennes, minimales et maximales, la quantité maximale absolue mensuelle des précipitations) mesurées aux 16 stations météorologiques (en abrégiation s.m.), situées à des altitudes comprises entre 36 m (s.m. de Bechet) et 1548 m (à la s.m. de Parâng). Ces stations dépendent toutes du Centre Météorologique Régional d'Oltenia au sein de l'Administration Nationale de Météorologie (ANM) pour la période 2000-2017 (Fig. 1B). Les valeurs absolues de la température maximale de l'air et des précipitations maximales mensuelles couvrent toute la période des observations climatiques, c'est-à-dire de 1901 à 2017. Les méthodes utilisées concernent principalement des analyses statistiques classiques, descriptives et des représentations spatiales obtenues à partir de SIG. La caractérisation pluviométrique régionale du mois d'août, a eu recours au critère d'Hellmann, à partir duquel nous avons identifié les types de temps pluviométrique (Tableau 1).

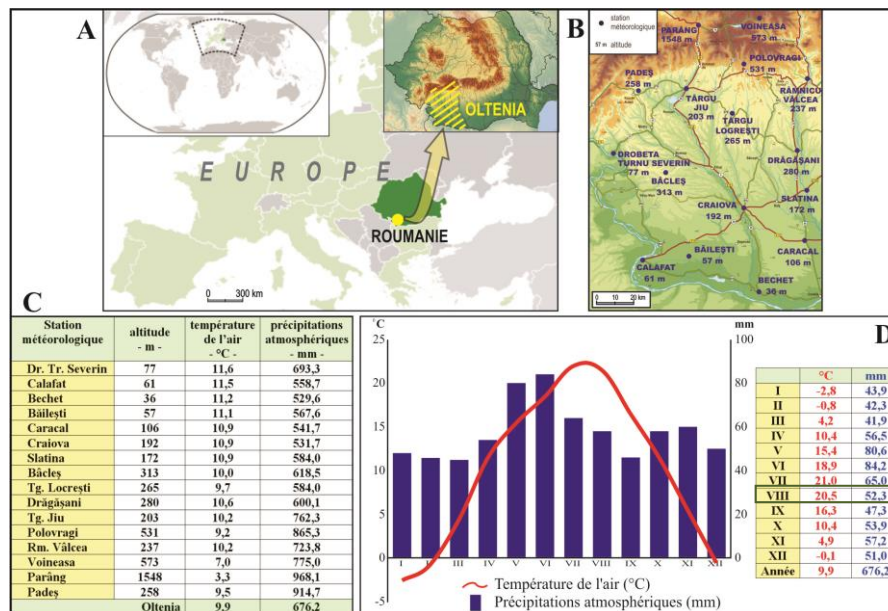


Figure 1. A) Localisation de la région d'étude ; B) Localisation des stations météorologiques analysées ; C) Température moyenne annuelle et cumul annuel des précipitations aux stations météorologiques analysées (1901-1990) ; D) Températures de l'air et précipitations moyennes mensuelles de la région d'étude (1901-1990).

2. Résultats et discussions

2.1. Caractéristiques de la température de l'air

Les moyennes des températures maximales du mois d'août, calculées pour la période 2000-2017, étaient de 31,6°C à Voineasa, dans le nord de l'Oltenia et 38,3°C à Calafat dans le sud-ouest de la région (Fig. 2), avec une moyenne pour l'ensemble de la région de 35,2°C. En août, durant la plus grande partie de ces mois, le temps a été tropical, avec une température maximale supérieure ou égale à 30°C (ANM, 2008). Aux altitudes de plus de 1500 m, la moyenne des températures maximales mensuelles a été de 24,8°C à la s.m. de Parâng. Les valeurs les plus élevées des températures maximales du mois d'août ont varié de 36,5°C à Polovragi à 42,2°C à Calafat, tandis qu'à plus de 1500 m d'altitude, à la station de Parâng, le maximum a été de 28,3°C, ce qui atteste bien de l'existence de températures de jours

tropicaux dans toute la région, à l'exception de la zone montagneuse (Tableau 2). Entre 2000-2017, 11 records thermiques absolus des températures maximales ont été enregistrés, par rapport à la période 1901-1990, et cinq valeurs maximales correspondent à la deuxième plus grande valeur de la période 1901-2017 (Tableau 2).

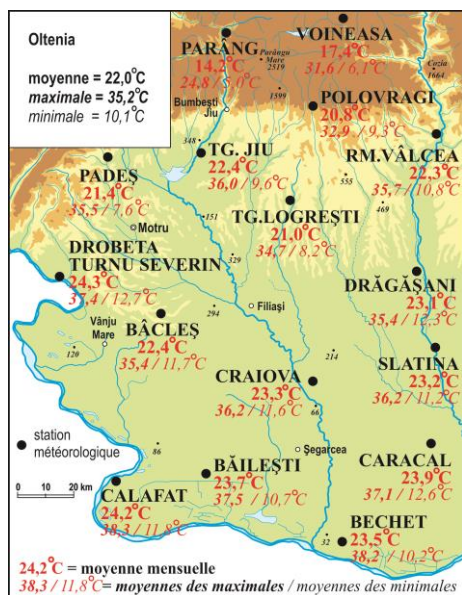


Tableau 1 : Matrice des types de temps pluviométrique selon le critère d'Hellmann (Source : adapté selon Gaceu, 2002)

Types de temps pluviométrique	Déviations par rapport à la moyenne multi annuelle (%)
Exceptionnellement sec (ES)	< -50,0
Très sec (FS)	- 50...-30,1
Sec (S)	-30...-20,1
Peu sec (PS)	- 20...-10,1
Normal (N)	± 10
Peu pluvieux (PP)	10,1 - 20
Pluvieux (P)	20,1 - 30
Très pluvieux (FP)	30,1 - 50
Exceptionnellement pluvieux (EP)	> 50,0

Figure 2. Températures moyennes de l'air, moyennes des minima et des maxima thermiques des mois d'août, dans le sud-ouest de la Roumanie (région d'Oltenia), durant la période subactuelle (2000-2017). (Source : données extraites des archives de l'ANM, 2017)

Le maximum thermique absolu du mois d'août en Oltenia n'a pas été atteint durant la période de 2000 à 2017 ; celui-ci a été de 43,5°C, enregistré à Strehăia en 1946 (station qui est devenue non-opérationnelle depuis 1960), soit 1°C en moins que la température maximale absolue de la Roumanie (44,5°C), enregistrée en 1951 (ANM, 2008). Toujours durant les années 2000 à 2017, les maximums thermiques moyens des mois d'août ont été enregistrés durant les années les plus chaudes de la série des observations climatiques : 2000, 2012 et 2017. Les valeurs les plus basses de ces maximums mensuels se sont produites en 2001, 2002, 2014, 2016 et ont été comprises entre 25,6°C à Voineasa et 34,3°C à Dr. Tr. Severin (Tableau 2). Les températures moyennes mensuelles d'août de cette période ont varié de 17,4°C à Voineasa à 24,3°C à Dr. Tr. Severin (Fig. 2), indiquant que l'ouest et le sud-ouest de la région sont les plus chauds de l'Oltenia. La moyenne de ce paramètre sur toute la région considérée a été de 22,0°C, avec un écart positif de 2°C par rapport à la période 1901-1990 (Marinică et Marincă, 2016). Les températures moyennes mensuelles les plus élevées ont été enregistrées durant les années 2003, 2008, 2009, 2010, 2012, 2017 (Tableau 2). Les moyennes mensuelles les plus basses de la température ont été enregistrées surtout pendant l'année pluvieuse 2005 (Tableau 2). Les moyennes des températures minimales mensuelles calculées sur la période 2000-2017 ont été comprises entre 6,1°C à Voineasa et 12,7°C à Dr. Tr. Severin (Fig. 2), avec une moyenne régionale de 10,1°C. Les minimums thermiques mensuels les plus bas ont été enregistrés durant les années 2000, 2001, 2005, 2006, 2012, 2017 (Tableau 2), tandis que les valeurs les plus élevées ont eu lieu en 2007, 2008, 2009, 2010, 2013 et 2015 (années chaudes dans leur ensemble). Il faut noter une hausse plus accentuée des valeurs de la température maximale mensuelle par rapport aux températures moyennes et minimales, ce qui confirme bien la tendance de réchauffement climatique pour le mois d'août dans la région d'Oltenia (Marinică et Marincă, 2016).

Tableau 2. Caractéristiques thermiques de l'air durant les mois d'août dans le sud-ouest de la Roumanie (2000-2017) : CMM – maximum mensuel le plus élevé ; CmmM – maximum mensuel le plus bas ; CMmd – moyenne mensuelle la plus élevée ; CmmD – moyenne mensuelle la plus basse ; Cmm – minimum mensuel le plus bas ; CMm – minimum mensuel le plus élevé ; * – valeurs maximales absolues de la période 1901-2017 ; ** – la deuxième valeur la plus élevée durant la période 1901-2017 (Source : archives de l'ANM, 2017)

Station météo. (S.M.)	Températures maximales mensuelles (°C)				Températures moyennes mensuelles (°C)				Températures minimales mensuelles (°C)			
	CMM	An	CmmM	An	CMmd	An	CmmD	An	Cmm	An	CMm	An
Dr. Tr. Severin	41.3*	2017	34.3	2016	26.4	2003	21.3	2005	10.5	2005	16.0	2009
Calafat	42.2*	2017	33.8	2002	26.4	2003	21.4	2005	9.2	2017	15.2	2009
Bechet	41.2*	2012	33.6	2002	25.4	2003	21.2	2005	7.0	2012	12.9	2007
Băilești	40.5**	2012	33.0	2002	26.3	2012	21.2	2005	7.7	2001	14.2	2009
Caracal	40.5**	2012	33.0	2002	25.9	2003	21.2	2005	9.9	2006	15.6	2008
Craiova	40.8**	2017	32.0	2002	25.4	2017	20.3	2005	9.0	2006	14.7	2009
Slatina	39.6**	2012	32.5	2002	24.9	2012	20.7	2005	8.0	2017	14.2	2008
Băceș	38.6*	2000	32.3	2014	24.3	2010	19.4	2005	8.0	2005	13.4	2009
Tg. Logrești	38.3*	2017	31.8	2002	22.5	2008	19.2	2006	4.9	2017	11.1	2015
Drăgășani	38.7**	2017	31.6	2002	24.9	2017	20.1	2005	7.8	2006	14.9	2010
Apa Neagră	38.8*	2015	32.2	2016	23.6	2012	19.1	2005; 2006	2.8	2000	11.8	2015
Tg. Jiu	39.6*	2017	32.4	2002	24.1	2017	19.8	2006	6.4	2017	12.6	2009
Polovragi	36.5*	2012	30.6	2002	22.7	2012	18.7	2006	4.9	2006	12.5	2009
Rm.Vâlcea	40.7*	2012	31.1	2002	24.0	2012	20.0	2005	7.5	2006	14.0	2009
Voineasa	36.7*	2012	25.6	2001	18.5	2009	12.8	2001	1.9	2001	9.8	2009
Parâng	28.3*	2017	20.6	2002	16.0	2012	12.1	2005	1.4	2006	7.2	2013
Moyenne Oltenia	38.5	2012	31.6	2002	23.7	2017	19.5	2005	6.9	2006	12.7	2009

2.2. Caractéristiques des précipitations atmosphériques

L'analyse des quantités mensuelles de précipitations des mois d'août de la période 2000-2017 met en évidence trois années consécutives excessivement pluvieuses – 2005, 2006 et 2007, auxquelles s'ajoute l'année 2002. Par ailleurs, elle met en exergue que durant la plupart des mois d'août la sécheresse a prédominé, surtout durant la deuxième moitié de la période analysée (après 2007) (Fig. 3). La plupart des valeurs maximales mensuelles des précipitations ont été enregistrées pendant l'année excessivement pluvieuse 2005, comprises entre 167,8 mm à Dr. Tr. Severin, dans le sud de la région, et 318,2 mm à Parâng, dans le nord (Fig. 4). La moyenne des précipitations maximales du mois d'août pour toute la région a été 192,2 mm (Tableau 3). 14 stations sur les 16 stations analysées ont connu les valeurs maximales pluviométriques mensuelles absolues des mois d'août de l'histoire des observations météo de la région (1901-2017) (Tableau 3). Le mois d'août 2002 a été exceptionnellement pluvieux (EP), avec une lame d'eau moyenne de 99,9 mm sur toute la région et des valeurs de précipitations \geq à 100 mm aux 8 stations météorologiques, ce qui a interrompu la période excessivement sèche et chaude du début des années 2000 (Fig. 3). On remarque aussi un mois d'août 2007 excessivement pluvieux avec une moyenne mensuelle de 145,9 mm et 12 valeurs \geq 100 mm (deux valeurs $>$ 200 mm), survenues après une période excessivement sèche, entre le 24 mars et le 30 juillet 2007. La période du 31 juillet au 19 septembre 2007 a été excessivement pluvieuse (Marinică et Marincă, 2016) et l'automne 2007 a été le plus pluvieux de toute l'histoire des observations climatiques de la région d'Oltenia. Dans cette région, certains mois d'août pluvieux surviennent après des périodes sèches et très chaudes, et confirment ainsi une variabilité pluviométrique accentuée. Le mois d'août 2005, extrêmement pluvieux, était dans la période excessivement pluvieuse de mai à septembre provoquant dès lors en Roumanie des inondations catastrophiques (Zaharia *et al.*, 2006). 2005 a été la première année de la période analysée avec des précipitations annuelles qui ont dépassé 1000 mm dans certaines stations météorologiques de la plaine. Dans la plupart des stations météorologiques de la Roumanie, les valeurs de précipitations normales estivales mises en évidence par la moyenne multi-annuelle du semestre chaud ont été dépassées de plus de 50%, (Dragotă, 2006). En 2006, le mois d'août a été également le plus pluvieux de cette année.

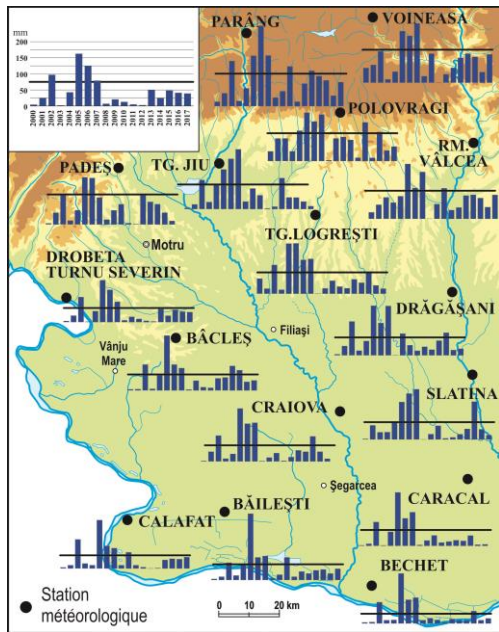


Figure 3 (à gauche) : Variation des précipitations des mois d'août entre 2000-2017, dans le sud-ouest de la Roumanie (Source : données tirées de l'archive de l'ANM, 2017). La ligne horizontale correspond à la moyenne pluviométrique des mois d'août de la période considérée.

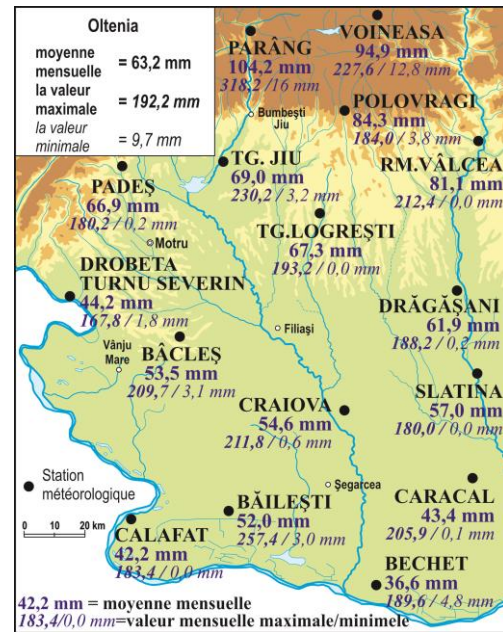


Figure 4 (à droite) : Quantités moyennes, maximales et minimales des précipitations du mois d'août dans le sud-ouest de la Roumanie entre 2000-2017 (Source : données tirées de l'archive de l'ANM, 2017).

Tableau 3. Caractéristiques pluviométriques du mois d'août (valeurs en mm) des stations météorologiques dans le sud-ouest de la Roumanie (2000-2017) ; * – maximales pluviométriques absolues pour les stations météorologiques dans de la période 1901-2017 ; en gras et italique ont été marquées les valeurs supérieures à la moyenne de la période 1901-1990 (Source : données tirées de l'archive de l'ANM, 2017)

Station météo. (S.M.)	1901-1990	2000-2017				
	Moyenne	Quantité maximale mensuelle	An	Moyenne	Quantité minimale mensuelle	An
Dr. Tr. Severin	38.2	167.8*	2005	44.2	1.8	2012
Calafat	35.6	183.4*	2005	42.2	0	2012
Bechet	37.9	189.6*	2005	36.6	4.8	2011
Bailesti	39.0	257.4*	2005	52.0	3	2000
Caracal	39.9	205.9*	2005	43.4	0.1	2003
Craiova	42.1	211.8*	2005	54.6	0.6	2008
Slatina	46.8	180.0*	2007	57.0	0	2008
Bacles	33.4	209.7*	2005	53.5	3.1	2001
Tg. Logresti	43.6	193.2*	2005	67.3	0	2008
Dragasani	46.4	188.2*	2005	61.9	0.2	2008
Apa Neagra	60.1	180.2	2005	66.9	0.2	2012
Tg. Jiu	64.3	230.2*	2007	69.0	3.2	2000
Polovragi	76.5	184.0	2005	84.3	3.8	2008
Rm. Valcea	69.4	212.4*	2005	81.1	0	2008
Voineasa	72.8	227.6*	2007	94.9	12.8	2003
Parang	90.6	318.2*	2006	104.2	16	2000
Moyenne Oltenia	52.3	192.2	2005	63.2	9.7	2008

La moyenne des valeurs mensuelles des précipitations de la période analysée (2000-2017) a été comprise entre 36,6 mm à Bechet, dans le sud de l'Oltenia, et 94,9 mm à Voineasa, située dans les Carpates (Fig. 4 et Tableau 3). Les écarts de ces moyennes (2000-2017) aux valeurs normales du mois d'août du 20^{ème} siècle (1901-1990) ont été comprises entre -1,3 mm à Bechet (la seule valeur négative qui correspond au type du temps pluviométrique dit normal) et +23,7 mm à Tg. Logrești ; ce qui indique, en général, des hausses légères des précipitations mensuelles dans la plupart des stations de la région (mois d'août de type PP) et plus élevées dans les collines comme en montagne (mois d'août de type FP). Les cumuls

pluviométriques mensuels ont été très faibles et ont été compris entre 0 mm aux stations Calafat, Slatina, Tg. Logrești, et Rm. Vâlcea et 16,0 mm à Parâng en montagne (Tableau 3). Ces valeurs ont été enregistrées durant les années les plus sèches et chaudes : 2000, 2001, 2003, 2008, 2011 et 2012. Deux mois d'août excessivement secs ont été enregistrés en 2016 et 2017. L'analyse des types de temps pluviométriques des mois d'août de 2000 à 2017 compris, selon le critère d'Hellman, montre durant ces mois l'étendue spatio-temporelle du type de temps pluviométrique sec (S) qui a été observé pour 50,7% des stations, du type de temps pluvieux (P) pour 42,0%, et du type de temps normal du point de vue pluviométrique (N) pour 7,3%, c'est-à-dire avec une prédominance nette des types de temps sec (S).

Conclusion

Cette contribution a mis en évidence le fait que, durant les mois d'août de la période 2000-2017, les records thermiques et pluviométriques du 20^{ème} siècle (1901-1990) ont été surclassés : 11 records thermiques absolus et 5 valeurs occupant le deuxième rang ont été enregistrés, ainsi que 14 records des quantités maximales des précipitations tombées en août. Ces dernières années, une variabilité pluviométrique plus intense a été constatée durant les mois d'août. Cette variabilité a été mise en évidence par une alternance plus rapide des périodes sèches et des périodes pluvieuses. L'analyse de la variation des paramètres thermiques et pluviométriques a montré la hausse des valeurs des températures et des précipitations maximales mensuelles des mois d'août. Elles ont surclassé, dans la majorité des cas, les valeurs relevées durant la période 1901-1990. Les précipitations moyennes mensuelles ont fortement diminué durant la deuxième moitié de la période 2000-2017, soit après 2007. La hausse des températures maximales et la prédominance du type de temps pluviométrique sec, ainsi que l'intensification de la variabilité climatique dans la période 2000-2017, peuvent être considérés comme des signaux de changements climatiques dans le sud-ouest de la Roumanie. Les conséquences économiques et environnementales négatives de ces changements devraient pouvoir être atténuées par des mesures adéquates d'adaptation, prises aux échelles régionale et locale.

Bibliographie

- Administrația Națională de Meteorologie (ANM), 2008. *Clima României*. București, Editura Academiei Române, 365 p.
- 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.
- Constantin (Oprea) D.M., Marinică A.F., Marinică I., Vătămanu V.V., 2017. Record thermiques et pluviométriques dans le sud-ouest de la Roumanie pendant les deux dernières décennies. *Actes du 30ème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 339-344.
- Dragotă C.S., 2006. *Precipitațiile excedentare în România*. București, Editura Academiei Române, 175 p.
- Gaceu O., 2002. *Elemente de climatologie practică*. Editura Universității din Oradea, 195 p.
- Marinică I., Marinică A.F., 2016. *Variabilitatea climatică în Oltenia și schimbările climatice*. Craiova, Editura Universitaria, 306 p.
- Prăvălie R., Zaharia L., Bandoc G., Petrișor A., Ionuș O., Mitof I., 2016. Hydroclimatic dynamics in southwestern Romania drylands over the past 50 years. *Journal of Earth System Science*, **125**, 1255–1271.
- Zaharia L., Beltrando G., Nedelcu G., Boroneanț C., Ioana-Toroimac G., 2006. Les inondations de 2005 en Roumanie. *Actes du XIX ème Colloque International de Climatologie*, 557-562.

ÎLOT DE CHALEUR URBAIN ET CANICULES : QUELLES RELATIONS ?

RICHARD Y.¹, REGA M.¹, POHL B.¹, PERGAUD J.¹, EMERY J.², VAIRET T.²,
DUDEK J.³, ZITO S.¹, THEVENIN D.⁴, THEVENIN T.²

¹ Centre de Recherches de Climatologie, UMR 6282 Biogéosciences, CNRS/Univ Bourgogne Franche-Comté

² UMR 6049 ThéMA, CNRS/Univ Bourgogne Franche-Comté

³ UMR 5600 Environnement Ville Société, CNRS/Univ Lyon III

⁴ CDM 21, Météo France

Résumé : Fort de quatre ans de mesures et doté d'un échantillon de stations conséquent, le réseau MUSTARDijon permet de mesurer l'îlot de chaleur urbain (ICU), phénomène de saison chaude. Mais les maximas d'ICU et de température sont déphasés selon deux échelles de temps. Saisonnièrement, les maximas de l'ICU sont observables de mai à juillet, précédant ceux de température (juillet à août). Au pas quotidien, l'analyse des deux canicules de juillet 2015 montre un déphasage de l'ordre de quelques jours entre maxima de l'ICU et pic de canicule. Deux hypothèses sont suggérées pour expliquer ces déphasages : évolution de l'insolation ou/et des échanges d'énergie entre le sol et l'atmosphère.

Mots-Clés : Îlot de Chaleur Urbain (ICU) ; canicule ; déphasage ; végétation ; Dijon

Abstract: Urban Heat Island (UHI) and heat waves: what relations? With four years of measurements and a large sample of stations, the MUSTARDijon network allows for a detailed characterization of the Urban Heat Island (UHI), a warm season phenomenon. But UHI and maximum temperature values are out of phase at two distinct time-scales. Seasonally, the maxima of UHI occur from May to July, i.e. before the annual peak of temperature (July to August). At a daily time-scale, analysis of the two heat waves of July 2015 shows a lag of a few days between the peak of UHI and the heat wave. Two hypotheses are suggested to explain these lags: changes in radiative conditions and/or energy fluxes between the ground surface and the atmosphere.

Keywords: Urban Heat Island (UHI); heat wave; lag; vegetation; Dijon

Introduction

Les recherches portant sur l'Îlot de Chaleur Urbain (ICU) sont antérieures (Oke, 1973) à l'émergence des problématiques relatives au changement climatique (fin des années 1980). Néanmoins, en France, les recherches portant sur l'ICU se sont considérablement développées depuis la canicule d'août 2003 et ses impacts sanitaires (Ouzeau et al., 2016). Les effets combinés de l'ICU et du changement climatique rendent les villes et leurs populations de plus en plus vulnérables face à des canicules plus fréquentes, intenses ou longues (Willett et Sherwood, 2012). En effet, le stress thermique est plus élevé que la somme des effets de l'ICU et des canicules (Li et Bou-Zeid, 2013). Ainsi, quoique la question des ICU soit rarement présente dans la législation environnementale française et quasi absente des documents d'urbanisme (Lambert-Habib et al., 2013), c'est généralement au titre de l'adaptation des villes face aux canicules que les études actuelles sur l'ICU commencent à recueillir l'intérêt, voire le soutien actif des collectivités.

Les effets combinés de l'ICU et des canicules multiplient les risques sanitaires. Mais quelles sont les autres relations entre ces deux phénomènes ? L'ICU est-il nécessairement fort, voire maximal, lors des canicules ? L'ICU est-il de même ampleur lors des canicules précoces (juin-juillet) et tardives (août-septembre) ? L'ICU se renforce-t-il au cours d'une canicule, atteint-il une valeur plateau, ou bien décroît-il si la canicule se prolonge ? Le réseau MUSTARDijon, déployé depuis juin 2014, fort de quatre étés d'enregistrements horaires sur 60 points de mesures depuis 2016, permet de commencer à explorer la question des relations entre ICU et canicules à Dijon.

1. Données et Méthode

1.1 Période et pas de temps

L'analyse porte sur la saison chaude, printemps et été, incluant les mois d'avril à septembre. Il s'agit de la saison propice au développement de l'ICU (Richard et al., 2017) et

de canicules. La période inclue quatre saisons chaudes (2014-2017) mais, comme en 2014 le déploiement du réseau MUSTARDijon n'a été effectué que le 06 juin (de Lapparent et al., 2015), la première saison est amputée de 65 jours. L'effectif passe ainsi de 732 jours théoriques à 667 jours. Le pas de temps des mesures est horaire. Les heures se rattachent à des « journées-ICU » allant de 7 UTC à 6 UTC de manière à ce que les analyses quotidiennes ne scindent pas la succession jour nuit déterminante pour le développement des ICU nocturnes (Zito et al., 2016). Aux températures et humidités relatives du réseau MUSTARDijon s'ajoutent des relevés Météo France à la station de Longvic (n°51, Figure 1) : rayonnement global, insolation, pression, vitesse du vent ainsi que températures à différentes hauteurs, au sol, comme à différentes profondeurs du sol.

1.2 Construction d'un indice ICU

Les stations les plus représentatives du centre-ville et du milieu rural sont sélectionnées (Fig. 1). La moyenne des trois stations (01, 02 et 06) du centre de Dijon permet d'élaborer l'indice « urbain ». La même méthode est employée pour calculer l'indice « rural » à partir de quatre stations (33, 34, 38 et 40) rurales de plaine (Fig. 1). L'ICU résulte de la différence « urbain » - « rural ». Au sein de chaque « journée-ICU », la valeur maximale quotidienne (ICU_{max}) est identifiée. L'absence de valeur manquante sur les séries utilisées pour bâtir les indices « urbain » et « rural » a permis de calculer « ICU_{max} » sur 645 « journées-ICU ».

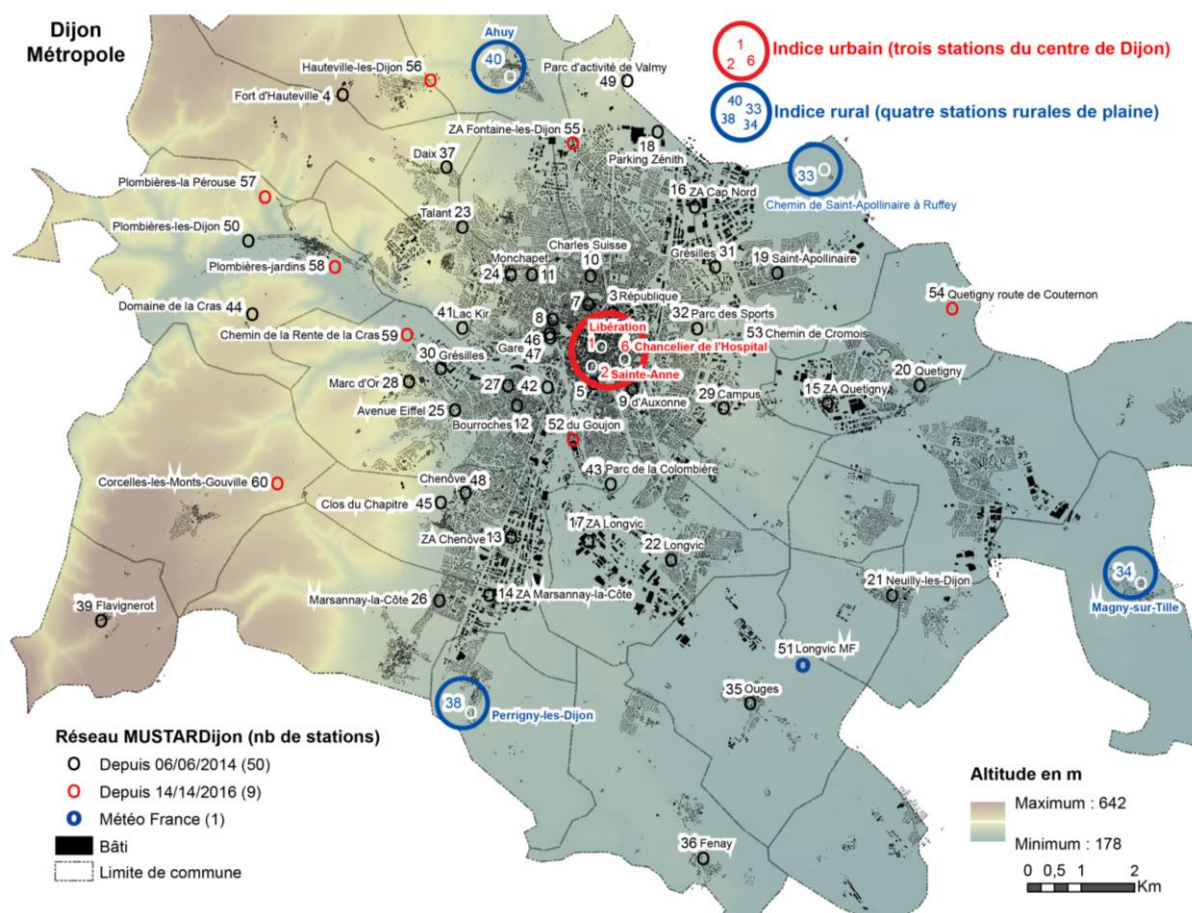


Figure 1. Carte du réseau MUSTARDijon et élaboration des indices « urbain » et « rural ».

Pour définir les canicules deux seuils de température, adaptés à la Côte d'Or, ont été utilisés : température minimale nocturne $\geq 19^{\circ}\text{C}$ et température maximale diurne $\geq 34^{\circ}\text{C}$, ont été prises en compte. Les dépassements de ces seuils ont été identifiés sur les indices « urbain » et « rural ». Les canicules ainsi définies, comme l'ICU, sont deux phénomènes intermittents et peu fréquents. Les distributions des indices associés ne sont pas gaussiennes. En conséquence la méthodologie développée s'appuie sur des tables de contingence. « ICU_{max} », variable quantitative continue, a préalablement été discrétisée en six classes d'amplitude 1°C .

2. Résultats

La relation entre l'ICU et les canicules est étudiée selon deux échelles temporelles emboîtées. La première privilégie le pas de temps mensuel, la seconde les séquences quotidiennes.

2.1 Saisonnalité et cooccurrence des canicules et de l'ICU

Sur la période 2014-2017, le seuil 34°C a été dépassé lors de 16 journées sur l'indice rural et de 23 journées sur l'indice urbain. La nuit, le seuil 19°C a été dépassé 20 fois sur l'indice rural et 72 fois sur l'indice urbain. En théorie, pour chaque jour, les dépassements de seuils peuvent être observés sur 0 à 4 indices. En l'absence de dépassement, la modalité associée à la variable canicule est codée « 0 », avec dépassement d'un seul seuil « 1 », et avec dépassement d'au moins deux seuils « 2 ». Statistiquement, lors de la saison chaude, canicules et ICUmax sont associés (Tableau 1). Lors des jours de canicule de type 1 ou 2, les ICUmax supérieurs à 3°C sont sur-représentés tandis que ceux inférieurs à 3°C sont sous-représentés. La valeur de 3°C, semble ici constituer un seuil. En première lecture, le lien entre ICU est canicule est indiscutablement avéré.

Tableau 1. Tableau de contingence canicule et ICU (avril-septembre 2014-2017).

Canicule	ICUmax<1	1≤ICUmax<2	2≤ICUmax<3	3≤ICUmax<4	4≤ICUmax<5	5≤ICUmax	Total
« 0 »	27	137*	158	132*	78*	37*	569
« 1 »	0	1*	9	14	6	12*	42
« 2 »	0	4	3*	9	13*	5	34
Total	27	142	170	155	97	54	645

Nombre de jours sur-représenté : x , avec théorique – observé > 4 x^*

Nombre de jours sous-représenté : x , avec théorique – observé > 4 x^*

$\chi^2 = 57,5$. Hypothèse d'indépendance (H_0) : probabilité < 10⁻⁴

Canicules et ICU sont ensuite discrétisés selon le mois. Les canicules sont sur-représentées lors des mois de juillet et d'août. Sur les quatre étés (2014-2017), c'est juillet qui a été le plus souvent concerné avec 37 dépassements contre 22 en août. Mais l'échantillon est trop réduit pour en tirer des conclusions généralisables. Des dépassements de seuils sont également possibles sur une saison plus longue. On enregistre deux dépassements en dehors de l'été, un en mai et un en septembre, et surtout quinze dépassements en juin. La saisonnalité des canicules est très marquée. Elle correspond sans surprise à l'été, et plus précisément au cœur de l'été. A Dijon, l'ICU est un phénomène saisonnier. En hiver, de forts ICU sont rares et limités en magnitude (Richard et al., 2017). Au cours de la saison chaude, l'hypothèse d'indépendance entre intensité de l'ICU et mois est rejetée (Tableau 2).

Tableau 2. Tableau de contingence ICU et mois.

	avril	mai	juin	juillet	Août	septembre	Total
ICUmax<1	6	10*	1	5	1	4	27
1<=ICUmax<2	20	12*	27	31	24	28*	142
2<=ICUmax<3	21	24	28	21*	47*	29	170
3<=ICUmax<4	19	23	25	32	28	28*	155
4<=ICUmax<5	12	11	21	23*	21	9*	97
5<=ICUmax	12*	13*	14*	12	3*	0*	54
Total	90	93	116	124	124	120	667

Nombre de jours sur-représenté : x , avec théorique – observé > 4 x^*

Nombre de jours sous-représenté : x , avec théorique – observé > 4 x^*

$\chi^2 = 63,7$. Hypothèse d'indépendance (H_0) : probabilité < 10⁻⁴

L'ICU ne se développe pas de manière équiprobable d'avril à septembre. Les plus forts ICU ($\geq 5^{\circ}\text{C}$) sont sur-représentés au printemps et en début d'été, d'avril à juillet. La sur-représentation d'ICU intermédiaires ($\geq 4^{\circ}\text{C}$) correspond à l'été météorologique, juin-août. Enfin, la fin de l'été et le début de l'automne, août et septembre, sont propices au développement d'ICU modérés, compris entre 1 et 4°C . L'absence d'ICU ($\text{ICU}_{\text{max}} < 1$), associée à des conditions météorologiques perturbées, peut intervenir tout au long des six mois. Mais l'occurrence préférentielle est printanière (avril et mai). La saisonnalité de l'ICU et des canicules est légèrement décalée. Les deux phénomènes se développent en saison chaude, mais les ICU sont les plus intenses en début de saison, tandis que les canicules sont les plus fréquentes au cœur de la saison.

2.2 Séquences quotidiennes

La figure 2 superpose « ICU_{max} », borné pour plus de lisibilité aux valeurs $\geq 3^{\circ}\text{C}$, et les températures minimale et maximale de l'indice « urbain ». Au printemps, en l'absence de canicule, des ICU très forts, à savoir $\geq 5^{\circ}\text{C}$, sont observés dès avril (2015) ou mai (2016 et 2017).

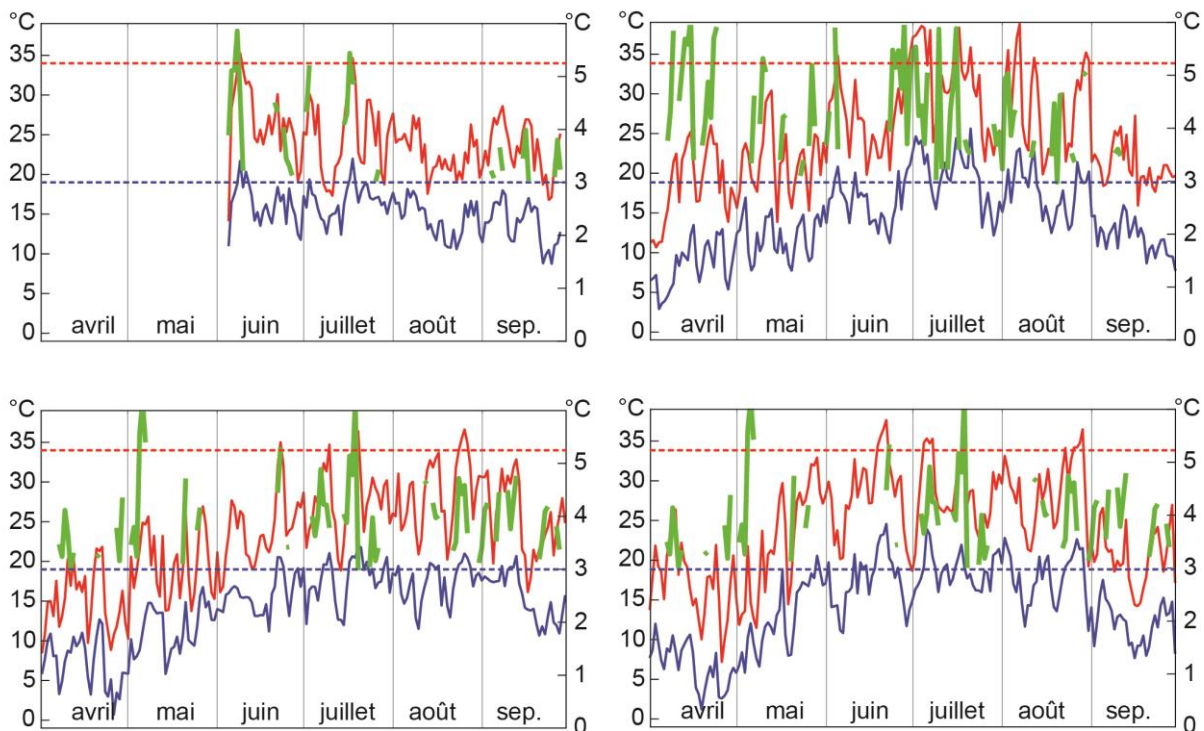


Figure 2. Indices urbains et $\text{ICU}_{\text{max}} \geq 3^{\circ}\text{C}$; rouge : température urbaine maximale, bleu : température urbaine minimale, et vert ICU_{max} de la « journée-ICU ».

En début d'été, au mois de juin, $\text{ICU} \geq 5^{\circ}\text{C}$ et seuils 19°C pour les températures minimales comme 34°C pour les maximales, sont brièvement dépassés chaque année. Les dépassements se multiplient en juillet. Seul juillet 2015 a permis d'observer une canicule se prolongeant sur plusieurs jours. En août, malgré la présence de plusieurs canicules, les ICU_{max} n'atteignent plus 5°C .

2.2 Le double épisode caniculaire de Juillet 2015

En juillet 2015, Météo France relève deux épisodes de canicule ayant concerné la France, épisodes entrecoupés d'un léger rafraîchissement du 8 au 14 juillet. Ceci correspond parfaitement au cas de Dijon (Figure 3) où l'indice urbain a dépassé le seuil 19°C lors de huit nuits consécutives (29 juin au 6 juillet), deux nuits isolées (11 et 12 juillet), puis à nouveau neuf nuits consécutives (15 au 23 juillet). Avec dix-neuf dépassements en un mois, c'est clairement la chaleur nocturne qui a généré les stress les plus importants et qui est vraisemblablement à l'origine d'une forte sur-mortalité à Dijon, comme cela a été observé en 2003 (Vandentorren et al., 2004). En zone rurale, la chaleur nocturne a été nettement moins

marquée. La température nocturne est restée supérieure à 19°C lors de huit nuits seulement. En journée, l'écart entre indices urbain et rural est nettement moins marqué. Dans les deux cas, les dépassements du seuil 34°C ont été observés lors des mêmes neuf journées.

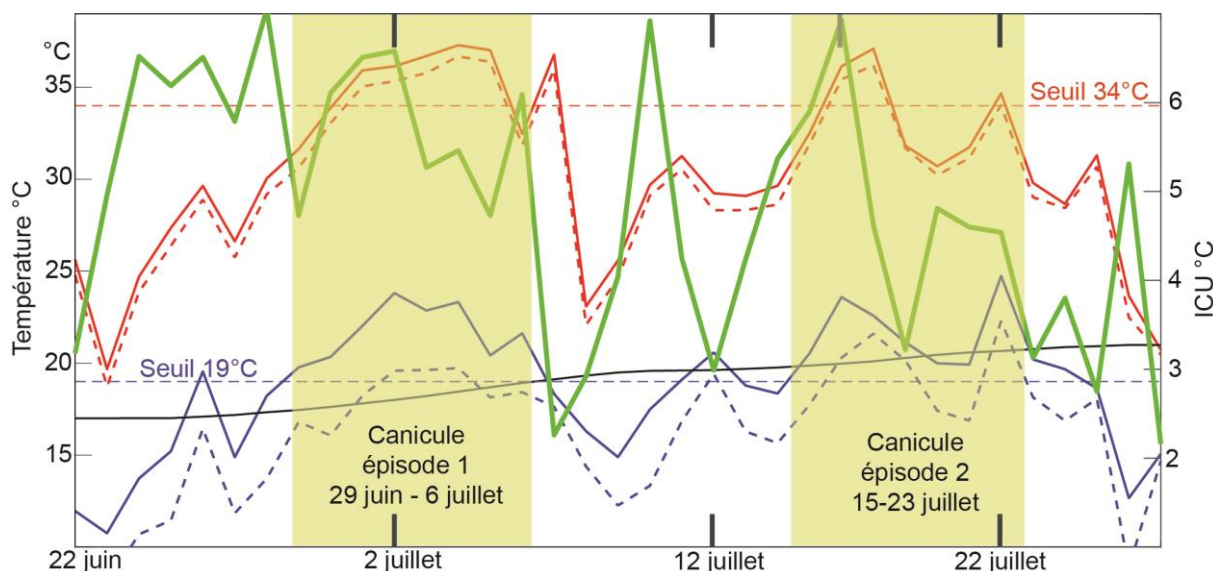


Figure 3. Canicules de juillet 2015 ; rouge : T° maximale ; bleu : T° minimale ; trait plein : urbain ; pointillés : rural ; vert : ICUmax ; noir : Température du sol à 1 m de profondeur.

Au regard des températures nocturnes en ville, les deux épisodes caniculaires sont très comparables. Au regard de l'ICU, ils sont dissemblables (Figure 3). Le premier épisode est précédé de cinq jours (24–28 juin) caractérisés par un ICU très marqué (moyenne = 5,41°C). L'ICU fut ensuite légèrement moins fort pendant l'épisode caniculaire (moyenne = 4,68°C). La seconde canicule est précédée d'ICU variables, puis n'a donné lieu qu'à un ICU moyen de 3,62°C. On observe également une diminution de l'ICU au cours de cette seconde canicule. Comment expliquer la présence d'un ICU maximal avant le premier épisode caniculaire, la réduction de l'ICU entre les deux épisodes puis au cours du second épisode ? La première hypothèse renvoie à des différences de conditions météorologiques (rayonnement, vent, ...). La seconde suggère que les échanges entre le sol et l'atmosphère ont pu évoluer. Lors du premier épisode, les températures de l'air et l'ensoleillement présentent des valeurs plus élevées que lors du second (Tableau 3).

Tableau 3. Conditions météorologiques observées lors des deux épisodes de canicule de juillet 2015

Épisode de canicule	Température de l'air					T° du sol	Température dans le sol				Rayonnement		Pression	Humidité				Vent
	ICU Max	URB. Min	URB. Max	RUR. Min	RUR. Max		10 cm	20 cm	50 cm	100 cm	Inso.	RG		Relat. URB. Max	Relat. RUR. Max	Spéci. URB. Max	Spéci. RUR. Max	
	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	h	W/m ²	hPa	%	%	g/kg	g/kg	m/s
29 juin - 6 juillet	4,68	21,77	35,13	18,33	34,34	28,3	26,1	24,4	21,6	18,1	778	2729	992	63,9	78,6	10,5	10,4	2,75
15-23 juillet	3,62	21,37	32,57	19,04	32,01	27,4	27,1	25,8	23,7	20,2	560	2291	989	69,9	76,4	11,3	10,6	2,62

Température et vitesse du vent : moyennes par jour; Rayonnement : sommes par jour ; Humidité : maxima par jour. Comparaison entre les deux épisodes : **valeur maximale**

Ainsi, même si le vent était légèrement plus soutenu, les conditions de développement d'un ICU sont meilleures que lors du second épisode. L'hypothèse météorologique ne peut être réfutée. Lors du second épisode, les températures rurales minimales se distinguent des autres températures de l'air en étant plus élevées que lors du premier épisode. Les températures du sol, de 10 cm à 1 m de profondeur étaient également plus élevées. Enfin, entre les deux indices (urbain et rural), les différences d'humidité (relative et spécifique) sont moins marquées que lors du premier épisode. La seconde hypothèse, reposant sur un moindre différentiel urbain / rural en termes de capacité du sol à humidifier et rafraîchir les basses couches de l'atmosphère rurale lors des nuits du second épisode, ne peut pas non plus être

réfutée.

Discussion et conclusion

Pour se développer, l'ICU nécessite un fort ensoleillement. C'est donc un phénomène de saison chaude. Il démultiplie même les risques sanitaires lorsque survient une canicule. Pour autant, l'ICU n'est pas spécifiquement associé aux canicules. Saisonnement, le cycle de l'ICU précède celui des températures. Au quotidien, les valeurs maximales de l'ICU ne correspondent pas aux maximales des températures. Un ICU maximal nécessite des températures nocturnes fraîches en milieu rural. Cela suppose que le sol, et le sous-sol, ne soient pas trop chauds. C'est le cas en début d'été lorsque la végétation est très active. En Bourgogne les valeurs maximales de NDVI sont atteintes en mai, elles décroissent légèrement les mois suivants (Poccard et al., 2005). En évapo-transpirant, la végétation contribue à maintenir la fraîcheur des sols. En ville, en l'absence ou presque de végétaux, le rayonnement solaire réchauffe les sols : c'est le mécanisme principal de l'ICU. En fin d'été, les conditions sont globalement inchangées en ville tandis qu'en milieu rural les sols se sont asséchés et réchauffés. La végétation, surtout si elle souffre de stress hydrique, ne joue plus aussi efficacement son rôle rafraîchissant. Indirectement, cela réduit l'intensité de l'ICU.

Remerciements

Les auteurs remercient Météo-France pour la mise à disposition des données (convention avec l'université de Bourgogne), l'ADEME et Dijon Métropole pour leur soutien.

Bibliographie

- 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 XXVIIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Liège, Belgique, 257-262.
- Lambert-Habib M.L., Hidalgo J., Fedele C., Lemonsu A., Bernard C., 2013 : How is climatic adaptation taken into account by legal tools? Introduction of water and vegetation by French town planning documents. *Urban Climate*, **4**, 16-34.
- Li D., 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. Meteorol. Climatol.*, **52**, 2051-2064.
- Oke T.R., 1973 : City size and the urban heat island. *Atmospheric Environ.*, **7**, 769-779.
- Ouzeau G., Soubeyroux J.-M., Schneider M., Vautard R., Planton S., 2016 : Heat waves analysis over France in present and future climate: Application of a new method on the EURO-CORDEX ensemble. *Clim. Serv.*, **4**, 1-12.
- Poccard I., Chabin J.-P., Richard Y., 2005 : Une nouvelle approche de la forêt bourguignonne : intérêt et limites de l'utilisation des satellites. *Actes du colloque de l'Association inter-universitaire de l'Est « La forêt dans tous ses états : de la préhistoire à nos jours »*, Dijon, France, 155-172.
- Richard Y., Pohl B., Pergaud J., Zito S., Rega M., Thévenin T., Emery J., Vairet T., Dudek J., Thévenin D., 2017 : Évaluation des effets thermiques des leviers d'action visant à réduire l'îlot de chaleur urbain : l'exemple de Dijon. *Actes du XXXe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Sfax, Tunisie, 167-172.
- Vandentorren S., Suzan F., Medina S., Pascal M., Maulpoix A., Cohen J.-C., Ledrans M., 2004 : Mortality in 13 French cities during the August 2003 heat wave. *Am. J. Public Health*, **94**, 1518-1520.
- Willett K.M., Sherwood S., 2012 : Exceedance of heat index thresholds for 15 regions under a warming climate using the wet-bulb globe temperature. *Int. J. Climatol.*, **32**, 161-177.
- Zito S., Richard Y., Pohl B., Pergaud J., Dodet M.-F., Codet-Hache O., Dumaitre F., Jeanneret M., Tissot A., Thevenin D., Joly D., 2016 : Îlot de chaleur urbain et qualité de l'air, Dijon, hiver 2014-2015. *Actes du XXIXe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Besançon-Lausanne, France-Suisse, 87-92.

LES SERVICES CLIMATIQUES POUR FACILITER L'ANALYSE DES TEMPERATURES EXTREMES A L'ECHELLE LOCALE : CAS D'ETUDE EN AUVERGNE-RHONE-ALPES, FRANCE

ROME S.¹, BIGOT S.¹, LE ROY B.², MADELIN M.³, DUCHÉ S.⁴

¹ Université Grenoble Alpes, IGE (UMR 5001, UGA-CNRS-IRD-G-INP), F-38000 Grenoble, France ;

sandra.rome@univ-grenoble-alpes.fr ; sylvain.bigot@univ-grenoble-alpes.fr ;

² CNRM-GMME, F-31000 Toulouse, France ; benjamin.leroy@meteo.fr

³ Université Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, UMR 8586 PRODIG, F-75000 Paris, France ;

malika.madelin@univ-paris-diderot.fr

⁴ Université Grenoble Alpes, Laboratoire PACTE, F-38000 Grenoble, France ; sarah.duche@univ-grenoble-alpes.fr

Résumé : Les services climatiques proposés à l'échelle urbaine restent relativement rares, alors que ces espaces cumulent d'importants enjeux sociétaux. L'étude de ces services, au travers des extrêmes thermiques estivaux dans les agglomérations de la région Auvergne-Rhône-Alpes, est effectuée grâce aux données quotidiennes de température (Tn, Tm et Tx) de l'air de 13 stations, sur la période 2000-16. La méthode de détection des vagues de chaleur est adaptée de celle développée par Soubeyroux et al. (2016); l'étude des surfaces urbaines chaudes repose sur l'analyse de l'image Landsat 8 (ETM+) du 4 juillet 2015, de résolution spatiale de 100×100 m. Les résultats montrent notamment les fortes variations thermiques estivales dans la région, et surtout au sein de l'agglomération grenobloise, montrant respectivement plus de 5°C (9°C) d'écart entre la ville-centre et l'espace péri-urbain (rural).

Mots-clés : services climatiques ; vagues de chaleur ; surfaces chaudes ; échelle locale ; Auvergne-Rhône-Alpes.

Abstract: Climate services to facilitate the study of extreme temperatures at the local level: study case in Auvergne-Rhône-Alpes region, France. The climate services offered at the urban scale remain relatively rare, while these spaces accumulate significant societal stakes. The study of these services, through summer thermal extremes in the urban areas of the region Auvergne-Rhône-Alpes, is operated using daily data of temperature (Tn, Tm and Tx) air temperature from 13 stations, over the period 2000-16. Heat waves detection arise from the method developed by Soubeyroux and al. (2016) in the Extremoscope project; Urban hot surfaces study ensues from the analysis of the image Landsat 8 (ETM+) of July 4th, 2015 (spatial resolution of 100 m). The results allow in particular to estimate the strong summer thermal variations in the region, and especially within the Grenoble urban district, showing respectively more of 5°C (9°C) of gap between the city-core and the peri-urban space (rural areas).

Keywords: climate services; heat wave; hot surfaces; local scale; Auvergne-Rhône-Alpes region.

Introduction et notion de services climatiques

La variabilité spatiale des phénomènes météorologiques et climatiques, en lien avec les états de surface, influence et diversifie les impacts du changement climatique à l'échelle locale, et façonne la cartographie du risque induit. Informer sur le climat à cette échelle et étudier son évolution s'avèrent essentiels et au centre du concept de "services climatologiques" généralement appelés "services climatiques" ('climate services'), que l'on peut résumer comme la mise à disposition d'un éventail de ressources sur toute la chaîne de valeurs (données, produits, aide à la décision...) directement utilisables par les acteurs impliqués dans les actions induites par le changement climatique (impact, atténuation, adaptation) (Lémond, 2010). Provenant de demandes sociétales grandissantes et diversifiées en informations climatiques régionalisées, performantes et innovantes, les services climatiques favorisent les synergies entre les besoins des utilisateurs et les ressources disponibles via la recherche (*Ibid.*). Ces services regroupent donc l'ensemble des informations et prestations qui permettent d'évaluer et de qualifier le climat passé, présent ou futur, d'apprécier la vulnérabilité des activités économiques, de l'environnement et de la société au

changement climatique, et de fournir des éléments pour entreprendre des mesures d'atténuation et d'adaptation (AllEnvi, 2014). Ces concepts et objectifs demeurent récents, surtout en France, et leur apport dans les planifications locales repose encore souvent sur « des retours d'expériences » fondés sur des événements et risques climatiques historiques ou lacunaires, ou de mauvais référentiels (Bigot *et al.*, 2017a). Parmi les services climatiques français, on peut citer les programmes DRIAS ^{les futurs du climat} ou encore EXTREMOSCOPE (2013-2016) dont l'objectif fut de déterminer si les événements extrêmes qui touchent la France (vagues de chaleur, pluies diluviennes...) sont attribuables au changement climatique et s'ils seront plus fréquents et/ou plus intenses dans le futur. Il convient donc de co-construire dans une démarche intégrée avec les acteurs, des indicateurs pertinents pour les politiques, en lien avec la loi relative à la transition énergétique pour la croissance verte (Planton *et al.*, 2018). Ceci est très rarement réalisé hors de Paris (projets EPICEA ou RepExtrem), alors que d'autres villes méritent la même attention. Par exemple, la région Auvergne-Rhône-Alpes (AURA) regroupe 7 agglomérations de plus de 100 000 habitants, la plupart situées en relief contrasté, à l'instar de Grenoble située en fond de vallée entre Alpes et Préalpes.

Cette communication fait le point sur l'inventaire récent (2000-2016) et les particularités des vagues de chaleur dans les plus grandes agglomérations de la région AURA. Les vagues de chaleur sont étudiées ici en s'inspirant de la méthode développée par Soubeyroux *et al.* (2016) dans le projet EXTREMOSCOPE. Il s'agit aussi de critiquer les divergences et imprécisions des services climatiques obtenus à l'échelle d'une ville de taille moyenne comme Grenoble.

1. Données et méthodes

1.1. Données thermiques utilisées

L'objectif est d'étudier les extrêmes thermiques chauds susceptibles d'avoir des impacts sanitaires sur les habitants des agglomérations dépassant 50 000 habitants et possédant une aire urbaine supérieure à 100 000 personnes en région AURA, soit Annecy (stations de Cran-Gévrier et Meythet), Chambéry (station de Challes-les-Eaux), Clermont-Ferrand, Grenoble (stations de Saint-Geoirs, Le Versoud, Les Frênes et Le Rondeau), Lyon (stations de Bron et de Tête d'Or), Saint-Etienne et Valence (station de Chabeuil) (Figure 1).

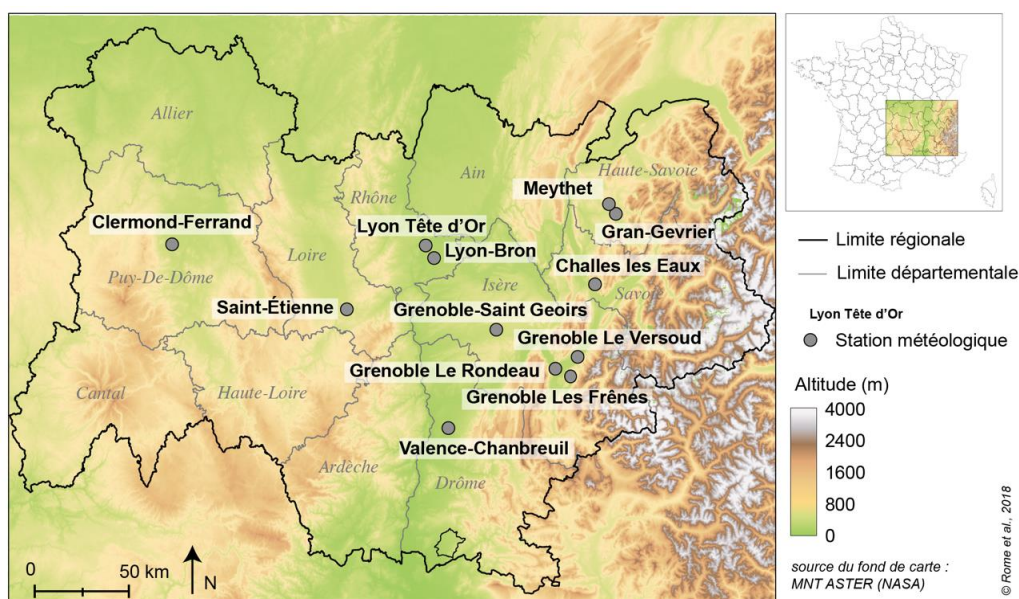


Figure 1. Localisation des principales stations climatiques urbaines analysées en région Auvergne-Rhône-Alpes.

Pour ces 13 stations urbaines et péri-urbaines, sont retenues les séries des températures quotidiennes (Tn, Tm, Tx) estivales (JJA) sur la période 2000-2016. Toutes les données proviennent de Météo-France *via* la Publiothèque, sauf celles de Grenoble Les Frênes et Le Rondeau issues de l'association Atmo Auvergne-Rhône-Alpes.

1.2. Méthodes de détection des extrêmes de chaleur à différentes échelles spatio-temporelles

1.2.1. Détection des vagues de chaleur estivales (2000-2016) en région AURA

Une vague de chaleur représente une période de plusieurs jours consécutifs anormalement chauds (Robinson, 2001). Durant cette période, la température de l'air dépasse un seuil donné, généralement pendant 2 à 6 jours consécutifs selon les auteurs et selon la période diurne considérée (Tn, Tm ou Tx). Les seuils choisis diffèrent suivant l'objectif de l'étude et/ou la zone concernée, et peuvent correspondre à des seuils absolus ou relatifs, *e.g.* les percentiles de la période de référence de la série étudiée (McGregor *et al.*, 2015).

Dans le présent travail, nous adaptions la méthode développée dans EXTREMOSCOPE aux stations de la région AURA, pour les mois de JJA et sur la période 2000-2016 (en raison de la disponibilité des données). Un nouveau mode de représentation des vagues de chaleur, proposé par Le Roy (2017), permet d'illustrer à la fois la sévérité et le déroulement de chaque épisode chaud par le nombre de jours où la température moyenne estivale est supérieure à certains seuils statistiques (percentiles 95, 96, 97, 98 et 99).

1.2.2. Suivi des extrêmes de chaleur et des variations thermiques intra-urbaines à Grenoble

Comme exemple spécifique, le suivi des températures horaires lors d'une vague de chaleur, début juillet 2015, pour quatre stations météo de l'agglomération grenobloise, permet de quantifier l'amplitude thermique entre stations et d'estimer les variations de température de l'air au sein de l'aire urbaine, montrant l'existence d'un îlot de chaleur urbain (ICU).

Nous complétons cette analyse de la température de l'air par une cartographie thermique des surfaces *via* le traitement de l'image Landsat 8 du 4/7/15 (10h23), avec une résolution spatiale de 100 m. Ce *monitoring* spatial de la prédisposition à l'échauffement de surface suit quatre étapes : 1/ cartographier et repérer les surfaces chaudes et froides ; 2/ discriminer et tenir compte des états de surfaces à l'échelle de la commune ; 3/ intégrer le '*sky view factor*' comme facteur d'influence ; 4/ aboutir à une cartographie intégratrice de la prédisposition à l'ICU en pondérant les différents critères.

2. Résultats : des services climatiques à différentes échelles spatio-temporelles en milieu urbain

2.1. Différentes représentations des vagues de chaleur en région Auvergne-Rhône-Alpes

Depuis le début du 21^e siècle, se sont produites entre 2 et 5 vagues de chaleur dans les villes de la région AURA selon les méthodes EXTREMOSCOPE d'une part, et Le Roy (2017) d'autre part. Il est possible de comparer la durée, l'intensité maximum et ainsi la sévérité lors des épisodes de vague de chaleur récents (2000-2016), représentés sur la **Figure 2** selon les deux méthodes (ici à Grenoble-Le Versoud pour exemple). Le nombre de vagues de chaleur détectées est similaire entre les deux méthodes, soit en moyenne 3,2 épisodes, ayant une durée de 6 à 12 jours. Seul le mode de représentation diffère puisque l'approche proposée par Le Roy (2017) détaille la sévérité tout au long de la vague de chaleur. La méthode selon Soubeyroux *et al.* (2016) permet de recenser 3 vagues majeures sur l'ensemble des villes : début août 2003, fin juillet 2006 et début juillet 2015. D'autres vagues, plus isolées, apparaissent également : fin juin 2003 à Cran-Gevrier uniquement, et mi-juillet à Cran-Gevrier, Meythet, Grenoble-Le Versoud et Valence-Chabeuil. La vague d'août 2003 apparaît

comme la plus longue et la plus sévère de toutes celles recensées pour chaque ville. Elle débute le 3 ou le 4 août 2003 selon la ville et la méthode choisie, et dure entre 11 et 12 jours.

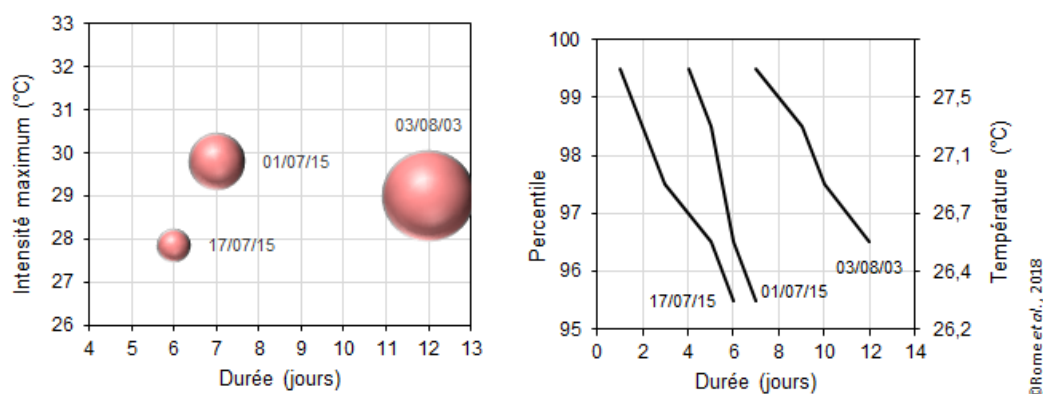


Figure 2. Sévérité des vagues de chaleur estivales (JJA) recensées de 2000 à 2016 à Grenoble-Le Versoud ; à gauche : relation intensité maximum (°C) et durée (nombre de jours) selon EXTREMOSCOPE ; à droite : déroulement, durée, intensité des vagues de chaleur selon Le Roy (2017) ; chaque trait représente une vague de chaleur selon la méthode Soubeyroux *et al.* (2016). Le graphique se lit de bas en haut en partant des dates en étiquettes qui représentent la date de début de la vague de chaleur. Chaque point du trait correspond alors au nombre de jours ayant dépassé le seuil associé.

En moyenne, sur l'ensemble des villes, 2/3 des jours ont dépassé le seuil P99 (*i.e.* 28,5°C en moyenne), avec au minimum 5 jours sur 12 à Clermont-Ferrand et jusqu'à 10 jours sur 12 à Meythet et Valence.

2.2. Suivi de la vague de chaleur et des conditions intra-urbaines en juillet 2015 à Grenoble

À l'échelle de l'agglomération grenobloise, le suivi horaire de l'épisode du 4 au 10 juillet 2015 (Figure 3) montre que la température de l'air dépasse 35°C pendant plus de 4 jours consécutifs dans les stations urbaines et péri-urbaines, mais pas à St Geoirs en milieu rural.

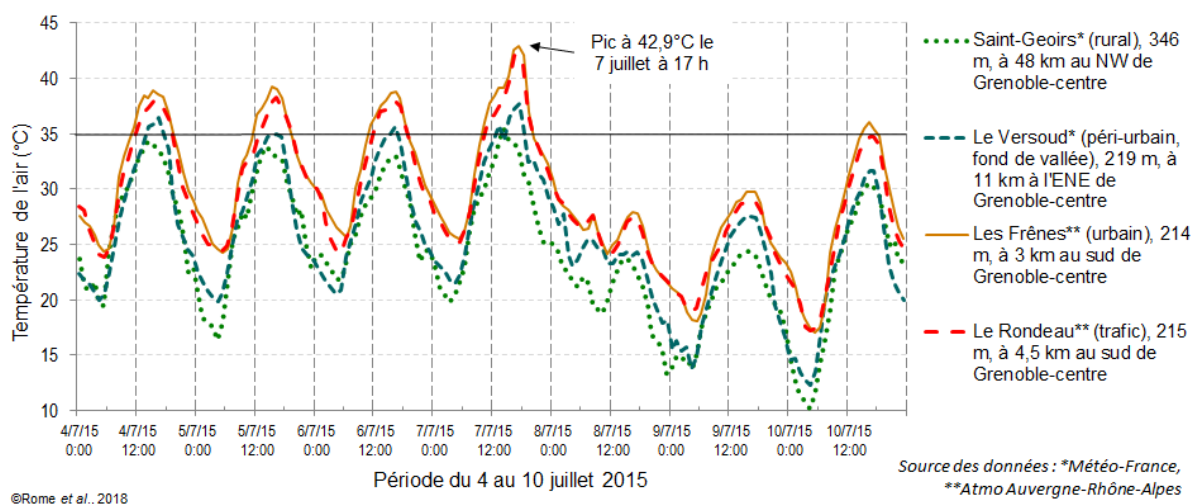


Figure 3. Evolution horaire de la température de l'air du 4 au 10 juillet 2015 dans quatre stations météorologiques de l'agglomération de Grenoble. Le trait horizontal noir indique le seuil caniculaire diurne à 35°C.

Une très forte anomalie positive de température est enregistrée le 7 juillet à 17h, supérieure à 5 voire 9°C entre la ville-centre (Les Frênes : 42,9°C), l'espace péri-urbain (37,7°C au Versoud) et l'espace rural (33,5°C à Saint-Geoirs). Ces contrastes intra-urbains sont sous-

estimés par les services publics et les méthodologies actuelles de veille climatique ; en effet, selon l'ORECC (2018), la station de Saint-Geoirs ("La Côte-Saint-André") est considérée comme station de mesure météorologique de référence, représentative du climat du territoire Grenoble Alpes Métropole et ce, parce qu'elle fait partie du réseau de Météo-France et qu'elle dispose de données homogénéisées pour le paramètre « température ». Or cette station, située à 48 km au NW de Grenoble, à une altitude de 346 m (contre 210 m à Grenoble), en zone rurale et dans un contexte topographique de plateau dégagé, n'est absolument pas représentative de la « cuvette grenobloise » de fond de vallée intra-alpine, surchauffée en été par l'absence de brassages.

Pour pallier cette absence d'information et établir des diagnostics utiles pour l'agglomération grenobloise, l'imagerie Landsat permet de cartographier les températures de surface et d'évaluer les zones infra-urbaines susceptibles d'être les plus chaudes, variables en fonction des substrats : végétation, eau, toiture, voirie (Figure 4).

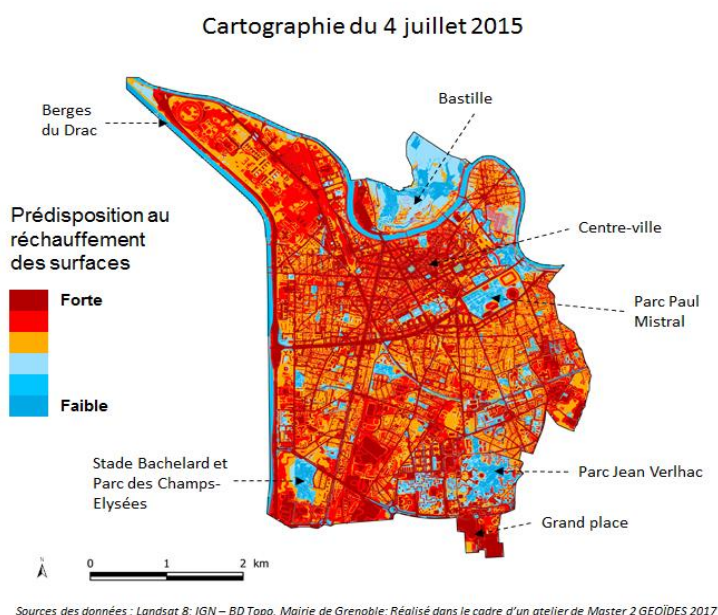


Figure 4. Prédisposition à l'apparition de surfaces chaudes/fraîches dans la ville de Grenoble calculée à partir de l'imagerie Landsat ETM+ ; exemple du 4 juillet 2015.

Par exemple, la comparaison des distributions statistiques des températures de surface selon 6 grands types de substrat urbains présents à Grenoble (4/7/15, 10h23) montre un écart moyen de 4,9°C entre les surfaces fraîches et chaudes (Figure 5). Les noyaux très chauds correspondent aux espaces bâtis denses et aux grands axes asphaltés, alors que les îlots de fraîcheur potentiels concernent surtout les cours d'eau et les espaces végétalisés (y compris certains axes de circulation bordés d'arbres).

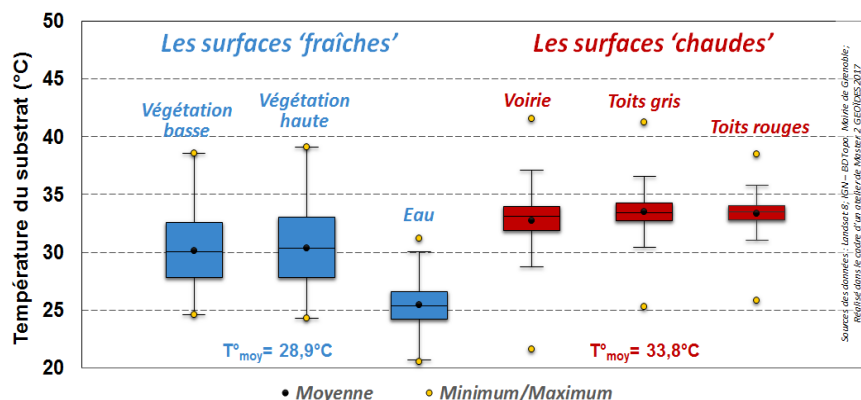


Figure 5. Comparaison statistique ('box-plot') des températures de surface selon 6 grands types de substrat urbains présents à Grenoble (calculées à partir de l'image Landsat 8 du 4 juillet 2015 à 10h23).

Conclusion

Les services climatiques restent encore souvent peu adaptés, voire peu utiles sous leur forme actuelle à l'échelle urbaine s'ils ne sont pas déclinés et étudiés avec les bons référentiels et aux pas de temps fins (hebdomadaire à infra-journalier). Un exemple de mauvaise représentation reste l'utilisation de la station météorologique de La Côte Saint-André comme référence climatique de Grenoble, située à 48 km au NW de la ville-centre, et très peu représentative du climat local grenoblois. Par ailleurs, les seuils et méthodes de détection des vagues de chaleur, dans un objectif de sensibilisation et de prise de décision (politiques, aménagements, niveau de vigilance voire systèmes d'alerte) doivent encore être améliorés pour être adaptés à chaque cas urbain. Très concrètement, les travaux de vulgarisation et fondés sur des analyses de terrain, engagés depuis 3 ans sur les extrêmes thermiques à l'échelle de Grenoble (Bigot *et al.*, 2017b), ont participé ou renforcé la prise de conscience des élus locaux et leur volonté de végétalisation de certains quartiers à forte prédisposition aux ICU ; des réalisations et aménagements urbains sont ainsi en cours, par exemple pour végétaliser l'emblématique place Grenette, espace macadamisé situé au cœur historique de la ville.

Remerciements : les auteurs remercient Atmo Auvergne-Rhône-Alpes pour la fourniture des données de températures quotidiennes de l'air des stations grenobloises intra-urbaines Les Frênes et Le Rondeau, ainsi que Météo-France *via* la Publithèque pour les autres données.

Références bibliographiques

- Allenvi, 2014. *Mise en œuvre de la stratégie scientifique de développement des services climatiques*. Alliance nationale de recherche pour l'environnement, note stratégique 3, 10 p.
- Bigot S., Duché S., Madelin M. & Rome S., 2017a. « Etude du climat urbain : pour une mise à disposition de nouveaux services climatiques », *BSGLg* [En ligne], **68**, <http://popups.uliege.be/0770-7576/index.php?id=4505>.
- Bigot S., Bertrand M., Rome S. & Duché S., 2017b. *La prédisposition aux îlots de chaleur urbains (ICU) à Grenoble : cartographie par télédétection et intérêt des mesures in situ*. Colloque international "Biennale Villes en Transition", Grenoble, 9-11 mars 2017.
- Lémond J., 2010. *Le projet DRIAS : premières études et documents* ; CNRM / GAME, Météo-France, CNRS ; Direction de la Climatologie. Réunion Comité Utilisateurs, le 29 juin 2010.
- Le Roy B., 2017. *Étude du climat estival urbain de la région Auvergne-Rhône-Alpes : approches satellitaire et stationnelle*. Mémoire de Master 2 GAED-Géoides, Université Grenoble Alpes, 45 p.
- McGregor G.R. (lead editor), Bessemoulin P., Ebi K. & Menne B. (editors). 2015. *Heatwaves and Health: Guidance on Warning-System Development*. World Meteorological Organization & World Health Organization. WMO-No. 1142. Geneva – Switzerland. 114 p.
- ORECC (Observatoire Régional des Effets du Changement climatique), 2018. *Profils climat territoriaux des 90 EPCI soumis à un PCAET*. Le changement climatique en Auvergne-Rhône-Alpes, Profil climat territorial, Territoire : Grenoble Alpes Métropole (METRO) <http://orecc.auvergnerhonealpes.fr>
- Planton S., Vautard R. & Rajaud A., 2018. Développer les services climatiques. In *Théma*, Essentiel, Commissariat général au développement durable. Sous la direction de Monnoyer-Smith L., Commissaire général au développement durable, Ministère de la Transition Écologique et Solidaire, France.
- Robinson P.J., 2001. On the definition of a heat wave. *Journal Applied Meteorology*, **40**, 762-775.
- Soubeyrou J.-M., Ouzeau G., Schneider M., Cabanes O. & Kounkou-Arnaud R., 2016. Les vagues de chaleur en France : analyse de l'été 2015 et évolutions attendues en climat futur. *La Météorologie*, **94**, 45-51.

SIMULATION DU ROLE DE LA VEGETATION D'UN PARC URBAIN A PARTIR DU MODELE MICROCLIMATIQUE LASER/F : CAS D'UN PARC URBAIN A STRASBOURG

BOURNEZ E. ¹, KASTENDEUCH P. ¹, LANDES T. ¹, NAJJAR G. ¹, SAUDREAU M. ²,
COLIN J. ¹, NGAO J. ²

¹ Laboratoire ICube, équipe TRIO, groupe PAGE, Institut National des Sciences Appliquées (INSA), 24 Boulevard de la Victoire, 67084 Strasbourg, France. E-mail : elena.bournez@insa-strasbourg.fr, kasten@unistra.fr, tania.landes@insa-strasbourg.fr, georges.najjar@unistra.fr, j.colin@unistra.fr

² Université Clermont Auvergne, INRA, PIAF, 63000 Clermont-Ferrand, France. E-mail : marc.saudreau@inra.fr, jerome.ngao@inra.fr

Résumé : Les îlots de chaleur urbains impactent fortement le confort thermique de la population urbaine et sont parfois renforcés par des vagues de chaleur. Pour minimiser ce phénomène, la végétalisation des villes s'avère nécessaire. Or, la manière dont la végétation interagit avec le milieu urbain n'est pas encore tout à fait bien comprise. L'analyse de son rôle peut se faire soit grâce à des campagnes de mesures in-situ, soit en reproduisant numériquement son comportement avec des modèles adaptés. Deux modules de végétation (sol enherbé et arbre) ont été implémentés dans le modèle microclimatique LASER/F. L'objectif de cette étude est de comparer les résultats obtenus par ce modèle, tels que l'évapotranspiration des surfaces végétales, avec des campagnes de mesures in-situ. La zone d'étude se situe dans un parc urbain de la ville de Strasbourg en France. Bien que de nombreuses améliorations restent à apporter au module de végétation, les résultats fournis par LASER/F, tels que l'évapotranspiration d'arbre sous-estimée d'en moyenne 80 W/m², sont encourageants.

Mots-Clés : Microclimat urbain ; Végétation ; Rafraîchissement ; LASER/F ; Validations.

Abstract: *Simulation of the impact of vegetation on the microclimate of urban parks using the LASER/F model: case of an urban park in Strasbourg.* Urban heat islands strongly impact the thermal comfort of the urban population and are sometimes reinforced by rising temperatures. To minimize this phenomenon, the greening of cities is necessary. However, the way vegetation interacts with the urban environment is not well figured out yet. The analysis of its role can be carried out either through field measurement campaigns, or by reproducing numerically its behavior with adapted models. Two vegetation modules (low vegetation and tree) have been implemented in the LASER/F microclimatic model. The objective is to compare the results obtained by this model, such as the vegetation evapotranspiration with field measurements. The study area is located in an urban park in Strasbourg, France. Although there are still many improvements to be made to the vegetation module, the results provided by LASER/F, such as a tree evapotranspiration simulated with an underestimation of 80 W/m², are promising.

Keywords: Urban microclimate; Vegetation; Cooling effect; LASER/F; Validations.

Introduction

Dans leur stratégie d'adaptation au changement climatique et pour lutter contre le phénomène d'îlot de chaleur urbain (ICU) (Oke, 1982), les villes s'engagent de plus en plus dans des projets d'aménagement durable. Ces projets reposent sur l'introduction de la végétation sous différentes formes, telles que des zones enherbées, des arbres isolés, des parcs ou encore des toitures et façades végétalisées (Bowler *et al.*, 2010 ; Musy, 2014). En effet, par différents mécanismes, la végétation humidifie l'air ambiant par son évapotranspiration et limite la température de surface des zones adjacentes à travers son ombre portée. Les zones végétalisées sont moins chaudes que les zones minérales et limitent ainsi l'ICU. Cependant, le rôle de cette végétation varie considérablement en fonction de nombreux facteurs liés au climat, à l'espèce végétale, à la nature des sols, *etc.* A Strasbourg, nous menons depuis cinq ans, dans le cadre de plusieurs projets financés (CNES/TOSCA – AVENUE, Biodiversa EU - URBANMYCOSERVE et ANR - COOLTREES) une étude sur la compréhension du fonctionnement de la végétation en ville et de son impact sur l'ICU. Cette dernière repose à la fois sur une approche de terrain (Landes *et al.*, 2014) et sur l'utilisation de modèles à différentes

échelles permettant, pour l'un, de simuler le fonctionnement d'un arbre (modèle écophysologique), et pour l'autre, de simuler le microclimat au sein d'un quartier (modèle microclimatique) voire d'une ville (modèle méso-échelle). Or les modèles numériques qui prennent en compte la végétation à l'échelle du quartier s'appuient sur une géométrie assez simplifiée (Redon *et al.*, 2017 ; Nice *et al.*, 2018). L'objectif de ce résumé est de montrer comment la végétation a été introduite dans le modèle microclimatique LASER/F (Kastendeuch *et al.*, 2017) et de comparer les résultats relatifs à l'évapotranspiration de la végétation avec des mesures provenant de campagnes *in-situ*.

1. Données et méthodes

1.1. Modèle microclimatique utilisé : LASER/F

Le modèle LASER/F (LATent SENSible Radiation Fluxes), développé par l'équipe TRIO du laboratoire ICube, est un modèle basé sur les principes de la thermodynamique qui permet de simuler les bilans radiatifs et d'énergie en tous points d'un quartier (Kastendeuch *et al.*, 2017). L'intérêt de ce modèle, par rapport à d'autres modèles existants, est sa capacité à réaliser des simulations à une échelle très fine spatialement (prise en compte de petits objets) et temporellement (intervalle de temps entre les simulations de quelques minutes).

LASER/F tient compte de deux types de végétation : le sol enherbé et les arbres. La géométrie 3D prise en compte dans le modèle, pour ces deux types de végétation, est illustrée Figure 1. Cette géométrie comprend la surface de sol, l'enveloppe de la couronne de l'arbre, l'indice de surface foliaire (LAI: Leaf Area Index) et la profondeur racinaire.

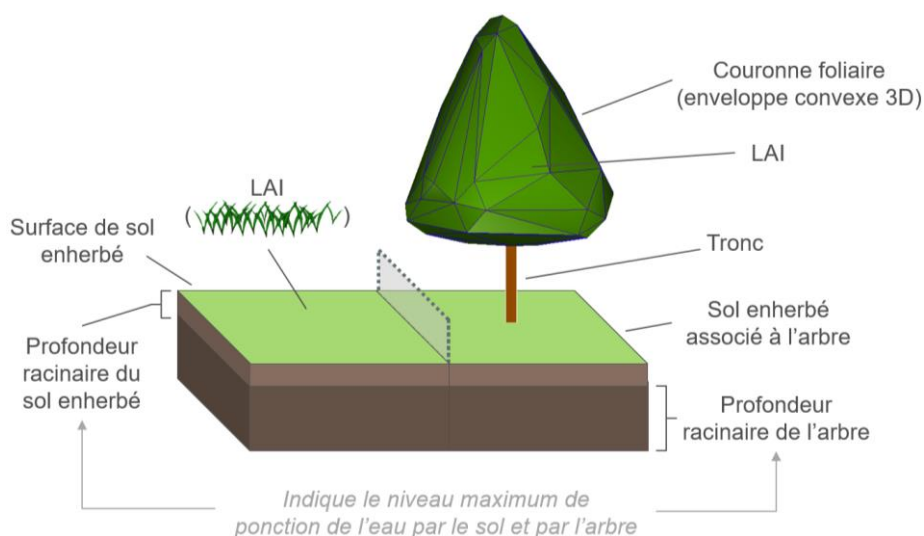


Figure 1. Schématisation de la géométrie 3D que les deux modules de végétation dans LASER/F, « sol enherbé » et « arbre », doivent prendre en compte. Le LAI (indice de surface foliaire) permet d'avoir une idée de la quantité de feuille et de sa spatialisation. Les profondeurs racinaires indiquent le niveau maximum de ponction de l'eau.

Le fonctionnement des deux modules de végétation, intitulés « module sol enherbé » et « module arbre », est défini de la manière suivante :

- Pour le module « sol enherbé » :
 - o l'évapotranspiration du sol enherbé est modulée en fonction des conditions météorologiques, de la conductance stomatique de l'herbe (régulation physiologique) et du contenu en eau du sol,
 - o un bilan d'énergie complet peut être obtenu pour le sol enherbé.
- Pour le module « arbres » :

- les feuilles des arbres sont scindées en deux groupes : celles qui reçoivent du rayonnement solaire direct durant la journée et celles qui ne reçoivent que du rayonnement diffus. Pour chacun de ces groupes, les termes du bilan d'énergie sont calculés séparément, conformément aux travaux réalisés par Campbell et Norman (1998). Cette approche permet d'accéder à la température de surface des feuilles ainsi qu'à tous les autres flux,
- l'ombre portée des arbres peut être calculée sur les surfaces adjacentes,
- la présence de la couronne foliaire des arbres modifie la part de ciel visible,
- l'évapotranspiration de la couronne foliaire des arbres est modulée en fonction des conditions météorologiques, de la conductance stomatique et de la disponibilité en eau dans la zone racinaire.

1.2. Zone d'étude et reconstruction 3D

Pour tester l'ensemble des modules de végétation de LASER/F, nous avons choisi un parc situé au cœur de la ville de Strasbourg, France (Figure 2), dans lequel nous étudions depuis plusieurs années le comportement de tilleuls argentés taillés. Parmi les 85 000 arbres urbains présents dans cette ville, le tilleul fait partie des plus représentés (15% des arbres).

La reconstruction de la géométrie 3D de cette zone (Figure 2), a été réalisée à partir de données photogrammétriques et lasergrammétriques acquises par voies aériennes, fournies par l'Eurométropole de Strasbourg. Pour réaliser ces reconstructions numériques, des méthodes semi-automatiques ont été employées, telles que la stéréorestitution des toits, la digitalisation des sols, le calcul d'enveloppes convexes des couronnes foliaires, *etc.*

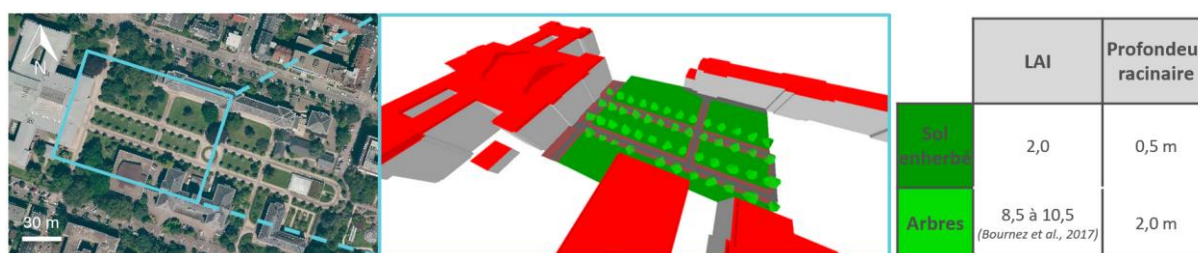


Figure 2. Gauche : zone d'étude du Jardin du Palais Universitaire à Strasbourg (coordonnées géographiques : 48°35'4.5" N ; 7°45'49.6" E et photo : Eurométropole de Strasbourg). Centre : reconstruction 3D associée utilisée dans LASER/F avec 18% de végétation comprenant le sol enherbé (vert foncé) et les arbres (enveloppes en vert clair), du sol nu (marron), du sol bitumineux (gris foncé) et des bâtiments (toits en rouge et façades en gris). Droite : LAI et profondeur racinaire associés à la végétation.

1.4. Campagnes de mesures in-situ

Plusieurs campagnes de mesures *in-situ* sont réalisées depuis 2013 dans le parc et ses alentours (Najjar *et al.*, 2015). Les données d'entrée au modèle LASER/F, permettant le forçage météorologique, ont été obtenues grâce à certaines de ces mesures. D'autres mesures ont été effectuées afin d'être en mesure de comparer les résultats obtenus avec le modèle sur trois aspects : (i) le sol enherbé ; (ii) les arbres et (iii) l'ensemble du parc (Tableau 1). Ainsi, une analyse à différentes échelles va être effectuée.

Dans cet article, nous ciblons uniquement les comparaisons relatives à l'évapotranspiration (Le) de la végétation. En effet, c'est une grandeur importante à déterminer via le modèle pour simuler l'effet rafraîchissant de la végétation. La mesure de l'évapotranspiration a été obtenue au travers de l'exploitation des données produites par trois capteurs distincts :

- deux chambres à transpiration d'environ 60 cm², positionnées sur le sol enherbé du parc, qui mesurent l'évapotranspiration du sol enherbé,

- des capteurs de flux de sève, installés sur six arbres du parc qui caractérisent l'évapotranspiration des tilleuls (Ngao *et al.* 2015),
- un anémomètre sonique et un analyseur de gaz, installés au sommet d'un mat de 17 m de hauteur, et qui mesurent l'évapotranspiration globale sur l'ensemble du parc (pelouse et arbres).

Tableau 1. Possibilités de comparaison des variables simulées par le modèle avec celles obtenues lors des campagnes de mesures *in-situ*.

VOLET	VARIABLE COMPAREE	CAPTEUR ASSOCIE SUR LE TERRAIN
SOL ENHERBE	Température de surface	Capteur de rayonnement net à 40 cm et radio-thermomètre à 4 m
	Rayonnement net	Capteur de rayonnement net à 40 cm
	Températures dans le sol	Profil de sept mesures avec des sondes de température
	Flux de chaleur dans le sol	Rapport de Bowen à 8 cm dans le sol
	Evapotranspiration	Chambre à transpiration
ARBRE	Température de surface	Radio-thermomètres proches d'une couronne d'arbre
	Evapotranspiration	Flux de sève avec des thermocouples à 1.3 m sur six troncs
PARC	Rayonnement montant	Pyranomètre et pyrgéomètre à 17 m sur un mat
	Flux de chaleur sensible	Anémomètre sonique et analyseur de gaz à 17 m
	Evapotranspiration	Anémomètre sonique et analyseur de gaz à 17 m
	Indice de confort thermique (UTCI)	Globe gris et globe noir au milieu de la scène à 2 m

1.5. Période de simulation

Les simulations ont été réalisées pour deux périodes différentes : une période estivale (17 au 18 juillet 2014) et une période automnale (30 septembre au 1^{er} octobre 2015). Ces dates ont été choisies pour analyser les capacités de LASER/F à simuler des journées ensoleillées mais sans stress hydrique (le sol a une réserve utile remplie). Les deux journées d'été sont caniculaires (33,5°C max) avec une humidité faible (20% min). Les deux journées d'automne présentent une température proche de 20°C. Le pas de temps des simulations est le quart d'heure.

2. Résultats

2.1. Comparaison relative au sol enherbé

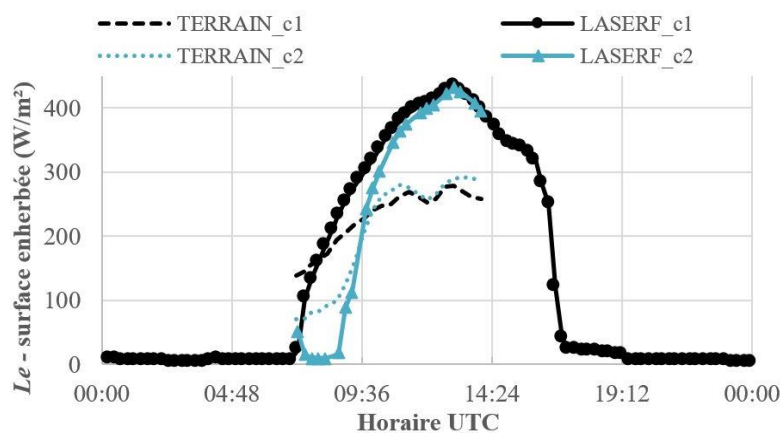


Figure 3. Gauche : Comparaison entre la simulation LASER/F et la mesure des chambres à transpiration : dynamique de l'évapotranspiration de deux surfaces enherbées (chambre 1 « c1 » et chambre 2 « c2 » proche d'un arbre) pour la journée du 17 juillet 2014. Droite : chambre à transpiration, Strasbourg.

L'évapotranspiration simulée avec LASER/F a été comparée aux mesures issues des chambres à transpiration (Figure 3). En l'état actuel, le modèle surestime l'évapotranspiration du sol enherbé de 150 W/m² au moment du maximum. La cause pourrait être multiple : une surestimation du LAI de l'herbe, une mauvaise paramétrisation de la résistance stomatique, ou un contenu en eau du sol trop important. En début de matinée, on observe une

éapotranspiration simulée pour la chambre n°2 quasiment nulle alors que la mesure indique des valeurs de 100 W/m². Sachant que cette chambre est encore à l'ombre et soumise uniquement à un rayonnement solaire diffus, on peut émettre l'hypothèse que ces écarts proviennent d'une mauvaise conductance stomatique de l'herbe au rayonnement. Néanmoins, ceci reste à vérifier.

2.2. Comparaison relative aux arbres

L'évapotranspiration des arbres estimée par LASER/F a été comparée avec les mesures de flux de sève (Figure 4). L'évapotranspiration simulée le matin a tendance à être surestimée de 30 W/m² en moyenne par le modèle, et sous-estimée de 110 W/m² en moyenne au cours de la journée. La moyenne des écarts atteint 80 W/m². De la même manière que pour l'étude liée au sol enherbé, plusieurs explications pourraient expliquer ces écarts, telles qu'un mauvais paramétrage du LAI ou de la conductance stomatique de l'arbre au rayonnement.

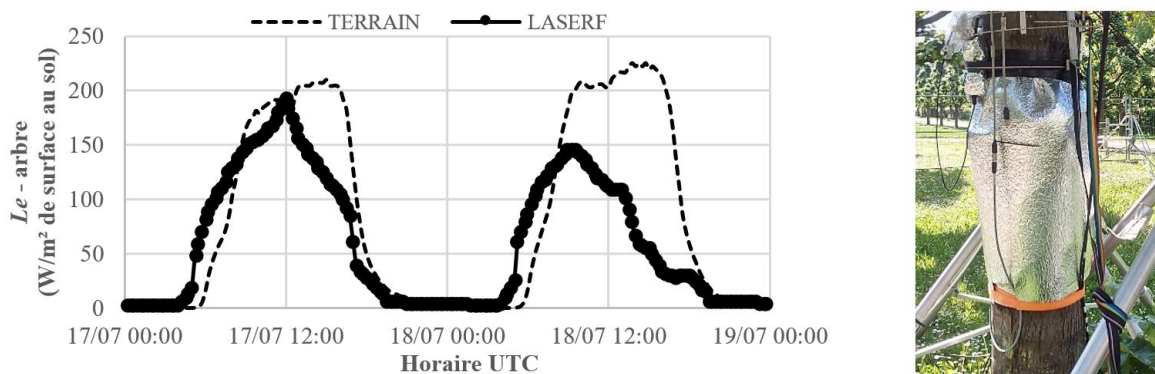


Figure 4. Gauche : Comparaison entre la simulation LASER/F et la mesure de flux de sève : dynamique de l'évapotranspiration d'un arbre pour les journées du 17 juillet et 18 juillet 2014. Droite : capteur de flux de sève, Strasbourg.

2.3. Comparaison relative à l'ensemble du parc

Dans la partie précédente nous avons montré que l'évapotranspiration de l'herbe était surestimée et que celle des arbres était sous-estimée par les simulations. A l'échelle du parc, les erreurs de flux se compensent pour donner une évapotranspiration légèrement sous-estimée d'en moyenne 30 W/m².

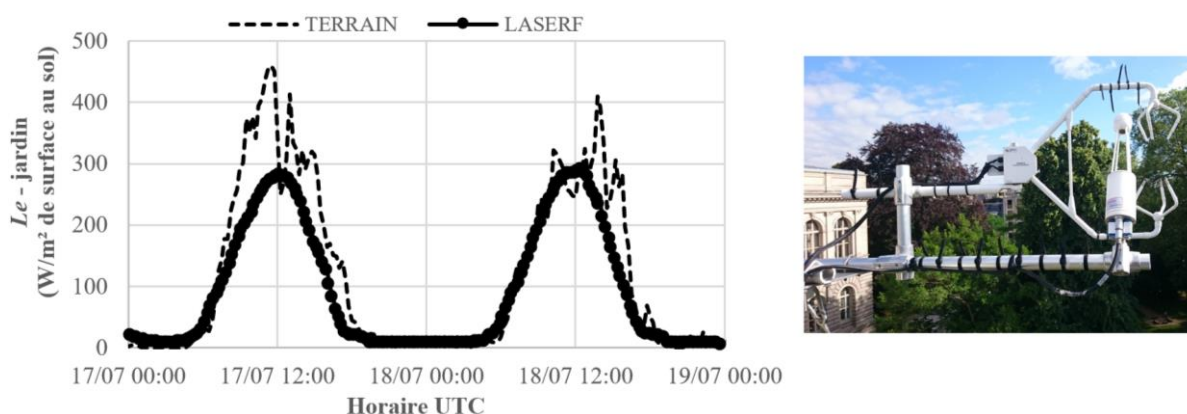


Figure 5. Gauche : Comparaison entre la simulation LASER/F et la mesure de flux sur l'ensemble du parc : dynamique de l'évapotranspiration provenant de l'ensemble du parc pour les journées du 17 juillet et 18 juillet 2014. Droite : anémomètre sonique et analyseur de gaz, Strasbourg.

Conclusion

Cette étude montre que le modèle microclimatique LASER/F fournit des résultats cohérents au niveau de l'évapotranspiration à différentes échelles, que ce soit celle d'une zone enherbée, celle des arbres ou celle de l'ensemble du parc. Cependant, le modèle rencontre encore quelques difficultés à simuler correctement les interactions entre la végétation et l'environnement du parc. En parvenant à résoudre certaines d'entre elles, il semble envisageable à l'avenir de pouvoir étudier l'impact que peut avoir la végétation sur le microclimat urbain avec LASER/F. Cette étude pourra être effectuée à l'échelle d'un arbre en étudiant par exemple l'importance de la présence d'un arbre pour réduire l'indice de confort thermique de la population urbaine, mais aussi à l'échelle de la rue ou du parc.

Remerciements : Les auteurs tiennent à remercier l'Eurométropole de Strasbourg pour la mise à disposition du jardin du Palais Universitaire et des données utiles à ce projet. Les auteurs voudraient aussi remercier le programme Interreg Atmo-IDEE, le projet AVENUE du CNES/TOSCA ainsi que les projets URBANMYCOSERVE du Programme Biodiversa EU et COOLTREES de l'ANR pour leur soutien financier.

Bibliographie

- Bowler, D. E., Buyung-Ali, L., Knight, T. M., Pullin, A. S., 2010. Urban greening to cool towns and cities: A systematic review of the empirical evidence. *Landscape and urban planning*, **97** (3), 147-155.
- Bournez, E., Landes, T., Saudreau, M., Kastendeuch, P., Najjar, G., 2017. From TLS point clouds to 3D models of trees: a comparison of existing algorithms for 3D tree reconstruction. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 3D Arch*, Nafplio, Greece, XLII-2/W3, 113-120.
- Campbell, G. S., Norman, J. M., 1998. *An introduction to environmental biophysics*. 2nd Edition, Springer-Verlag, New York, 286 p.
- Oke, T. R., 1982. The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **108** (455), 1- 24.
- Kastendeuch, P., Najjar, G., Colin, J., 2017. Thermo-radiative simulation of an urban district with LASER/F. *Urban Climate*, **21**, 43-65.
- Landes, T., Hayot, C., Najjar, G., Kastendeuch, P., Saudreau, M., Colin, J., Luhache, R., Guillemain, S., 2014. Modélisation 3D d'arbre pour comprendre le climat urbain. Un projet multidisciplinaire ambitieux. *Revue XYZ*, **141**, 55-62.
- Musy, M., 2014. *Une ville verte : Les rôles du végétal en ville*. Editions Quae, 195 p.
- Najjar, G., Colin, J., Kastendeuch, P., Ngao, J., Saudreau, M., Landes, T., Améglie, T., Luhache, R., Guillemain, 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. *9th International Conference on Urban Climate, ICUC9*, Toulouse, France, 6 p.
- Ngao, J., Améglie, T., Saudreau, M., Kastendeuch, P., Granier, A., Najjar, G., 2015. Temporal variations of transpiration and latent heat fluxes from isolated linden crowns and lawns in a park at Strasbourg, France. *9th International Conference on Urban Climate, ICUC9*, Toulouse, France, 4 p.
- Nice, K. A., Coutts, A. M., Tapper, N. J., 2018. Development of the VTUF-3D v1.0 urban micro-climate model to support assessment of urban vegetation influences on human thermal comfort. *Urban climate*. **24**, 1052-1076.
- Redon, E.C., Lemonsu, A., Masson, V., Morille, B., Musy, M., 2017. Implementation of street trees within the solar radiative exchange parameterization of TEB in SURFEX v8.0. *Geoscientific Model Development*, **10** (1), 385-411.

Pollution de l'air

IMPACTS SANITAIRES DES PICS DE POLLUTION DE L'AIR AUX PM₁₀ ET AU SO₂ À SFAX (TUNISIE)

EUCHI H.¹, DAHECH S.², EI MELKI T.³ et BAHLOUL N.⁴

¹Université de Sfax, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Laboratoire SYFACTE, (euchihamdi@hotmail.fr)

²Université de Paris Diderot, PRODIG et SYFACTE, (salem.dahech@gmail.com)

³Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités - Université de La Manouba –Tunisie, (lmkitfik@gmail.com).

⁴Centre Hospitalo-universitaire Hédi Chaker (Sfax), service de pneumologie, (bahloulnajla@yahoo.fr)

Résumé : La présente investigation, relevant du domaine de la bioclimatologie humaine, vise en premier lieu à mettre en exergue les effets des épisodes de forte pollution aux PM₁₀ et au SO₂ sur la santé respiratoire à Sfax durant l'année 2007, où l'exposition des citoyens aux fortes concentrations de ces deux polluants constitue l'un des facteurs déterminants quant à la récurrence des maladies respiratoires. Les faits sont d'autant plus graves que les dépassements journaliers des normes de la qualité de l'air (tunisienne et de l'OMS) sont persistants. En second lieu, les épisodes des dépassements simultanés des deux polluants s'avèrent les plus dangereux, provoquant le maximum des admissions pour maladies respiratoires.

Mots clés : Pollution atmosphérique, PM₁₀ et SO₂, maladies respiratoires, Tunisie

Abstract: *Health impacts of PM₁₀ and SO₂ air pollution peaks at Sfax (Tunisia).* The present investigation, in the field of human bioclimatology, aims first and foremost to highlight the effects of episodes of high pollution on PM₁₀ and SO₂ on respiratory health in Sfax during 2007, when the exposure of citizens to high concentrations of these two pollutants is one of the determining factors in the recurrence of respiratory diseases. The facts are all the more serious as the daily exceedances of air quality standards (Tunisian and WHO) are persistent. Secondly, the episodes of simultaneous overruns of the two pollutants prove to be the most dangerous, causing maximum admissions for respiratory diseases.

Keywords: Air pollution, PM₁₀ and SO₂, respiratory diseases, Tunisia

Introduction

Les effets néfastes de la pollution atmosphérique (gaz et particules) issue de l'industrie et du trafic sur la santé humaine et en particulier celle respiratoire relèvent désormais de l'évidence. En effet, le dioxyde de soufre (SO₂) et les particules en suspension (PM₁₀, PM_{2,5}, PM₁) sont parmi les polluants les plus visés par les scientifiques intéressés par cette problématique (Pope et al., 1991). En 2002, dans la ville de Nantes, une recrudescence du nombre journalier des admissions hospitalières pour asthme a été observée pendant les jours où le taux de fumée noire dans l'air est élevé. De plus, l'inhalation de niveaux élevés de pollution de l'air serait responsable du décès de plus de 31 700 personnes souffrant d'une broncho-pneumopathie chronique obstructive en France (Baldacci et Viegi, 2002). Actuellement, dans le monde, les villes industrielles sont les plus concernées par des maladies respiratoires (www.who.int). Dans ce contexte, la ville de Sfax, située en Tunisie centro-orientale, est considérée parmi les principales villes industrielles du pays, souffrant d'une forte pollution aux PM₁₀ et SO₂ issue principalement de la SIAPE (Société Industrielle de l'Acide Phosphorique et des Engrais), des décharges d'ordures ménagères et du trafic routier (Dahech, 2007). Dans ce cadre, l'objectif de cette recherche est de mettre en évidence l'impact sanitaire des pics de pollution de l'air aux PM₁₀ et au SO₂ dans la ville de Sfax pendant l'année 2007.

1. Données et méthodes

Les données de pollution aux PM₁₀ et au SO₂ sont fournies par l'Agence Nationale de la Protection de l'Environnement (ANPE, station du Groupe Chimique Tunisien de Sfax) pour l'année 2007, (figure1).

Après prétraitement, les épisodes enregistrant des dépassements de la valeur guide journalière de l'Organisation Mondiale de la santé (OMS) pour le SO₂ fixé à 20 µg/m³ en 2016 (www.who.int) et de la valeur guide journalière tunisienne pour les PM₁₀ fixée à 120 µg/m³ en 2015 ont été identifiés (www.environnement.gov.tn). Le choix de ce seuil tunisien est justifié par la raison suivante : la valeur guide journalière de l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) pour les PM₁₀, fixée à 50 µg/m³, est inapplicable en Tunisie centrale et méridionale appartenant à un climat semi-aride. En effet, dans ce contexte climatique, l'origine de la plupart des poussières est naturelle. Ces poussières seront soulevées par les vents et le trafic routier (Dahech et Beltrando, 2012). Ainsi la quasi-totalité des observations de PM₁₀ dépassent 50µg/m³. Parallèlement, des données d'admissions journalières sont fournies par le service de pneumologie de l'hôpital Hédi Chaker de Sfax (figure1). Dans cette base de données, les jours marqués par un nombre journalier des admissions supérieures ou égales à 3 patients /jour ^{1*} ont été identifiés. Ils sont au nombre de 148 soit environ la moitié des jours durant lesquels le service de pneumologie a admis au minimum un patient. Ensuite, les dépassements des normes de santé de pollution aux PM₁₀ et au SO₂ sont croisés aux données des admissions en se référant à un temps de latence ^{2*} de 1 à 3 jours entre les pics de pollution et les admissions. Egalement, les séquences de dépassements des normes journalières ont été classées suivant leurs persistances et croisées ensuite aux données de morbidité respiratoire.

Les conditions météorologiques favorisant l'avènement des pics de PM₁₀ et SO₂ sont étudiées à partir des enregistrements horaires issus de la station Sfax El-Maou (vitesse et direction de vent et pression atmosphérique, localisation des stations de mesures sur la figure1). A l'exception de l'année 2007, tout au long de la dernière décennie (de 2008 à 2016), les enregistrements horaires du dioxyde de soufre issus de la station du GCT présentent une fréquence élevée de lacunes, plus de 50%. Par conséquent, avec ce taux de données manquantes, nous ne pouvons pas exploiter ces données de pollution de l'air au SO₂. Par contre, les lacunes des enregistrements horaires de ce polluant durant l'année 2007 sont négligeables (2% uniquement). Les lacunes des enregistrements horaires des PM₁₀ durant cette année sont de 37% et ce, d'autant plus que les valeurs manquantes sont réparties d'une manière très aléatoire à l'échelle mensuelle et saisonnière. Par conséquent, aucune étude de la répartition temporelle de ce polluant ne peut être envisagée. Les jours ayant plus de 18/24 enregistrements horaires de PM₁₀ sont retenus dans cette étude, ils atteignent 248 jours. Ensuite, le vent et la pression atmosphérique ont été prétraités. Globalement, cette série de données météorologiques est fiable (sans valeurs aberrantes, et sans lacunes). D'autre part, des admissions hospitalières de nouveaux patients sont relevées par le service de pneumologie de l'hôpital Hédi Chaker pendant 280 jours de l'année 2007. Le reste des jours de l'année (85 jours) correspondrait éventuellement à des jours sans admissions. Par ailleurs, les motifs des admissions hospitalières (le type de pathologie respiratoire) au service de pneumologie pendant 2007 ne sont pas archivés.



Figure 1. Localisation de l'agglomération de Sfax et les stations de mesures météorologiques et de la qualité de l'air (GCT) et le CHU HédiChaker. Source, image Google Earth en 2018.

2. Résultats des croisements statistiques entre les admissions journalières pour maladies respiratoires et la pollution aux PM_{10} et au SO_2

2.1. Répartition mensuelle des admissions et des dépassements de la valeur guide journalière de l'OMS pour le SO_2

Dans la ville de Sfax, durant l'année 2007, à l'exception du mois d'octobre (figure 2), les dépassements de la valeur guide $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ pour le dioxyde de soufre (SO_2) sont réguliers. Au total, ils atteignent 90/358 jours. En effet, 60 % des sur-admissions pour maladies respiratoires sont associés aux concentrations journalières de SO_2 supérieures au seuil fixé à $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$. A titre d'exemple, durant les mois de janvier, février et mars un total de 41 dépassements journaliers de la valeur guide de $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ pour le SO_2 a été enregistré. Au cours de ces mois, tous les cas de sur-admissions, soit 28 jours durant lesquels le nombre des patients est supérieur ou égal à 3 patients, sont expliqués par ces 41 pics de SO_2 (figure 2). Egalement, en juin et juillet, les sur-admissions pour maladies respiratoires sont associées à des pics de SO_2 . Durant cette période, 11 observations journalières de sur-admissions sont relevées après 26 jours de concentrations en SO_2 supérieures à $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (figure 2). En ce qui concerne les dépassements de la valeur guide tunisienne relative au bien être fixée à $120 \mu\text{g}/\text{m}^3$ pour les particules grossières PM_{10} en 2015, ils sont de 46/231 (soit 20 % des observations – figure 2), dont 45 épisodes coïncidant avec des dépassements de SO_2 . Par conséquent, les admissions supplémentaires par maladies respiratoires durant ces mois pourraient s'expliquer par la récurrence des dépassements de PM_{10} . En effet, 70 % de ces épisodes de PM_{10} ont été suivis par des sur-admissions hospitalières. Les pics les plus intenses de PM_{10} impactent les nombres journaliers des admissions respiratoires. Le nombre d'admissions au cours des 3 jours suivant le 26 juin 2007 (date marquée par une moyenne journalière des PM_{10} de $217 \mu\text{g}/\text{m}^3$, soit 1,7 fois la valeur guide journalière et correspondant au centile 98) s'élève à 9 admissions pour maladies respiratoires.

Par ailleurs, nous avons recensé les épisodes durant lesquels les polluants se combinent ($PM_{10}+SO_2$). Ainsi sur les 46 dépassements de PM_{10} , 45 correspondent à des dépassements de SO_2 . 24% de ces 45 cas ont engendré des sur-admissions soit un effectif total de 97 patients

parmi lesquels 28 patients sont originaires des délégations de Sfax ouest et Sfax Sud. Ces deux délégations sont les plus exposées aux émissions gazeuses et particulaires de la SIAPE et du trafic routier notamment au cours des situations de brise de mer (Dahech, 2007). De plus, les quartiers populaires y sont nombreux (El bahri, El Moez, ER Riadh) où le niveau socio-économique des habitants est souvent faible (chômage, analphabétisme, faible revenu, etc). Généralement, la population possédant un niveau socio-économique plus ou moins bas est plus susceptible de contracter des maladies respiratoires aux conséquences graves, (asthme, bronchite, pneumothorax), (Richay *et al.*, 2008). Par ailleurs, les faibles vitesses du vent (65% des observations) et les hautes pressions atmosphériques en altitude (70 % des observations) sont associés à la quasi-totalité des dépassements journaliers de valeurs guide fixés par l'OMS (SO_2) et la Tunisie (PM_{10}) (figure 2 A et B).

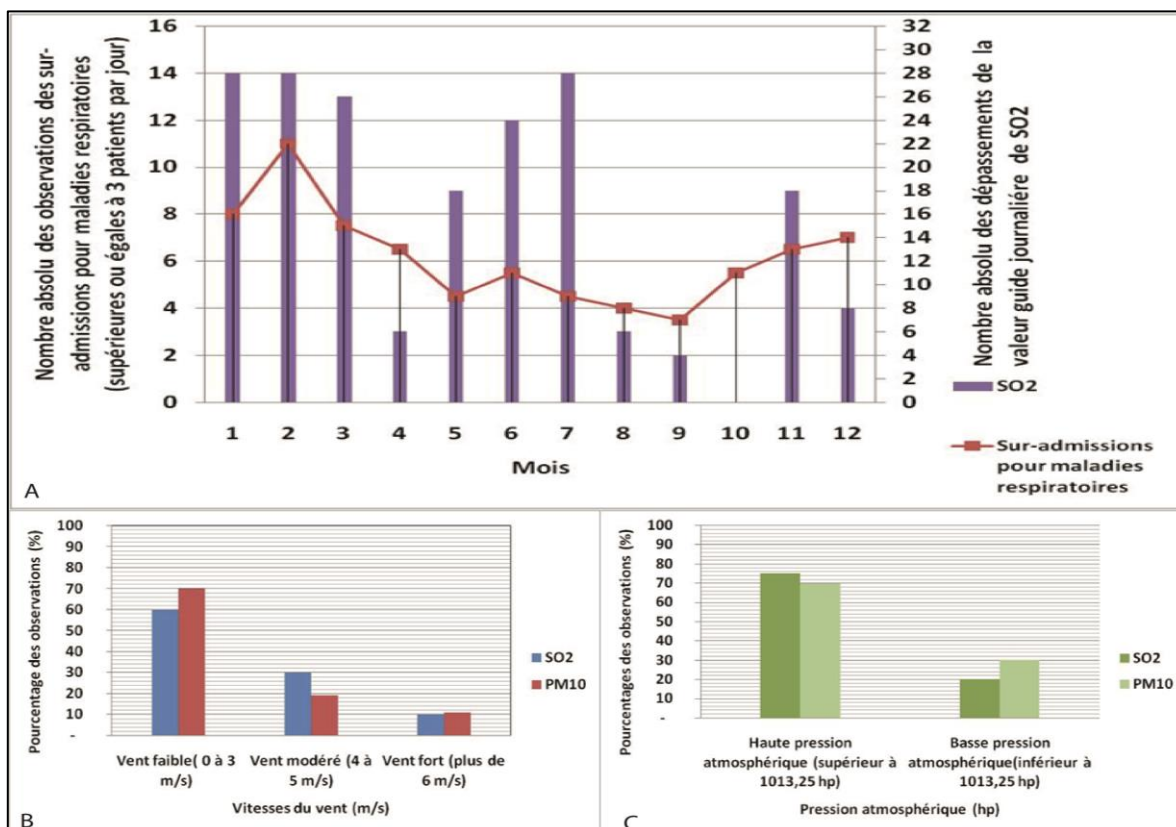


Figure 2. (A) Fréquence mensuelle absolue des jours avec admissions hospitalières égales ou supérieures à trois et le nombre absolu des dépassements de la valeur guide de santé fixée par l'OMS à $20\mu\text{g}/\text{m}^3$ pour le SO_2 : (B) et (C); les vitesses du vent et les pressions atmosphériques journalières qui sont associés aux dépassements de la valeur guide de SO_2 . Source : ANPE et CHU de Hédi Chaker et INM en 2016.

2.2. Quel rapport existe-t-il entre les dépassements de normes journalières persistants de SO_2 et de PM_{10} et les sur-admissions pour maladies respiratoires ?

Durant l'année 2007, les dépassements journaliers consécutifs de la valeur guide de SO_2 sont très fréquents (figure 3). En effet, les courtes séquences comprises entre 2 et 7 jours (16 séquences) sont les plus nombreuses. De plus, les nombres absolus de sur-admissions ainsi que les quantités totales des admissions élevées sont associées à ces concentrations en SO_2 ayant des valeurs consécutives dépassant la valeur guide journalière de $20\mu\text{g}/\text{m}^3$. En effet, ces 16 séquences de persistance de SO_2 sont associées à des sur-admissions pour maladies respiratoires qui sont au nombre de 61. Au total, les séquences de SO_2 persistants ont été suivies de 158 admissions dont le tiers des patients est originaire des délégations de Sfax sud et ouest.

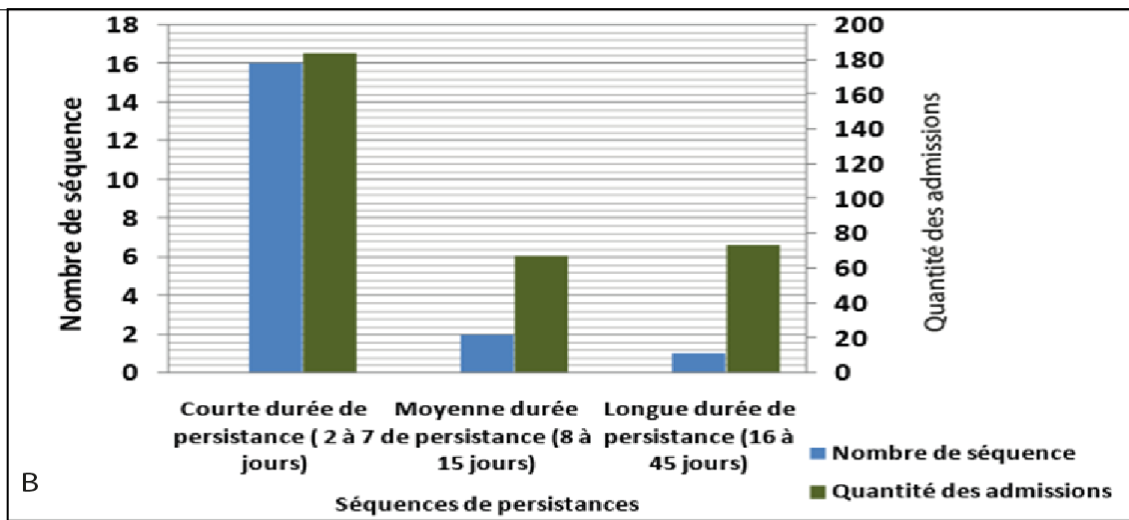


Figure 3. Les longueurs, en classes, de la persistance journalière des dépassements de la valeur guide de l’OMS pour le SO₂ et les quantités journalières des sur-admissions en 2007. Source : ANPE et CHU de Hédi Chaker en 2016.

L’intensité des concentrations de polluants est un facteur déterminant des sur-admissions pour pathologies respiratoires. En effet, au cours de l’épisode du 21/11/2007, la moyenne journalière de SO₂ a dépassé le seuil de l’OMS d’environ 18 fois (347 µg/m³). Tout au long des cinq jours qui ont suivi cette date, les quantités des admissions ont atteint 13 admissions soit 4,3 admissions par jour (figure 4). Deux jours après, un autre pic de SO₂ a été observé (plus de 200 µg/m³). Parmi les 13 admissions enregistrées, 8 patients atteints résident dans les délégations de Sfax ouest et Sfax sud proche de la SIAPE, la source majeure des SO₂ à Sfax. Rappelons que la station de mesure de la qualité de l’air est située à la limite de ces deux délégations et à 1 km de l’usine. Durant l’épisode du 21/11/2007, la vitesse moyenne de vent est de 3,5 m/s soit un vent faible à modéré. De plus, la direction du vent la plus fréquente est celle du secteur sud à sud-est. Un vent synoptique du sud alternant avec la brise de mer sont relevés entre le 20 et le 25 novembre (figure 4). La pression atmosphérique moyenne, en surface, avoisine 1017 hPa et la température varie entre 11°C et 26° C.

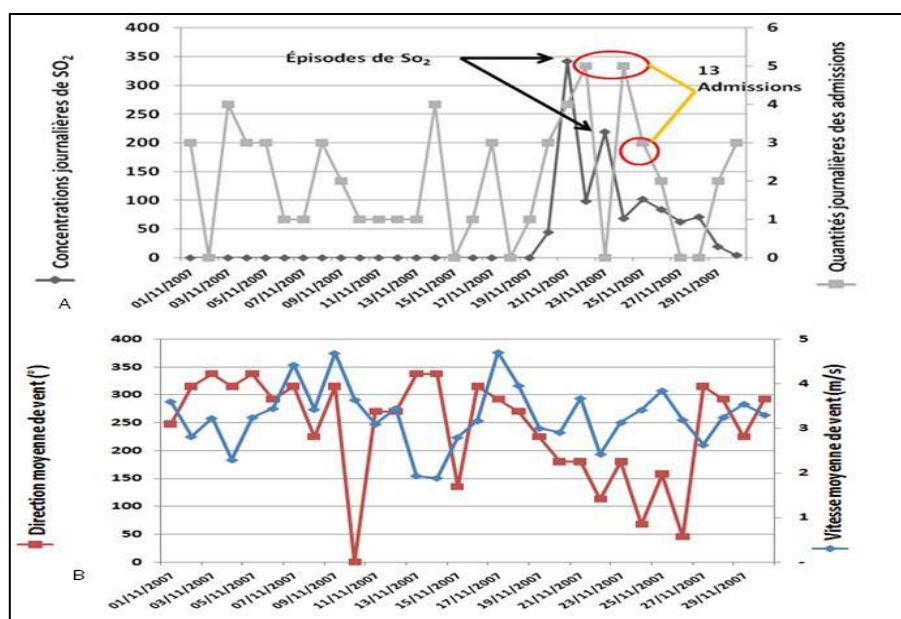


Figure 4. (A) épisodes intenses de SO₂ et leur impact sur les admissions journalières ; (B) vitesse moyenne et direction modale de vent (qui se répète le plus sur 24h) y sont associés. Source, ANPE, INM et CHU de Hédi Chaker en 2016.

Conclusion

En 2007, les épisodes de pollution aux PM₁₀ et au SO₂ sont parmi les plus importants des facteurs explicatifs des maladies respiratoires. En effet, la quasi-totalité des sur-admissions enregistrées au service de pneumologie durant cette année est expliquée par des niveaux journaliers de PM₁₀ et de SO₂ relativement élevés et persistants. Le nombre des admissions par maladies respiratoires s'accroissent notablement quand les pics de SO₂ et de PM₁₀ se combinent.

Les habitants des zones exposées aux rejets gazeux et particulaires de la SIAPE (Sfax Sud et Sfax Ouest) sont les plus touchés par des pathologies respiratoires. Dans le contexte marqué par une détérioration accrue de la qualité l'air, la santé respiratoire des citoyens de Sfax est généralement dégradée. De plus, la multiplication des actions d'in-citoyenneté depuis la dite révolution en 2011 à Sfax et en particulier l'incinération incontrôlée (à ciel ouvert) de déchets ménagers ne cesse d'accroître la vulnérabilité des habitants face aux maladies respiratoires.

Bibliographie

- Baldacci S et Viegi G, 2002. Respiratory effects of environmental pollution: epidemiological data, n°57:156-60.
- Chailleux E, Guyon C, Taddei F, Bouillard J et Pioche D, 1990. Asthme et pollution : une étude des admissions à l'hôpital de Saint-Nazaire. *Revue Maladie Respiratoire*, n°7, 563-8 pages.
- Dahech S et Beltrando G, 2012. Les vents de sable dans le Sud tunisien. *La Météorologie*, n°79, 40-50 pages.
- Dahech S, 2007. *Le vent à Sfax (Tunisie), impacts sur le climat et la pollution atmosphérique* (Thèse de doctorat). Université Paris VI, France, 347p.
- Jaffe DH, Singer ME, Rimm AA, 2003. Air pollution and Emergency Department visits for asthma among Ohio Medicaid recipients. *Environ Res*, 21-8, 91 pages.
- RiachyM, Bou Khalil P., KhayatG., KobeissyY., YamoutR., MitriR., Saade-RiachyC., Couche N., TaanG., Geahchan N., 2008. Influence du niveau socioéconomique bas sur la démographie et les comorbidités de l'asthme. *Revue de maladies respiratoires*, volume 25, issue 3: 275-281 pages.

CARTOGRAPHIE DES POLLUANTS ATMOSPHERIQUES PAR TELEDETECTION : CAS DES PM₁₀ DANS LA VILLE D'ABIDJAN (CÔTE D'IVOIRE)

N'GUESSAN Bi V. H.^{1,2}, SALEY M. B.^{1,2}, LOUKOU K. J. A.^{1,2}, YAPPI A. F.², AFFIAN K.^{1,2}.

¹ Département des Sciences et Techniques de l'Eau et du Génie de l'Environnement, Université FHB, 22 BP 582 Abidjan 22 - Côte d'Ivoire (basaley@yahoo.fr)

² Centre Universitaire de Recherche et d'Application en Télédétection, Université FHB, 22 BP 801 Abidjan 22 Côte d'Ivoire (vamingbi@gmail.com)

Résumé : La ville d'Abidjan à l'instar des grandes métropoles africaines est confrontée à un véritable problème de pollution de l'air. Dans cette étude, il est question d'extraire les concentrations des matières particulaires de rayon inférieur à 10µm (PM₁₀) à partir des images LANDSAT 4, 7 et 8. Les données de réflectance de surface terrestre stockées dans l'imagerie satellitaire sous forme de compte numérique ont été converties en valeurs de réflectance au sommet de l'atmosphère (TOA) et en réflectance atmosphérique qui ont ensuite été utilisées pour estimer la concentration des PM₁₀ comme indicateur de la pollution de l'air. La cartographie des PM₁₀ a donc été réalisée à trois dates différentes à savoir décembre 1987, décembre 2002, et janvier 2016. Les résultats de cette étude révèlent une augmentation des concentrations minimales, maximales et moyennes de PM₁₀. Ainsi en décembre 1987 la concentration moyenne des PM₁₀ était estimée à 37,98µg/m³ tandis qu'en décembre 2002, elle était de 38,93 µg/m³. En janvier 2016, les concentrations étaient estimées en moyenne à 79,64 µg/m³ soit deux fois plus qu'en 2002.

Mots Clé : PM₁₀, LANDSAT, Télédétection, Abidjan.

Abstract: *Mapping of atmospheric pollutants by remote sensing: case of PM₁₀ in city of Abidjan (Ivory Coast).* Abidjan, like the big African cities, is facing a real problem of pollution. In this study it is a question of extracting the concentrations of the particular materials with a radius smaller than 10 pm (PM₁₀) using LANDSAT 4, 7 and 8 images, Terrestrial surface reflectance data stored in digital number of satellite imagery has been converted into Atmospheric Reflectance on top of atmosphere (TOA) and Atmospheric Reflectance values which were then used to estimate PM₁₀ concentration as indicators of air pollution. Concentration of PM₁₀ was estimated and mapped on three different dates, December 1987, December 2002, and January 2016. The results of this study indicate an increase in the minimum, maximum and average PM₁₀ concentrations. Thus in December 1987 the average concentration of PM₁₀ was estimated at 37.98 µg/m³ while in December 2002 it was 38.93 µg/m³. In January 2016, concentrations were estimated at an average of 79.64 µg/m³, which is twice more than in 2002.

Keywords: PM₁₀, LANDSAT, Remote Sensing, Abidjan.

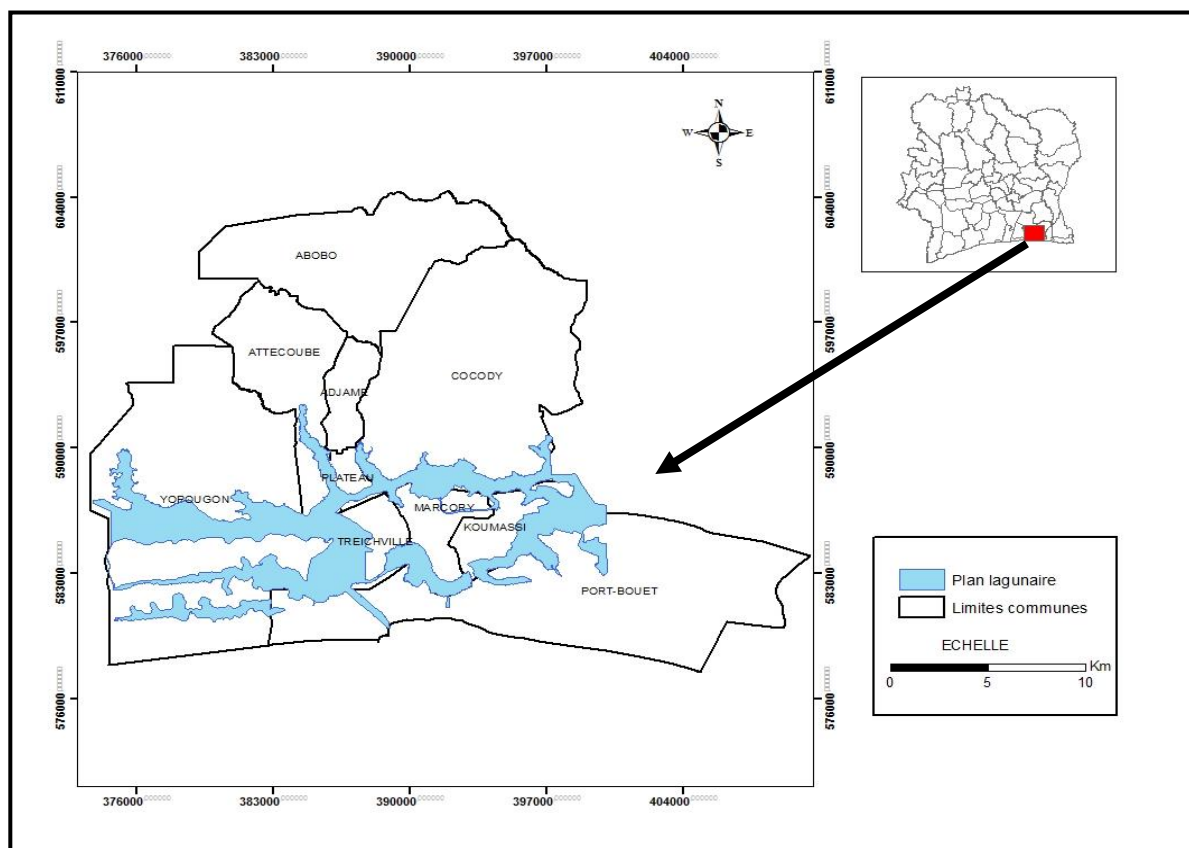
Introduction

Chaque jour, ce sont des quantités énormes de polluants (particules, gaz, etc.) qui sont émises dans l'atmosphère. Ces polluants sont issus de sources naturelles ou anthropiques (Bellouin, 2003). Les polluants atmosphériques ont des conséquences sur notre environnement. Ils modifient l'équilibre radiatif de la planète (Meløe, 2014). Les polluants atmosphériques agissent en absorbant et en diffusant le rayonnement solaire, mais aussi en modifiant les propriétés optiques des nuages après changement de leurs propriétés microphysiques (IPCC, 2001). Selon leurs tailles, les particules en suspension pénètrent plus ou moins profondément dans l'appareil respiratoire humain. Elles provoquent le déclenchement de crises d'asthme et sont la principale cause de décès cardio-vasculaire ou respiratoire chez les sujets sensibles (Meløe, 2014). Selon OMS (2006), la pollution de l'air due aux particules dont la taille est inférieure à 10µm (PM₁₀) est la plus significative dans les grandes villes africaines (Dakar au Sénégal, Conakry en Guinée) (Weinstein et al, 2010). Les valeurs guides recommandées par l'OMS sont souvent dépassés (OMS 2000, 2006). En l'état actuel des connaissances, il convient d'améliorer les études en matière d'exposition réelle de

la population à la pollution et d'acquérir une estimation précise des polluants atmosphériques dans l'espace et dans le temps. C'est dans ce contexte que la présente étude a été initiée. Elle a pour objectif de cartographier et estimer par télédétection la concentration des PM₁₀ dans la ville d'Abidjan.

1. Présentation de la zone d'étude

Située au sud de la Côte d'Ivoire, la ville d'Abidjan est comprise entre les longitudes 3°40' et 4°50' Ouest et les latitudes 5°15' et 5°20' Nord, comme le montre la figure 1. Ancien village de pêcheurs, Abidjan est aujourd'hui une mégapole abritant environ 6 783 907 d'habitants dont 4 351 086 vivent en ville. Sa superficie est de 422 km². Capitale économique de la Côte d'Ivoire, Abidjan regroupe la quasi-totalité des activités secondaires et tertiaires du pays avec plus de 65% d'industries du pays (Metongo et al, 1993).



2. Matériel et méthode

2.1. Matériel

Les images Landsat issues des capteurs TM, ETM+ et OLI ont été utilisées. Les images choisies sont prises dans des conditions similaires c'est-à-dire en période sèche où le niveau de l'eau est le même, et où la couverture nuageuse le plus souvent est absente.

La version 5.1 du logiciel ENVI a servi pour les opérations de prétraitement et de traitement des images, ARCGIS 10.4 a permis la reclassification, l'habillage cartographique et l'échantillonnage.

2.2. Méthodes

2.2.1 Prétraitement des images satellitaires

Il s'agit de façon générale de la conversion des comptes numériques (CN) en radiance, du calcul de la réflectance au sommet de l'atmosphère (TOA) et enfin du calcul de la réflectance de surface. En soustrayant la réflectance TOA de la réflectance de surface on obtient la réflectance atmosphérique. Les algorithmes de conversion sont disponibles sur le site de Landsat (<https://landsat.usgs.gov>). On obtient les concentrations et la carte des PM₁₀ en appliquant l'algorithme des PM₁₀ sur la réflectance atmosphérique.

2.2.2 Choix de l'algorithme

Les concentrations de PM₁₀ sont estimées à partir de la réflectance atmosphérique, car elle est fortement corrélée avec l'épaisseur optique et par conséquent aux PM₁₀ (Vermote et al., 1997). La réflectance atmosphérique est obtenue par la somme de la réflectance due à la diffusion de Mie (King et al., 1999 ; Fukushima et al., 2000) et à la réflectance due à la diffusion de Rayleigh (LIU et al., 1996) suivant l'équation (1).

$$R_{atm} = \frac{\omega_0 \tau_a P_a(\theta_s, \theta_v, \varphi)}{4\mu\mu_0} + \frac{\omega_0 \tau_m P_m(\theta_s, \theta_v, \varphi)}{4\mu\mu_0} \quad \text{Équation (1)}$$

μ_0 : Cosinus des directions d'illumination solaire

τ_a = AOT

$$PM_{10} = A_0 R_{atm1} + A_1 R_{atm2} + A_2 R_{atm3} \quad \text{Équation (4)}$$

$$PM_{10} = A_0 R_{atm0} + A_1 R_{atm1} + A_2 R_{atm2} + A_3 R_{atm3} \quad \text{Équation (5)}$$

A_0 ; A_1 ; A_2 ; A_3 : les coefficients de l'algorithme déterminé empiriquement pour chaque bande spectrale.

R_{atm0} ; R_{atm1} ; R_{atm2} ; R_{atm3} sont respectivement les réflectances atmosphériques dans la bande aérosol le bleu le vert et le rouge.

De cette méthode, des algorithmes d'estimation des concentrations de PM₁₀ ont été développés, mais seulement trois ont été retenus en raison de leur précision. Les coefficients de corrélation ont une valeur moyenne de 0,80 et les erreurs résiduelles sont comprises entre 8 et 12 (RMSE), comme le montre le tableau 1.

Tableau 1. Algorithmes d'estimation de PM₁₀

Auteurs/ sources	Équations	Coefficients de corrélation	RMSE
Lim et al., (2004)	$A_0R_1 + A_1R_3$	R = 0,83	10,5085
Nadzri et al., (2010)	$369R_1 + 253R_2 - 194R_3$	R = 0,888	8,92838
Saleh et Hasan, (2014)	$472R_1 - 419R_2 + 307R_3$	R = 0,834	11,836

3. Résultats et discussions

3.1. Résultats

Les concentrations issues de l'image ETM⁺ varient entre 35,84 µg/m³ et 48,60 µg/m³ pour une moyenne de 38,93 µg/m³ et un écart moyen de 12,76. Quant aux concentrations obtenues à partir de l'image OLI, elles oscillent entre 78,25 µg/m³ et 82,90 µg/m³ avec une moyenne de 79,64 µg/m³ et un écart moyen de 4,65. Il ressort de cette analyse que les concentrations

obtenues en 2016 sont deux fois plus grandes que celles obtenues en 1987 et en 2002. Elles sont estimées en moyenne à 79,64 en 2016 contre 37,98 en 1987 et 38,93 en 2002. Il ressort de cette l'analyse que les quartiers situés dans le sud-est de la ville d'Abidjan enregistrent des valeurs de PM₁₀ les plus élevées. Il s'agit de Marcory, Koumassi, Port-bouët et Treichville (figure 2).

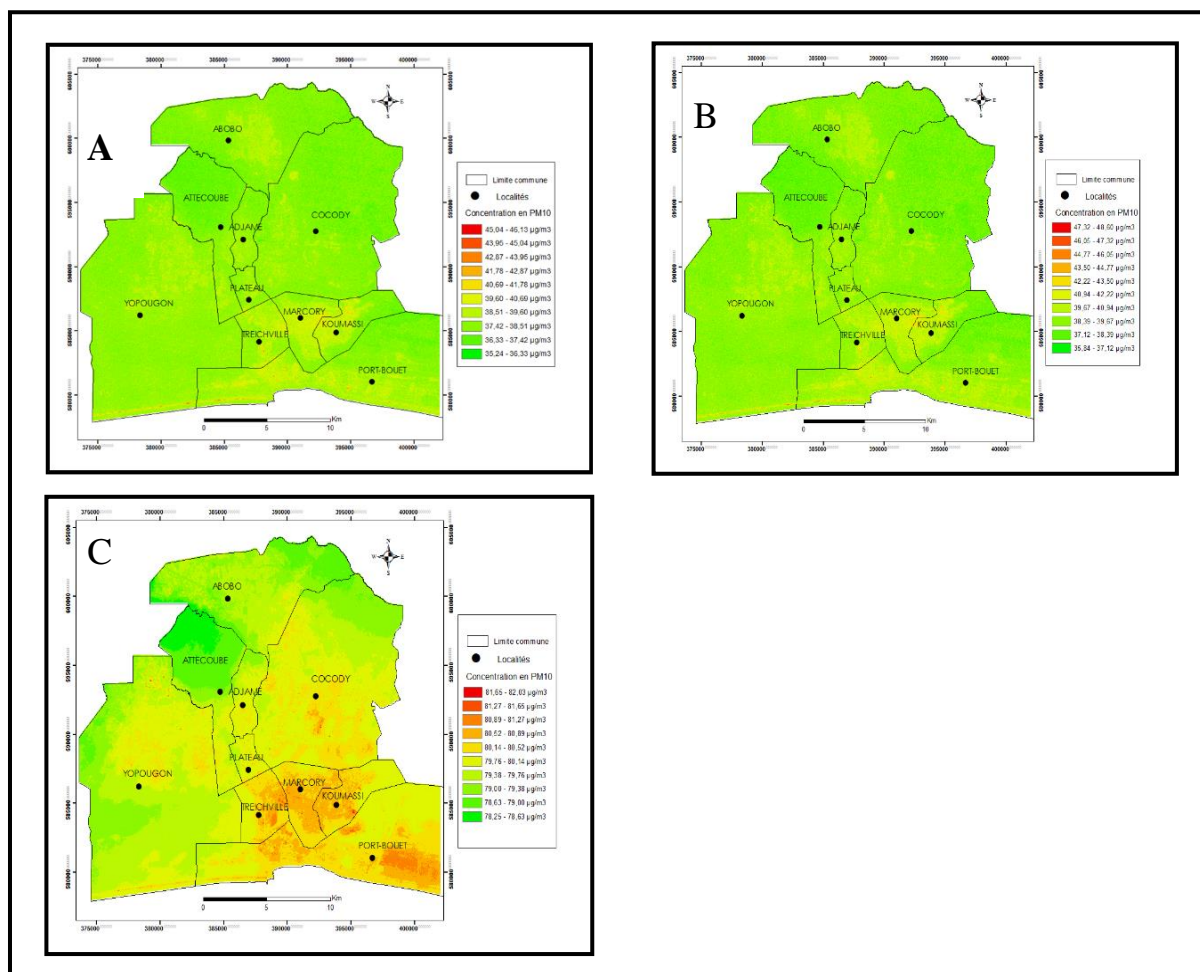


Figure 2. Carte de répartition spatiale des PM₁₀ dans la ville d'Abidjan en 1987 (A) 2002 (B) et 2016 (C)

3.2. Discussion

La méthode utilisée pour le traitement des données dans ce travail a été utilisée avec succès dans les travaux de certains auteurs. Elle a permis d'obtenir des résultats assez convaincants concernant les concentrations de PM₁₀ dans la ville d'Abidjan. Pour les seules journées du 23 décembre 1987 et du 31 décembre 2002, les mesures des concentrations sont en moyennes 37,98 µg/m³ et 38,96 µg/m³. En janvier 2016 précisément le 28, les concentrations mesurées ont atteint en moyenne 79,64 µg/m³. Ces tendances présentent une baisse par rapport aux résultats issus des travaux de Ghada, (2014) à Baghdad et Nadzri et *al.*(2010) à Makka. Les concentrations minimum et maximum estimées le 29 décembre 2006 et le 19 janvier 2009 dans la ville de Makka sont respectivement 64 µg/m³ et 151 µg/m³ ; 40 µg/m³ et 139 µg/m³. Nhu (2014) dans ses travaux, a estimé les concentrations de PM₁₀ dans la ville d'Hanoi au Viet-Nam. Les valeurs minimales et maximales estimées dans cette ville étaient comprises entre 50 et 150µg/m³. Ces valeurs sont également élevées par rapport à nos résultats. Les différences observées dans les résultats tiennent leurs explications dans le fait de la densité des activités humaines (Kim, 2016) dans cette région se déroulant

essentiellement sur les chantiers de construction (Ghada, 2014). Pendant la seconde phase de la campagne POLCA (Pollution dans les Capitales Africaines) qui a duré 3ans (2007 à 2010), les concentrations quotidiennes à Bamako, entre le 20 janvier 1er février 2009 et à Dakar entre le 1er et le 13 décembre 2009 étaient comprises entre 151 et 1513 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (Doumbia, 2012). Les concentrations moyennes journalières à Bamako de PM_{10} variaient de 112,4 à 503,6 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (Doumbia, 2012). Les concentrations mesurées de particules étaient comprises entre 82 à 293 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ à Conakry en Guinée (Weinstein et al, 2010) au cours de la période où souffle l'harmattan. Ces valeurs sont largement au-dessus des valeurs de nos estimations. Les facteurs explicatifs de cette situation sont d'abord les activités humaines mais également les facteurs climatiques et les contraintes naturelles tels que les poussières désertiques (Doumbia, 2012).

Conclusion

Au terme de notre analyse, il ressort que la télédétection est un moyen efficace pour cartographier les aérosols. Elle a permis d'avoir une vue globale de la répartition spatiale des différents niveaux de PM_{10} à Abidjan. Les résultats obtenus après le traitement des données ont montré une tendance évolutive à l'augmentation des PM_{10} dans la ville d'Abidjan. En effet, le 23 décembre 1987 la concentration moyenne des PM_{10} était de 36 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, 37 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ en 2002 ; pour doubler en moins de 15 ans en passant à 79 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ le 28 janvier 2016. La zone la plus impactée par la pollution aux PM_{10} reste principalement le sud-est d'Abidjan. Au vue de ce qui précède, l'on note ainsi que la ville d'Abidjan est une zone vulnérable à la pollution atmosphérique. Les concentrations de 1987 à 2002 étaient en dessous des normes fixées par l'OMS, puis elles ont connu une hausse pour arriver largement au-dessus des normes journalières fixées par l'OMS (50 $\mu\text{g}/\text{m}^3$). Il conviendrait toutefois de valider les résultats obtenus avec les données in situ.

Bibliographie

- Bellouin N. 2003. *Estimation de l'effet direct des aérosols à partir de la modélisation et de la télédétection passive*. Thèse de Doctorat, laser, molécule, rayonnement atmosphérique. Université des Sciences et Technologies de Lille I, 163 p.
- Doumbia, E.H.T. 2012. *Caractérisation physico-chimique de la pollution atmosphérique en Afrique de l'Ouest et étude d'impact sur la santé*. Université Toulouse III-Paul Sabatier. Thèse, 232 p.
- Fukushima, H., Toratani, M., Yamamiya S., Mitomi Y. 2000. Atmospheric correction algorithms for ADEOS/OCTS ocean color data : Performance comparison based on ship and buoy measurements. *Remote Sens. Appl. Earth Atmosphere Oceans* **25**, 1015–1024.
- Ghada Hasan S.A.H.S. 2014. Estimation of PM_{10} Concentration using Ground Measurements and Landsat 8 OLI Satellite Image. *J. Geophys. Remote Sens.* **03**.
- IPCC 2001. *Climate Change 2001. Impacts, adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the IPCC, Cambridge University Press, UK, 1032 p
- Kim Thuy. 2016 Air pollution in Hanoi reaches alarming levels <https://e.vnexpress.net/news/insight/air-pollution-in-hanoi-reaches>.
- King M.D., Kaufman Y.J., Tanré D., Nakajima T. 1999. Remote sensing of tropospheric aerosols from space. Past, present, and future. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **80**, 2229–2259.
- Liu C.H., Chen A.J., Liu G.R. 1996. An image-based retrieval algorithm of aerosol characteristics and surface reflectance for satellite images. *International Journal. Remote Sens.* **17**, 3477-3500.
- Meloë K. 2004. *Application de la télédétection spatiale pour la surveillance de la pollution de l'atmosphère en aérosols*. Mémoire DEA, Laboratoire d'Optique Atmosphérique UMR CNRS 8518. Université des Sciences et Technologies de Lille, Villeneuve d'Ascq, 31 p.

Metongo B. S. Kouassi AM Kaba N. 1993. *Évaluation quantitative et qualitative des effluents et des polluants : Cas de la Côte d'Ivoire et de la ville d'Abidjan*. Centre de Recherche Océanologique, Abidjan, p.94.

Nhu H. N. et Van A. T. 2014. Estimation of PM10 from AOT of satellite landsat 8 image over Hanoi city. International Symposium on Geoinformatics for Spatial Infrastructure Development in *Earth and Allied Sciences*, 7p.

OMS 2006. *Lignes directrices OMS relatives à la qualité de l'air : particules, ozone, dioxyde d'azote et dioxyde de soufre : mise à jour mondiale 2005* : synthèse de l'évaluation des risques.

Plan National d'Action pour l'Environnement 2014. Livre blanc de l'environnement de Côte d'Ivoire, 222p.

Vermote E., Tanre D., Deuze J. L., Herman M., and Morcrette J. J. 2006. *Second simulation of a satellite signal in the solar spectrum*. User Guide Version 3, 55p.

Weinstein J.P., Hedges S.R., Kimbrough S. 2010. Characterization and aerosol mass balance of PM2.5 and PM10 collected in Conakry, Guinea during the 2004 Harmattan period. *Chemosphere* **78**, 980–988.

Climat et montagne méditerranéens

RECONSTITUTION DENDROCLIMATIQUE DE LA VARIATION DE LA PLUVIOMÉTRIE AU MOYEN ATLAS CENTRAL OCCIDENTAL - MAROC (XIX^e SIÈCLE- 2016)

ACHIBAN H¹, EL-KHANTOURY I¹, EL MDERSSA M², TAOUS A¹

¹Laboratoire d'Analyses Géo-Environnementales, Aménagement et Développement Durable, Université Sidi Mohammed Ben Abdellah, achiban.hassan@usmba.ac.ma

²Laboratoire de Microbiologie du Sol et de l'Environnement, Université Moulay Ismail- Faculté des Sciences, Zitoune, Meknès.

Résumé : La forte variabilité pluviométrique est un événement structurel qui influence largement la disponibilité des ressources en eau au Moyen Atlas (Maroc). La présente étude vise principalement la reconstitution de cette variabilité enregistrée entre le XIX^e et le début du XXI^e siècle, au niveau de la bordure occidentale du Moyen Atlas Central. Pour cet objectif, une chronologie des cernes du cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica*) allant de 1804 à 2016, a été développée dans le site forestier de Ras El Ma (forêt d'Azrou). La confrontation des séries d'indices chronologiques de l'épaisseur des cernes et la pluviométrie enregistrée au niveau de la station météorologique d'Ifrane pour la période 1935-2016, a mis en évidence une corrélation assez forte ($r^2=0,72$, $P=0,01$), indiquant sa capacité à générer une série dendroclimatique. En se basant sur ces données, les précipitations dans la zone d'étude ont été reconstruites pour les 212 dernières années. Ainsi, les sécheresses les plus graves, et les périodes de forte pluviométrie ont été restituées.

Mots clés : Variabilité pluviométrique, dendrochronologie, sécheresse, Cèdre de l'Atlas, Moyen Atlas central.

Dendroclimatic reconstitution of rainfall variation in the western central middle Atlas - Morocco (XIX century - 2016)

Abstract: The high rainfall variability is a structural event that largely influences the availability of water resources in the centralmiddle Atlas. This study aims mainly to reconstruct the rainfall variability recorded between the nineteenth and the beginning of the twenty-first century, at the level of the western part of the Middle Atlas central. For this reason, a chronology of the cedar tree rings (*Cedrus atlantica*) going from 1804 to 2016 was developed in the forest site of Ras El Ma, (Azrou forest). The correlation between the chronological index of tree rings and the rainfall recorded at the Ifrane meteorological station for the period 1935-2016, showed a rather strong correlation ($r^2 = 0.72$, $P = 0.01$) indicating ability to generate a dendroclimatic series. Rainfall has been reconstructed for the last 212 years. Thus, the most severe droughts, and periods of heavy rainfall have been reconstructed.

Keywords: Rainfall variability, dendrochronology, drought, Atlas cedar, Central Middle Atlas.

1. Introduction

Au niveau de la bordure occidentale du Moyen Atlas central, la grande extension des terrains carbonatés du Lias explique le rôle du Causse, en tant que réservoir et château d'eau régulateur hydrologique du Maroc (Martin, 1981). La forte variabilité pluviométrique a longtemps conditionné la disponibilité de la ressource en eau et par conséquent la vie socio-économique du pays. Les écrits historiques et les travaux scientifiques récents ont permis d'appréhender à quel point cette variabilité a eu des répercussions environnementales et sociales, parfois catastrophiques pour l'ensemble du Maroc. Dans ce contexte, les enregistrements des cernes d'arbres peuvent être utilisés pour extraire les informations climatiques du passé à une échelle de résolution annuelle. Par conséquent, le présent travail a pour objectifs d'une part, la reconstruction de la variabilité des précipitations au niveau de la bordure occidentale du Moyen Atlas central, en se basant sur la variation des accroissements annuels des cernes du cèdre de l'Atlas (*Cedrus Atlantica*) et d'autre part, analyser la fréquence des sécheresses entre le XIX^e et le XXI^e siècles.

On rappelle que l'étude du climat passé ou actuel en se basant sur les cernes des arbres est bien connue dans la littérature scientifique sous le nom de dendroclimatologie (Fritts, 1976). Au Maroc, les enregistrements des carottes d'arbres à haute résolution couvrant les dernières

centaines d'années sont très rares, pourtant essentiels pour comprendre le processus et la variabilité du réchauffement planétaire et concevoir un modèle climatique (Ilmen al., 2013). Par ailleurs, quelques recherches dendrochronologiques ont été réalisées dans la cédraie marocaine, que ce soit dans le cadre de thèses doctorales ou dans des articles scientifiques portant sur la reconstitution des variables climatiques. Till (1987) a étudié les fonctions de réponse calculées sur le Cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica*) pour plus de mille chronologies de cernes réparties au Maroc. Chbouki (1992) a pu dans son travail doctoral étudier les caractéristiques spatio-temporelles de la sécheresse à partir des cernes du Cèdre de l'Atlas à l'échelle des massifs forestiers du Maroc. Esper et al., (2007) ont utilisé les données des largeurs des cernes du *Cedrus atlantica* pour reconstruire les changements à long terme de l'indice de sévérité de sécheresse de Palmer (PDSI) au Maroc et en Afrique du Nord-Ouest du entre le 11^{ème} et le 20^{ème} siècle. De leur côté Touchan et al., (2011) à l'aide de l'utilisation de la largeur des cernes de plusieurs espèces forestières, dont le cèdre de l'Atlas ont pu reconstituer le changement des précipitations et la variabilité spatio-temporelle de la sécheresse au niveau du Nord ouest de l'Afrique.

2. Matériels et méthodes

2.1. Zone d'étude

Le site forestier de Ras El Ma fait partie de la forêt d'Azrou. Il est situé sur la partie occidentale du causse karstique d'Ifrane entre les latitudes 33° 29 '20" et 33° 30' 30" nord et les longitudes 5° 6'10" et 5°7'50" ouest (Fig.1). Il s'agit d'un plateau dolomitique de Lias moyen à topographie faiblement ondulée. Le couvert forestier arboré et arbustif est diversifié, mais se caractérise par la dominance du cèdre de l'Atlas (81%). Il s'agit d'une cédraie de basse altitude, caractérisée par un peuplement homogène. Sur le plan climatique le site est situé dans une ambiance bioclimatique sub-humide à humide à variante froide, avec une saison sèche estivale et une saison humide hivernale et printanière. Le régime pluviométrique dominant est de type H.P.A.E (Hiver-Printemps-Automne-Été), où le maximum des précipitations est recueilli pendant l'hiver et la sécheresse est très accentuée durant la saison d'été.

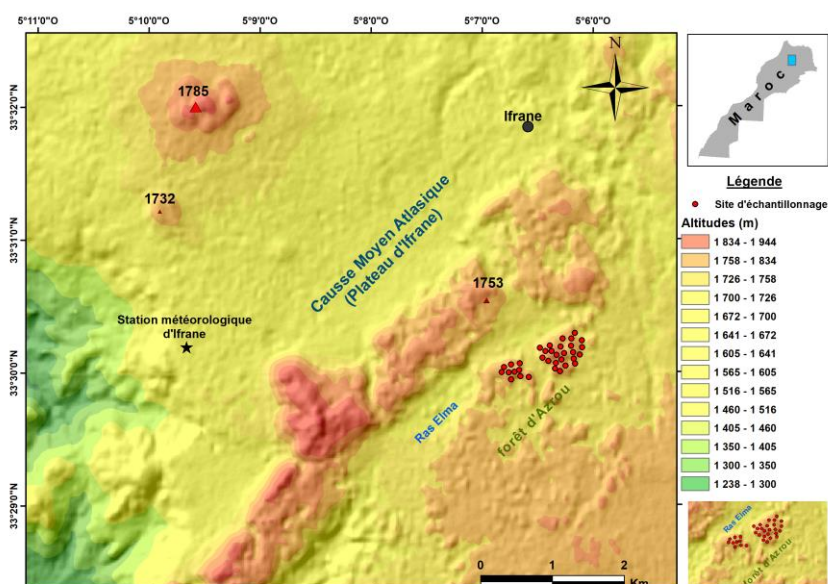


Figure 1. Modèle numérique d'élévation montrant l'emplacement géographique de la zone d'étude et la station météorologique utilisée pour l'analyse dendroclimatique.

2.2. Matériel dendrochronologique

Afin d'appréhender l'impact du climat sur la croissance radiale du cèdre de l'Atlas nous avons procédé à l'échantillonnage des arbres et le prélèvement des carottes et des sections transversales selon les critères suivants :

- Des carottes ont été prélevées à une hauteur de 1,30 m du sol sur des arbres dominants ou co-dominants à l'aide de la tarière de Pressler.
- Des sections transversales ont été prélevées avec une tronçonneuse sur des arbres vivants qui faisaient l'objet d'exploitation forestière (Exercice Février 2017).
- Le nombre d'arbres échantillonnés est de quarante, dont 20 seulement ont été retenus. En fait d'après Merian (2012), le nombre d'arbres à échantillonner doit varier entre 12 et 20. Dans le cadre de la présente étude ce nombre a été donc respecté.

Le site étudié présente un double avantage du fait qu'il est homogène sur le plan des conditions topographiques, lithologiques, édaphiques et climatiques d'une part, et proche de la station météorologique, source des données de précipitation (4,5 km) d'autre part.

2.3. Phase de laboratoire

Les carottes et sections collectées ont fait l'objet dans un premier temps de séchage et ponçage, et ensuite ont été scannées et utilisées pour la mesure de la largeur des cernes par le logiciel Mesurim Pro, à une précision de 0,01 mm. Les séries résultantes ont été datées visuellement à l'année près, et la qualité de leur inter-datation a été vérifiée par l'utilisation du programme COFECHA (Holmes, 1983 ; Grissino-Mayer, 2001).

Les séries chronologiques inter-datées ont fait objet d'une standardisation en deux étapes par l'utilisation du programme ARSTAN (Cook, 1985). Premièrement, une courbe exponentielle négative a été appliquée pour éliminer les tendances de croissance dues à l'âge et à la dynamique des peuplements (Fritts, 1963, 1976). Deuxièmement, pour éliminer la persistance des effets d'autres facteurs non-climatiques, l'application d'une Spline de 50% de variance pour une largeur de 67% de la taille de chaque série a été nécessaire (Cook and Peters, 1981). À la fin de l'étape standardisation une série d'indices standardisés a été générée (3 chronologies : Standard, Résiduelle et Arstan) avec la moyenne 1.0 et une variance homogène (Cook, 1987 ; Fritts, 2001).

3. Résultats et discussions

Les résultats de COFECHA indiquent une inter-corrélation entre les séries étudiées, avec $r = 0,576$ ($P \leq 0,01$) ; ce qui témoigne du bon synchronisme de la réponse du Cèdre de l'Atlas à la variabilité pluviométrique au niveau du site choisi. Cela indique également un potentiel important pour son utilisation comme un proxy de la reconstruction de la variabilité climatique dans la bordure occidentale du Moyen Atlas central. Une série chronologique d'indices a été générée pour les 212 dernières années (1804 à 2016) (Fig. 2).

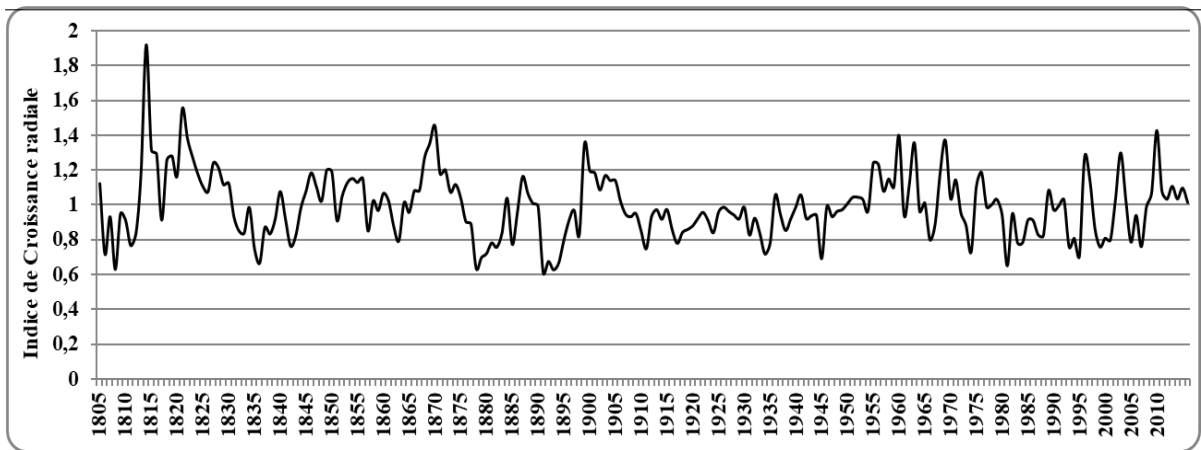


Figure 2 Chronologie maîtresse indicée du site échantillonné (Ras- Elma)

La période totale des données climatiques disponibles et la série standard d'indices de croissance radiale ont été utilisées pour générer l'équation de reconstruction avec un coefficient $r = 0.85$ ($r^2 = 0.72$, $P \leq 0.001$) :

$$Y = -411,85 + 1418,03 * X$$

Où :

Y = Valeur des précipitations (mm) pour une année donnée.

X = Indice de croissance des cernes pour une année spécifique.

Le modèle a été calibré et vérifié pour la période en commun (1935-2016). Cette période a été divisée en deux sous-périodes, la première pour la calibration (1977-2016) et la deuxième pour la validation (1935-1976) (Fig.3). Les coefficients R^2 de calibration (R^2C) et de vérification (R^2V) atteignent respectivement 0,74 et 0,69 ($P \leq 0,01$). Ces coefficients très significatifs confirment la fiabilité du modèle.

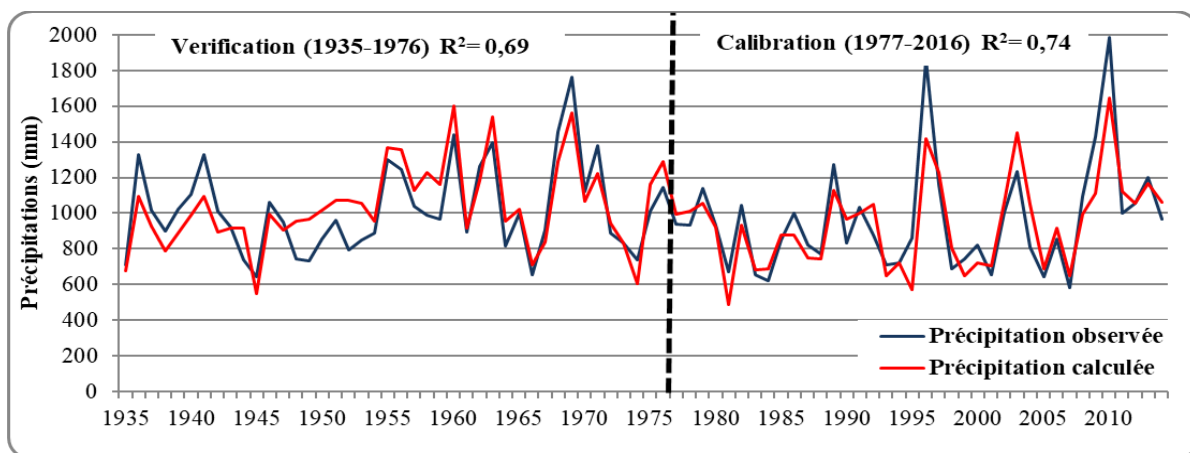


Figure3. Comparaison entre les précipitations reconstruites et observées pour la période 1935 à 2016

La variabilité pluviométrique reconstruite pour la bordure occidentale du Moyen Atlas central montre la succession d'années de forte pluviosité (1805, 1813-1830, 1845-1856, 1955, 1965, 1996 et 2009-2010), et autres de faible pluviosité surtout durant les années 1808, 1835-1836, 1842, 1878-1882, 1891-1895, 1911, 1945, 1981, 1983, 1995, 2001, 2005 et 2007 (Fig.4).

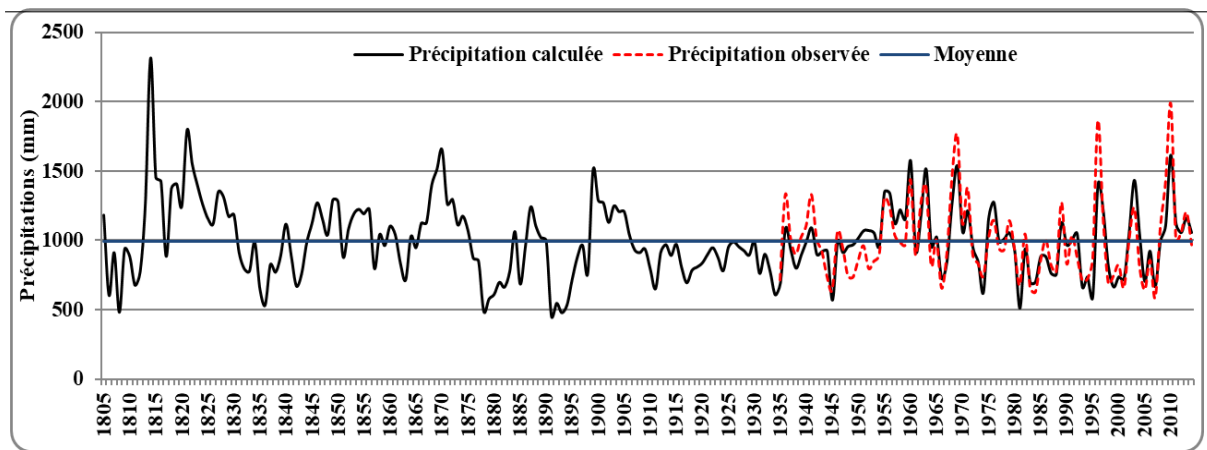


Figure 4. Reconstruction de la variabilité des précipitations pour la bordure occidentale du Moyen Atlas central au cours des 212 dernières années.

Le calcul de l'indice standardisé de précipitations (Standardized Precipitation Index SPI) (McKee et al., 1993) à partir des données reconstituées, a permis de mettre en évidence la succession de plusieurs périodes d'humidité (1813-1830, 1845-1856 et 1955-1970) contre des périodes durant lesquelles a sévit une sécheresse parfois extrême, surtout en 1806-1811, 1878-1895 et 1981-1985 (Fig. 5).

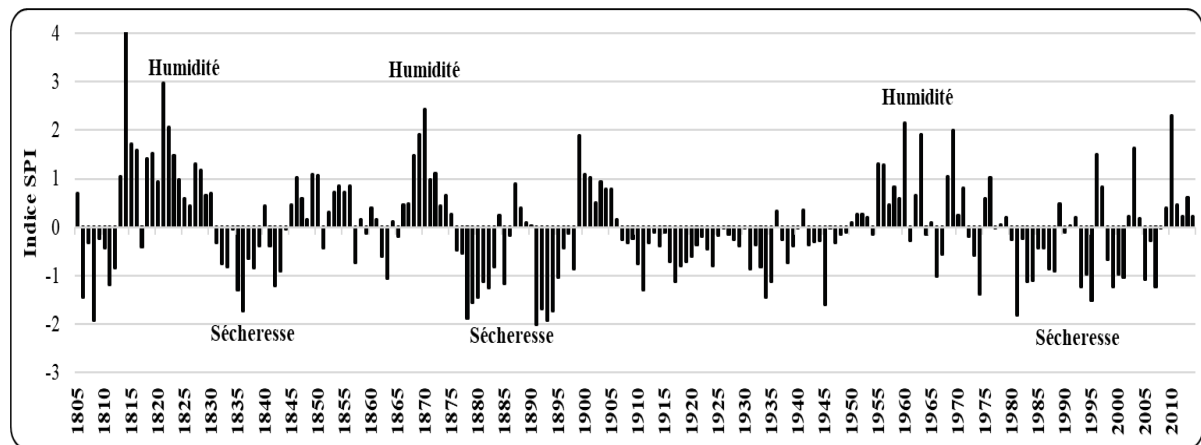


Figure 5. Reconstruction de la variabilité de l'indice de sécheresse (SPI) durant 1804 - 2016

Conclusion

Cette étude a été menée dans l'objectif de déterminer la variabilité des précipitations entre le XIX^e et le début du XXI^e siècle dans la bordure occidentale du Moyen Atlas central, en se basant sur l'approche dendroclimatique. L'étude a d'abord porté sur la standardisation des séries des cernes de croissance de cèdre de l'Atlas et puis sur la corrélation des indices avec la série climatique (1935-2016) de la station pluviométrique la plus proche.

Les résultats obtenus ont permis d'une part d'allonger dans le temps la série des précipitations jusqu'au début du XIX^e siècle, et de déterminer d'autre part, les périodes des sécheresses les plus graves (1808, 1835-1836, 1842, 1878-1882, 1891-1895, 1911, 1945, 1981, 1983, 1995, 2001, 2005 et 2007), ainsi que les périodes les plus humides qui ont succédées durant ces deux derniers siècles.

Cependant, pour mieux cerner la problématique de l'impact de la variabilité des précipitations sur la disponibilité des ressources en eau au niveau du Moyen Atlas central en tant que château d'eau du Maroc, une étude plus détaillée intégrant d'autres sites dendrochronologiques couvrant l'ensemble de la région est nécessaire.

Remerciements : les auteurs de ce travail tiennent à remercier les responsables de la direction provinciale des eaux et forêts et de la lutte contre la désertification d'Ifrane pour leur appui quant à l'accès au site d'échantillonnage et la disponibilité du matériel nécessaire.

Références

- Chbouki N., 1992. *Spatio-temporal characteristics of drought as inferred from tree ring data in Morocco*. PhD Thesis, University of Arizona, Tucson 243 p.
- Cook E., Peters K., 1981. The smoothing spline: a new approach to standardizing forest interior tree-ring width series for dendroclimatic studies. *Tree-Ring Bull.* **41**, 45–53.
- Cook ER., 1985. *A time series analysis approach to tree-ring standardization*. PhD thesis, The University of Arizona, Tucson, 171 p.
- Cook E.R., 1987: The decomposition of tree-ring series for environmental studies. *Tree-Ring Bull.*, **47**, 37-59.
- Esper J., Frank D., Büntgen U., Verstege A., Luterbacher J., Xoplaki E., 2007. Long-term drought severity variations in Morocco. *Geophys Res Lett* **34**(17), L17702. doi:10.1029/2007gl030844
- Fritts H.C., 1963. Computer programs for tree-ring research. *Tree-Ring Bull.*, **25**(3-4), 2-7.
- Fritts H. C., 1976. *Tree Rings and Climate*. Academic Press, New York, 567 p.
- Fritts H. C., 2001. *Tree Rings and Climate*, Blackburn Press, Caldwell, New Jersey, 567 p.
- Grissino-Mayer H.D., 2001. Evaluating crossdating accuracy: a manual and tutorial for the computer program COFECHA. *Tree-Ring Res.*, **57** (2), 205–221.
- Holmes R.L., 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bull.*, **43** (1), 69–78.
- Ilmen R., Sabir A., Benzyane M., 2014. Reconstruction dendroclimatique de la variation de température moyenne avril-juillet depuis 1776 AD dans le Moyen Atlas, *Maroc. J. Mater. Environ. Sci.*, **5** (1), 167-176.
- Martin J., 1981. *Le Moyen Atlas Central ; étude géomorphologique*. Ministère de l'Énergie et des Mines. Rabat, Notes et mémoires du service géologique N° 258 bis. 445p.
- Mckee T.B., Doesken N.J., Kleist J., 1993. The relationship of drought frequency and duration times scales. American Meteorological Society. 8th Conference on Applied climatology, January, 17-22, Anaheim, CA, p. 179-184.
- Merian P., 2012. *Variations spatio-temporelles de la réponse au climat des essences forestières tempérées : Quantification du phénomène par approche dendroécologique et influence de la stratégie d'échantillonnage*, Thèse de doctorat, Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement (AgroParisTech), 454 p.
- Till C., 1987. The Summary Response Function of Cedrus Atlantica (Endl.) Carriere in Morocco. *Tree-Ring Bull.*, **47**, 23-36
- Touchan R., Anchukaitis K., Meko D., Sabir M., Attalah S., Aloui A., 2011. Spatiotemporal drought variability in northwestern Africa over the last nine centuries. *Clim Dyn.*, **37**, 237–252. doi:10.1007/s00382-010-0804-4

ANALYSE DE L'ÉVÉNEMENT PLUVIOMETRIQUE INTENSE DU 11 NOVEMBRE 2017 ET SES EFFETS SUR LE SYSTÈME HYDRAULIQUE DES JESSOUR (SUD-EST TUNISIEN)

BEN OUEZDOU H.¹, ABDERRAHMEN A.², ABBASSI M.^{1,4}, BEN FRAJ T.^{1,3},
CALIANNI M.⁴, FALLOT J.-M.⁴, MILANO M.⁴, REYNARD E.⁴

¹Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis et Laboratoire CGMED, Université de Tunis,
hbenouezdou@gmail.com, abassi.med84@gmail.com

²Faculté de Lettres et des Sciences Humaines de Sousse, Université de Sousse,
abdelkhalekabderrahmen@yahoo.fr

³Faculté de Lettres et des Sciences Humaines de Sousse, Université de Sousse; Laboratoire CGMED, Université
de Tunis, tarek.b.fraj@gmail.com

⁴Institut de géographie et durabilité, Université de Lausanne,
emmanuel.reynard@unil.ch, marianne.milano@unil.ch, martin.calianno@unil.ch, jean-michel.fallot@unil.ch,
abassi.med84@gmail.com

Résumé : Les 11 et 12 novembre 2017, le sud-est tunisien a connu un événement pluviométrique intense. Les quantités tombées ont, dans plusieurs cas, atteint le total annuel. L'analyse climatique de l'événement démontre le rôle de la circulation azonale de secteur est, source des importantes pluies qui touchent la Tunisie orientale en général, associée à une circulation méridienne de secteur nord. Malgré des intensités horaires des averses faibles à modérées, les importantes quantités de pluies ont eu des effets considérables sur le système hydraulique des Jessour. Dans la région de Zammour, sur le plateau du Dahar, 85 % de ces ouvrages hydro-agricoles observés ont été affectés par ces pluies et 34 % sont devenus non fonctionnels suite à une destruction importante qui a touché une ou plusieurs de leurs composantes.

Mots-clés : sud-est tunisien, aridité, événement pluviométrique intense, Jessour.

Abstract: Analysis of the intense pluviometric event on November 11, 2017 and its effects on the hydraulic system of Jessour (southeast Tunisia). Between November 11 and 12, 2017, the southeastern region of Tunisia experienced an intense rainfall event. Precipitation amounts reached, in many cases, the annual total. The climatic analysis of the event demonstrates the role of the azonal circulation of the eastern sector, source of the heavy rains affecting eastern Tunisia in general, associated with a meridional circulation of the northern sector. Although hourly rainfall amounts were light to moderate, the important amounts of rainfall had considerable effects on the Jessour hydraulic system. In the Zammour region, on the Dahar Plateau, 85 % of these observed hydro-agricultural structures were affected by these rains and 34 % became non-functional following a major destruction affecting one or more of their components.

Key-words: southeast Tunisia, aridity, intense pluviometric event, Jessour.

Introduction

Dans le cadre du projet *Jessour* mené en collaboration entre l'Université de Lausanne et celle de Tunis (Ben Fraj et al. 2016), deux stations météorologiques et de mesure de l'humidité dans le sol de marque HOBO ont été installées dans la région de Zammour sur le plateau du Dahar. Chaque station est dotée d'instruments permettant d'enregistrer la pluviométrie, la température, l'humidité de l'air et le rayonnement solaire, ainsi que de huit capteurs d'humidité dans le sol installés à différentes profondeurs. Le but est de quantifier l'apport des Jessour, ouvrages hydro-agricoles (Ben Fraj et al. 2016), en humidité au niveau du sol par rapport aux quantités de pluies tombées. La première station a été installée dans un ravin aménagé en Jessour (33°15'N-10°11'E, altitude 540 m) faisant partie du sous bassin versant de *Chaabet el Fougania*, affluent de l'oued Zammour. La deuxième, située à environ 130 m à l'est de la première, a été installée dans un ravin non aménagé du même sous bassin. Les deux stations ont enregistré les quantités de pluies tombées dans cette localité. Couplées aux données recueillies à partir des sites internet de l'Observatoire National de l'Agriculture (<http://www.onagri.nat.tn>) et de l'Institut National de la Météorologie (INM), ces données

pluviométriques démontrent l'importance des pluies qui ont touché l'ensemble du sud-est tunisien les 10 et 11 novembre 2017 (un jour de pluie va de 7 h le jour J à 7 h le jour J+1). Des observations de terrain ont permis de relever les manifestations de dégradation subies par les Jessour dans le sous bassin de *Chaabet el Fougania* suite à ces pluies.

1. Analyse climatique de l'événement du 11 novembre 2017

Les événements excessivement pluvieux constituent une des manifestations principales de la variabilité des pluies dans la Tunisie méridionale. Ces cas exceptionnellement pluvieux se sont produits notamment en automne et ils sont souvent associés à une circulation azonale de secteur est (Henia et El Melki, 2000). Le rôle de la Méditerranée est déterminant dans ce type de circulation atmosphérique ; il représente un facteur d'instabilité qui favorise la cyclogenèse (El Melki, 2014). Le cas du 11 novembre 2017 était un peu particulier. La situation atmosphérique, ce jour-là, a été caractérisée par un temps généralement instable sur l'ensemble du territoire tunisien. Cette instabilité est due à une circulation méridienne de secteur nord descendant en plein Sahara. Les flux froids et humides, déviés vers le bassin oriental de la Méditerranée, ont créé des perturbations orageuses intenses sur la plupart des régions de sud-est tunisien.

1.1. Situation synoptique

Aux premières heures du samedi 11 novembre 2017, la situation en surface est marquée par la présence de l'anticyclone des Açores, assez puissant (plus de 1035 hPa), centré sur le proche Atlantique, sur le 45^e parallèle, et s'étendant vers l'est par une dorsale recouvrant toute la péninsule ibérique, une partie de la France et l'Afrique du nord jusqu'au cinquième méridien oriental (fig. 1). Cet anticyclone dirige vers la Tunisie, sur son flanc oriental, un flux d'air froid et humide du secteur nord nord-ouest. Cette circulation méridienne permet à l'air froid de s'écouler profondément sur le Sahara où il se met en contact avec l'air chaud préexistant, contribuant ainsi à la naissance d'un minimum relatif (à peine 1010 hPa) sur l'extrême sud tunisien (vers le 30^e parallèle).

Les conditions en altitude, au niveau de 500 hPa, reflètent celles de la surface. En effet, l'anticyclone des Açores est coiffé par une dorsale barométrique très puissante (plus de 584 gdam). À l'est de cette dernière, une goutte d'air froid (-25°C), s'échappe d'un talweg axé nord-sud le long du 10^e méridien, surmontant la dépression en surface (fig. 1).

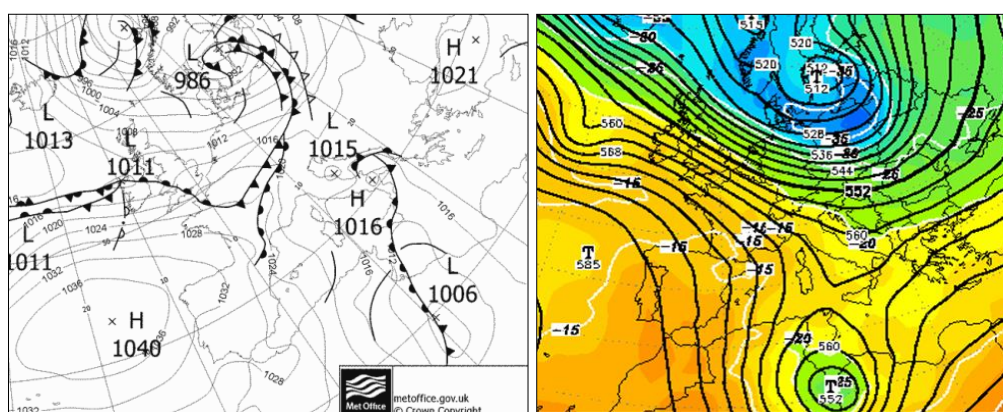


Figure 1. Situation en surface (à gauche) et au niveau de 500 hPa (à droite) du 11/11/2017 à 00 UTC: <http://www2.wetter3.de>

L'importance du gradient thermique et la différence d'hygrométrie entre l'air froid et l'air chaud saharien ont créé une convergence et une cyclogenèse très active. Le passage de cette perturbation a engendré des pluies orageuses sur l'ensemble du sud tunisien. Les quantités de

pluies enregistrées, jusqu'à 7 h de cette journée, sont modérées à localement importantes. Les orages les plus intenses ont intéressé notamment le sud-est (Zarzis 61 mm, Tataouine 41 mm et Médenine 32 mm).

1.2. Evolution de la situation météorologique

Durant la deuxième moitié de la journée du 11 novembre 2017, la crête de haute pression en altitude, tout en se déplaçant lentement vers l'est, permet à l'advection de l'air froid de continuer d'être active dans le sud tunisien. Quant à la dépression en surface et la goutte froide qu'elle surmonte, elles glissent davantage en direction du nord-est le long de la frontière tuniso-libyenne, atteignant le bassin oriental de la Méditerranée au début de la soirée (fig. 2). Il importe de signaler que l'air froid, très actif, ainsi réchauffé par la base sur la Méditerranée devient très instable. Par conséquent, l'air chaud saharien, véhiculé par un courant du sud-est, se trouve rejeté rapidement en altitude au dessus du Golfe de Gabès et du littoral du sud-est tunisien au sein d'un front occlus. Ces conditions favorisent, sous l'effet de l'ascendance rapide, le développement de nuages de type cumuliforme. Ces nuages apparaissent sur les images Meteosat d'une manière remarquable au point triple de la perturbation point où se rejoignent les fronts froid, chaud et occlus (fig. 2).

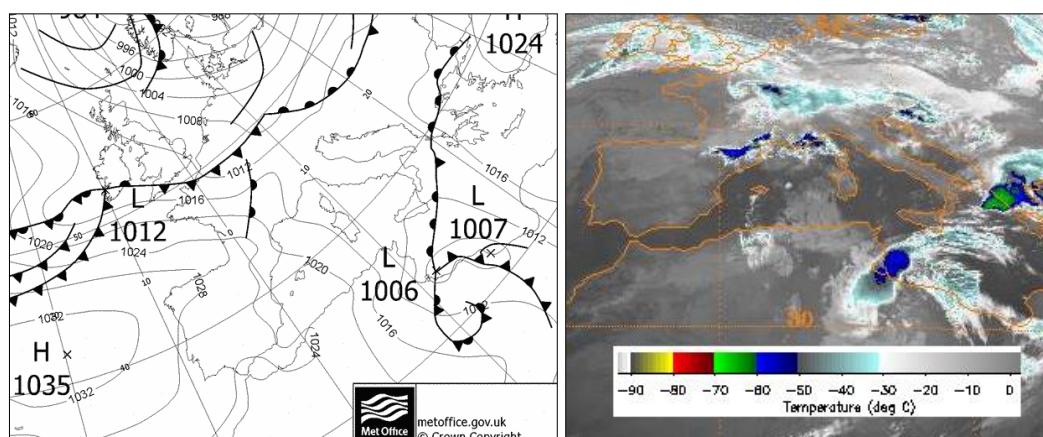


Figure 2. Evolution de la situation météorologique du 11/11/2017 à 18 UTC (À gauche la situation en surface : <http://www2.wetter3.de>; à droite image infrarouge de Meteosat 10 à 18 h 12 mn : <http://www.ncdc.noaa.gov>).

À partir de 18 h, l'orage atteint sa pleine vigueur, donnant naissance à des averses importantes. En quelques heures, des abats d'eaux excessivement copieux sont enregistrés par les stations du sud-est, en particulier le long du littoral entre Gabès et Zarzis et dans la plaine de la Jeffara (fig.3). Le record de 24 h est observé à Ezzarat (sud de Gabès) avec 191 mm. Les précipitations cumulées de 48 h (10 et 11 novembre) sont largement supérieures à 100 mm. C'est ainsi que les stations de Zarzis, Médenine, Jerba et Zammour, recueillent respectivement 195 mm, 184 mm, 167 mm, et 123 mm. Ces volumes d'eau précipitée représentent entre 70 et 100 % de la normale annuelle et entre 5 à 10 fois la normale du mois de novembre. Il est également important de noter que la probabilité d'occurrence des pluies d'intensité 50 mm/j est de 2 à 3 ans dans la plupart des stations du sud-est tunisien. La période de retour se prolonge à plus que 20 ans pour la tranche quotidienne de 100 mm (Abderrahmen, 2009).

Cependant, et en dépit des importantes quantités d'eau précipitées, cet épisode pluvieux est déterminé par des averses d'intensités horaires plus ou moins faibles à modérées dans la plupart des stations. Le hyétogramme relatif à la station installée dans un Jesr (singulier de Jessour) à Zammour montre que l'intensité n'a pas dépassé 13,5 mm/h (fig. 3). Les pluies les plus intenses ont été observées entre 18 h et 20 h le 11 novembre 2017.

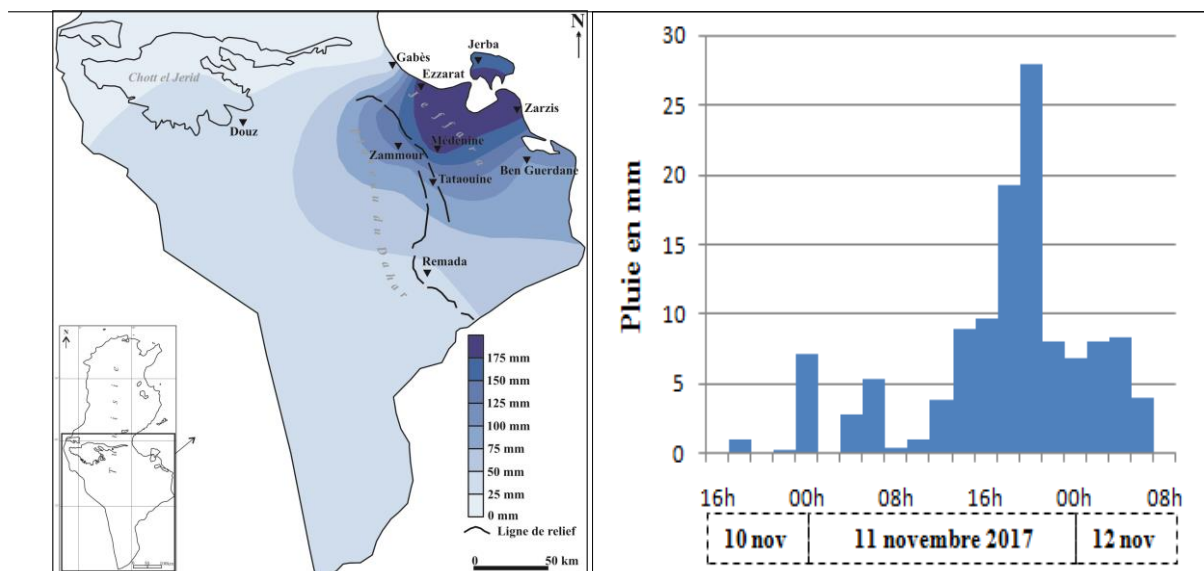


Figure 3. À gauche : cumul pluviométrique des 10 et 11 novembre 2017. À droite : structure de l'événement pluvieux du 11 novembre 2017 à Zammour (pas de temps 2 h).

2. Impacts de l'événement pluviométrique sur les Jessour

Des observations de terrain ont été menées dans le sous bassin de *Chaabet el Fougania*, quelques jours après ces pluies, pour reconnaître leurs effets sur les Jessour. Ces observations ont intéressé 61 Jessour.

2.1. Contexte général du sous bassin de *Chaabet el Fougania*

Ce sous bassin couvre une superficie de 1,3 km². C'est l'un des affluents de l'amont vallée d'oued Zammour qui coule en direction de l'Ouest en disséquant la surface du plateau. Jusqu'à sa confluence avec Oued Zammour, sa longueur ne dépasse pas 2,1 km. La pente longitudinale forte au départ (17 %) chute rapidement à des valeurs avoisinant 5 %, puis devient très faible près de l'exutoire (0,5 %). Sur les versants, où prennent naissance une multitude de ravins affluents de *Chaabet el Fougania*, les valeurs des pentes varient entre 5 et 22 %. Au niveau de ces versants affleurent des couches géologiques (Cénomaniens) sous la forme d'alternances de bancs d'argile, de marne, de gypse et de calcaire. Au cours des différentes périodes du Quaternaire, ce sous bassin était le siège d'importantes accumulations de sable fin éolien partiellement reprises par le ruissellement et façonnées en glacis et terrasses. C'est l'importance de ces dépôts de sables fins qui explique la densité des aménagements hydro-agricoles en Jessour dans ce sous bassin. Les sables fins constituent le stock sédimentaire qui, repris par le ruissellement et piégés derrière les petits barrages des Jessour, forme les sols cultivables des parcelles.

2.2. Répartition des Jessour et analyse des dégâts observés

Les 61 Jessour observés sont répartis sur l'ensemble du sous bassin. La majeure partie de ces ouvrages (40 Jessour) prennent place en barrant des ravins latéraux par rapport à l'axe de l'écoulement principal sur les pentes fortes. Les 21 autres Jessour prennent une position longitudinale, où les pentes sont plus modérées.

Les observations montrent que 52 Jessour, soit 85 % des ouvrages observés, ont été plus ou moins touchés par les effets du ruissellement généré par les pluies et 9 Jessour seulement (15 %) n'ont pas été touchés. 21 Jessour (35 %) ont été gravement touchés et sont devenus non-fonctionnels, c'est-à-dire qu'ils ne sont plus capables de jouer leur rôle de rétention partielle de

l'eau et des sédiments. Les processus d'atteinte aux différents ouvrages et les manifestations de la dégradation sont multiples.

La destruction partielle ou totale des tabias, petites digues barrant les ravins, construites en terre et renforcées à leur base par des rangées de pierres sèches, et des déversoirs est un phénomène presque généralisé. Mis-à-part les 9 Jessour qui ont résisté, dont le Jesr dans lequel a été installée l'une des stations météorologiques et de mesure de l'humidité (fig. 4), les autres Jessour ont vu l'ouverture de brèches dans leurs tabias et la destruction de leurs déversoirs par démantèlement des culées de pierres sèches destinées à son renforcement ou par incision linéaire transformant le déversoir en rigole. Ce dernier aspect a été, dans la plupart des observations, aggravé par la prolifération de petits ravins grignotant, par érosion régressive, la surface cultivable de la parcelle et conduisant au déchaussement des arbres plantés (fig. 5). Il importe de noter que plusieurs facteurs interviennent dans la fragilisation des tabias avant qu'elles ne soient partiellement détruites par les effets des pluies. Parmi ces facteurs, on cite leur confection à l'aide d'engins mécaniques, pratique presque généralisée dans les travaux d'entretien des Jessour détruits. L'absence de compactage de ces digues en terre les rend vulnérables à l'action du ruissellement qui se développe dès les premières pluies griffant l'avant et le revers des tabias.

Les dégâts qui ont touché les Jessour s'observent également par endroits sous la forme de colmatage partiel des surfaces cultivables. En effet, les déversoirs transformés en rigoles puis en ravins permettent le transit d'importantes quantités de sédiments que le ruissellement étale sur les surfaces cultivables des Jessour situés en aval en formant des petits cônes alluviaux (fig. 6). Ce phénomène a touché la moitié des Jessour observés. L'épaisseur de ces accumulations peut atteindre trois à quatre décimètres. Cela porte la surface du Jesr au même niveau topographique que le déversoir ce qui réduit à néant la rétention de l'eau et favorise un écoulement important capable d'exercer un sapement latéral aux dépens de la tabia et du déversoir.

La suffosion constitue un processus qui entraîne le dysfonctionnement des Jessour bien qu'elle soit un processus très localisé. Son fonctionnement est très lié aux conditions morpho-lithologiques spécifiques ainsi qu'à la manière de conception et de confection du Jesr. Dans le cas repéré, les sables fins piégés par la tabia sont riches en gypse provenant des affleurements cénomaniens sur le versant. L'ouvrage est conçu pour une rétention totale. La stagnation d'une grande quantité d'eau derrière la tabia favorise l'infiltration qui dissout le gypse en créant des « poches » souterraines évoluant en trous de suffosion affectant la surface cultivable et mettant en porte-à-faux une partie de la tabia qui s'apprête à céder.

Les différents processus et manifestations des dégâts en rapports avec les pluies du 11 novembre 2017 ont affecté surtout les Jessour occupant une position latérale par rapport à l'axe principal de l'écoulement. Ce constat s'explique en premier lieu par l'effet de la pente plus importante que celle caractérisant les Jessour longitudinaux.



Figure 4. À gauche : Vue générale vers le nord-est du sous bassin de *Chaabet el Fougania* ; À droite : station installée dans un Jessour à tabia confectionnée manuellement, ce qui lui a permis de résister aux fortes pluies.



Figure 5. Echantre ouverte dans une tabia, prolifération du ravinement dans la surface d'un Jesr et déchaussement des implantations.



Figure 6. Alluvions colmatant partiellement la surface d'un Jesr et culée de pierres sèches démolie par le ruissellement détruisant le déversoir.

Conclusion

Suite à ces importantes pluies, plusieurs Jessour ont été endommagés surtout ceux confectionnés de manière mécanique. Cette analyse pose de nouveau la question de l'entretien et du perfectionnement de la confection de ces ouvrages hydro-agricoles traditionnels après les observations de Bonvallet en 1979 et le travail de Chahbani en 1990. Le volet patrimonial du projet Jessour a parmi ses objectifs d'élaborer une typologie de ces ouvrages et de passer, par une étude morphométrique de leurs composantes, de l'empirisme à la modélisation de leur dimensionnement optimal afin de faire face, avec plus d'efficacité, à ces événements pluviométriques exceptionnels. Ceci permettra aux Jessour de continuer à jouer leur rôle dans le développement durable dans ce domaine aride (Ben Ouezdou, 2000) ainsi que dans l'atténuation des risques liés aux inondations.

Bibliographie

- Abderrahmen A., 2009. *Les intensités des pluies dans la Tunisie orientale*. Thèse de doctorat, Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, 310 p.
- Ben Fraj T., Abderrahmen A., Ben Ouezdou H., Reynard E., Milano M., Calianno M., Fallot J.-M., 2016. Les Jessour dans le Sud-est tunisien : un système hydro-agricole ancestral dans un milieu aride. *Actes du XXIXe de l'Association Internationale de Climatologie*, Besançon, p 193-198.
- 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), p 45-54.
- 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** (3), p 233-249.
- Chahbani B., 1990. Contribution à l'étude de la destruction des Jessour dans le sud tunisien. *Revue des Régions Arides*, **1**, p 137-172.
- El Melki T., 2014. *Climatologie dynamique de la Tunisie*. Pub. Université de Manouba, FLAH, 438 p.
- Henia L. et El Melki T., 2000. Circulation de « retour d'Est » et pluies diluviennes sur la Tunisie orientale. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **vol 13**, p 120-127.

CLIMAT ET TOURISME ALTERNATIF DANS LE NORD-OUEST DE LA TUNISIE

HLAOUI Z.¹, HENIA L.² et ALOUANE T.³

¹ Université de Tunis, Faculté des Sciences Humaines et Sociales, zouhaierhlaoui@yahoo.fr

² Université de Tunis, Faculté des Sciences Humaines et Sociales, latifahenia@yahoo.fr

³ Université de Sousse, Faculté des Sciences Humaines et Sociales, alouane_tahar@yahoo.fr

Résumé : *Le Nord-ouest de la Tunisie est resté à l'écart du tourisme, pourtant, il dispose d'une riche palette de produits touristiques qui se démarquent des produits de masse tel que le balnéaire. Le climat est une composante principale du choix de la destination et de la programmation de l'activité touristique. Dans ce papier nous essayons de caractériser le climat touristique de cette région, d'abord à travers l'étude de la fréquence et du régime des phénomènes atmosphériques contraignants pour les activités de plein air, ensuite à travers l'étude du niveau de confort climatique défini par un indice développé pour le climat de la Tunisie.*

Mots-Clés : *Climat touristique, tourisme alternatif, indice de confort, Nord-ouest, Tunisie*

Abstract: *The north-west of Tunisia has remained away from tourism, yet it has some rich tourism products that stand out from mass products such as seaside. The climate is a main component of the destination choice and the programming of the tourist activity. In this paper we try to characterize the tourist climate of this region, firstly by the study of the frequency and the regime of atmospheric phenomena binding for outdoor activities, then by the study of the climatic comfort. defined by a comfort index developed for the Tunisian climate.*

Keywords: *Tourism climate, alternative tourism, comfort index, North West, Tunisia*

Introduction

La Tunisie est une destination touristique à succès sur la marge sud de la Méditerranée, depuis des décennies. Il s'agit en fait d'un tourisme de masse, essentiellement axé sur la plage et le soleil qui a montré très tôt ses limites. Aujourd'hui, le secteur tente de trouver des alternatives (Hénia L. et Alouane T., 2007). Le Nord-Ouest de la Tunisie, économiquement, l'une des régions les moins avancées du pays, restée à l'écart du tourisme, dispose en fait d'une riche palette de produits touristiques qui se démarquent des produits de masse tel que le balnéaire. La nouvelle stratégie du secteur est de développer le tourisme alternatif, notamment dans les régions intérieures du pays et plus particulièrement dans le Nord-Ouest (une destination culturelle et écologique de valeur), en mettant à contribution, la richesse paysagère de la région (les montagnes, les paysages forestiers, les paysages de l'eau...), le patrimoine historique et culturelle très riche (les nombreux sites archéologiques, la route du marbre, la route des artisans...) et écologique (les réserves naturelles...). Le climat est l'une des composantes principales du choix de la destination, de l'activité touristique et de sa programmation dans le temps et dans l'espace. Une enquête menée, dans le cadre du projet euro-méditerranéen « CLIMRUN Project : Climate Local Information in the Mediterranean region: Responding to User Needs » de la commission Européenne (CLIMRUN, 2014), auprès des acteurs du secteur touristique tunisien, pour connaître leurs besoins en matière de services climatologiques, a montré leur intérêt porté à la connaissance du climat touristique de cette région et plus particulièrement à une sorte de calendrier pour les ambiances climatiques favorables aux activités touristiques alternatives dans les Nord-Ouest. Dans ce papier, nous essayons de répondre à ce besoin.

1. Données et méthode d'approche

1.1. Données

Pour ce faire, nous considérons quatre stations (Tabarka, Jendouba, Thala et Siliana) assez représentatives de différents topo-climats de la région (fig. 1). Tabarka est une station de plaine littorale. Thala est une station de montagne intérieure (1050 m d'altitude), Jendouba est dans un bassin intra-tellien (143 m d'altitude) et Siliana est une station de plateau intérieur (431 m d'altitude).

Pour ces stations, nous retenons les données de la température, du vent, de l'humidité relative, de la pluie et de l'ensoleillement et ce, à l'échelle trihoraire de 6 h à 21 h et pour une période de 10 ans (2001-2010).

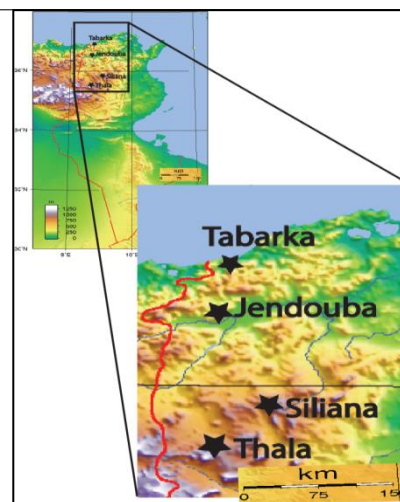


Figure 1. Carte de localisation

1.2. Méthode d'approche

Nous traitons d'abord, selon une approche analytique, les phénomènes atmosphériques contraignants pour les activités de plein air dans la région (Alouane T., 2002). Il s'agit de la pluie, des vents forts, des excès de la température et de l'humidité de l'air, ceci à côté du taux d'ensoleillement. L'ensoleillement est un paramètre d'agrément qui a un effet important dans la sensation du confort climatique. Pour exprimer la contrainte du froid et vu l'importance du vent dans la région, nous avons opté pour l'indice de *Steadman* (Steadman R.G., 2001) qui associe la température et la vitesse du vent et qui est de la forme suivante :

$$Te = 1,41 - 1,162 * v + 0,98 * t + 0,0124 * v^2 + 0,0185 * v * t$$

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

Pour exprimer la contrainte des très fortes températures nous avons utilisé l'indice THI de Thom (Température Humidity Index,) (Thom, E. C., 1959), vu qu'en été c'est l'humidité de l'air plus que le vent qui influence la sensation de la température dans la région.

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

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

Cette approche analytique se justifie par le fait, qu'une activité touristique de plein air peut être sensible à l'un de ces phénomènes et non pas à l'autre.

Nous essayons ensuite d'étudier le niveau de confort du climat en se référant à un indice de confort climatique (ICT) élaboré pour le climat de la Tunisie dans le cadre du projet de recherche CLIM-RUN sur les services climatologiques pour le tourisme tunisien. Une enquête par questionnaire menée auprès de touristes a permis d'avoir leurs exigences climatiques. L'indice (ICT) dont la valeur est la somme des valeurs des cinq indices relatifs aux paramètres climatiques déterminants de l'ambiance climato-touristique est de la forme :

$$ICT = iT + iH + iS + iV + iP$$

Avec : iT = indice de la température, iH = indice de l'humidité de l'air (humidité relative), iS = indice de l'ensoleillement, iV = indice du vent (vent de sable ou vent fort), iP = indice de la pluie.

Les indices « i » prennent des valeurs codées de 0 défavorable, 2 sans impact, ou 4 favorable (Hénia L. et al., 2014)

A noter que nous n'avons pas retenu la neige comme phénomène véritablement contraignant et ce pour deux raisons, d'abord elle est peu fréquente et éphémère. C'est uniquement sur les sommets de la Kroumirie (Ain Drahem, El Feija) que nous enregistrons en moyenne 7 à 8 jours de neige par an. Ailleurs dans la région, c'est 0,5 à 1 jour de neige par an.



Figure 2. Neige du 30 et 31 décembre 2014 à Ain Drahem

(Source : <http://www.kapitalis.com>)

Ensuite, comme dans le reste de la Tunisie, la neige reste un phénomène très exceptionnel, l'avènement la neige dans le Nord-Ouest est une curiosité pour les Tunisiens, qui affluent en bon nombre pour contempler les paysages forestiers sous la neige (Fig. 2).

2. Résultats

2.1 : Phénomènes atmosphériques contraignants : fréquence variable selon les topo climats

La région du Nord-ouest se caractérise par le relief le plus accidenté de la Tunisie. Il juxtapose les djebels, les plateaux les petites plaines et les bassins. Les axes de relief sont, en outre, orientés sud-ouest/ nord-est perpendiculairement à la trajectoire des flux humides de la Méditerranée occidentale, ce qui multiplie les situations d'abri et d'exposition. Ces caractéristiques de la topographie sont à l'origine d'une diversité de topo climats qui ont en commun le caractère méditerranéen mais qui divergent au niveau de la fréquence et de l'intensité des phénomènes atmosphériques contraignants pour l'activité touristique de plein air, en l'occurrence le vent fort, la pluie, l'ensoleillement, l'excès de froid ou de chaleur et l'humidité de l'air.

2.1.1 La contrainte du vent fort

La contrainte du vent fort est assez fréquente dans la région, mais elle est de loin plus présente à Thala (site continental à 1050 m d'altitude) que dans les autres stations. Thala enregistre en moyenne 118 jours par an de vent fort ($5\text{m/s} \leq V < 8\text{m/s}$) et 43 jours de vent violent ($V \geq 8\text{m/s}$). Le phénomène reste assez fréquent aussi à Tabarka (situation de plaine côtière bien ouverte sur la mer), avec 52 jours par an de vent fort et 7 jours de vent violent. Il est beaucoup moins présent à Siliana qui connaît une vingtaine de jours de vent fort et un à deux jours de vent violent/an. Jendouba avec sa situation de bassin, est celle qui connaît la plus faible fréquence des vents forts à violents (9 jours par an en moyenne). La figure 3 laisse apparaître aussi des nuances au niveau du régime mensuel du vent. A Thala le vent fort est omniprésent pour tous les mois avec un maximum de fréquence de novembre à mai (60 à 70% des relevés tri-horaires du vent y sont dans la catégorie de vent fort à violent). Le même régime presque s'observe à Tabarka, mais avec une moindre fréquence. A Siliana et Jendouba le maximum de fréquence du vent fort à violent se situe entre les mois d'avril et d'août.

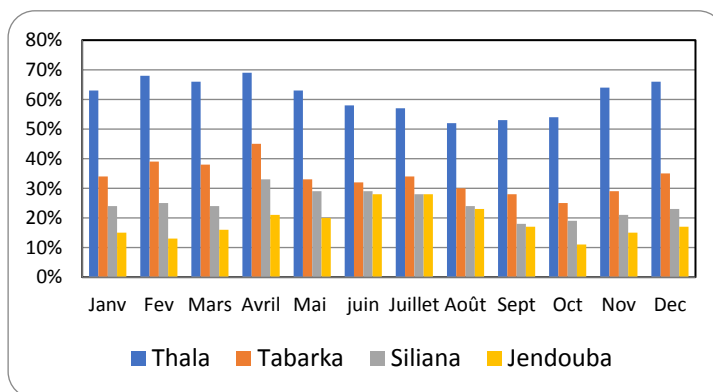


Figure 3. Fréquences mensuelles des relevés trihoraires (de 6 h à 21 h) des vents forts (5-8 m/s) à violent (>8m/s)

2.1.2 La contrainte pluie

La contrainte pluie est la plus fréquente à Tabarka (56 jours avec pluie =>5mm /jour), une station à climat humide (1050 mm/an) du fait de sa bonne exposition aux flux pluvieux de la Méditerranée. Pour les trois autres stations cette contrainte se produit, en moyenne, dans 25 à 30 jours/an. Le régime est comparable pour les quatre stations avec un minimum de fréquence de jours de pluie => à 5 mm (0 à 1 jour /mois) en été. Le maximum (10 jours/mois) se situe en novembre, décembre et janvier pour Tabarka. A Thala il ne dépasse pas 3 jours par mois et se situe aux mois allant de septembre à janvier. A Jendouba, c'est l'hiver qui enregistre 4 à 5 jours de pluie => 5 mm /mois ; viennent ensuite les mois de l'automne et du printemps avec en moyenne 2 jours. A Siliana, le maximum (4 jours) est enregistré en septembre, décembre et janvier.

2.1.3 L'enseillement

Pour les mêmes raisons évoquées pour la contrainte pluie, le nombre de jours à faible ensoleillement (< 20% de la durée du jour) est plus fréquent à Tabarka (65 jours en moyenne par an) que dans les autres stations (55, 53 et 51 jours /an respectivement à Thala, Siliana et Jendouba). Cependant le climat est bien ensoleillé, en effet, le faible ensoleillement affecte uniquement un à deux jours par mois en moyenne, en été et entre 5 et 7 jours /mois pour les saisons intermédiaires et un jour sur deux à un jour sur trois pour les mois de l'hiver.

2.1.4 Les températures excessives

Ce type de contrainte existe dans toutes les stations mais avec des différences au niveau de la fréquence et du régime. Le froid est beaucoup plus présent à Thala que dans les autres stations, les températures très froides à glaciales sont dominantes dans cette station, du mois de novembre au mois d'avril soit sur six mois. Le maximum de fréquence se situe au cours des trois mois de l'hiver, où 72 % à 76% des relevés trihoraires sont dans les catégories très froides à glaciales. Des températures très froides peuvent s'observer, avec une faible fréquence en mai et en octobre (fig.4.a).

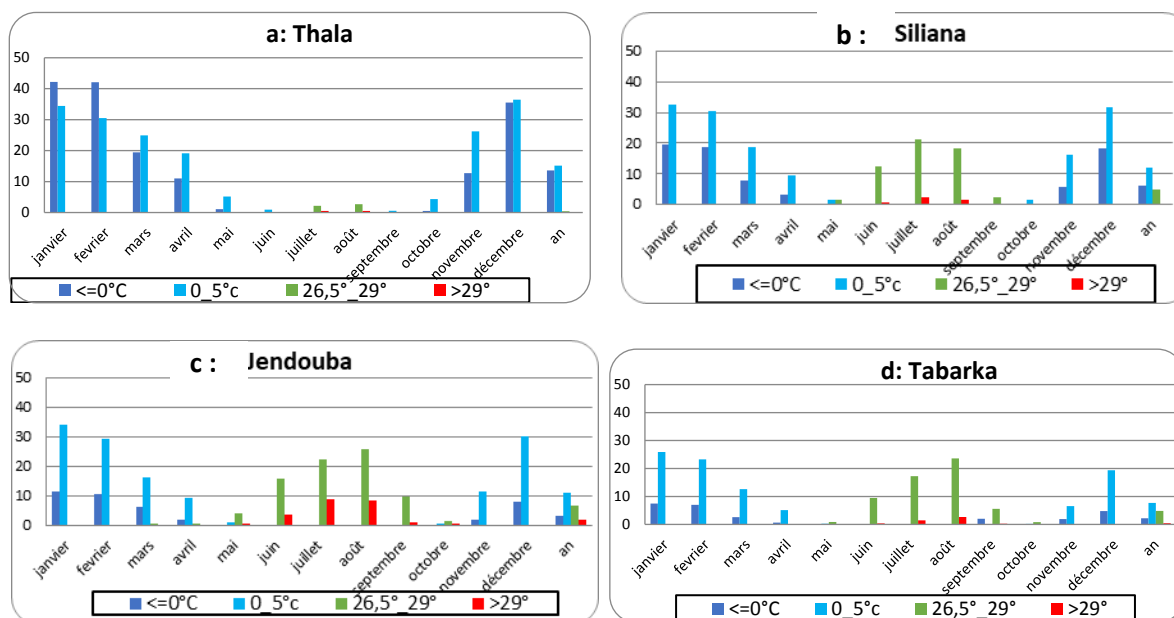


Figure 4. Fréquence des relevés tri hoaires (en % du nombre total des relevés) de températures très froides ($0 < T_e < 5$) à glaciales ($T_e < 0$) et très chaudes ($26,5^\circ < T_{HI} < 29^\circ$) à torrides ($T_{HI} > 29^\circ$). a : Thala ; b : Siliana ; c : Jendouba ; d : Tabarka

Cette contrainte est assez présente aussi à Siliana, station de plateau continental, où 50 % à 55 % des relevées des mois de l'hiver sont à caractère très froid à glacial (fig.4.b). La fréquence des températures glaciales diminue à Jendouba, mais la contrainte des températures très froides est dominante en hiver et apparaît avec une faible fréquence au printemps et à la fin de l'automne (fig.4.c). A Tabarka, baignée par l'influence de la Méditerranée, la température glaciale se limite aux mois de l'hiver avec 5 % à 7 % des relevées trihoraires. Les températures très froides sont plus présentes et débutent à la fin de l'automne et se terminent en avril (fig.4.d). Le nombre des mois sans froid est de 2 à Thala (juillet et août), de 4 mois à Siliana (de juin à septembre), de 5 mois à Jendouba, de juin à octobre, (Alouane., Ben Boubaker H et Hénia L., 2011) et de 6 mois à Tabarka (Ben Boubaker H., 2010).

2.1.5 Les températures très chaudes à torrides

Exprimées par l'indice THI, elles sont presque absentes à Thala (moins de 0,5%/an, des relevées pour les deux catégories réunies). C'est l'effet de l'altitude. La fréquence la plus forte est enregistrée à Jendouba avec 7% /an de relevées trihoraires à caractère très chaud et 2% à caractère torride. Le froid est donc plus présent dans la région que la forte chaleur. Ceci s'explique par sa position en latitude et les caractéristiques de sa topographie.

2.1.6 La contrainte sécheresse de l'air excessive

La contrainte liée à la sécheresse excessive de l'air est faiblement présentée dans la région, 2% à 7 % uniquement des relevées trihoraires de l'humidité relative sont d'un niveau $\leq 20\%$. Ceci s'explique par la position géographique de la région en contact avec la Méditerranée et moins ouverte vers le sud aux influences sahariennes. Plus présente est la contrainte liée à la forte humidité. Le taux d'humidité relative $\Rightarrow 80\%$ est enregistré dans 39% (Tabarka) à 26 % (Thala) des relevées trihoraires.

2.2. Les ambiances climato touristiques : une dominance des ambiances confortables et une variété des nuances

A l'échelle annuelle, l'ambiance climatique est dans 70 % à 80% des jours favorable à très favorable aux activités de plein air à Jendouba, Siliana et Tabarka. La fréquence du confort climatique est moins présente (65% /an des jours) à Thala à cause surtout du vent et du froid hivernal (Ben Boubaker H., 2011). Nous considérons que la journée est très favorable s'il n'y a aucun phénomène contraignant qui empêche totalement l'activité touristique (comme une forte pluie par exemple) et que toutes les valeurs trihoraires de l'ICT sont dans la catégorie favorable à très favorable. Une journée est considérée comme favorable si au moins trois ICT trihoraires successifs sont favorables à très favorables.

La figure 5 laisse apparaître des nuances au niveau du régime saisonnier du confort. A Thala, l'été est la saison la plus confortable par contre l'hiver est particulièrement inconfortable. L'été à Thala est même plus confortable que dans les stations littorales, l'altitude lui confère des températures plus modérées et avec la continentalité une humidité de l'air moins élevée (Sabba S., Ben Boubaker H. et Alouane T., 2011). A Jendouba, le maximum de confort est enregistré pendant les saisons intermédiaires. Le niveau du confort diminue en été à cause de la chaleur. A Tabarka, au bord de la mer, l'été est plus confortable qu'à Jendouba.

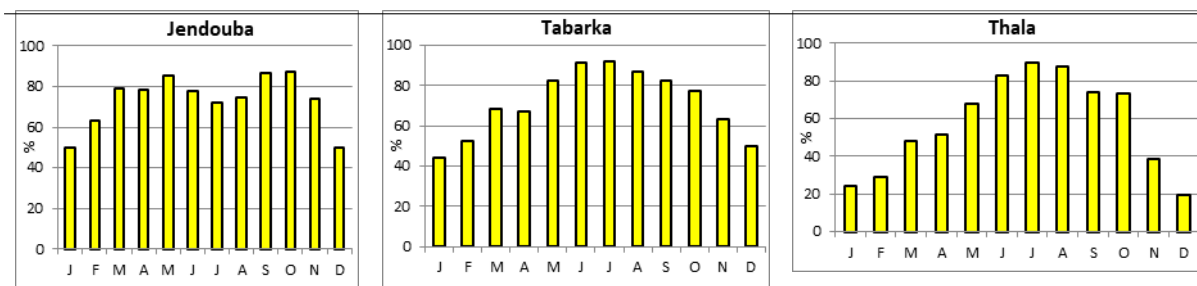


Figure 5. Fréquences des jours (% du total des jours du mois) à ambiance climatique favorable à très favorables aux activités touristiques de plein air, selon l'indice ICT

L'hiver est donc partout la saison la moins confortable. C'est la saison du maximum de fréquence des perturbations méditerranéennes, dans la région. Le temps y est très changeant avec des vents fréquents de la pluie et des basses températures. Les saisons intermédiaires sont particulièrement favorables dans les bassins et plaines intérieures comme Jendouba. Dans les plaines littorales (Tabarka), c'est l'été, saison de répit, pour les perturbations de la Méditerranée qui est la plus confortable.

Conclusion

Le climat du Nord-ouest de la Tunisie est assez confortable avec une variété des nuances saisonnières et spatiales qui peuvent être exploitées pour la diversification des produits touristiques. Il est à noter cependant que les résultats de notre étude peuvent être approfondis en tenant compte des exigences climatiques des touristes selon leur pays d'origine. Il va sans dire, en effet, qu'un touriste venant d'un pays froid est moins sensible aux basses températures qu'un touriste maghrébin.

Références bibliographiques

- Alouane T., 2002. *Les ambiances climatiques dans les principales régions touristiques de la Tunisie*, thèse de doctorat (en arabe), Université de Tunis, FSHS, 470 p
- Alouane T, Ben Boubaker H et Hénia L., 2011. Contraintes bio thermiques dans un topoclimat de vallée en Tunisie tellienne, Actes du XXIVème colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Rovereto (Italie) 33-38.
- Ben Boubaker H., 2010. Les paroxysmes climato-thermiques en Tunisie : approche méthodologique et étude de cas. *Climatologie*, **7**, 56-87.
- Ben Boubaker H., 2011. Les vagues de froid en Tunisie. *Géographie et développement*, **19**, 27p.
- CLIM-RUN., 2014. www.climrun.eu.
- Hénia L. et Alouane T., 2007. *Le potentiel climato-touristique de la Tunisie*, Actes du XXème colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Carthage (Tunisie). 27-33.
- Hénia L., Alouane T., Hlaoui Z., 2014. Le climat touristique de la Tunisie et le changement climatique, Actes du XXVIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Dijon (France).632-638.
- Sabba S., Ben Boubaker H. et Alouane T., 2011. Les montagnes méditerranéennes, refuges de confort biothermique en saison estivale : exemple des montagnes tuniso-algeriennes, Actes du XXIVème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Rovereto (Italie), 552-530.
- Steadman R.G., 2001. La limite inférieure de la température apparente : élaboration d'une échelle fiable pour le refroidissement éolien : climat et santé. *Cahiers de bioclimatologie et de biométéorologie humaine*, 51-62.
- Thom E. C., 1959. The discomfort index. *Weatherwise* 12, 57-59.

APPORT DE LA DENDROCLIMATOLOGIE DANS L'ANALYSE DES TENDANCES PLUVIOMETRIQUES SECLAIRES DU RIF OCCIDENTAL MAROCAIN

ILMEN R.¹ et HANCHANE M.²

¹Département Hydraulique, Environnement et Climat (HEC), Ecole Hassania des Travaux Publics (EHTP) Km 7, Route d'El Jadida, BP. 8108- Casablanca- Maroc, ilmenrachid@gmail.com

²Département de Géographie, Laboratoire Etudes Urbaines, FLSH Dhar Mehraz Fès (USMBA-Fès), mohamed.hanchane@usmba.ac.ma

Résumé : La présente communication est fondée sur des données dendrologiques (données proxy), relatives à la croissance des cernes du cèdre de l'Atlas (*Cedrus Atlantica* (Endl.)) dans le Rif Occidental marocain (forêt du Parc National de Talassemtane, Chefchaouen), qui fournissent des séries temporelles significativement longues, datant du 15^{ème} siècle, et retracent l'histoire climatique récente du Maroc. Elles seront mises en relation avec les données pluviométriques séculaires de la station de Jbel Outka qui reflètent assez fortement les conditions pluviométriques passées du cèdre de l'Atlas de la forêt de Chefchaouen. Des tests de corrélation entre les données proxy dendrologiques et les mesures pluviométriques sont déployés afin de vérifier des hypothèses de causalité entre les deux variables climatiques.

Mots clés : Dendroclimatologie ; Proxy, Pluviométrie annuelle, Rif Occidental

Abstract: Contribution of dendroclimatology in the analysis of secular pluviometric trends of the Moroccan Western Rif : This paper is based on dendrological data (proxy data) on the growth of Atlas cedar rings (*Cedrus Atlantica* (Endl.)) in the Moroccan Western Rif (Talassemtane National Park Forest, Chefchaouen), which provide significantly long time series, dating from the 15th century, and trace the recent climatic history of Morocco. They will be related to the secular rainfall data from the Jbel Outka station, which reflect fairly strongly the past rainfall conditions of the atlas cedar located in Chefchaouen Forest. Correlation tests between the dendrological proxy data and the rainfall measurements are deployed in order to verify hypotheses of causality between the two climatic variables.

Keywords: Dendroclimatology, Proxy, annual pluviometric, Western Rif

Introduction

Au Maroc, la sécheresse dans les régions montagneuses est souvent ignorée et les canicules de la décennie quatre-vingts du siècle dernier nous rappellent que ces zones ne sont pas épargnées par des déficits en eau importants, notamment pendant la saison estivale. Néanmoins, au Maroc l'influence de l'ONA sur la pluviométrie se trouve affaiblie vers l'intérieur du pays par la barrière de l'Atlas. Cet impact est principalement limité aux régions situées à l'Ouest de cette chaîne montagneuse (Ilmen et al, 2016).

L'objectif est d'établir un modèle de régression simple entre la pluviométrie (variable dépendante) et l'épaisseur des cernes (variable explicative) de cèdre (*Cedrus atlantica*) dans le Rif occidental afin de reconstruire les données pluviométriques passées à partir des données dendrochronologiques de la période 1498-2015. En 1990, Naciri a inventorié les données historiques de la sécheresse au Maroc, elles seront utilisées lors de la discussion des résultats de la présente étude.

1. Matériels et Méthodes

Du fait d'une absence accrue en données pluviométriques au niveau des stations de prélèvement des cernes de cèdre, notre choix a été porté sur la station pluviométrique la plus proche. Elle s'agit de celle de Jbel Outka (34,74°N ; 4,85°W ; altitude : 1530 m). Ce choix est justifié par la disponibilité des données pluviométriques mensuelles qui couvrent une période climatique longue de 40 ans (1961-2000) et sans lacunes. Pour ces raisons, cette station a été

préférée à d'autres qui reflètent mieux les ambiances climatiques du cèdre mais disposant de séries pluviométriques courtes et incomplètes. On présume que ces contraintes en matière de disponibilité de données influenceront, sans doute, les résultats attendus.

Jbel Outka se situe dans le massif numidien du Rif (figure 1). Selon le coefficient d'Emberger, son bioclimat s'étend du subhumide au perhumide à hiver tempéré. Ses étages de végétation, allant du thermo- au supraméditerranéen, sont dominés par quatre espèces de la famille des fagacées : *Quercus suber*, *Quercus rotundifolia*, *Quercus pyrenaica* et *Quercus tauzin*.



Figure 1. Position géographique de la station de Jbel Outka

La méthode de reconstitution des données pluviométriques en fonction de la croissance des cernes est fondée sur un modèle de régression linéaire. En premier lieu, de nombreux modèles ont été testés en utilisant comme variable pluviométrique dépendante, le cumul pluviométrique annuel durant l'année agricole (septembre à août), le cumul pluviométrique durant la saison forestière (février à septembre), le cumul pluviométrique mensuel le long de l'année et les cumuls pluviométriques bi- et trimestriels. Le modèle est choisi en fonction de la significativité du coefficient de corrélation au seuil $\alpha=0.05$, en utilisant la méthode des moindres carrés. Une fois la variable dépendante, la mieux corrélée avec la croissance des cernes, est choisie, on définit un modèle de régression linéaire dans lequel on suppose que la pluviométrie est nulle lorsque l'épaisseur des cernes des arbres est aussi nulle. De ce fait, le modèle linéaire présume une constante nulle et s'écrit sous la forme suivante :

$$P_{ie} = a EC_i + \varepsilon_i$$

où P_{ie} : le cumul pluviométrique d'une période donnée prédit lors d'une année i ; EC_i : épaisseur des cernes mesurée en une année i ; a : la pente de la droite de régression ; ε_i : l'aléa ou l'erreur d'estimation du modèle lors d'une année i (différence entre la valeur P_i observée et P_i estimée).

Dans ce modèle, on suppose que les aléas ε_i suivent la même loi normale $N(0, \sigma^2)$, centrée et d'écart type σ , et sont indépendants. En outre, l'estimateur a de "a" est sans biais et il suit une loi normale $N(a, \sigma_a^2)$. L'écart-type (σ_a) de l'estimateur a de "a" peut également être estimé.

A travers ce modèle, on cherche à vérifier si le coefficient de régression "a" est significativement différent de 0 au seuil α . Le test utilisé est celui de Student. Sachant que pour un risque α , l'intervalle de confiance pour a est : $[a - t_{\alpha} \cdot \sigma_a, a + t_{\alpha} \cdot \sigma_a]$. Le test revient à estimer si $|a|/\sigma_a$ (coefficient estimé sur écart-type estimé) dépasse ou non t_{α} . Généralement, ce test est effectué au risque $\alpha=0.05$, ce qui donne, en utilisant la valeur approchée $t_{0.05} \approx 1.96 \approx 2$. Lorsque ce rapport est inférieur à 2, le coefficient est non significatif au risque 5%, et inversement.

Une fois la pertinence du modèle choisi est vérifiée, on prédit la pluviométrie en fonction des données dendrologiques. Ces données reconstituées ont été confrontées à une base de données sur l'histoire de la sécheresse marocaine qui a été relatée par de nombreux historiens et citée par plusieurs auteurs (Naciri, 1990; Safi, 1990; Karrouk, 2003). Pour ce but, une standardisation des données pluviométriques (IPS : Indice Pluviométrique Standardisé) reconstituées a été réalisée selon la formule suivante :

$$IPS = (P_{ie} - P_{ie,moy}) / \sigma$$

avec P_{ie} : le cumul pluviométrique d'une période choisie et prédit par le modèle sélectionné lors d'une année i ; $P_{ie,moy}$ et σ : sont respectivement le cumul pluviométrique moyen et l'écart-type des cumuls pluviométriques d'une période choisie et prédits par le modèle sélectionné.

La sévérité de la sécheresse est définie selon différentes classes. Les valeurs négatives indiquent une sécheresse par rapport à la période de référence choisie et les positives une situation humide (tableau 1).

Tableau 1. Classification de la sécheresse en fonction des valeurs de l'IPS

Classes de l'IPS	Sévérité de la sécheresse
≤ -2	Sécheresse extrême
$] -2 ; -1]$	Sécheresse forte
$] -1 ; 0 [$	Sécheresse modérée
$[0 ; 1 [$	Humidité modérée
$[1 ; 2 [$	Humidité forte
≥ 2	Humidité extrême

2. Résultats et Discussions

Une série de test de corrélation a été effectuée entre l'épaisseur des cernes du cèdre de l'atlas (variable explicative) et différentes variables pluviométriques (variable à expliquer). Le but est de déterminer la variable pluviométrique dépendante la plus pertinente pour une reconstitution en fonction des données dendrologiques.

Les résultats de corrélation entre différentes variables pluviométriques (station de référence de Jbel Outka :1961-2000) et la croissance des cernes de cèdre montrent une relation positive et significative ($r=0.354$) au seuil $\alpha=0.05$ pour le cumul pluviométrique des mois de Février et Mars.

La pluviométrie de cette période de l'année est fortement corrélée à la pluviométrie enregistrée durant la période allant de Février à Septembre qui correspond à celle de la croissance des arbres du cèdre ($r=0.812$). Cette dernière (contrairement à ce qui a été attendu) ne montre pas de corrélation significative avec l'épaisseur des cernes. Par ailleurs, la reconstitution dendroclimatique des précipitations de la période février-mars en fonction de l'épaisseur des cernes est supposée être un indicateur fiable de l'année pluviométrique favorable à la croissance des arbres (tableau 2). Cette période pluviométrique de transition entre l'hiver et le printemps est connue comme déterminante pour l'accroissement des arbres forestiers tels que le cèdre de l'Atlas.

Tableau 2. Coefficients de corrélation entre l'épaisseur des cernes des arbres du cèdre et les variables pluviométriques les plus significatives.

Variables	Epaisseur Cernes	Cumul de février à mars	Cumul durant l'année civile	Cumul durant l'année agricole	Période de croissance forestière (cumul de février à septembre)
Epaisseur Cernes	1	0,354(**)	0,259	0,297(*)	0,245
Cumul de février à mars	0,354(**)	1	0,541(**)	0,524(**)	0,812 (**)

(*) : Corrélation significative au seuil $\alpha=0.1$; (**) : Corrélation significative au seuil $\alpha=0.05$

Ceci nous a amené à définir le modèle de régression linéaire utilisé pour prédire les précipitations de la période Février-Mars (période de référence 1961-2000) en fonction de la croissance des cernes. Ce modèle est le suivant :

$P_i = 400 * EC$, avec P_i est le cumul pluviométrique (en mm) des mois de février de mars.

La pertinence de ce modèle est vérifiée selon le test de Student. En effet, la valeur du rapport $|a| / \sigma_a$ calculé, égale à 11.5, dépasse la valeur de $t_{\alpha=0.05} (\approx 1.96)$. Ainsi, on peut conclure que la valeur du coefficient de régression "a" est significativement différent de 0.

Le modèle de régression obtenu est présenté sur la figure suivante (figure 2) :

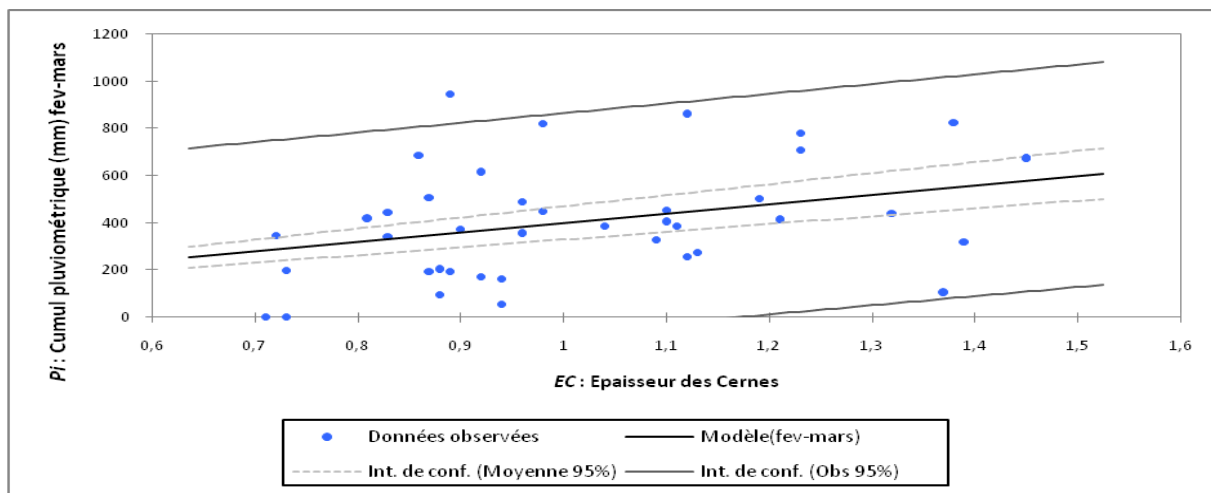


Figure 2. Modèle de régression linéaire entre le cumul pluviométrique de février-mars (P_i : variable dépendante) et l'épaisseur des cernes (EC : variable explicative)

Les pluies standardisées de Février-Mars et la croissance des cernes montrent une tendance significative vers la diminution au seuil $\alpha=0.05$ durant la période 1961-2000 (figure 2).

Les données pluviométriques de la période Février-Mars sont reconstruites, selon le modèle établi, en utilisant les mesures des épaisseurs des cernes qui couvrent la période 1498-2015. Ces données ont été standardisées pour déterminer la sévérité de la sécheresse (tableaux 1 et 2 et figure 3).

L'analyse fait ressortir deux années record qui ont été marquées d'une sécheresse extrême, 1499 et 1553, avec des valeurs respectives de -2.91 et -2.47. Par rapport à ces deux années, les faits historiques indiquent les sécheresses de 1493-1494 et 1552-1553 qui ont marqué certaines régions du Maroc Nord Atlantique. Les sécheresses d'une intensité forte ont marqué les années du 16^{ème} (35 cas) et du 17^{ème} siècle (45 cas). Les faits historiques confirment la persistance des sécheresses de ces deux siècles (Naciri, 1990). Ce niveau de sécheresse réapparaît au cours de ce 21^{ème} siècle, notamment pour les années 2000 (IPS=-1.01), 2003 (IPS=-1.10), 2011 (-1.25) et 2014 (-1.28).

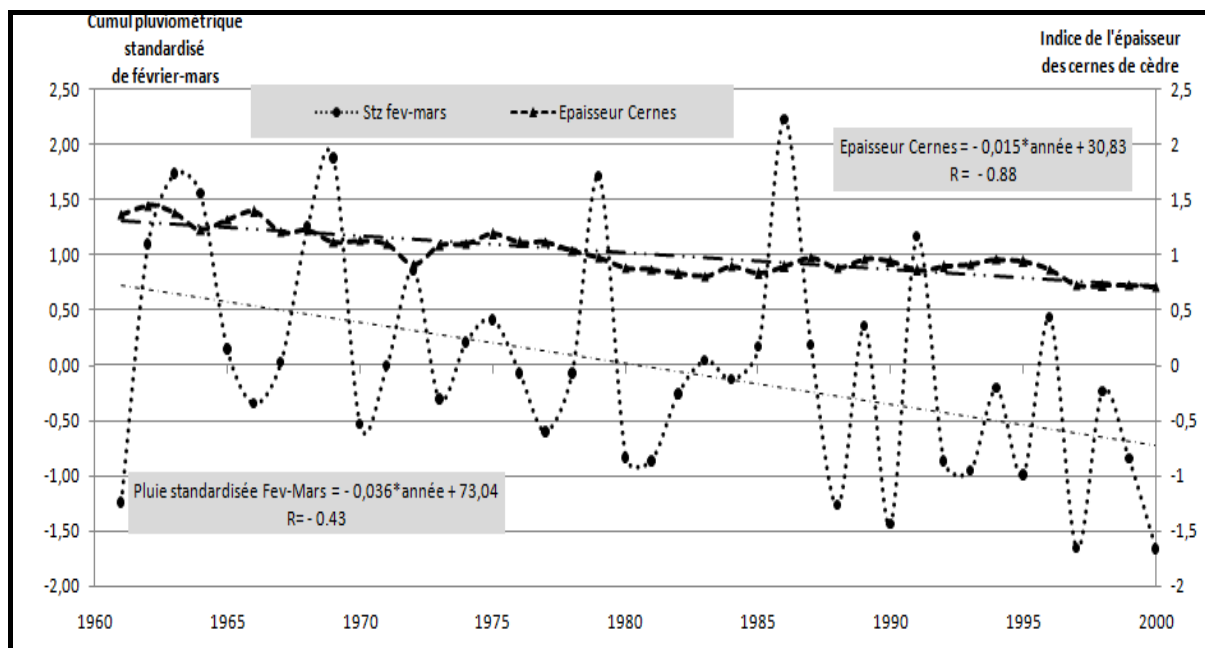


Figure 2. Tendence de l'épaisseur des cernes et du cumul pluviométrique standardisé de février-mars (période de calibration du modèle dendroclimatique : 1961-2000).

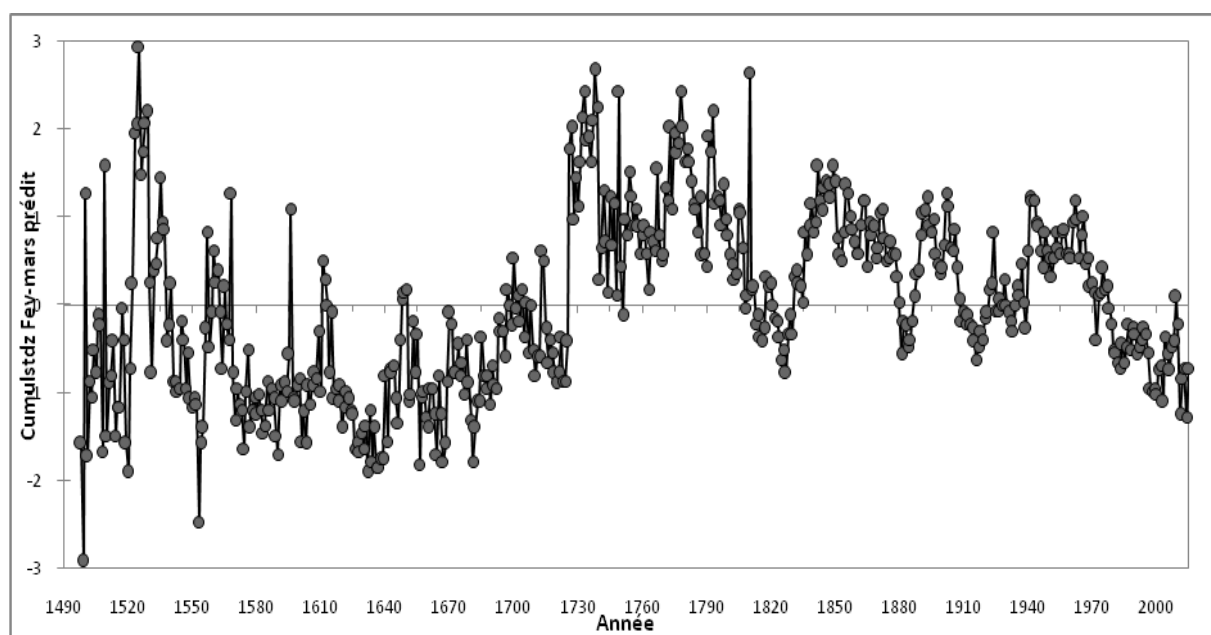
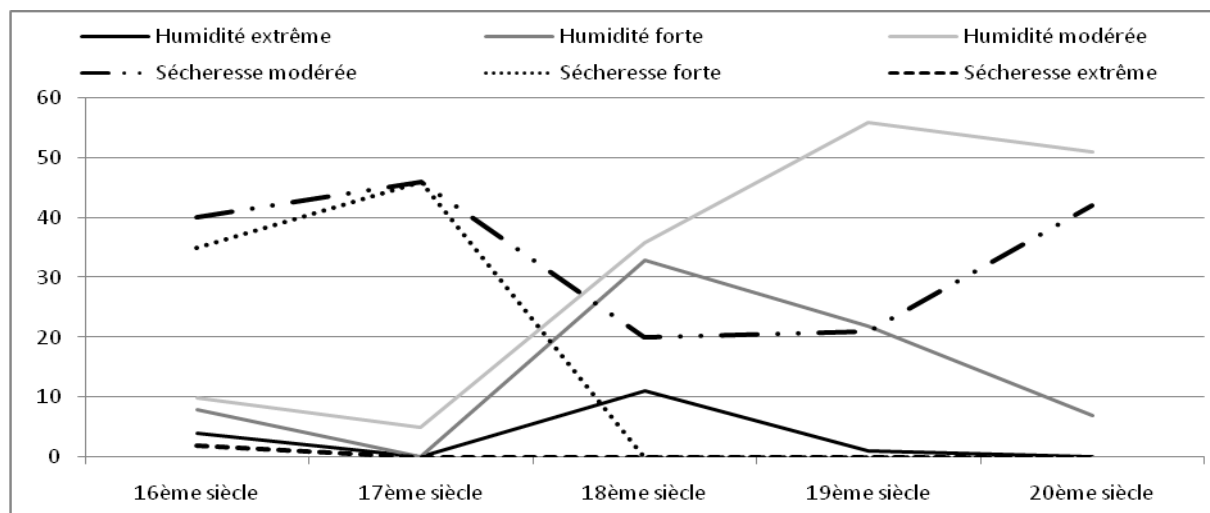


Figure 3. Reconstitution des anomalies pluviométriques standardisées de la période Février-Mars

Les sécheresses modérées ont marqué aussi bien les années du 16^{ème} (40 cas) et du 17^{ème} siècle (46 cas). Le nombre d'années **de sécheresse humide** ont montré une tendance à l'augmentation au cours du siècle dernier (42 cas) par rapport au 18^{ème} (20 cas) et au 19^{ème} (21 cas) siècle, du 20^{ème} et 21^{ème} siècle (11 cas).

On déduit de ces résultats que les années du 18^{ème} et du 19^{ème} siècle ont été surtout marquées par des années humides d'une intensité variable. Les années extrêmement à fortement humides ont marquées le 18^{ème} siècle alors que celles modérées ont caractérisé les deux siècles derniers.

Tableau 3. Sévérité de la sécheresse en nombre d'années par siècle d'après l'IPS février- mars reconstitué.



Conclusion

Les données dendrologiques, relatives à l'épaisseur des cernes (EC) du cèdre de l'Atlas en montagne du Rif central, ont été exploitées pour reconstituer les données pluviométriques. Cette reconstitution a été basée sur un modèle linéaire dans lequel la variable explicative est EC et la variable dépendante est la pluviométrie cumulée pour différentes périodes de l'année. La période de référence choisie est celle de 1961-2000. Le modèle obtenu le plus significatif est celui reliant l'EC au cumul pluviométrique de février-mars qui est fortement corrélé à la pluviométrie dont dépend la croissance forestière.

Les résultats obtenus de reconstruction des précipitations sur la période 1498-2015 ont été standardisés et les degrés de sévérité de la sécheresse durant les cinq siècles derniers. Ces résultats ont été comparés aux informations historiques afférentes à la sécheresse au Maroc. Ces dernières mettent en évidence des sécheresses longues qui ont marqué le pays surtout lors du 16^{ème} et 17^{ème} siècle (Naciri, 1990). Cette présente étude montre, comme cela a été confirmé par Till et Guiot (1990), l'ampleur des anomalies climatiques, en durée et en sévérité, qui coïncident parfaitement avec les épisodes historiques des sécheresses et épidémies des années 1600 et 1700 (figure 3).

D'autant plus, les sécheresses du 19^{ème} siècle et de la première décennie de du 21^{ème} siècle sont prises en compte par le modèle dendroclimatique. L'intensité de celle des années 2000 rappelle la sécheresse enregistrée au 16^{ème} et au 17^{ème} siècle. En revanche, ce modèle sous estime relativement les sécheresses enregistrées au 18^{ème} siècle et au début des années 1940.

Bibliographie

Ilmen R., Benjelloun H., Ouahmane L., Hakkou M., Benghazi M. 2016 . Étude préliminaire des effets de l'Oscillation Nord Atlantique d'hiver sur les cernes du cèdre de l'Atlas, *Cedrus atlantica* (Endl.) Carrière, au Maroc. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la Vie*, **38**, 43-50.

Karrouk M.S. 2003. *Dynamique des climats au Maroc*. Thèse de Doctorat d'Etat. Université Hassan II, FLSH Ben M'Sick (Casablanca). 110 p.

Naciri M., 1990. Calamités naturelles et fatalités historiques. *Revue Sécheresse*, **1**, 11-16. Safi M. 1990. Essai sur l'économie de la sécheresse au Maroc (1493-1986): passé, présent et perspectives. DES en Sciences économiques, Université Mohammed V Rabat. 200 p.

Till C., Guiot J., 1990. Reconstruction of precipitation in Morocco since 1100 A.D. based on *Cedrus atlantica* tree-ring widths. *Quaternary Research*, **33**, 337-351.

ÉVOLUTION OBSERVÉE ET PRÉVUE DE L'ENNEIGEMENT DANS LES PYRÉNÉES

SOUBEYROUX J.-M. ¹, VERFAILLIE D. ², MORIN S. ², CARMAGNOLA C. ², GRIMAL D. ³

¹ Météo-France, Direction de la Climatologie et des Services Climatiques, Toulouse, France, jean-michel.soubeyroux@meteo.fr

² Météo-France, CNRS, CNRM, Centre Etude de la Neige, Grenoble, France, prenom.nom@meteo.fr

³ Météo-France, Direction Interrégionale Sud Ouest, Mérignac, France, didier.grimal@meteo.fr

Résumé : Une analyse de l'évolution observée de l'enneigement dans les Pyrénées et des effets attendus du changement climatique est menée dans le cadre du projet interreg ClimPy, visant au développement de l'observatoire Pyrénéen du Changement climatique (OPCC). Un inventaire des séries de hauteur de neige a été produit et une vingtaine de longues séries (plus de 30 ans) ont été identifiées sur les Pyrénées françaises et andorranes. Une nouvelle méthode de reconstitution des données a été mise au point en s'appuyant sur une configuration spécifique du modèle de neige Crocus, assimilant les observations aux postes et de premiers diagnostics sur l'évolution observée de l'enneigement ont été produits. En climat futur, un ensemble de projections climatiques d'enneigement ont été réalisées à partir des simulations EUROCORDEX, ajustées à partir de la réanalyse SAFRAN et le modèle de neige Crocus sur l'ensemble des Pyrénées. Différents indicateurs ont été utilisés pour caractériser l'évolution des conditions d'enneigement et des sources d'incertitude selon les horizons temporels, les paramètres, les modèles climatiques et les scénarios climatiques.

Mots-clés : Pyrénées, changement climatique, enneigement, observatoire, Projet ClimPy.

Abstract: *The current and predicted snowpack evolutions in the Pyrenees.* An analysis of the current and future evolution of the snowpack in the Pyrenees with climate change has been led in the frame of the Interreg ClimPy project, aiming to the development of the Pyrenean Observatory of Climate change (OPCC). An inventory of snow height data has been achieved and around twenty long daily series (more than 30 years) have been identified. A new method for data estimating has been defined from a specific configuration of the snow model Crocus, using an assimilation function of the snow height observations. First results have been provided on the North western part of the Pyrenees and will be soon extended to the whole massif. A set of snow climate projections have also been provided from the EUROCORDEX ensemble, bias corrected with the SAFRAN reanalysis, forcing the snow model Crocus on the Pyrenees. Several indicators have been built to analyse the evolution of the snow mean conditions and uncertainties according to the time periods, the parameters, the climate models or scenarios.

Keywords: Pyrenees, climate change, snowpack, observatory, ClimPy project.

Introduction

Dans son rapport de 2007, le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) a identifié les zones de montagne comme des espaces particulièrement sensibles aux changements climatiques. Le massif des Pyrénées, montagne la plus méridionale d'Europe couverte par des glaciers et château d'eau des bassins de la Garonne au nord et l'Ebre au Sud, est un territoire particulièrement représentatif des enjeux climatiques majeurs des zones de montagne: biodiversité, activités agropastorales, tourisme, énergie et ressource en eau. L'Observatoire Pyrénéen du Changement Climatique (OPCC), créé en janvier 2010 par la Communauté de Travail des Pyrénées, est une structure transfrontalière unique en Europe, qui vise à comprendre et à suivre les évolutions du climat à l'échelle du massif et à accompagner les mesures d'adaptation. Un premier projet Interreg lancé en 2012, dénommé OPCC, a permis de constituer un socle de connaissance sur le changement climatique en cours dont un jeu d'indicateurs climatiques basé sur une base de données originale de séries homogénéisées de température et précipitation sur le massif (Cuadrat *et al.*, 2014). Cette base de données climatologiques homogénéisées comprenant 57 séries de

température et 114 de précipitation sur la période 1959-2010, a permis d'établir le diagnostic suivant (Deaux *et al.*, 2014) :

- hausse significative du point de vue statistique¹ de +0,2°C par décennie, plus marquée au printemps et en été. Pour l'automne et hiver, cette hausse est plus limitée et n'est pas statistiquement significative.
- baisse du cumul annuel des précipitations de l'ordre de 2,5% par décennie, plus présente sur le versant sud des Pyrénées que sur le versant nord, plus marquée l'hiver et l'été qu'aux saisons intermédiaires mais jamais significative du point de statistique.

Une deuxième phase de projet Interreg a été lancée sur la période 2016-2019 pour consolider et enrichir les diagnostics sur le changement climatique et les impacts dont le projet ClimPy traitant notamment de l'enneigement et des projections climatiques.

Dans le cadre de ce projet, les travaux de Météo-France portent principalement sur deux éléments :

- le traitement des séries locales d'enneigement en particulier dans les Pyrénées Françaises et andorranes et l'analyse des résultats en termes de variabilité et tendance climatique.
- la constitution d'une réanalyse atmosphérique sur l'ensemble de la chaîne dénommée SAFRAN, système de descente d'échelle et d'analyse de surface météorologique régional (Durand *et al.*, 1993), qui fournit des données horaires de température, quantité et phase de précipitations, humidité spécifique, vitesse du vent, et rayonnement de courtes et de grandes longueurs d'ondes, pour différentes régions montagneuses dont les Pyrénées françaises, espagnoles et Andorre. Cette réanalyse disponible depuis 1959 a été améliorée spécifiquement sur la période 1980-2016 afin de préciser le diagnostic sur la période récente mais aussi servir de référence pour la correction des projections climatiques futures sur la chaîne.

Cet article rappelle dans une première partie le constat sur les évolutions climatiques en cours sur les Pyrénées. Il aborde aussi la question de l'enneigement à partir d'un état des lieux des séries d'observation de neige et de leur qualité, présente un outil original de reconstitution des données et apporte de premières réponses sur son évolution. La troisième partie est dédiée à la préparation des projections climatiques et la sélection des indicateurs pour la caractérisation de l'enneigement en climat futur sur les Pyrénées.

1. Données, traitement et diagnostic à partir des séries observées de hauteur de neige

1.1. Inventaire et qualité des séries de hauteur de neige

Les séries de hauteur de neige dans les Pyrénées françaises et andorranes sont issues principalement du réseau nivométéo mis en place dans les années 80 avec des observations quotidiennes de décembre à avril selon l'ouverture des stations de ski. L'inventaire réalisé en 2017 a mis en évidence 104 séries de neige pour la France et l'Andorre mais seulement 24 postes de plus de 30 ans dont 4 de plus de 50 ans. Ces séries culminent à environ 2150 m en Andorre mais ne dépassent pas 1850 m en France. Au total, 20 séries concernent des altitudes supérieures à 1000 m, 7 séries au-dessus de 1500 m et 3 au-dessus de 2000 m. En moyenne, ces séries disposent de 80% de données présentes entre le 1^{er} décembre et le 30 avril avec des faiblesses plus marquées en début et fin de saison.

¹ Test de significativité statistique de Mann Kendall à 95 %

1.2. Reconstitution des hauteurs de neige à partir des simulations Crocus

Le contrôle climatologique des séries de neige est délicat du fait d'une grande variabilité spatiale du paramètre et s'appuie classiquement sur des tests de cohérence interne des séries ; seuils absolus et variation de la hauteur de neige d'un jour à l'autre.

Une méthode de reconstitution des données manquantes a été développée dans le cadre du projet et s'appuie sur une configuration particulière du modèle de neige unidimensionnel multicouches Crocus (Vionnet *et al.*, 2012) assimilant les hauteurs de neige. En l'absence d'observation, les données météorologiques sont fournies par le système d'analyse SAFRAN. Cette méthode qui s'appuie sur 3 jeux de données (série originale, série simulée par SAFRAN/Crocus et la série reconstituée) comme présentée sur la figure 1a, a été évaluée sur 7 longues séries de plus de 20 ans à des altitudes et localisations différentes selon un protocole (suppression de données existantes) visant à mesurer l'incertitude d'estimation en début de saison (avant la première observation) et au cours de la saison. En début de saison, l'erreur dépend de la performance de la simulation Crocus en décembre tandis que l'erreur d'estimation en cours de saison dépend du temps écoulé depuis la dernière observation disponible (voir figure 1b).

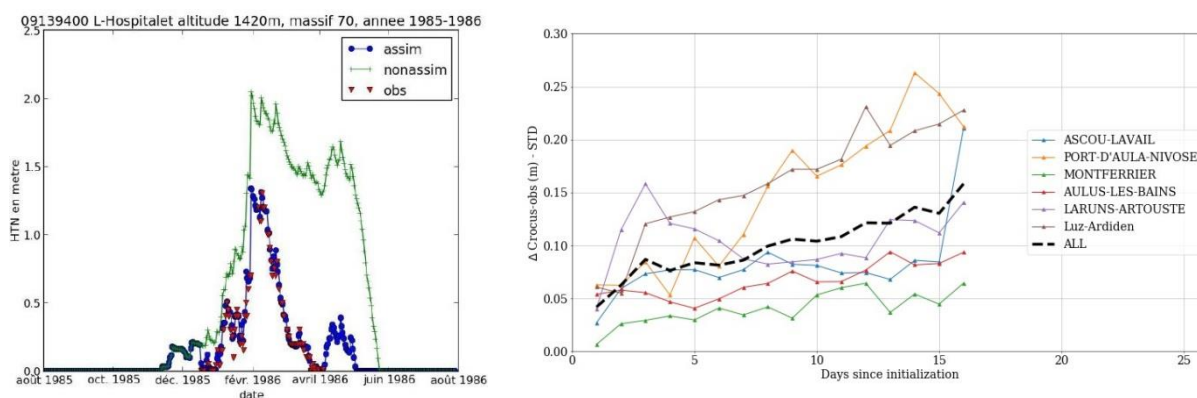


Figure 1. A gauche (figure 1a), les séries préparées pour le poste Hospitalet (hiver 1985-1986) observée en rouge, simulée par le modèle SAFRAN/Crocus en vert et reconstituée en bleu ; à droite (figure 1b), l'écart-type de l'erreur d'estimation de la méthode par reconstitution pour 7 postes en fonction du nombre de jours depuis la dernière observation.

Cette méthode est en cours de mise en œuvre sur l'ensemble des longues séries précédemment identifiées ainsi que pour des séries espagnoles.

1.3 Diagnostics sur l'évolution observée de l'enneigement

Une première analyse de plusieurs longues séries disponibles depuis le début des années 80 (Iraty à 1320 m, Val Louron à 1460 m, La Mongie à 1745 m et Piau Engaly à 1860 m) a été initiée à partir d'un indicateur basé sur le nombre de jours de hauteurs de neige supérieures à différents seuils : 5 cm, 30 cm et 50 cm. La forte variabilité interannuelle de l'enneigement rend peu efficace l'analyse statistique en termes de tendance linéaire (test de Mann Kendall).

On identifie toutefois un comportement différent des séries selon l'altitude. Les séries d'Iraty (voir figure 2) et de Val Louron montrent une tendance à la baisse du nombre de jours de neige au sol de l'ordre de 5 jours par décennie. Cette tendance n'apparaît pas sur les stations de plus haute altitude (La Mongie, voir figure 2, ou Piau Engaly). Ce résultat est conforme avec celui de la série historique du Col de Porte à 1350 m dans les Alpes (Observatoire National des Effets du Réchauffement Climatique²).

²

<https://www.ecologique-solidaire.gouv.fr/impacts-du-changement-climatique-montagne-et-glaciers>

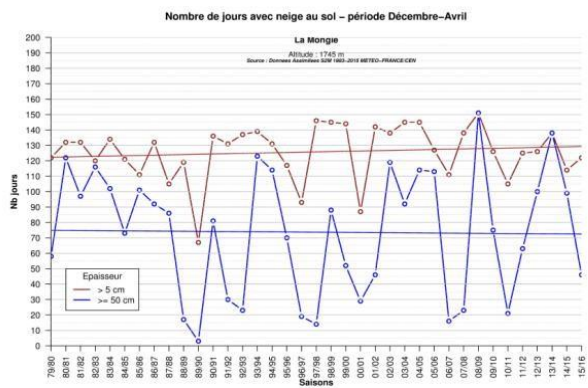
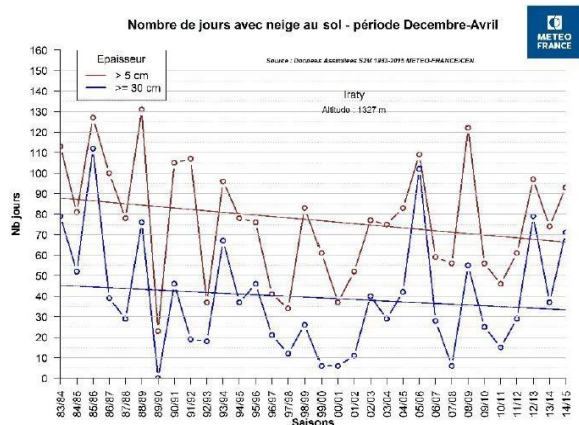


Figure 2. Évolution de 1980 à 2016 et tendances linéaires du nombre de jours avec hauteur de neige supérieures à 5 cm ou 30 cm à Iraty (1320 m) sur la période de décembre à avril (à gauche), à 5 cm ou 50 cm à La Mongie (1745 m) depuis 1979 (à droite).

2. Projections climatiques de l'enneigement dans les Pyrénées

2.1. Préparation des projections EUROCORDEX

Dans le cadre du projet ClimPy, les projections climatiques utilisées par Météo-France s'appuient sur l'ensemble du jeu de données EURO-CORDEX (Jacob *et al.*, 2014) disponible, comprenant 13 simulations basées sur 6 modèles régionaux différents de climat (RCMs) forcés par 5 modèles globaux de climat (GCMs) de l'ensemble CMIP5 sur l'Europe, pour les scénarios historiques (HIST), RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5. Les runs historiques couvrent généralement la période 1950-2005 et les RCPs la période 2006-2100, avec quelques exceptions liées à la disponibilité du RCM ou du GCM. Au total, 43 séries temporelles journalières différentes à 0,11° de résolution (EUR 11, \approx 12,5 km) de température minimale et maximale, précipitation totale, rayonnement incident de courtes et grandes longueurs d'ondes, vitesse latitudinale et longitudinale du vent proche de la surface et humidité spécifique ont été utilisées.

Les champs de surface EURO-CORDEX bruts ont été ajustés par la méthode ADAMONT, qui est une méthode quantile-quantile et de désagrégation prenant en compte les régimes de temps afin de produire des projections climatiques multi-variées au pas de temps horaire (Verfaillie *et al.*, 2017). La méthode utilise un jeu d'observation météorologique à résolution horaire (ici la réanalyse SAFRAN de 1980 à 2013), et des sorties de RCMs couvrant la zone géographique d'intérêt (ici le jeu de données EURO-CORDEX). Le modèle de neige Crocus a été ensuite utilisé pour simuler les conditions d'enneigement à partir des forçages météorologiques (réanalyse et projections climatiques ajustées).

2.2. Sélection des indicateurs pour caractériser l'évolution de l'enneigement

Différents indicateurs à l'échelle annuelle ont été calculés pour mettre en évidence l'évolution des caractéristiques de l'enneigement en montagne conformément aux travaux menés dans le cadre du projet Adamont dans les Alpes (Verfaillie *et al.*, 2018). Les indicateurs météorologiques suivants ont été définis : température moyenne hivernale (l'hiver étant défini sur la période de décembre à avril) T_{moy} , les précipitations hivernales totales (pluie et neige) cumulées P_{moy} , et le rapport moyen hivernal entre les précipitations neigeuses et totales R_{moy} . Ils sont complétés par des indicateurs sur l'enneigement : la hauteur de neige moyenne (Sd_{moy}) et le nombre de jours au-dessus d'un seuil de hauteur de neige de 5 cm, 50 cm et 100 cm ($STED_5$, $STED_{50}$ et $STED_{100}$). L'équivalent en eau maximal de la neige

(SWE_{max}) et les dates de début et de fin d'enneigement continu au-dessus d'un seuil de hauteur de neige de 5 cm (SOD et SMOD respectivement).

Le post-traitement de ces indicateurs a été réalisé en utilisant tous les couples de RCM/GCM EURO-CORDEX disponibles et en leur assignant, pour un RCP donné, des poids égaux, i.e. une probabilité équivalente de représenter les conditions climatiques passées (runs historiques) et futures (projections climatiques). Les valeurs des indicateurs post-traités ont été calculées selon des fenêtres glissantes de 15 ans couvrant tout le jeu de données climatiques disponible, i.e. de 1950 à 2100 pour EURO-CORDEX, de 1959 à 2015 dans le cas de la réanalyse SAFRAN-Crocus, l'ensemble des 23 massifs de la réanalyse SAFRAN et toutes les altitudes par pas de 300 m.

La figure 3 présente graphiquement les résultats de l'évolution climatique pour l'épaisseur de neige moyenne pour le massif de Haute-Bigorre à l'altitude 1800 m.

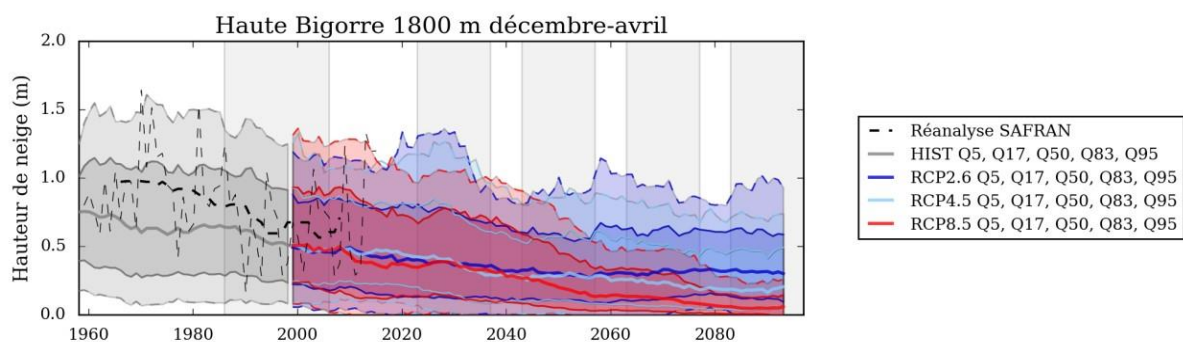


Figure 3. Évolution de la hauteur de neige moyenne de décembre à avril pour le massif de Haute-Bigorre, représentée selon des quantiles glissants sur 15 ans (5%, 17%, 50%, 83% and 95%) parmi tous les couples RCM/GCM pour chaque scénario (HIST, RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5), ainsi que les valeurs annuelles issues des simulations SAFRAN-Crocus (1959-2016) et la moyenne glissante sur 15 ans.

2.3. Diagnostics et incertitudes sur l'enneigement en climat futur

2.3.1 Températures et précipitations hivernales

Les incertitudes sur l'évolution des températures et des précipitations hivernales au cours du XXI^{ème} siècle sur les Pyrénées varient fortement selon la période considérée mais les différents RCP conduisent à des évolutions allant dans le même sens : hausse des températures, évolution faible des précipitations.

À l'horizon 2030, les incertitudes liées aux modèles climatiques prédominent sur celles du scénario considéré : la hausse attendue des températures est de l'ordre $+1^{\circ}\text{C}$ (par rapport à la période de référence 1970-2000) avec les 3 RCPs utilisés, avec une incertitude (écart-type) de $0,4^{\circ}$ à $0,5^{\circ}\text{C}$. Les précipitations hivernales sur les Pyrénées pourraient augmenter entre $+1,3$ et $+5,1\%$ (par rapport à la période de référence 1970-2000) avec les 3 RCPs utilisés, avec une incertitude forte (écart-type inter modèles) de 6 à 17%. En fin de siècle, les différences entre les scénarios RCP prédominent pour les températures mais moins pour les précipitations où l'écart entre modèles reste fort. Ainsi, avec un scénario RCP 4.5, la hausse des températures atteint $+2,3^{\circ}\text{C}$ ($\pm 0,8^{\circ}\text{C}$) tandis que la diminution des précipitations atteint -9% avec un écart-type de $\pm 10\%$.

2.3.2 Enneigement

En termes d'enneigement, une tendance systématique à la diminution se retrouve au cours du siècle pour tous les scénarios mais l'intensité du changement est fortement dépendante du scénario en fin de siècle. À noter par rapport au climat actuel, l'importance de l'évolution de la part des précipitations de neige sur les précipitations totales au cœur de l'hiver. Ce ratio à

1800 m, de l'ordre de 75% sur la période 1970-2000, est attendu de diminuer à l'horizon 2050 entre 10% et 15%. Cumulé avec la hausse des températures, la durée de l'enneigement au sol serait alors réduite d'un mois avec un enneigement débutant plus tardivement entre 17 et 30 décembre et se finissant plus tôt (début avril, voire fin mars).

Discussion et perspectives

Les différents jeux de données, indicateurs et diagnostics présentés dans cet article seront prochainement disponibles sur le site internet de l'OPCC. Les travaux seront complétés dans le cadre du projet ClimPy par une comparaison depuis les années 2000 des analyses issues de télédétection, notamment à partir du satellite MODIS (Gascoin *et al.*, 2015). En termes de projections climatiques, les incertitudes estimées à partir de l'ensemble EURO-CORDEX seront comparées avec des projections préparées par l'AEMET³ à partir d'un large ensemble de GCM, corrigées à partir d'une réanalyse Aladin à haute résolution spatiale (5 km) sur les Pyrénées depuis 1960. Un autre axe de progrès concerne une meilleure estimation des impacts sur l'activité des stations de ski en prenant en compte les effets directs du damage et de la fabrication de neige artificielle (Spandre *et al.*, 2016).

Bibliographie

- Cuadrat J.M., Serrano R., Saz M.A., Tejedor E., Prohom M., Cunillera J., Esteban P., Soubeyroux J.M., Deaux N., 2013. Creación de una base de datos climática homogeneizada para los Pirineos (1950-2010). *Geographicalia*, **63-64**, 63-74.
- Deaux A., Soubeyroux J.M., Cuadrat J.M., Cunillera J., Prohom M., 2014. Homogénéisation transfrontalière des températures sur le massif des Pyrénées. *Rev. Climatologie*, **24**, 67-78.
- Durand Y., Brun E., Mérindol L., Guyomarc'h G., Lesaffre B., Martin E., 1993. A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Ann. Glaciol.*, **18**, 65-71.
- Gascoin S., Hagolle O., Huc M., Jarlan L., Dejoux J.-F., Szczypta C., Marti R., and Sánchez R., 2015. A snow cover climatology for the Pyrenees from MODIS snow products, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **19**, 2337-2351, <https://doi.org/10.5194/hess-19-2337-2015>.
- Jacob D., Petersen J., Eggert B., Alias A., Christensen O.B., Bouwer L.M., Braun A., Colette A., Deque M., Georgievski G., Georgopoulou E., Gobiet A., Menut L., Nikulin G., Haensler A., Hempelmann N., Jones C., Keuler K., Kovats S., Kroner N., Kotlarski S., Kriegsman A., Martin E., Meijgaard E.V., Moseley C., Pfeifer S., Preuschmann S., Radermacher C., Radtke K., Rechid D., Rounsevell M., Samuelsson P., Somot S., Soussana J.F., Teichmann C., Valentini R., Vautard R., Weber B., Yiou P., 2014. EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, **14**, 563-578, doi:10.1007/s10113-013-0499-2.
- Spandre P., Morin S., Lafaysse M., Lejeune Y., François H., Georges-Marcelpoil E., 2016. Integration of snow management processes into a detailed snowpack model. *Cold Regions Science Technology*, doi :[10.1016/j.coldregions.2016.01.002](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2016.01.002).
- Verfaillie D., Déqué M., Morin S., Lafaysse M., 2017. The method ADAMONT v1.0 for statistical adjustment of climate projections applicable to energy balance land surface models. *Geosci. Model Dev.*, **10**, 4257-4283, doi:10.5194/gmd-2017-135.
- Verfaillie D., Lafaysse M., Déqué M., Eckert N., Lejeune Y., Morin S., 2018. Multi-component ensembles of future meteorological and natural snow conditions for 1500 m altitude in the Chartreuse mountain range, Northern French Alps. *The Cryosphere*, **12**, 1249-1271, <https://doi.org/10.5194/tc-12-1249-2018>.
- Vionnet V., Brun E., Morin S., Boone A., Martin E., Faroux S., Moigne P.L., Willemet J.M., 2012. The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geosci. Model. Dev.*, **5**, 773-791, doi:10.5194/gmd-5-773-2012.

³ AEMET : Agencia Estatal de Meteorologia, Service Météorologique National en Espagne

RELATION PLUIE-DEBIT ET CONTRIBUTION NEIGEUSE EN MILIEU OASIEN (CAS DU BASSIN VERSANT DE L'OUED ZIZ)

CHANYOUR Y. ¹, OBDA K. ² & HANCHANE M. ³

(1) Doctorant FLSH Saïs-Fès (LAGEA-DD, FLSH-Fès), 30060. Fès, Maroc. Yassinechanyour@gmail.com

(2) Enseignant-Chercheur (LAGEA-DD, FLSH-Fès), 30060. Fès, Maroc. khalidobda@yahoo.fr

(3) Enseignant-Chercheur (DE P-2D, FP-Taza) 30060. Fès, Maroc. mhanchane@gmail.com

Résumé : Le bassin versant de l'oued Ziz s'inscrit globalement dans les étages bioclimatiques allant du bioclimat aride au saharien et fait partie du milieu oasien du sud-est marocain. La pluviométrie moyenne annuelle est très faible et diminue du nord au sud, en allant de la terminaison haut atlasique au nord (270 mm) à la plaine de Tafilalet au sud (66 mm). Les ressources en eau dans ce milieu oasien dépendent essentiellement des pluies et des chutes de neige en haute montagne. Les fortes températures, associées à une longue durée d'insolation, sont responsables d'une forte demande climatique qui excède l'offre en eau de pluie le long de l'année. Aux eaux superficielles s'ajoutent la contribution de la fonte de neige du Haut Atlas au fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'oued Ziz. Ces apports neigeux varient aussi d'une année à l'autre. Dans le cadre de la préparation de la communication, intitulée «relation pluie-débit et contribution neigeuse en milieu oasien (cas du bassin versant de l'oued Ziz)», nous avons fixé comme objectif principal : la connaissance et la compréhension du rôle de la couverture neigeuse dans le fonctionnement hydrologique de Ziz.

Mots-Clés: Haut Atlas, Plaine de Tafilalet, Pluviométrie, Couverture neigeuse, Régime hydrologique

Abstract: The Wadi Ziz watershed is generally part of the bioclimatic stages ranging from the arid bioclimate to the Saharan and is part of the oasis environment of southeastern Morocco. The average annual rainfall is very low and decreases from north to south, from the high Atlas to the north (270 mm) to the Tafilalet plain to the south (66 mm). The water resources in this oasis environment depend mainly on rain and snowfall in the high mountains. The high temperatures, associated with a long duration of insolation, are responsible for a strong climatic demand which exceeds the supply of rain water throughout the year. To the surface waters are added the contribution of the melting snow from the High Atlas to the hydrological functioning of the Wadi Ziz catchment basin. These snow contributions also vary from one year to the next. As part of the preparation of the communication, entitled "rain-flow relationship and snow contribution in the oasis environment (case of the Wadi Ziz watershed)", we have set as main objective: the knowledge and the understanding of the role of the snow cover in the hydrological functioning of Ziz.

Keywords: High Atlas, Tafilalet Plain, Rainfall, Snow Cover, Hydrological regime

Introduction

Le bassin versant de l'Oued Ziz est drainé par l'oued Hamza, Tairret et Aoufous, qui descendent tous les trois vers le Sud saharien. La zone d'étude a une superficie totale de 12000 km² et un maximum d'altitude de 3735 m au sommet de Jbel Ayyachi. Le réseau hydrographique traverse les grands accidents tectoniques dans des gorges qui portent le nom de Foum (Foum Zaabel, Foum Rhouir, Foum Tillicht, Foum M'zguida...).

Malgré, la présence des oueds pérennes dans la partie amont de Ziz où l'écoulement reste saisonnier et intermittent, alors que la partie aval dépend notamment des ruissellements qui sont engendrés par des précipitations faibles, rares et orageuses. Ces oueds traversent les principales villes (Rich, Errachidia, Erfoud, Errissani, etc).

1. La description de la zone d'étude

La zone d'étude correspond au BV de l'oued Ziz avec ses affluents Taribant, Hamza, Aoufous..., d'une superficie d'environ 12000 Km², limitée au Nord par le bassin de la Moulouya, au Nord-ouest par le bassin de l'Oum Errabia, à l'Ouest par le bassin du Rhériss, à l'Est par le bassin de Guir et au Sud par le territoire algérien. Elle couvre les provinces d'Errachidia et de Midelt.

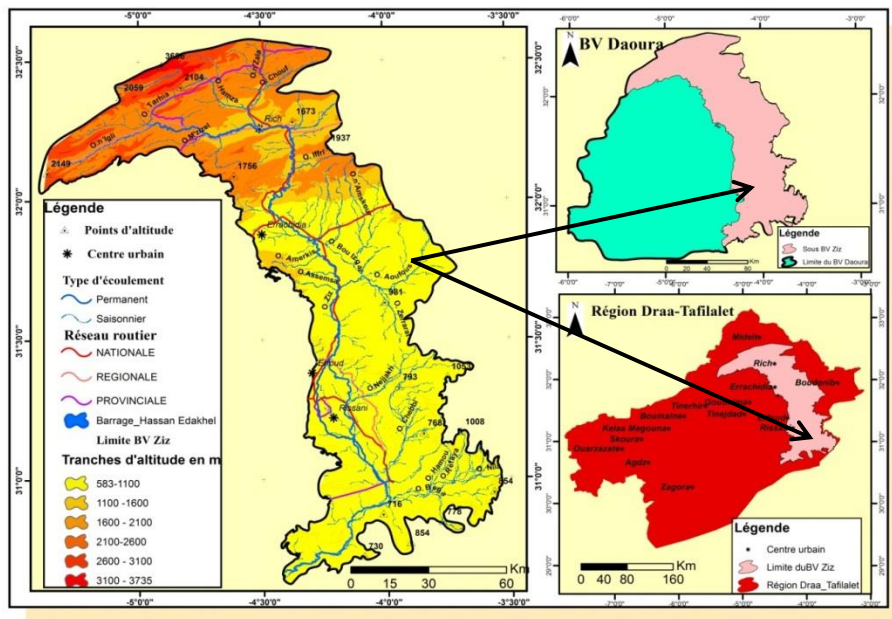


Figure 1 : Localisation du bassin versant de l'oued Ziz (Sud-est, Maroc)

2. Problématique

Le thème initial de notre étude est l'analyse le rôle de la couverture neigeuse du Haut-Atlas influençant l'écoulement des principales artères du bassin versant de l'oued Ziz à travers le temps et l'espace en tenant compte de la complexité des facteurs physico-géographiques et anthropiques. Ceci impose l'approfondissement d'une analyse basée sur les séries chronologiques des stations hydroclimatiques et doit être accompagnée d'un travail de terrain. À travers une approche spatiotemporelle, on recherche les causes et les conséquences de la variation hydrologique entre l'amont et l'aval du BV de l'oued Ziz.

La principale problématique de la recherche est la suivante : quels sont les impacts de la couverture neigeuse sur l'hydrosystème de Ziz ?

3. Données et méthodes

Les données hydroclimatiques utilisées dans notre étude proviennent essentiellement des mesures effectuées et archivées par l'agence hydraulique Guir-Ziz-Rhériss et l'office régional de mise en valeur agricole de Tafilalet (ORMVAT). Le réseau d'observation est moins dense qu'en milieu montagnard, au Nord, où les conditions climatiques sont plus contrastées. Les données hydrométriques annuelles collectées ont concernés 4 stations dont la période d'observation est un peu plus de 30 ans (1975-1976/2007-2008).

La méthodologie adoptée est basée sur la consultation de l'agence du bassin hydraulique du Guir-Ziz-Rhériss, de l'office régional de la mise en valeur agricole (ORMVA) de Tafilalet, des communes, des universités, des bibliothèques, etc. Les données à recueillir sont les suivantes:

- Données climatiques (1957-58/2008-2009);
- Données hydrométriques (1975/76-2007-2008);

Les traitements statistiques des données hydroclimatiques avaient pour but de combler les manques par les tests de l'homogénéisation et de la reconstitution. Le traitement statistique des données climatiques et hydrologiques est réalisé à l'aide des logiciels (tableur Excel, SPSS, Statistica, R, HyfranPlus, Kronostat.....)

Enfin, l'établissement des cartes est basé essentiellement sur l'utilisation du Système d'Information Géographique Arc GIS, SAS Planet et Global Mapper ;

4. Résultats et discussion

Dans le but de définir la contribution de la fonte de neige du Haut-Atlas sur le régime hydrologique en général et de comprendre les mécanismes hydrologiques spécifiques du BV de l'oued Ziz en particulier. Nous allons étudier et comparer les séries pluviométriques et les séries hydrométriques à des pas de temps annuel.

4.1. Variabilité spatio-temporelle des températures et des précipitations

Les températures moyennes annuelles observées dans les quatre stations réparties dans la zone d'étude varient du Nord au Sud et de l'Ouest à l'Est. En réalité la station de Foum Zaabel (18,5 °C), qui est située au Nord-ouest du BV du Ziz et qui connaît les moyennes les plus basses. La station du barrage Hassan Addakhil enregistre des valeurs intermédiaires (19.9 °C). En effet, la station d'Erfoud enregistre une valeur de 21.4 °C et se situe dans les isothermes les plus chauds de la zone d'étude (Joly F. 1962).

La répartition spatiotemporelle des précipitations annuelles dans le bassin versant de l'oued Ziz connaît une variabilité très importante dans la majorité des stations situées au sein de la zone d'étude (1957-58/2008-09). Ces valeurs varient entre 269 mm sur les reliefs du Haut-atlas au Nord (station de Zaouiat Sidi Hamza), de 130 mm dans la zone d'Errachidia au centre et moins de 70 mm au niveau de la plaine de Tafilalet dans la station d'Erfoud au Sud de la région étudiée (Margat J. 1962).

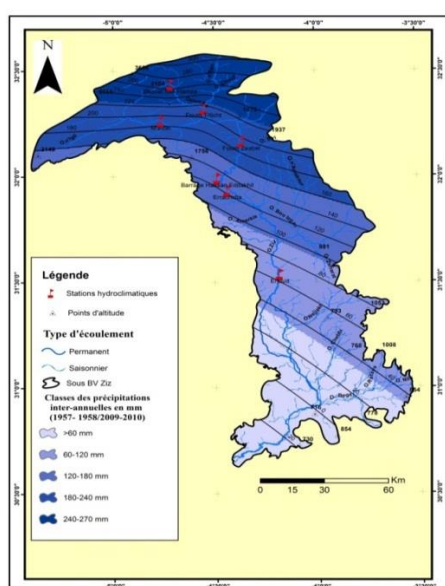


Figure 2 : Répartition spatiale des précipitations moyennes annuelles (1957-2008) (Source des données brutes : AHGZR, 2014)

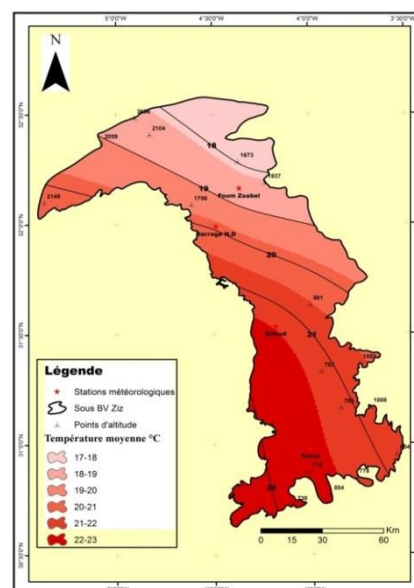


Figure 3 : Répartition spatiale des températures moyennes annuelles (1982-2009) (Source des données brutes : AHGZR, 2014)

4.2. Relation pluie-débit et la contribution neigeuse dans le fonctionnement hydrologique de l'oued Ziz

Les moyennes annuelles sont présentées dans les graphiques de corrélation (pluie -débit) ci-dessous :

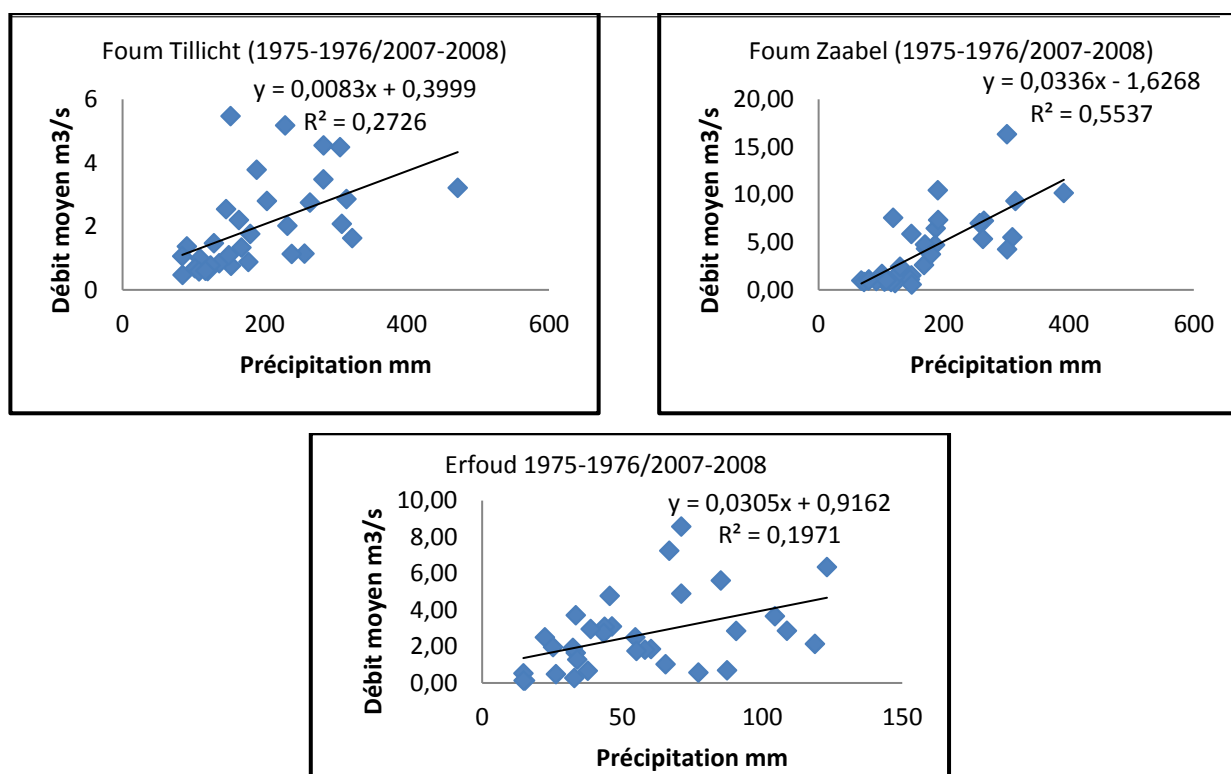


Figure 4 : Corrélation entre les précipitations et les débits annuels (1975-76/2007-08) aux 3 stations hydroclimatiques du BV de l'oued Ziz (Source des données brutes : AHGZR, 2014)

D'après les figures ci-dessus, qui présentent le lien existant entre les précipitations et les débits annuels aux stations réparties au sein de la zone d'étude, nous pouvons remarquer que la station de Foug Zaabel a des coefficients de corrélation proche de 0,5, ($R^2 = 0,54$), les valeurs des précipitations sont moyennement liées aux débits. Aux stations de Foug Tillicht, et d'Erfoud, les coefficients de corrélation sont respectivement de 0,27, et de 0,19. Ces coefficients sont très faibles. Ceci, peut être mis en relation avec la couverture neigeuse qui provoque un décalage dans le temps entre les précipitations et l'écoulement pendant la fonte. La station de Foug Tillicht située à l'amont du BV du Ziz, reçoit beaucoup de neige au sommet de Jbel Ayachi et par conséquent le débit devient important de par la fonte des neiges, provoquant un réservoir d'eau qui alimente les oueds (Hamza, Tillicht...etc.) pendant les mois de printemps.

Par contre, les stations situées au Sud du sillon Sud-atlasique connaissent une relation (pluie-débit) très faible en raison de la soustraction des débits lâchés du barrage Hassan Addakhil, et à cause des prélèvements croissants des eaux par les paysans des oasis pour l'irrigation.

D'une manière générale, le rôle de la fonte de la couverture neigeuse du Haut Atlas est resté très important dans la continuité et la stabilité du régime hydrologique de Ziz, notamment à partir du mois de mai (Photo 1).

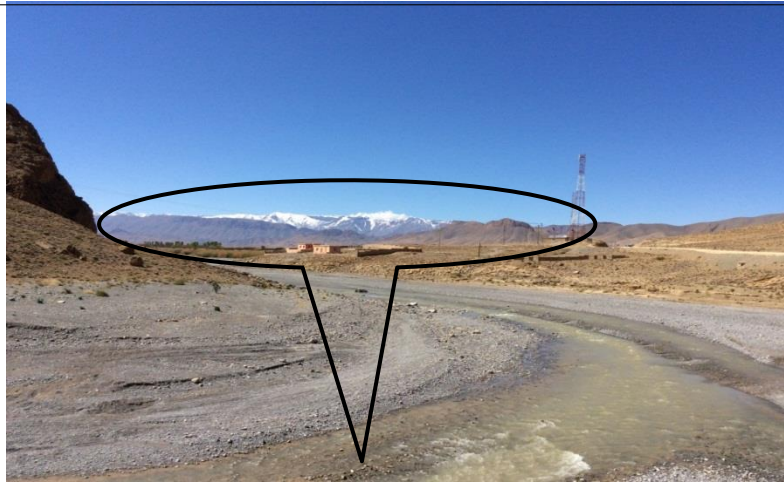


Photo 1 : Contribution de la couverture neigeuse sur l'augmentation des débits de l'oued S. Hamza : Une partie de couverture neigeuse du Jbel Maoutfoud (Haut-Atlas oriental: confluence de l'oued Hamza et de l'oued Tairret, amont du BV de Ziz): (X : 32°43' ; Y : 4°71') (28 mars 2016)

On note également que la majorité des stations connaissent une relation (pluie-débit) faible, résultant d'une erreur de mesure, due à une crue faisant diminuer le coefficient de corrélation ou à la fonte de neige (Aggoussine M., 2003).

Le coefficient de corrélation est aussi marqué par une très grande irrégularité des apports moyens interannuels dans la majorité des stations réparties au sein de la zone d'étude. Pour définir le rapport entre les valeurs extrêmes et les valeurs écoulées dans chaque station, nous avons choisi trois stations significatives, à savoir :

- 1 - Station de Foum Tillicht, où on a enregistré un volume maximum de 172.52 Mm³ soit un débit de 5.47 m³/s en 1997-1998 contre une valeur minimale de 14.76 Mm³ avec un débit de 0.47 m³/s en 1983-1984.
- 2 - Station de Foum Zaabel, où on a enregistré un apport maximal de 515.21 Mm³ soit un débit de 16.34m³/s en 1989-1990, contrairement on registre la valeur minimale observée en 1984-1985 avec un apport de 17.49 Mm³ avec un débit de 0.55 m³/s.
- 3 - Dans la station d'Erfoud, qui est située à l'entrée de la plaine alluviale de Tafilalet, on a enregistré un apport maximal de 310.18 Mm³ soit un débit de 9.84 m³/s en 1964-1965, dans cette année-là, le BV du Ziz a connu des inondations très dévastatrices, par contre l'apport minimal est de 4.08 Mm³ avec un débit de 0.13 m³/s en 2000-2001.

D'après les valeurs enregistrées dans les stations étudiées, nous avons calculé un rapport entre le débit maximal et le débit minimal. Ce rapport est de 1/11.63 à la station de Foum Tillicht, de 1/29.70 à la station de Foum Zaabel, et de 1/75.69 à la station d'Erfoud. Ces importants rapports extrêmes sont accentués par les années de sécheresse enregistrées à partir de 1980-1981 jusqu'à 1986-1987.

L'apport annuel (Mm³/an) du BV de l'oued Daoura et ses SBVs est marqué par l'irrégularité spatiotemporelle, les stations localisées au sein de la zone d'étude reflètent bien cette variabilité (Ben Brahim, M., 2013).

Au sein du BV de l'oued de Ziz, les données disponibles de 1975 à 2008 soutiennent que les apports moyens du Ziz ont varié pendant deux périodes différentes :

- ❖ 160.15 Mm³/an pour la période 1964-65/1969-70 (6 ans) avant la réalisation du barrage Hassan Addakhil ;
- ❖ 86.73 Mm³/an pour la période 1970-71/2007-08 (38 ans) après la construction du barrage Hassan Addakhil :

❖ 85.09 Mm³/an pour la période 1964-64/2007-08 (44 ans).

Généralement, après la lecture et l'examen des données hydrométriques des apports d'eau annuels du BV de Ziz, nous avons conclu que ce dernier connaît une variabilité spatiotemporelle très importante à cause de l'interaction des facteurs physiques (géologie, couvert végétal, topographie...etc.) et anthropiques (aménagement hydraulique, irrigation...etc.).

Conclusion

Pour conclure, le régime hydrologique de l'oued Ziz est caractérisé par une forte irrégularité saisonnière et interannuelle, l'essentiel des apports sont enregistrés sous forme des crues. Mais, le rôle de couverture neigeuse est très primordial dans la continuité spatiale des écoulements de Ziz.

La variation spatio-temporelle des écoulements est fortement liée aux précipitations dans l'amont du bassin versant de Ziz, il est nécessaire de mettre en œuvre une stratégie de préservation et de protection de ce patrimoine hydrologique contre la dégradation d'une part, et l'exploitation de l'écosystème au service du développement durable de la région d'étude d'autre part.

Bibliographie

Aggoussine M., 2003. Hydrologie en régions arides et semi arides : cas du Sud- Est Marocain, terre et vie. N° 65 Juin.

Ben Brahim, M., 2013. *L'eau dans le pays de Ziz (Sud-est marocain) ; interaction entre nature et homme*. ed.info-Print.Fès, 91p.

Joly F. ,1962 .Études sur le relief du Sud-Est marocain. Rabat, Travaux de l'Institut scientifique chérifien, Série Géographie physique, 10, 578 p.

Margat J. ,1962. Mémoire explicatif de la carte hydrogéologique au I /50.000 de la plaine du Tafilalt. Notes et M. Service. Géologique. Maroc, n° 150 bis, 276 pp., 92 fig. (dont 8 en coul.), nombr. tabl. 19 pl. photo g., 2 cartes h. t. en coul. Au 1/50.000 (1960).

Modélisation climatique

DES CLASSIFICATIONS MULTI-ECHELLES DE REGIMES PLUVIOMETRIQUES DE LA FAÇADE NORD-MÉDITERRANÉENNE

DAUPHINÉ A.

Doyen Honoraire, Université de Nice, membre du Groupe DUPONT. a.dauphine@orange.fr

Résumé : *Cet article présente des classifications multi-échelles de 18 régimes pluviométriques multi-échelles prenant aussi en compte les connexités. Ces classifications précisent les résultats obtenus lors de recherches antérieures. Elles aboutissent à une micro-régionalisation des régimes pluviométriques. Des hypothèses sur les mécanismes de turbulence à l'origine de ces classifications sont alors proposées.*

Mots-Clés : *régimes pluviométriques, ondelettes, entropies, classifications.*

Abstract: *Multiscale classification of rainfall regimes on north side of Mediterranean Sea. This article presents some classifications of 18 multi-scale rainfall regimes and some classifications builds on the connectivity of the rainfall rythms. These classifications specify the results obtained in previous research. They lead to a micro-regionalization of the rainfall regimes. Hypotheses on the mechanisms behind these classifications are then proposed.*

Keywords : *rainfall regimes, wavelets, entropies, classifications.*

Introduction

Les classifications des régimes pluviométriques visent deux objectifs : décrire les phénomènes, mais aussi énoncer ou vérifier des hypothèses sur les processus à l'origine de ces classifications. Les premières classifications des régimes pluviométriques méditerranéens, portaient de données annuelles, et mettaient en relief deux gradients : Les précipitations diminuaient du Nord au Sud et d'Ouest en Est. Plus tard, des classifications élaborées à partir de données mensuelles, traitées par des analyses factorielles aboutirent à une régionalisation distinguant le golfe du Levant-lion, le golfe de Gênes, et la Grèce (Norrant et Douguedroit, 2003). Mais ces classifications étaient mono-échelle. De plus, sans biais pour des données gaussiennes, ces classifications sont acceptables pour les seules précipitations annuelles. Pour des pas de temps plus courts, la normalité est de moins en moins vérifiée. En outre, les temporalités décalées sont rarement abordées dans ces classifications. Cet article vise à tenir compte de ces contraintes. Nous proposons d'abord une approche multi-échelles de données pluviométriques pour classer les climats pluviométriques de la façade nord-méditerranéenne. Puis, nous élaborons de nouvelles analyses en prenant en compte les connexités temporelles, les potentiels décalages entre les séries. Enfin, nous en déduisons quelques hypothèses sur les mécanismes, qui sont à l'origine de ces classifications.

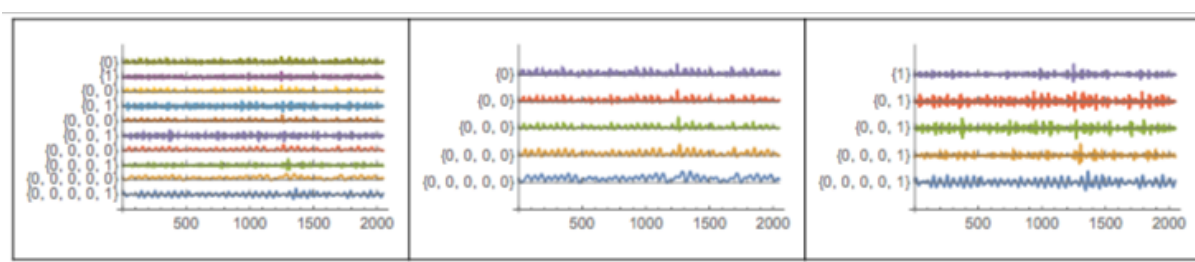
1. Un prétraitement des données

Les données originelles sont les hauteurs de précipitations recueillies chaque semaine dans 18 stations (figure 1). Sans être parfaite la semaine est un intervalle de temps plus conforme aux rythmes des cyclogénèses. Nous avons retenu 2048 semaines pour chacune des 18 stations, à partir de janvier 1975. Ces données sont l'objet d'un double prétraitement par différenciation, et par décomposition en ondelettes. La série différenciée est dépourvue de tendance et de cycle. La décomposition en ondelettes a pour objectif de distinguer les rythmes à différentes échelles (Addison, 2017). Peu pratiquée en géographie (Dauphiné, 2017), cette forme de modélisation est devenue courante pour analyser les séries financières, et étudier la variabilité multi-échelle des éléments climatiques (Mabille, 2014 ; Maruyama et al, 2017).



Figure 1 : Localisation des 18 stations pluviométriques

Dans une décomposition en ondelettes la série initiale est décomposée en une tendance et un détail, et donne alors deux séries de 2048 coefficients. Puis, cette même décomposition est réalisée sur la série de tendance, et on obtient à nouveau 2048 coefficients illustrant la tendance de niveau 2 et les détails de niveau 2. Cette pratique est itérée. Au total, la décomposition en ondelettes agit comme un microscope qui grossit les détails ou au contraire se focalise sur les tendances en fonction des valeurs des données initiales. De nombreux graphiques et indicateurs servent à interpréter les résultats d'une décomposition en ondelettes appliquée à une chronique. La figure 2, qui illustre les valeurs élevées au carré des coefficients d'ondelettes calculés sur la série de précipitation d'Antalaya, porte le nom de scalogramme. Quel que soit le niveau considéré, la semaine (figure 2b, ligne du haut -0-) ou environ 8 ans (figure 2b, ligne du bas -0,0,0,0,0-), aucune tendance n'est repérable dans cette station. Et, un résultat identique concerne les autres stations. Sur la figure 2c, il serait possible d'analyser les singularités aux différents niveaux. Le lecteur attentif observera de fortes singularités vers 1350-1400 semaines après le 1^{er} janvier 1975, donc de janvier à mars 1999. Enfin, il est possible de reconstruire une série ou une partie d'une série par la transformée inverse. Nous avons ainsi reconstruit pour chacune des 18 stations deux séries. La première mesure la tendance à partir des coefficients d'approximation (niveau -0,0,0,0,0- de la figure 2b) tandis que la seconde, élaborée à l'aide de tous les coefficients de détails (figure 2c), représente des données dépourvues de tendance. Au total, pour chacune des stations, nous disposons de quatre séries de données : brutes, différenciées, sans tendance, et tendanciennes.



a- Tous coefficients b-Coefficients de tendance c-Coefficients de détails

Figure 2 : Scalogrammes de la station d'Antalaya (données brutes)

2. Modéliser des systèmes multi-échelles et des rythmes pluviométriques

Pour comparer et classer des systèmes multi-échelles, le géographe dispose de plusieurs types de modèles. Nous en avons retenu deux : les modèles d'ondelettes et les modèles d'entropie multi-échelles. Les coefficients d'ondelettes de tendance ou de détails constituent des séries statistiques. Il est donc possible de calculer des coefficients de corrélations pour étudier des relations entre les niveaux des séries des 18 stations et d'étudier les relations entre deux ou plusieurs structures temporelles multi-niveaux. Dans cette étude, chaque série a été

l'objet d'une décomposition en ondelettes sur 5 niveaux, puis nous avons calculé les coefficients de corrélation entre les 18 stations sur tous les coefficients, puis sur les seuls coefficients de détail. Un algorithme de classification est appliqué à ces résultats pour l'ensemble des 18 stations.

D'autres classifications sont dérivées des modèles d'entropie multi-échelles. Le modèle entropique simple consiste à calculer l'entropie de chaque série temporelle. Rappelons que l'entropie est maximale si toutes les données sont égales, quand chaque semaine reçoit la même quantité de précipitation, et minimale et égale à 0 si toutes les pluies étaient recueillies sur une seule semaine. Dans la réalité, cette entropie varie entre ces deux valeurs extrêmes, 0 et le logarithme de 2048. Mais, ce modèle entropique simple est mono-échelle. L'entropie multi-échelles est calculée pour des séries moyennées sur des intervalles de temps de plus en plus grands. Dans cet essai, chacune des 18 séries est moyennée sur des intervalles de 3, 4, ...52 semaines. Sur ces nouvelles séries moyennées, sont calculées les entropies simples. Pratiquement toujours, les entropies augmentent ou diminuent. Et parfois elles s'inversent, mais ces évolutions sont plus ou moins grandes, ce qui traduit des évolutions différentes suivant les échelles de temps considérées. L'entropie multi-échelles mesure donc l'irrégularité de chaque série aux échelles de 3, 4, ... 52 semaines. Nous avons ainsi calculé ces entropies multi-échelles pour les quatre séries de données obtenues après prétraitement. Ce sont ces séries d'entropies qui sont alors l'objet d'une classification.

Ces modèles, qui prennent en compte des temporalités multi-niveaux, ignorent l'ordre des séquences pluvieuses. On obtient les mêmes valeurs d'entropies si des pluies identiques tombent en début ou en fin de la période. Pour surmonter cette contrainte divers auteurs proposent des nouveaux modèles. Trois correspondent à nos objectifs. Le premier, l'entropie de permutation consiste à comparer chaque valeur par rapport aux deux valeurs voisines. Par exemple on repère la valeur de x_t par rapport aux valeurs de x_{t-1} et de x_{t+1} , x_t étant la quantité d'eau recueillie chaque semaine. Il y a 13 cas possibles. Ainsi, on obtient une nouvelle série, où chacun des 13 cas est plus ou moins bien représenté. L'entropie de cette série indique donc comment s'ordonnent les quantités de précipitation par semaine, les unes par rapport aux autres. Une forte entropie signifie que les 13 configurations sont également représentées. Une faible entropie de permutation indique la prédominance de seulement une ou de très peu de configurations. C'est notamment le cas en été si les semaines qui se suivent sont toutes sans précipitation.

L'entropie d'échantillon est une mesure de la complexité d'une série temporelle (Richman et Moorman, 2000). Pour des séries régulières, quand les mêmes rythmes se répètent, l'entropie d'échantillon est proche de 0. Elle est au contraire relativement grande pour une série temporelle plus complexe, moins ordonnée. Cette complexité peut indiquer deux choses : une aire de transition pluviométrique, soumise à plusieurs mécanismes, ou l'impact de types de circulation et de configuration synoptique plus morcelés.

Enfin, le troisième modèle, celui des distances de déformation dynamique considère que le temps est non linéaire et élastique (Berndt D., Clifford J, 1994). Cette distance prend en compte les décalages temporels qui peuvent exister entre deux séries (figure 3). Imaginons une séquence pluvieuse le vendredi-samedi-dimanche à Nice. Cette même séquence peut s'observer le dimanche-lundi-mardi à Pise. Ce qui introduit un décalage à l'échelle des semaines. On compare donc chaque valeur d'une série avec une ou plusieurs valeurs de l'autre série en tenant compte de potentiels décalages. L'algorithme déforme les deux séries en répliquant les valeurs pour obtenir la meilleure mise en correspondance entre les deux séries. L'alignement optimal minimise la distorsion entre les deux séries. Ainsi, cette technique compare deux formes, deux rythmes. Cependant, deux couples de séquences ayant

la même distance peuvent avoir été alignés de façon totalement différente. Pour surmonter cette contrainte, plusieurs solutions existent. Les distances canoniques de déformation dynamique sont les plus utiles.

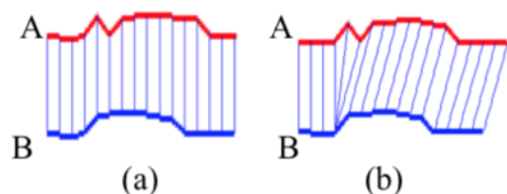


Figure 3 : Distance euclidienne (a) et distance de déformation dynamique (b) entre deux séries A et B

Nous avons appliqué ce dernier modèle aux quatre types de séries obtenues avec les prétraitements, puis classé les 18 stations selon les distances calculées.

3. Les enseignements des classifications

3.1. Les classifications multi-échelles

Les 8 classifications multi-échelles (4 pour l'entropie multi-échelles et 4 pour les corrélations entre les coefficients de détails des décompositions en ondelettes) font apparaître trois cas (Figure 4).

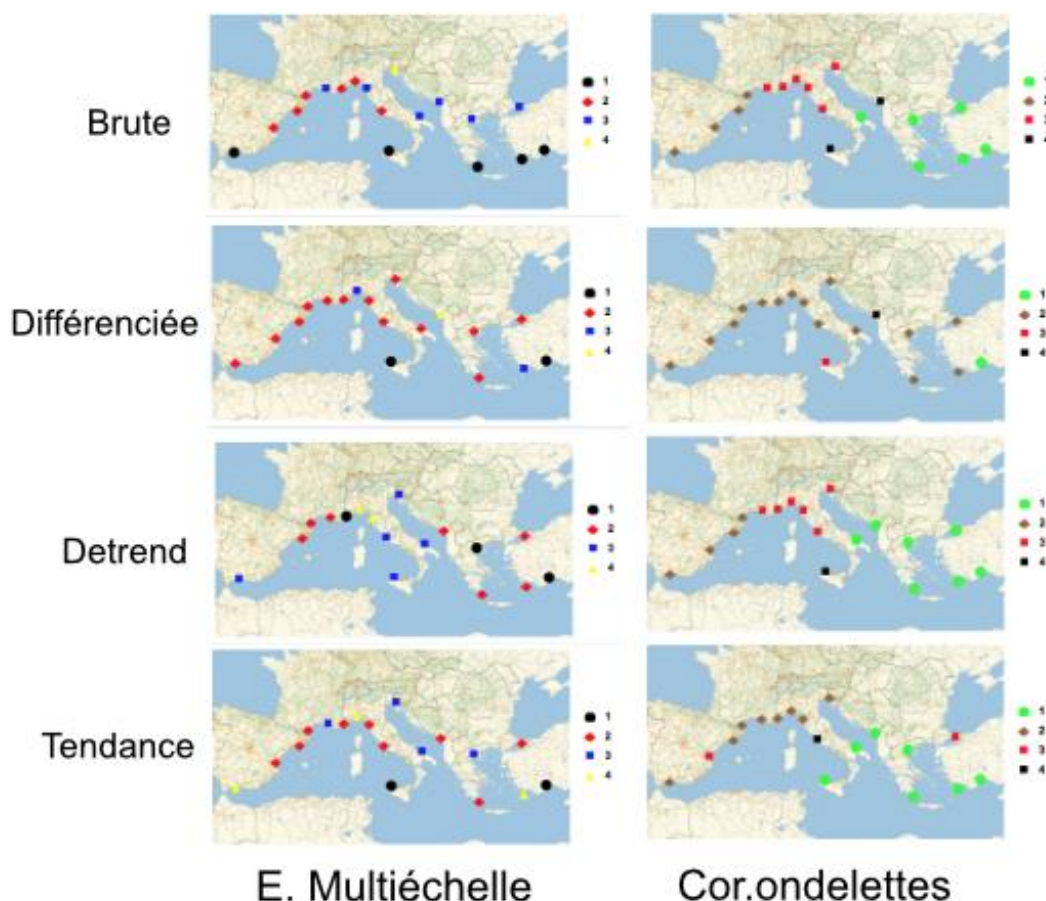


Figure 4 : Classification élaborée sur tous les coefficients d'ondelettes des séries brutes

Parfois, un ensemble (les stations du sud) s'oppose au reste plus diversifié. Tout aussi rare s'observe le cas de vastes domaines (deux ensembles occidentaux et un ensemble oriental). Le

troisième cas, le plus fréquent, montre un éclatement spatial remarquable. On ne retrouve pas l'unité du golfe du Levant-Lion, ni même celui de la Grèce. Observons aussi que les classifications fournies par le traitement des séries à l'aide des entropies multi-échelles sont les plus complexes. De plus, les cartes qui correspondent aux données différenciées ou dépourvues de tendance sont plus difficiles à interpréter. Ce n'est pas illogique, car les traitements portent sur des séries plus aléatoires.

3.2. Les classifications dérivées des rythmes pluviométriques

Les classifications déduites des rythmes pluviométriques sont tout aussi riches d'information.

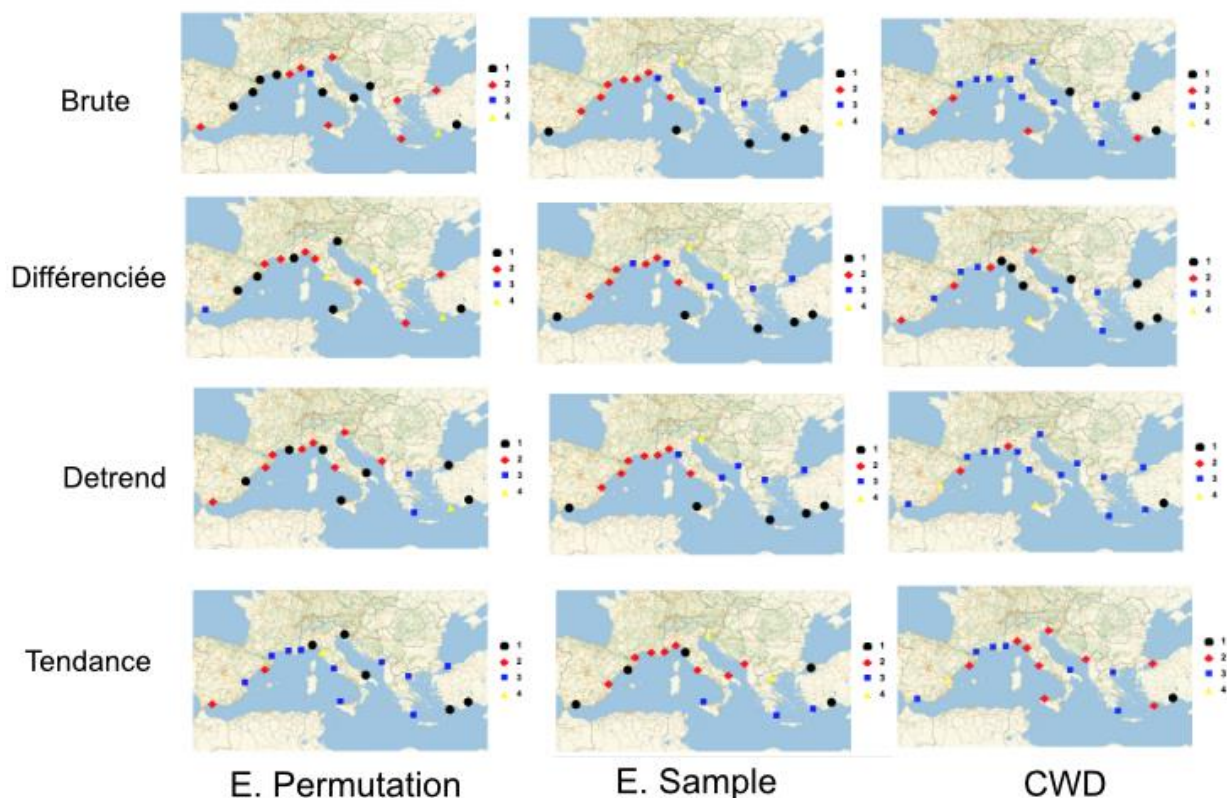


Figure 5 : Classification élaborée sur les indicateurs de connexité et de complexité des rythmes

Souvent, l'unité des stations du sud s'observe (Figure 5), notamment sur les classifications réalisées avec l'entropie d'échantillon. En revanche, la diversité, l'éclatement spatial apparaît avec les cartes issues de l'entropie de permutation ou celles qui utilisent les distances de déformation dynamique. Dans la plupart des cas, on ne retrouve plus l'unité du golfe de Gènes. En conclusion, ces vingt classifications multi-échelles des régimes pluviométriques, ou prenant en compte les connexités, montrent un très grand éclatement spatial de la façade nord-méditerranéenne. L'unité du golfe de Gènes apparaît parfois, mais celle du golfe du Levant-Lion disparaît presque toujours. Et si le gradient nord-sud est repérable, c'est uniquement dû à l'unité occasionnelle des stations du sud.

4. Trois hypothèses sur les mécanismes pluviométriques sur la façade littorale nord-Méditerranée

En retenant toutes ces classifications, il est possible de formuler quelques hypothèses sur les mécanismes sous-jacents à la pluviométrie sur le littoral nord-méditerranéen. D'abord, trois stations sont soit sous l'effet de perturbations de taille très réduite, soit leur originalité dépend d'un simple effet de site. Il s'agit de Trieste, Titograd, et Palerme. Deuxième hypothèse, les turbulences à l'origine des précipitations sont de taille plus réduite en

Méditerranée orientale. Les stations qui bordent les mers Égée et de Crète appartiennent rarement à la même classe. Le morcellement des situations synoptiques y est sans doute plus prononcé qu'en Méditerranée occidentale, où la dépression du golfe de Gênes est plus prégnante. On retrouve cependant cette diversité plus à l'Ouest. Il n'y a pas d'unité du golfe du Levant-Lion. Troisième hypothèse : Ces différences sont à relier à la fractalité des perturbations en Méditerranée. Le modèle de la perturbation norvégienne s'applique très mal à la pluviométrie des aires tempérées. C'est encore plus vrai en Méditerranée. Les perturbations fractales, engendrées par la turbulence, sont à l'origine des précipitations. Il ne serait pas inutile de disposer d'un indice d'intermittence de ces mécanismes. De tels indices peuvent d'ailleurs être dérivés des coefficients d'ondelettes.

Conclusion

Les régimes pluviométriques observés et catalogués sur le littoral nord-méditerranéen dépendent de la répétition de configurations synoptiques. Une classification fondée sur une approche multi-échelles et sur l'analyse des rythmes des séquences pluvieuses de 7 jours permettent de formuler des hypothèses ayant une forte probabilité d'être vérifiées. Pour diverses raisons, le morcèlement des turbulences, qui sont à l'origine des perturbations fractales, est plus net que dans la plupart d'autres aires climatiques. Ce morcèlement se manifeste très fortement à l'Est, mais aussi à l'Ouest du système dépressionnaire du golfe de Gênes. Il serait utile d'appliquer ces modèles à des champs pluviométriques pour préciser cette micro-régionalisation.

Bibliographie

- Addison P., 2017. *The Illustrated Wavelet Transform Handbook*, Bristol, Institute of Physics Publishing.
- Berndt D., Clifford J, 1994. Using Dynamic time warping to find pattern in time series, *AAAI Workshop on Knowledge Discovery in Databases*.
- Dauphiné A., 2017. *Modèles géographiques avec le langage Mathematica*, Londres, ISTE éditions.
- Mabille G., 2014. *Analyse de la variabilité naturelle du climat : application à l'aide des ondelettes*, Dissertation, Université de Liège.
- Maruyama F., Kai K., Moritomoto H., 2017. Wavelet-based multifractal analysis on a time series of solar activity and PDO climate index, *Advances in Space Research*,
- Norran C., Douguedroit A., 2003. Tendances saisonnières des précipitations et des pressions de surface dans le bassin méditerranéen (1915-1988), *Publication de l'Association Internationale de Climatologie, Vol 15*.
- Richman JS., Moorman JR., 2000. Physiological time-series analysis using approximate entropy and sample entropy, *American Journal of Physiology-heart and Circulatory Physiology*, n° 278.
- Li Shuangcheng, Zou Qiaofu, Wu shohong, Dai Erfu, 2006. Measurement of climate complexity using sample entropy, *International Journal of Climatology*, n°26

ANALYSE DES TENDANCES DE LA PLUVIOMÉTRIE DANS LE NORD-EST DE L'ÉTAT DU PARANÁ, BRÉSIL.

ELY, D. F.¹ et FORTIN, G.²

¹Departamento de Geociências, Campus Universitário – Caixa Postal 6001 – CEP 86051-990 - Universidade Estadual de Londrina (UEL) - deise.ely@gmail.com

²Département d'histoire et de géographie, Université de Moncton – guillaume.fortin@umoncton.ca

Résumé : L'état du Paraná est situé dans le sud du Brésil, dans une zone de transition entre les climats tropicaux et subtropicaux où l'on rencontre souvent des épisodes de précipitations extrêmes. Ce travail comprend une analyse des tendances de six indices (ETCCDMI – GIEC) calculés pour les séries de précipitations (1971 à 2014) dans deux régions du Paraná. Les résultats montrent d'importantes augmentations du nombre de jours pluvieux annuels totaux (PRCPTOT) pour les stations météorologiques de Lapa, Curitiba et Guaraqueçaba (est du Paraná). Les deux premières stations montrent également des augmentations significatives du nombre de jours consécutifs avec des précipitations supérieures à 30 mm (Rxnday). Toutes les stations situées à l'est présentent des tendances significatives d'augmentation du nombre de jours avec des précipitations supérieures à 20 mm (R20mm). Les stations situées dans la portion nord ont une tendance à la baisse des indices de précipitations; mais cela n'est pas significatif statistiquement.

Mots-clés : extrêmes, pluviométrie, tendances, Paraná, Brésil

Abstract: Rainfall trend analysis in north-east part of Paraná state, Brazil. The state of Paraná is located in southern Brazil, in a transition zone between tropical and subtropical climates, often facing impacts of extreme rainfall episodes. This work comprises a trending analysis of six indices (ETCCDMI / Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC) calculated for the rainfall series (1971 to 2014) in two regions of Paraná. The results show that there are significant increases in the meteorological stations of Lapa, Curitiba and Guaraqueçaba for the annual total wet days (PRCPTOT) (eastern Paraná). These first two seasons also show significant increases on consecutive days with rainfall above 30mm (Rxnday). All the stations located in the east of the state present significant trends of increasing the number of rainy days higher than 20mm (R20mm), while the stations located in the north register tendencies to the reduction in precipitation indices; but not significant.

Keywords: extremes, rainfall, trends, Paraná, Brazil.

Introduction

Selon le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC, 2014), le changement climatique comprend des changements statistiquement significatifs de la moyenne et de la variabilité d'un climat sur une période prolongée de quelques décennies ou plus. L'équipe d'experts sur la détection, le suivi et les indices du changement climatique (ETCCDMI) a ainsi développé des méthodes pour calculer les indices climatiques en utilisant les logiciels RHtestsV4 et RclimDex, et le comité de la climatologie de l'organisation météorologique mondiale (OMM) a élaboré ClimPACT pour identifier les tendances dans les séries temporelles plus particulièrement en ce qui a trait aux événements extrêmes.

Dans l'état du Paraná au Brésil, Ely et Dubreuil (2017) ont réalisé une étude des tendances spatiales et temporelles des pluies annuelles en utilisant les tests de corrélation linéaire et de Mann-Kendall puis ils ont identifié des tendances statistiquement significatives pour l'augmentation annuelle des précipitations à Curitiba et du nord de la côte du Paraná, dans le Centre-Sud, Ouest, Centre-Ouest, Nord et Nord Pionnier. Alors que les tendances pour une réduction ont une plus grande étendue spatiale, mais ne sont pas significatives statistiquement. Plus localement, à Ivaiporã et Ponta Grossa, Back (2014) a utilisé des indices de précipitation développés par l'ETCCDMI et identifié une tendance significative uniquement pour l'indice d'intensité quotidienne des précipitations (SDII) et l'indice des jours pluvieux consécutifs

(CWD). Alors qu'à Ponta Grossa, il y avait des tendances significatives d'augmentation pour les indices suivants : PRCPTOT, R20, R30, R50, R95p et R99p. Enfin, les modèles mondiaux ont permis une meilleure compréhension scientifique du changement climatique à l'échelle globale Marengo et al. (2009), mais il y a des besoins urgents à l'échelle régionale parce que l'adaptation de la société, par opposition à l'atténuation, est inhérente aux échelles notamment au niveau local et régional. En ce sens, l'objectif de cet article est d'évaluer si les précipitations extrêmes dans deux régions de l'état du Paraná présentent des changements entre 1971 et 2014 pour six indices, calculés à partir de données journalières. Les précipitations et leurs régimes peuvent altérer la disponibilité de l'eau et, par conséquent, l'évapotranspiration et le processus de recyclage de l'eau dans différents écosystèmes; ainsi que dans les agrosystèmes d'où l'importance de mieux les quantifier.

1. Secteur d'étude

L'état du Paraná est situé dans le sud du Brésil entre 300 et 600m d'altitude (Figure 1). Les sols ont un potentiel agricole élevé ou moyen, qui, combiné aux conditions climatiques tropicales et tempérées, permettent une intense activité économique et sociale, basée sur l'agriculture et un réseau de petites et moyennes villes.

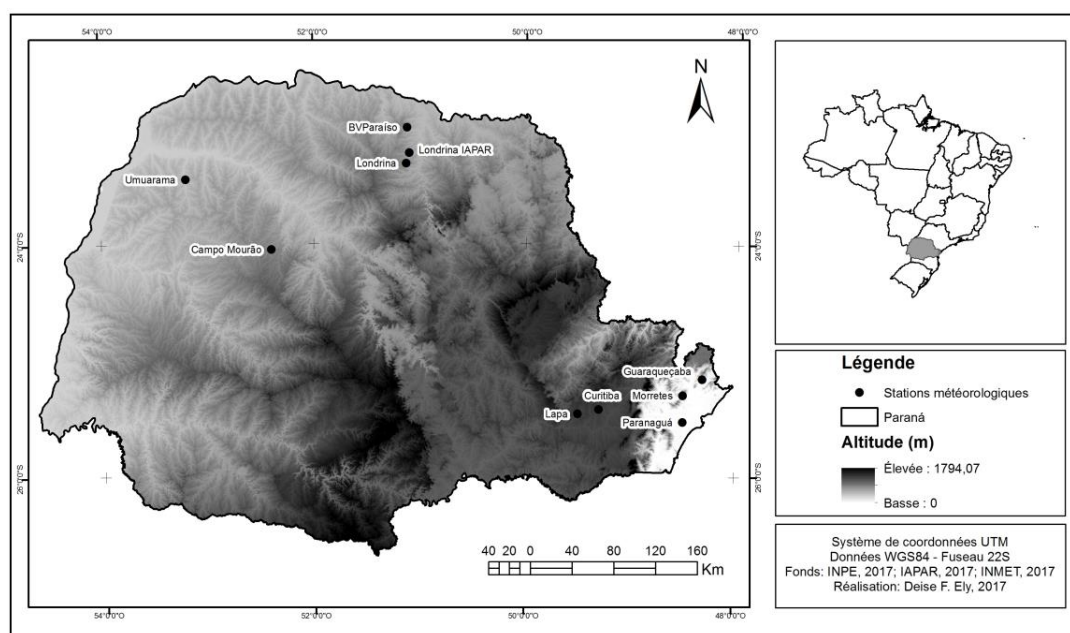


Figure 1. Localisation des stations météorologiques dans l'état du Paraná - Brésil retenues pour l'étude.

2. Données et méthodes

Les tendances pluviométriques pour les régions nord et est de l'État seront analysées sur la période 1971 à 2014. La première étape de l'analyse consiste à contrôler la qualité des données, ensuite on procède au comblement des données manquantes des séries temporelles. Nous ne retenons que les stations ayant moins de 20% de données manquantes (tableau 1). Deux méthodes de comblement des lacunes ont été testées, d'abord l'approche du plus proche voisin et la méthode NIPALS (*Non Linear Iterative Partial Least Squares*) (Wold, 1973). La méthode NIPALS a été appliquée à l'ensemble des données, c'est en fait un modèle d'analyse en composantes principales (ACP) qui est obtenu et utilisé pour calculer les valeurs manquantes.

Tableau 1. Coordonnées géographiques des stations utilisées et proportion de données manquantes (qui ont été comblées par la suite).

Stations (code)		Latitude S	Longitude O	Altitude (m)	Données manquantes (%)
Nord	Bela Vista do Paraíso (2251027)	-22.57	-51.12	600	2,9
	Londrina (2351003)	-23.22	-51.10	585	11,63
	Londrina (83766)	-23.31	-51.10	566	14,43
	Campo Mourão (83783)	-24.05	-52.36	616	3,52
	Umuarama (2353008)	-23.44	-53.17	480	3,8
Est	Morretes (2548038)	-25.30	-48.49	59	-
	Lapa (2549091)	-25.47	-49.46	910	17,8
	Curitiba (83842)	-25.43	-49.26	923	5,6
	Paranaguá (83844)	-25.53	-48.51	4.5	9,83
	Guaraqueçaba (2548039)	-26.16	-48.51	40	16,29

L'homogénéisation des données a été réalisée avec le logiciel RHtestsV4 (Wang et Feng, 2013) afin de détecter les problèmes de manque d'homogénéité des données. Lorsque cela était nécessaire des ajustements ont été apportés lorsqu'il y avait des problèmes tels qu'un saut (rupture) dans une série temporelle causée, par exemple par la relocalisation d'une station plutôt que par une variation d'origine climatique. Le modèle utilisé est basé sur le t maximal pénalisé et les tests F (Wang *et al.*, 2007; Wang 2008a), qui sont intégrés dans un algorithme de test récursif (Wang 2008b). Pour calculer les ajustements sur les séries, RHtestsV4 utilise un algorithme de type QM (*Quantile-Matching*).

Monteiro et Carvalho (2013) soulignent que « les indices climatiques sont généralement basés sur l'utilisation isolée d'éléments climatiques et cherchent à comprendre la variabilité, les rythmes climatiques et les événements exceptionnels ». Le calcul de ces indices est variable et peut être classé dans des indices climatiques simples ou relatifs et des indices bioclimatiques. Dans la présente étude, après le contrôle qualité des données, six indices climatiques simples établis par l'ETCCDMI - GIEC (tableau 2) ont été calculés à partir des séries modifiées à l'aide du logiciel ClimPACT (semblable à RCLimDex, Zhang et Yang, 2004) il est basé sur une variété de combinaisons pour calculer la fréquence, l'intensité et la durée des extrêmes pluviométriques de la série des données quotidiennes.

Tableau 2. Description des indices utilisés dans cette étude.

Indice	Nom de l'indice	Définitions	Unités
CDD	Jours secs consécutifs	Nombre maximum de jours consécutifs avec $P < 1\text{mm}$	jours
R20mm	Nombre de jours avec de fortes précipitations	Nombre annuel de jours où $P \geq 20\text{mm}$	jours
PRCPTOT	Précipitations annuelles totales par jour pluvieux	PRCP à partir de jours pluvieux ($P \geq 1\text{mm}$)	mm
R95pTOT	Contribution des jours très pluvieux	Pourcentage annuel de $P > 95^{\text{th}}$ percentile / PRCPTOT	%
R99pTOT	Contribution des jours extrêmement pluvieux	Pourcentage annuel de $P > 99^{\text{th}}$ percentile / PRCPTOT	%
Rx1day Rx2day Rx5day (Rxnday)	Précipitation mensuelle maximale consécutive sur 1 jour, 2 jours et 5 jours (où $P \geq 30\text{mm}$)	Quantité de précipitation maximale reçue en 1 jour, 2 jours ou 5 jours au cours d'une période d'un mois	mm

La dernière étape a consisté à calculer les tendances sur les séries des indices pour la totalité de la période de l'étude. Pour l'analyse des tendances nous avons utilisé le test non paramétrique de Mann-Kendall ou MK (Mann 1945; Kendall 1975). Le test de MK nous a permis de calculer le τ (tau) qui varie entre -1 et +1 dans notre tableau (ou entre -4 et +4 selon Sneyers, 1990), où les valeurs positives indiquent une tendance à la hausse et les valeurs négatives, une tendance à la baisse (Almeida *et al.*, 2016).

3. Résultats et discussion

Dans les stations situées au nord de l'état de Paraná, où prédomine le climat Cfa (climat tropical du centre du Brésil sans sécheresse), les précipitations annuelles moyennes calculées pour la période de 1971 à 2014 varient entre 1000 et 1500 mm, tandis que dans l'est les quantités moyennes de précipitations sont supérieures à 1500 mm (tableau 3), ce qui correspond aux caractéristiques climatiques de type Cfb (climat subtropical humide et temps hivernal frais).

Tableau 3. Précipitations moyennes annuelles pour la période de 1971 à 2014 et les types de climat annuel pour les stations météorologiques utilisées dans cette étude.

Stations météorologiques	Précipitations moyennes (mm)	Types de climat de Köppen
Nord Bela Vista do Paraíso	1489	Cfa
Londrina	1109	Cfa
LondrinaIAPAR	1422	Cfa
Campo Mourão	1628	Cfa
Umuarama	1596	Cfa
Est Curitiba	1435	Cfb
Lapa	1646	Cfb
Morretes	1981	Cfa
Guaraqueçaba	2048	Cfa
Paranaguá	1954	Cfa

Zandonadi *et al.* (2016) présentent les résultats de 11 indices climatiques pour 32 stations météorologiques situées dans le bassin du fleuve Paraná (Brésil), en considérant la période de 1986 à 2011. Leurs résultats indiquent une augmentation des précipitations totales dans la plupart des stations analysées et il semble que les précipitations extrêmes constituent le principal facteur à l'origine de ces augmentations. Dans leurs analyses, les stations de Campo Mourão, Curitiba, Londrina et Maringá ont des tendances négatives pour l'indice de jours secs consécutifs (CDD). Pour les indices RX1day, RX5day, R20mm, PRCPTOT, R95pTOT et R99pTOT la station de Campo Mourão a présenté des tendances négatives, alors que les autres ont montré des tendances positives; à l'exception de la station de Maringá qui présentait une tendance négative pour l'indice R95pTOT.

Pour notre étude nous avons calculé les tendances des précipitations sur une période de 44 ans (1971 à 2014) (tableau 4). Il est à noter qu'il n'y a pas de tendance significative pour les jours secs consécutifs (CDD). En ce qui concerne le nombre de jours avec des précipitations supérieures à 20 mm (R20mm) on remarque que toutes les stations situées à l'est de l'état et en milieu côtier montrent une tendance à la hausse significative. L'indice des précipitations annuelles totales par jour pluvieux (PRCPTOT) indique des augmentations significatives pour les stations de Lapa, Guaraqueçaba et de Curitiba. Pour les stations de Lapa et de Curitiba on observe des augmentations significatives des précipitations mensuelles maximales consécutives

sur 1 jour et 2 jours (RX1day et RX2day). Les stations situées dans la région nord ont tendance à connaître une diminution pour les indices de précipitations; mais cela n'est pas significatif. Seule la station d'Umuarama a enregistré des tendances significatives pour l'indice R20mm.

Tableau 4. Tendances des indices calculés pour les précipitations sur la période 1971-2014.

Indices	Nord					Est				
	BVParaiso	LondrinaAPAR	Londrina	CMourão	Umuarama	Morretes	Lapa	Curitiba	Paranaguá	Guaraqueçaba
CDD	-0.01	0.19	0.14	0.11	0.10	0.04	-0.05	-0.13	0.04	0.05
R20mm	-0.10	-0.06	-0.11	0.01	0.20	0.20	0.38	0.23	0.27	0.35
PRCPTOT	-0.05	-0.11	-0.17	-0.04	0.11	0.16	0.34	0.23	0.16	0.30
R95pTOT	-0.08	-0.17	-0.03	-0.15	-0.02	0.12	0.25	0.37	0.08	0.13
R99pTOT	-0.10	-0.09	-0.01	-0.13	-0.02	0.13	0.31	0.17	0.12	0.16
RX1day	-0.07	-0.08	0.05	-0.05	-0.03	0.14	0.28	0.26	0.12	0.11
RX2day	-0.08	-0.14	0.01	-0.09	0.04	0.08	0.28	0.26	0.19	0.15
RX5day	0.01	-0.05	0.03	-0.07	0.04	0.04	0.29	0.13	0.06	0.10

Les valeurs en gras indiquent l'apparition de tendances statistiquement significatives (positives ou négatives) de $\alpha = 0,05$.

Il convient de noter que les stations de Lapa et Curitiba ont des caractéristiques climatiques de type Cfb (tableau 3) et elles présentent des tendances significatives pour l'augmentation des précipitations ≥ 20 mm par jour (R20mm), des précipitations annuelles (PRCPTOT) et des précipitations extrêmes (R95pTOT) ainsi que pour les précipitations mensuelles maximales consécutives sur 1 et 2 jours. Ely et Fortin (2016) soulignent également que Curitiba présente une réduction du nombre de jours froids et une augmentation significative du nombre de jours avec des températures supérieures à 25°C au cours de cette même période.

Les tendances de l'augmentation des précipitations à Curitiba, Paranaguá et Guaraqueçaba corroborent les résultats trouvés par Ely et Dubreuil (2017) qui ont identifié des tendances statistiquement significatives pour l'augmentation des précipitations annuelles dans les régions de Curitiba et au nord de la côte du Paraná.

Conclusion

Notre étude permet d'évaluer les tendances des précipitations extrêmes dans deux régions de l'état du Paraná (Brésil) entre 1971 et 2014. On observe une augmentation du nombre de jours où les précipitations sont > 20 mm (R20mm) et des précipitations annuelles totales par jour pluvieux (PRCPTOT) à l'est, en particulier dans les stations météorologiques de Lapa, Curitiba et Guaraqueçaba. Ces deux premières stations montrent également une augmentation des précipitations mensuelles maximales consécutives sur 1 et 2 jours (Rx1day et Rx2day). Dans le nord, il y a des tendances de réduction des taux de précipitation (non statistiquement significatif).

Les résultats obtenus dans cette étude permettent d'étendre la période couverte par les études antérieures faites par Zandonadi et al. (2016) et Ely et Dubreuil (2017), elles complètent ainsi les connaissances climatiques de la région. De plus, les résultats découlant des analyses des changements des précipitations récentes permettent de mieux appréhender la disponibilité de l'eau dont l'évapotranspiration et le processus de recyclage de l'eau dans différents écosystèmes naturels et pour les agrosystèmes. Ce type de connaissances est utile et contribue à l'élaboration de stratégies régionales et locales d'adaptation aux changements climatiques appropriés, ce qui

est utile pour aider les décideurs à mettre en place des systèmes visant à réduire la vulnérabilité socio-environnementale.

Bibliographie

- Almeida, C. T., Oliveira-Júnior, J. F., Delgado, R. C., Cubo, P., Ramos, M. C., 2016. Spatiotemporal rainfall and temperature trends throughout the Brazilian Legal Amazon, 1973–2013. *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc.4831
- Back, A. J., 2014. Análise de tendências nos índices de precipitação de Iaviporã (PR) e Ponta Grossa (PR). *Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola*, Campo Grande (MS), Brasil, 27-31 julho 2014, 1-10.
- Ely, D.F. et Fortin, G., 2017. Variabilité et tendances des extrêmes thermiques dans l'état du Paraná, Brésil (1970-2015). *Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Sfax, Tunisie, 4-6 juillet 2017, 287-292.
- Ely, D.F. et Dubreuil, V., 2017. Análise das tendências espaço-temporais das precipitações anuais para o estado do Paraná – Brasil. *Revista Brasileira de Climatologia*, **13** (21), Jul-Dez/2017, 553-569.
- IPCC, 2014. *Cambio climático*. Impactos, adaptación y vulnerabilidad Resumen para responsables de políticas. Contribución del Grupo de trabajo II al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Field, C.B., 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 y L.L. White(eds.)]. Organización Meteorológica Mundial, Ginebra, Suiza, 34 pages.
- Kendall, M. G., 1975. *Rank Correlation Methods*. Griffin, London.
- Mann, H. B., 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, **13**, 245-259.
- Marengo, J.A., Jones, R., Alves, L.M., Valverde, M.C., 2009. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. *Int. J. Climatol.* doi: 10.1002/joc.1863
- Monteiro, A. et Carvalho, V., 2013. Uma abordagem metodológica para avaliação de eventos climáticos extremos. In : Amorim MC, De CT, Sant'Anna Neto JL, Monteiro A (eds) *Climatologia urbana e regional : questões teóricas e estudos de caso*. São Paulo, Outras Expressões, 117-142.
- Sneyers, R., 1990. *On the statistical analysis of series of observations World Meteorological Organization (WMO)*. Technical note n°143, Geneva, 192.
- Wang, X. L. 2008a. Penalized maximal F test for detecting undocumented mean shift without trend change. *Journal of Atmospheric and Ocean Technology*. **25**(3), 368–384.
- Wang, X. L. 2008b. Accounting for autocorrelation in detecting mean shifts in climate data series using the penalized maximal t or F test. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. **47**(9), 2423–2444.
- Wang, X. L., Wen, Q.H., Wu, Y., 2007. Penalized maximal t test for detecting undocumented mean change in climate data series. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. **46**(6), 916–931.
- Wang, X. L., Feng, Y., 2013. *RHtestsV4: User Manual*. Climate Research Division, Atmospheric Science and Technology Directorate, Science and Technology Branch, Environment Canada. Downsview, Ontario, Canada.
- Wold, H. 1973. Nonlinear iterative partial least squares (NIPALS) modeling: some current developments. In: Krishnaiah, P. R., ed. *Multivariate Analysis II*. Academic Press, 383–407.
- Zhang, X.; Yang, F., 2004. RClimDex (1.0) User Guide. *Climate Research Branch*, Environment Canada, Downsview, Ontario, Canada.
- Zandonadi, L., Acquaotta, F., Fratianni, S., Zavattini, J. A., 2016. Changes in precipitation extremes in Brazil (Paraná River basin). *Theoretical and applied climatology*, **123**(3-4), 741-756.

MODELISATION DES PRECIPITATIONS ANNUELLES AU MAROC SELON LES DONNEES DE PANEL

HANCHANE M. ¹, BIJOU M. ²

¹Laboratoire Etudes Urbaines (Université Sidi Mohamed Ben-Fès, FLSH Dhar El Mahraz, mohamed.hanchane@usmba.ac.ma)

²Laboratoire d'Economie Appliquée au Développement (Université de Toulon, medbijou.eco@gmail.com)

Résumé : Cette étude expose l'utilité de la modélisation des données pluviométriques selon les modèles en données de panel. La pluviométrie annuelle, comme variable dépendante, est modélisée en fonction des facteurs géographiques et des indices de la circulation atmosphérique à grande échelle (CAGE : NAO, WeMO et ENSO). Les résultats relatifs aux trois modèles montrent l'efficacité des modèles à effets fixes et à effets aléatoires et confirment le rôle des facteurs géographiques, de la NAO, du WeMO et de l'ENSO dans l'explication de l'hétérogénéité spatio-temporelle des précipitations au Maroc.

Mots-Clés : Variabilité climatique ; Modélisation ; Données de panel ; Précipitations ; Maroc.

Abstract: *MODELING ANNUAL RAINFALL IN MOROCCO IN ACCORDANCE WITH THE PANEL DATA.* This study focuses on the utility of the modeling of rainfall variability according to the models in panel data. Annual rainfall, as the dependent variable, is modeled according to geographical factors and indices of large scale atmospheric circulation (NAO, WeMo and ENSO). The results for three models show the effectiveness of fixed-effect and random-effect models and confirm the role of geographical factors, NAO, WeMO and ENSO in explaining the spatio-temporal heterogeneity of rainfall in Morocco.

Keywords: Climate variability; Modeling; Panel data; Rainfall; Morocco.

Introduction

Le climat marocain est marqué par une variabilité spatio-temporelle des précipitations qui dépend des modes de la Circulation Atmosphérique à Grande Echelle (CAGE) et de paramètres géographiques locaux (i.e., position géographique selon la latitude et la longitude et situation altitudinale).

Dans un contexte de modélisation de la variabilité pluviométrique en fonction de variables explicatives par la méthode des moindres carrés, toutes les études climatiques antérieures ont tenté d'établir des modèles de régression et de calculer des coefficients de corrélation d'une part entre la variabilité spatiale des précipitations et les paramètres géographiques, variables constantes dans le temps et associées à une station donnée, et d'autre part entre la variabilité temporelle des précipitations et les indices de la CAGE (variables dans le temps) (Delannoy, 1982 ; Lamb et Pepler, 1987 ; Bellichi, 1998 ; El Hamly et Sebbari, 1998 ; Ward et al., 1999 ; Knippertz et al, 2003 ; Bouaicha and Benabdelfadel, 2010 ; Driouech et al., 2010 ; Sebbar et al., 2011). Le point commun entre toutes ces études est la mise en œuvre de modèles de régression simple ou multiple, spécifiques à une station ou à un ensemble de stations supposées homogènes d'un point de vue climatique. Cette démarche de modélisation introduit un biais dans l'estimation des paramètres du modèle et rend la généralisation des résultats sur l'ensemble d'un pays critiquable. Or, de nombreuses études, traitant de la variabilité pluviométrique en utilisant les données issues d'un réseau de stations pluviométriques, ont tenté de généraliser leurs résultats sans corriger le biais introduit par les modèles classiques de régression.

Dans cette étude, on propose de modéliser les précipitations annuelles d'un ensemble de stations couvrant le territoire marocain en utilisant une matrice conçue en données de panel ou données longitudinales. L'objectif de cette étude est de comparer la pertinence de trois types de modèles prenant en compte la variabilité spatio-temporelle des précipitations en fonction des paramètres géographiques et des variables de la dynamique atmosphérique à grande

échelle. Cette étude vise à montrer l'apport de l'utilisation de modèles à effets aléatoires et à effets fixes dans l'explication de la variabilité interannuelle des précipitations pour l'ensemble du pays. L'approche déployée dans cette étude n'a jamais été utilisée dans les études climatiques marocaines.

1. Bref aperçu sur les précipitations au Maroc

Par sa position géographique entre les latitudes 21° et 36°N, le Maroc est marqué par un climat de transition entre le climat tropical au sud et tempéré au nord. Selon la classification climatique de Köppen (Kottek et al., 2006) il est subdivisé en 3 grands types climatiques du nord au sud : climat méditerranéen de transition à été chaud et sec (Csa), climat aride steppique à hiver chaud (BSh) et climat aride de désert à hiver chaud (BWh) (figure 1). Les montagnes du Rif et de l'Atlas créent des ambiances bioclimatiques qui varient, selon l'augmentation de l'altitude, du semi-aride au perhumide.

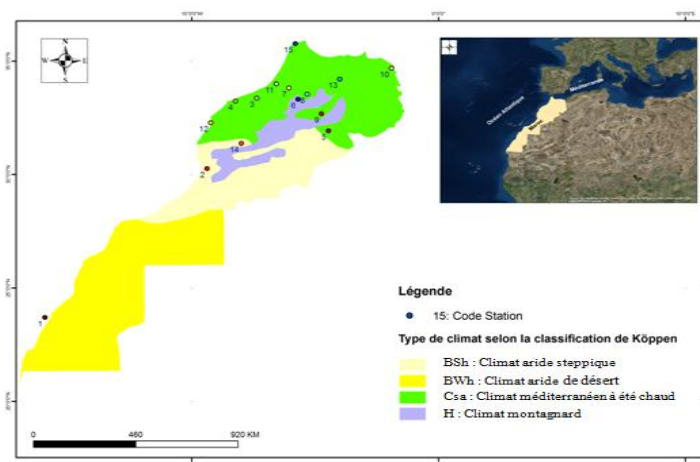


Figure 1 : Carte de localisation des stations pluviométriques et types de climats selon la classification de Köppen (les chiffres indiquent le code de chaque station utilisé dans le tableau 1).

A ces latitudes domine l'Anticyclone dynamique des Açores qui est issu de la branche descendante de la circulation intertropicale de Hadley. En moyenne, sa position est plus méridionale en hiver, favorisant l'infiltration des perturbations atmosphériques des latitudes tempérées, alors qu'il prend un emplacement plus septentrional en saison sèche, responsable d'un temps stable (Delannoy, 1970). Si ce second cas correspond à une sécheresse structurelle dont la durée varie spatialement, la saison normale des pluies peut connaître des sécheresses chroniques qui surviennent d'une façon aléatoire. Ces anomalies climatiques peuvent intéresser l'ensemble du territoire du pays ou toucher des régions bien spécifiques. Depuis le milieu des années 1970, le pays a connu une succession d'années sèches d'une durée de 2 à 3 ans interrompues par de courtes périodes d'années normales ou humides. Ceci reflète la grande variabilité temporelle des précipitations qui augmente dans les zones les plus arides.

A une échelle synoptique, les périodes sèches et humides successives sont liées à la circulation atmosphérique à grande échelle qui varie temporellement. L'influence de ces schémas de circulation atmosphérique à grande échelle a été identifiée et largement étudiée (Lamb et Pepler, 1987 ; Knippertz et al., 2003; Huebener et Kerschgens, 2007). Ce sont l'oscillation nord-atlantique (NAO), l'oscillation ouest-méditerranéenne (WeMO) et l'oscillation australe El Niño (ENSO). Au Maroc, la NAO a été largement étudiée dans sa relation avec les précipitations, tandis que les deux autres oscillations (WeMO et ENSO) ont été peu discutées (Ward et al., 1999 ; Knippertz et al., 2003 ; Huebener et Kerschgens, 2007). Il ressort de cette synthèse bibliographique que la variabilité spatiale et temporelle des précipitations marocaines dépend à la fois de variables fixes, tenant compte de la position

géographique des stations (latitude, longitude et altitude) et de variables temporelles prenant en compte les dynamiques atmosphériques (NAO, WeMO et ENSO). Les études classiques s'intéressant à la variabilité des précipitations ne permettent pas de tenir compte simultanément de sa variabilité spatiale et temporelle en fonction des variables spécifiques à chaque station et de variables dynamiques. Ceci est rendu possible grâce aux modèles à effets fixes et à effets aléatoires conçus selon une base de données de panel et qui permettent de prédire sans biais la variabilité des précipitations.

2. Méthodologie et données utilisées

Dans un contexte d'adaptation aux changements climatiques, la prise en compte de la variabilité intra-stations (composante temporelle) et inter-stations (spatiale) est une étape diagnostique essentielle pour décrire correctement l'évolution des précipitations pour un réseau d'observations climatiques. Ceci a été élucidé pour par Atak et Linton (2010) en l'appliquant au Royaume-Uni. L'importance des données de panel est de répondre à certaines questions qu'il eut été impossible d'élucider avec un simple échantillon de séries chronologiques ou un simple échantillon spatial. Seul un échantillon en données de panel est susceptible de nous aider à nous prononcer quant à la stabilité de la relation dans sa double dimension spatiale et temporelle.

Dans notre cas, la matrice de données de panel regroupe N x T lignes (avec N = 15 stations et T = 61 années), soit 915 observations. Autrement dit, chaque variable pluviométrique de la matrice de données varie au sein de chaque station i et aussi d'une station à une autre. Le panel considéré dans cette étude est cylindré puisque les séries pluviométriques temporelles relatives aux différentes stations sont observées à la même période allant de 1945-2005 (tableau 1). Les données proviennent des différentes Agences des Bassins Hydrauliques du pays.

Le modèle en données de panel s'écrit comme une fonction à double indices qui prend la forme suivante :

$$y_{it} = \alpha + \sum_k \beta_k X_{kit} + \sum_p \lambda_p z_{pi} + \varepsilon_{it} \quad i=1 \dots N \quad t=1 \dots T_i$$

où i est la station et t pour le temps. Les variables explicatives X_{kit} sont changeantes dans le temps, alors que les variables z_{pi} sont des facteurs invariants dans le temps. Le terme α est une constante alors que ε_{it} correspond à l'erreur d'estimation du modèle qui dépend des stations i et du temps t. La modélisation spatio-temporelle de la variabilité pluviométrique permet de comparer trois types de modèles (Gao et Hawthorne, 2006 ; Atak et Linton, 2010) : (i) un modèle de moindres carrés ordinaires (MCO) sur données empilées (pooled data) ; (ii) un modèle à effets fixes, connu aussi sous le nom de LSDV (Least Squares Dummy Variables) où seules les indices de la CAGE (NAO, WeMO et ENSO), variables dans le temps mais identiques pour toutes les stations, sont pris en compte ; (iii) un modèle à effets aléatoires, connu aussi sous le nom de modèle à composantes d'erreur, dans lequel les paramètres géographiques, fixes dans le temps mais spécifiques pour chaque station, sont introduits avec les variables qui tiennent compte des modes de la circulation atmosphériques (indices de la CAGE).

3. Résultats et discussion

L'observation des précipitations moyennes annuelles montre sa dépendance avec la position géographique : elles augmentent du sud vers le nord (x_1 : effet de la latitude) et avec

l'altitude (x_3), et diminuent avec la continentalité (x_2 : effet de la longitude). La variabilité interannuelle, obtenue par le coefficient de variation CV, augmente avec l'aridité (tableau 1).

Tableau 1 : Données utilisées dans la matrice de données de panel.

Code	Station	Latitude (°N)	Longitude (°O)	Altitude (m)	Période observée	Moyenne annuelle (mm)	CV (%)*
2	Agadir	30.26	9.39	31	1945-2005	238	48.0
3	Casablanca	33.37	7.38	27	1945-2005	417	32.4
1	Eddakhla	23.7	15.96	6	1945-2005	35.5	98.4
4	El Jadida	33.24	8.24	10	1945-2005	405	34.8
5	Errachidia	31.93	4.47	1039	1945-2005	137	57.2
6	Ifrane	33.32	5.7	2019	1945-2005	979	27.9
7	Khemissat	33.82	6.07	451	1945-2005	374	32.5
14	Marrakech	31.37	8.00	457	1945-2005	241	37.5
8	Meknès	33.54	5.33	531	1945-2005	553	27.5
9	Midelt	32.68	4.75	1462	1945-2005	203	37.2
10	Oujda	34.69	1.92	549	1945-2005	314	30.7
11	Rabat	34.00	6.58	46	1945-2005	536	30.6
12	Safi	32.28	9.24	45	1945-2005	364	37.3
15	Tanger	35.77	5.81	19	1945-2005	739	31.5
13	Taza	34.21	4.01	560	1945-2005	585	28.7

* CV est le Coefficient de variation en % ($CV = (\text{Ecart-type} / \text{Moyenne}) * 100$)

La dépendance entre ces paramètres géographiques et la pluviométrie est confirmée par les signes des valeurs des coefficients des modèles obtenus selon le modèle MCO et le modèle à effets aléatoires (tableau 2). Les résultats de modélisation montrent l'existence de différences entre les paramètres β estimés par les trois modèles. Le paramètre estimé de la variable longitude par la méthode MCO est de -85.86, tandis qu'il est de -87.16 avec le modèle à effets aléatoires. La valeur du biais estimée est de 2 points, avec un paramètre significatif pour les deux méthodes d'estimation ($p < 0.05$). Le même résultat est observé dans l'estimation du coefficient associé à la variable « Altitude », avec un biais d'estimation de seulement un point puisque les deux paramètres sont significatifs ($p < 0.05$) pour les deux méthodes d'estimation.

Le paramètre estimé β associé à la variable tendance temporelle est pratiquement identique et significatif pour les trois modèles. Son signe négatif indique une diminution significative des précipitations sur le territoire marocain au cours de la période d'observation 1945-2005.

Concernant l'indice de l'oscillation WeMO, les résultats montrent un effet négatif de -25.35, et ceci pour les trois méthodes d'estimations. En revanche, les modèles à effets fixes et à effets aléatoires estiment des effets négatifs et significatifs, car la probabilité associée à cette variable est inférieure à 5%, tandis que la méthode MCO révèle un effet non significatif avec une probabilité de 0.07. Quant à la variable ENSO, les résultats montrent que les paramètres estimés par les trois modèles sont positifs et ne diffèrent pas beaucoup, aussi bien en termes d'effet qu'en terme de significativité. Il en est de même pour l'indice de l'oscillation NAO dont le paramètre estimé est de signe négatif et significatif pour les trois modèles. Ainsi, les modèles estimés sont globalement significatifs, puisque la probabilité du test de Fisher est inférieure à 5%. Ceci prouve la pertinence des variables explicatives et leurs potentiels d'explication par rapport à la variable dépendante (tableau 2).

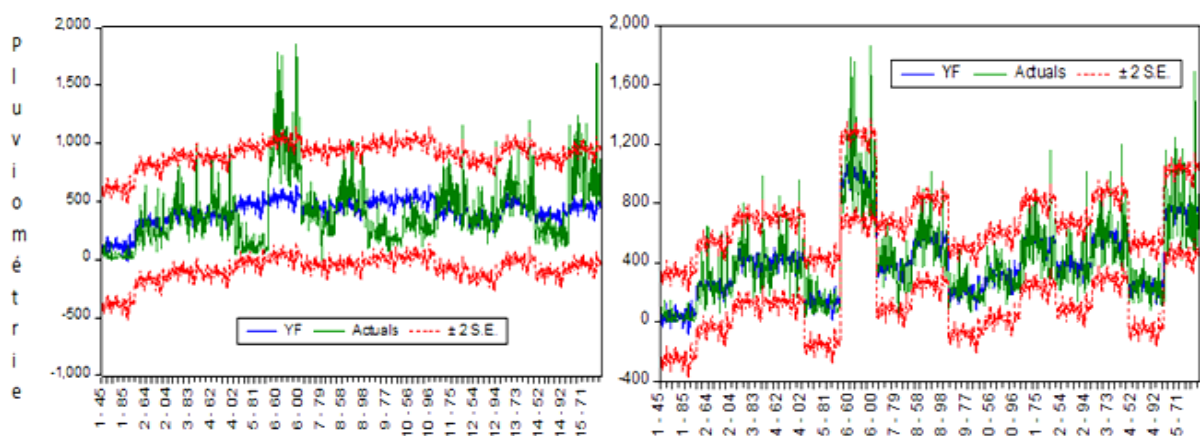
Globalement, la prise en compte de l'hétérogénéité individuelle (variance between et variance within) au sein de la structure des modèles à effets fixes et à effets aléatoires montre des différences au niveau des paramètres et de l'inférence statistique associés aux variables par rapport à la méthode MCO, même si cette différence en termes de significativité ne concerne que peu de variables. Ce changement de significativité est expliqué par l'estimation

d'une matrice de variance covariance sans biais. Ceci est vérifié par une simple comparaison entre les pluies annuelles observées et estimées pour les différentes stations. En effet, la figure 2 montre des écarts importants entre la pluviométrie observée (actuals sur la figure) et la pluie estimée par le modèle MCO (YF) : la pluie estimée par le modèle ne reflète pas l'hétérogénéité spatiale observée. En revanche, les résultats de la figure 3 permettent de constater une nette amélioration des estimations selon un modèle à effets aléatoire qui tient compte de l'hétérogénéité spatiale.

Tableau 2 : Comparaison des résultats des trois modèles utilisés en données de panel.

Pluviométrie	MCO		Fixed Effect		Random Effect	
	β	P>t	β	P>t	P> z	
Tendance temporelle	-.99	0.001	-1.05	0.000	-1.05	0.000
Latitude	126.77	0.000	-	-	126.39	0.000
Longitude	-85.86	0.000	-	-	-87.16	0.003
Altitude	.249	0.000	-	-	.253	0.002
NAO	-82.12	0.000	-82.81	0.000	-82.80	0.000
WeMO	-25.35	0.074	-25.63	0.013	-25.63	0.013
ENSO	20.54	0.011	19.94	0.001	19.95	0.001
Constante	-2486.56	0.000	2473.99	0.000	-2359.56	0.070
Prob > F	0.000		0.001		0.0000	
R ²	0.48		-		-	
R ² within	-		0.0997		0.0997	
R ² between	-		0.0062		0.6545	
R ² overall	-		0.0309		0.4766	
sigma_u			228.06		141.77	
sigma_e			136.98		136.98	
rho			.73		.52	

R² overall : renseigne sur la qualité globale du modèle ; R² within : renseigne sur l'importance de la variabilité intra-individuelle dans le modèle à effets fixes et sur l'importance de la variabilité inter-individu dans le modèle à effets aléatoires ; R² between : renseigne sur la part expliquée de la variabilité interindividuelle ; sigma_u : la variance des résidus expliquée par les effets individuels ; sigma_e : la variance des résidus expliquée par les erreurs ; rho : mesure la proportion de la variance des résidus expliquée par les effets individuels.



YF : Pluviométrie estimée en mm ; "Actuals" : Pluviométrie observée en mm ; $\pm 2 S.E.$: Intervalles d'estimation. L'axe horizontal indique l'évolution temporelle (1945-2005) pour l'ensemble des stations (ex. 1-45 : 1-05 : évolution de 1945 à 2005 pour la station n°1 (voir tableau 1 pour les codes des stations)).

Figures 2 (à gauche) et 3 (à droite). Estimation des précipitations annuelles selon un modèle MOC et un modèle à effets fixes.

La prise en compte de l'hétérogénéité spatiale et temporelle par le modèle à effets aléatoires améliore la qualité d'estimation des précipitations. C'est le cas de la station la plus arrosée d'Ifrane et celle la plus aride d'Errachidia. Une nette amélioration dans l'estimation des précipitations est à constater aussi dans les stations de Midelt et de Meknès. La valeur élevée de " R-squared between" dans le modèle à effets aléatoires indique que la variabilité des variables explicatives par rapport à la pluviométrie est due essentiellement à la variabilité inter-individuelle (entre stations). Le coefficient "rho" mesure la proportion de la variance des résidus expliquée par les effets individuels ; sa diminution dans le modèle à effets aléatoires permet de déduire que l'hétérogénéité entre stations est réduite lors de l'ajout des variables aléatoires (NAO, WeMO et ENSO) (tableau 2).

Conclusion

Dans les modèles de régression classiques, les paramètres sont estimés pour chaque station et pour une durée bien déterminée. Ceci reflète donc l'intérêt d'une modélisation selon les données de panel. En effet, cette dernière permet d'estimer un modèle global tout en tenant compte de la variabilité intra-stationnelle (variabilité temporelle ou within) et inter-stations (variabilité spatiale ou between). Elle permet une estimation non biaisée des paramètres associés aux variables géographiques, fixes dans le temps, et dynamiques, tenant compte des oscillations atmosphériques NAO, WeMO et ENSO. Ceci offre l'avantage de décomposer la variabilité spatio-temporelle et de mesurer son importance. Vue sous cet angle, la modélisation des données en panel correspond à une méthode exploratrice globale qui ouvre des perspectives en matière de régionalisation sans biais de la variabilité spatio-temporelle des précipitations. Cette perspective peut aboutir à des résultats significatifs en exploitant au maximum le réseau d'observation pluviométrique du pays.

Bibliographie

- Atak, A., Linton, O., Xiao, Z., 2010. A semiparametric panel model for unbalanced data with application to climate change in the United Kingdom. Forthcoming in *Journal of Econometrics* (available at <http://mpra.ub.uni-muenchen.de/22079/>).
- Bellichi A., 1998. Les régimes pluviométriques du Maroc du Centre-ouest. *Rev. Méditerranée*, Tome 88, 5-10.
- Benassi M., 2008. Drought and climate change in Morocco. Analysis of precipitation field and water supply. In : López-Francos A. (ed.). *Drought management: scientific and technological innovations*. Zaragoza : CIHEAM, 2008. p. 83-86
- Bouaicha, R., Benabdelfadel, A., 2010. Variabilité et gestion des eaux de surface au Maroc. *Sécheresse* 21, 1–5.
- Delannoy H., 1970. Aspects de la climatologie du Bassin du Sebou. In. *Atlas du Bassin du Sebou : Livret explicatif*. 13-20.
- Delannoy H., 1982. Introduction à l'étude des relations entre les températures des eaux océaniques et les précipitations côtières marocaines. *Rev. Norois*. N°116, 535-545.
- Driouech, F., Déqué, M., Sanchez-Gomez, E., 2010. Weather regimes—Moroccan precipitation link in a regional climate change simulation. *Global and Planetary Change* 72, 1–10.
- El Hamly, M., Sebbari, R., 1998. Towards the seasonal prediction of Moroccan precipitation and its implications for water resources management. *Water Resources Variability in Africa During the XX Century*. : Proceeding of the Abidjan 98 Conference, 252. IAHS Publ, pp. 79–87.
- Gao, J., Hawthorne, K., 2006. Semiparametric estimation and testing of the trend of temperature series. *Econometrics Journal* 9, 332-355.
- Huebener H., Kerschgens M., 2007. Downscaling of current and future rainfall climatologies for southern Morocco. Part I: Downscaling method and current climatology. *Inter. J. of climatology*, 27, 1763-1774.
- Knippertz P., Ulbrich U., Marques F., Corte-Real J., 2003. Decadal changes in the link between El Niño and springtime North Atlantic oscillation and European–North African rainfall. *Inter. J. of climatology*, 23, 1293- 1311.
- Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudolf B., Rubel F., 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 15, No. 3, 259-263.
- Lamb P.J., Pepler R.A., 1987. North Atlantic Oscillation: Concept and an Application. *Bull. American and Meteorological Society*, Vol. 68, 10, 1218-1225.
- Sebbar A., Badri W., Fougrach H., Hsaine M., Saloui A., 2011. Etude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935-2004). *Rev. Sécheresse* 22, 139-48.
- Ward M.N, Lamb P.J, Portis D.H, El Hamly M., Sebbari R. Climate Variability in Northern Africa: Understanding Droughts in the Sahel and the Maghreb. In: Navarra A. (éds) *Beyond El Niño*. Springer, Berlin, Heidelberg.

ANALYSE DES CHANGEMENTS DANS LA DISTRIBUTION SPATIALE DES VALEURS DES INDICES BIOCLIMATIQUES EN ROUMANIE A L'AIDE DU MODELE CLIMATIQUE REGIONAL RACMO22E

HOLOBACA I.-H. ¹, ALEXE M. ¹

¹ Laboratoire de Télédétection et Observation de l'Environnement (GeoTomLab), Faculté de Géographie, Université Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, Roumanie, iulian.holobaca @ubbcluj.ro, mircea.alexu@ubbcluj.ro

Résumé : Dans ce travail nous proposons une analyse spatiale des changements des valeurs de deux indices bioclimatiques utilisés dans l'activité opérationnelle par l'Administration Nationale de Météorologie. L'indicateur Température – Humidité et Indicateur de Refroidissement sont employés pour déclencher les mesures légales dans le cas d'occurrence du fort inconfort thermique pendant l'été et l'hiver. Les données climatologiques journalières observées (ROCADA) ont été comparées avec celles du modèle régional RACMO22E v.2, rcp4.5. Les caractéristiques spatiales les plus marquées sont le décalage altitudinal et l'augmentation du nombre de jours à inconfort thermique sur le littoral de la Mer Noire.

Mots-Clés : indicateurs bioclimatiques ; ROCADA ; RCM ; changement ; Roumanie.

Abstract: Analysis of changes in the spatial distribution of bioclimatic indices in Romania using regional climate model RACMO22E. In this paper we make a spatial analysis of the spatial changes in values of two bioclimatic indices used in operational activity by the National Meteorological Administration. The Temperature-Humidity Indicator and the Cooling Indicator are used to trigger legal measures in case of occurrence of severe thermal discomfort during the summer and winter. Observed daily climatological data (ROCADA) were compared with data from the regional model RACMO22E v.2, rcp4.5. The most marked spatial characteristics are the altitudinal shift and the increase in the number of days with thermal discomfort on the Black Sea coast.

Keywords: bioclimatic indicators; ROCADA; RCM; change; Romania.

Introduction

L'analyse des risques et les opportunités liés au changement climatique actuel est très importante dans la perspective de la planification stratégique du développement des activités touristiques en Roumanie. Nous proposons d'analyser quantitativement ces changements en fonction de deux indices bioclimatiques. Les deux indices sont utilisés dans l'activité opérationnelle par l'Administration Nationale de Météorologie Roumaine pour alerter la population pendant l'été et l'hiver.

1. Données et méthodes

Pour cette étude, nous utilisons les données spatiales climatologiques journalières observées (température maximale de l'air, température minimale de l'air et humidité relative) interpolées sur une grille à une résolution spatiale de 0,1 degré (environ 10 km). Les données proviennent du projet ROCADA et sont disponibles sur le portail PANGAEA à l'adresse doi.pangaea.de /10.1594/PANGAEA.833627 (Dumitrescu et Bârsan, 2015).

La comparaison a été faite avec des données du modèle régional RACMO22E v.2 à une résolution de 0,11 degré pour l'expérimentation rcp4.5 (Meijgaard *et al.*, 2008). L'analyse des changements dans la répartition spatiale des valeurs des indices bioclimatiques a été faite sur trois périodes : 2006-2030, 2031-2060 et 2061-2090 en utilisant le logiciel netCDF Operator (NCO). Les données sont disponibles sur le site de Cordex – Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment (<http://cordex.org/data-access/>).

L'Administration Nationale de Météorologie utilise l'indicateur Température – Humidité - THI (Thom, 1958) pour alerter la population pendant l'été. Le seuil établi par dispositions

légales est de 80 unités. Si le seuil est dépassé le Plan National Canicule (Planul Național pentru Caniculă) est déclenché.

THI associe la température et l'humidité pour mesurer le degré d'inconfort ressenti par un individu par temps chaud. La formule originale a été modifiée parce qu'elle utilise la température exprimée en degrés Fahrenheit. Dans notre étude nous avons employé la formule suivante :

$$\text{THI} = 0,81 * T + 0,01 * H * (0,99 * T - 14,3) + 46,3 \quad (1)$$

où : T – température de l'air (°C), H – humidité relative (%).

L'Administration Nationale de Météorologie utilise, dans l'activité opérationnelle pendant l'hiver, l'Indicateur de Refroidissement. Les mesures légales de lutte contre le froid sont prises si la température descend au-dessous de -20° C ou, si le refroidissement éolien descend au-dessous de -35° C. Dans notre analyse nous n'avons utilisé que les températures minimales parce que les données du vent ne sont pas disponibles dans le projet ROCADA.

2. Résultats et discussion

2.1. Changement dans la distribution spatiale – données observées

La distribution spatiale des valeurs de l'indicateur Température – Humidités en Roumanie a été analysée en calculant le nombre moyen de jours THI > 80 unités. Les facteurs géographiques déterminants sont l'altitude et la latitude (Fig. 1.A).

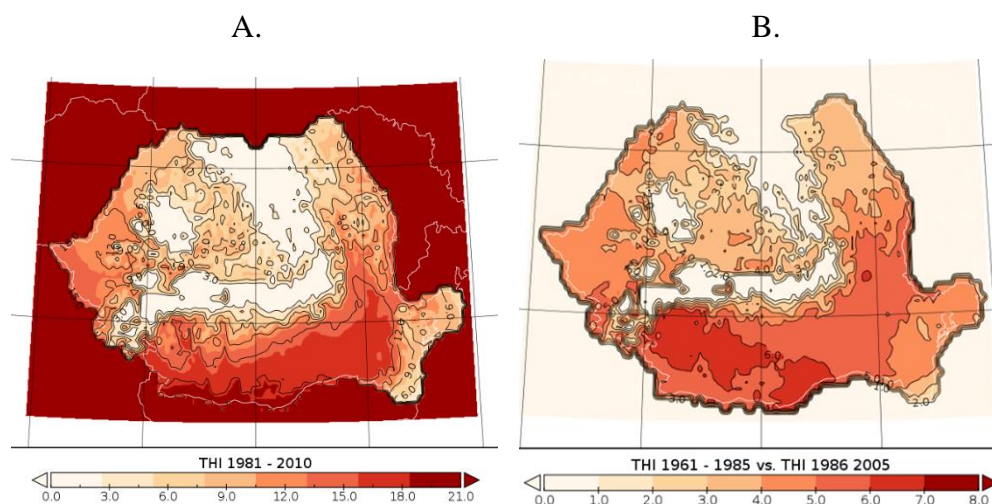


Figure 1. A. Nombre moyen de jours avec THI > 80 unités pendant l'été (JJA) pour la période 1981 – 2010 à partir des données observées (ROCADA) B. Différence entre les nombre moyen de jours avec THI > 80 unités pendant l'été (JJA) entre les périodes 1961 – 1985 et 1986 – 2010 à partir des données observées (ROCADA).

On remarque la décroissance du nombre de jours avec fort inconfort thermique (THI > 80) avec l'altitude durant l'été. La chaîne montagneuse des Carpates est délimitée par l'isoligne de 3 jours. Pour les altitudes supérieures à 1800 m les valeurs sont nulles ou très proches de zéro.

Le contraste latitudinal est aussi important. Les valeurs plus élevées sont observées dans l'extrémité sud de la Roumanie dans la plaine d'inondation du Danube. Ici les valeurs peuvent dépasser localement 20 jours. En revanche, au nord de la Roumanie dans la plaine de Someș le nombre de jours avec fort inconfort thermique est compris entre 9 et 12 jour.

En ce qui concerne l'influence des facteurs locaux on remarque le rôle modérateur de la Mer Noire. Le nombre moyen de jours avec THI > 80 est compris entre 6 et 9 jours dans le nord du littoral et entre 3 et 6 jours dans le sud.

Nous avons évalué le changement observé dans la répartition spatiale de l'inconfort thermique extrême pendant l'été (THI > 80 unités) en calculant la différence entre les valeurs moyennes saisonnières de deux périodes 1961 – 1985 et 1986 – 2010 (Fig. 1.B).

On remarque que toutes les différences sont positives indiquant une croissance du nombre moyen de jours avec fort inconfort thermique pendant l'été pour la période récente. On observe également un décalage positif en altitude de l'isonomale de 1 jour.

Les plus grandes différences caractérisent le sud de la Roumanie. Les différences maximales dépassent 6 jours dans la partie ouest et centrale de la Plaine Roumaine. Les moindres différences sont observées dans le sud du littoral de la Mer Noire et dans le nord de la Roumanie (Plateau de Suceava) et sont comprises entre 0 et 2 jours.

Dans la répartition spatiale du nombre moyen saisonnier des jours avec inconfort thermique extrême pendant l'hiver, on remarque un intervalle de variation plus étroit que dans le cas de l'Indicateur Température – Humidité (Fig. 2.A.). On observe aussi un contraste latitudinal de ces valeurs. Dans le sud de la Roumanie les valeurs moyennes saisonnières ne dépassent pas 0.5 jour par saison. En revanche, le nord du pays est caractérisé par des valeurs plus élevées.

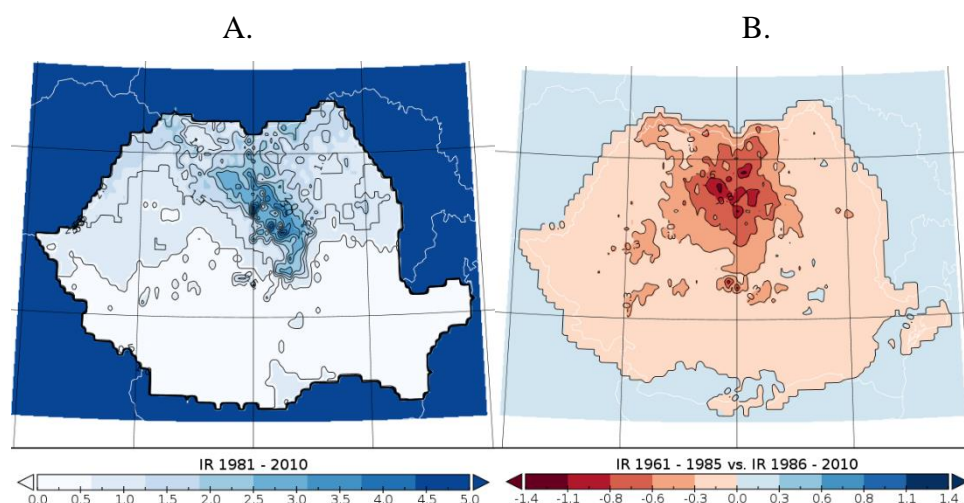


Figure 2. A. Nombre moyen de jours avec $T_{min} < -20^{\circ}C$ pendant l'hiver (DJF) durant la période 1981 – 2010 à partir des données observées (ROCADA) B. Différence entre le nombre moyen de jours avec $T_{min} < -20^{\circ}C$ pendant l'hiver (DJF) entre les périodes 1986 – 2010 et 1961 - 1985 à partir des données observées (ROCADA).

Les valeurs qui dépassent 1 jour par saison sont observées dans les Carpates Orientales et localement dans les Alpes de la Transylvanie. Les conditions locales sont très importantes ; dans les dépressions intra montagneuses de l'est de la Transylvanie où les conditions locales favorisent l'accumulation de l'air froid et la formation des inversions thermiques persistantes on compte le plus grand nombre moyen annuel de jours avec fort inconfort thermique (5).

Les différences du nombre moyen de jours avec températures minimales inférieures à $-20^{\circ}C$ entre les deux périodes d'étude sont négatives pour la plupart du territoire de la Roumanie (Fig. 2.B.). Les plus grandes différences sont remarquées dans la partie centrale nord, où la fréquence des basses températures négatives est maximale.

La plus faible fréquence du nombre de jours avec fort inconfort thermique hivernal est plus importante dans les Carpates Orientales et dans l'est de la Transylvanie. Les valeurs positives ne dépassent pas 0,3 jours et sont observées dans l'extrémité sud de la Roumanie et Dobroudja.

2.2. Changement dans la distribution spatiale – données modelées

En été, les valeurs modelées, provenant du modèle climatique régional RACMO22E, gardent les caractéristiques géographiques de répartition du nombre moyen de jours avec THI > 80 unités des valeurs observées (données ROCADA). On note aussi une variabilité spatiale beaucoup moins importante en comparaison avec ces dernières (Fig. 1.A.) et une tendance de sous – estimation par le modèle (Fig. 3.A., 3.B., et 3.C.). Les seules différences notables dans la spatialisations des valeurs apparaissent dans le Delta du Danube où le modèle donne des valeurs plus proches du maximum observé dans l'extrémité sud-ouest de la Roumanie alors qu'il les sous-estime dans l'extrémité ouest du pays.

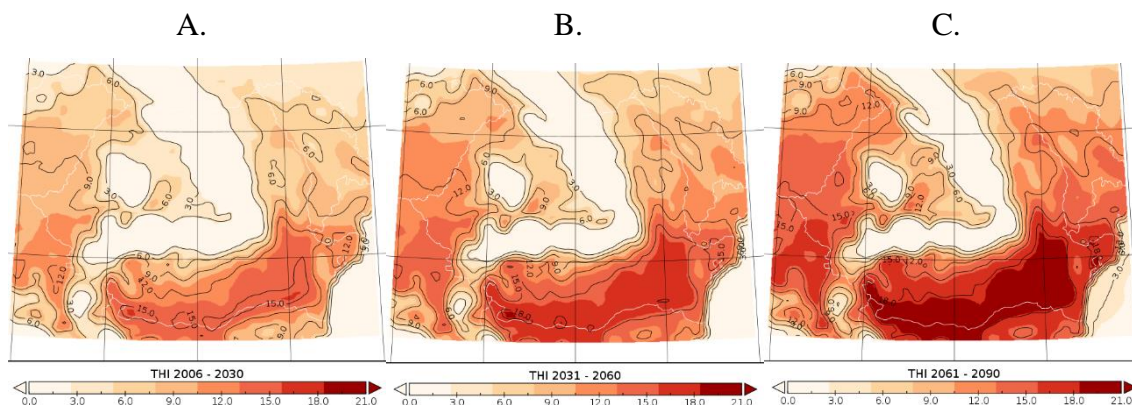


Figure 3. Nombre moyen de jours avec THI > 80 unités pendant l'été (JJA) à partir des données modelées (RACMO22E v.2, rcp4.5) pour les périodes A. 2006 – 2030, B. 2031 - 2060 et C. 2061 -2090.

Les changements les plus importantes du nombre moyen de jours avec THI > 80 unités pendant l'été (JJA), selon le modèle RACMO22E, apparaissent dans la différence entre les périodes 2006 – 2030 et 2061 – 2090 (Fig. 4.A.). Les valeurs sont positives indiquant une croissance de fréquence du fort inconfort thermique en Roumanie vers la fin du XXIème siècle (Fig. 4.A. et 4.B).

La comparaison de la position de l'isoline de 1 jour pour les deux périodes 2006 – 2030 et 2061 – 2090 est révélatrice à cet égard, elle montre un décalage important du nombre moyen de jours avec THI > 80 unités en altitude. Cette isoligne entrecroise l'altitude de 1200 m et perd la continuité spatiale dans les Carpates (Fig. 4.A.). Dans la distribution des valeurs maximales on observe une différence de plus de 6 jours dans le sud-ouest de la Roumanie. Une croissance similaire peut être remarquée dans le sud du littoral de la Mer Noire.

Quant à la répartition spatiale du nombre moyen de jours avec $T_{min} < -20^{\circ}C$ pendant l'hiver (DJF) (Fig. 5.A), elle respecte plus strictement la relation avec l'altitude comme celle des données observées ROCADA (Fig. 2.A.). L'isoline de 1 jour délimite assez bien les Carpates Orientales et les plus hautes altitudes ($H > 1600$ m) dans Les Alpes de la Transylvanie et les Carpates Occidentales pour la période 2006 – 2030 (Fig. 5.A.). Pour les deux autres périodes (2031-2060 et 2061-2090) elle se restreint sur la plus haute altitude dans les Carpates Orientales et dans les Alpes de la Transylvanie (Fig. 5.B et 5.C) et apparaît seulement dans la dépression intra montagneuse de Petroșani. Les valeurs maximales des plus de 3 jours caractérisent les dépressions intra montagneuses situées à l'est de la Transylvanie où les inversions de température sont fréquentes et intenses.

La différence du nombre moyen de jours avec $T_{min} < -20^{\circ}C$ pendant l'hiver (DJF) entre les périodes 2006 – 2030 et 2061 – 2090 est caractérisée par des faibles valeurs négatives (entre -0,5 et -1,7 jours) dans la plupart du territoire de la Roumanie indiquant une baisse de fréquence

du fort inconfort thermique. Par contre, des très faibles valeurs positives (différence de moins de 0,5 jours) sont observées dans le sud-ouest du pays et Dobroudja.

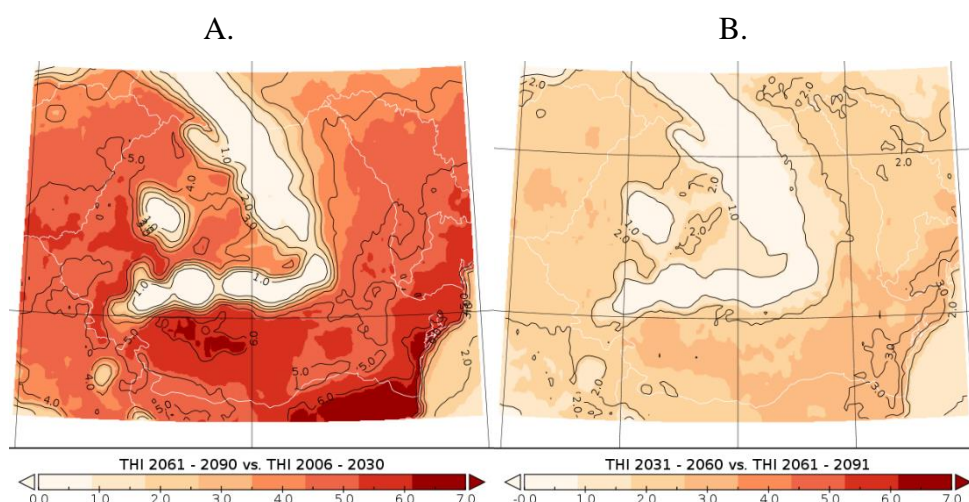


Figure 4. Différence entre les nombre moyen de jours avec THI > 80 unités pendant l'été (JJA) entre les périodes A. 2006 - 2030 et 2061 – 2090 et B. 2031 – 2060 et 2061 – 2090, à partir des données modelées (RACMO22E v.2, rcp4.5)

La décroissance du nombre moyen de jours avec fort inconfort thermique pendant l'hiver est compris entre 0.5 et 1 jour dans le Carpates et entre 1 et 2 jours pour les dépressions intra montagneuses situées dans les Carpates Orientales (Figure 6.A).

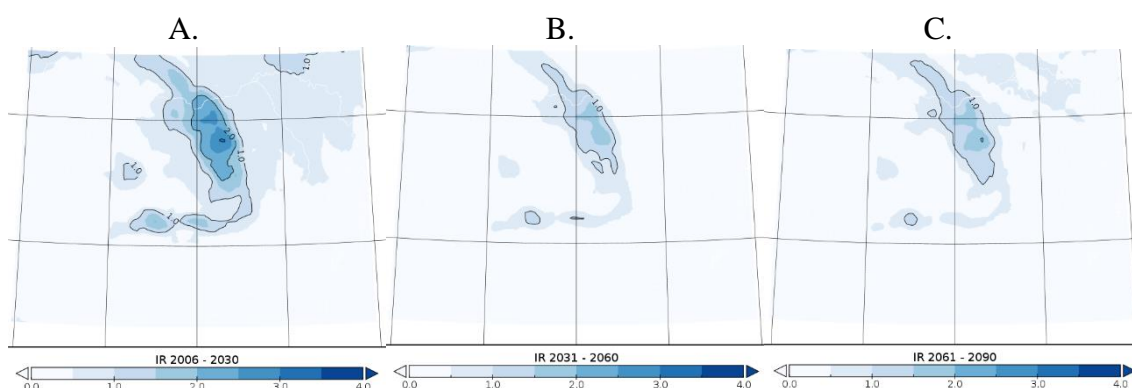


Figure 5. Nombre moyen de jours avec $T_{min} < -20^{\circ} C$ pendant l'hiver (DJF) à partir des données modelées (RACMO22E v.2, rcp4.5) pour les périodes A. 2006 – 2030, B. 2031 - 2060 et C. 2061 - 2090.

Les changements sont mineurs entre les périodes 2031 – 2060 et 2061 – 2090. Les différences inférieures à 0.5 jour sont négatives dans les Carpates et positives ou nulles dans le reste du territoire de la Roumanie (Fig. 6.A., et 6.B).

Conclusion

Les changements dans la répartition spatiale des valeurs des indicateurs bioclimatiques utilisés dans l'activité opérationnelle par l'Administration Nationale de Météorologie de la Roumaine, malgré les incertitudes liées à la modélisation et à l'interpolation, montrent un modèle spatial bien marqué :

- la fréquence du nombre de jours avec fort inconfort thermique pendant l'été (THI > 80 unités) a augmenté et va continuer à augmenter dans tout le territoire de la Roumanie avec un maximum qui dépasse 7 jour dans le sud – ouest de la Roumanie ;

- la fréquence du nombre de jours avec fort inconfort thermique pendant l'hiver ($T_{min} < 20^{\circ} C$) a diminué et va continuer à diminuer dans les Carpates avec des valeurs beaucoup moins élevées que dans les cas de THI (maximum 1,7 jours dans les dépressions des Carpates Orientales). Pour le reste du territoire de la Roumanie les changements sont presque nuls (moins de 0,5 jours par saison).

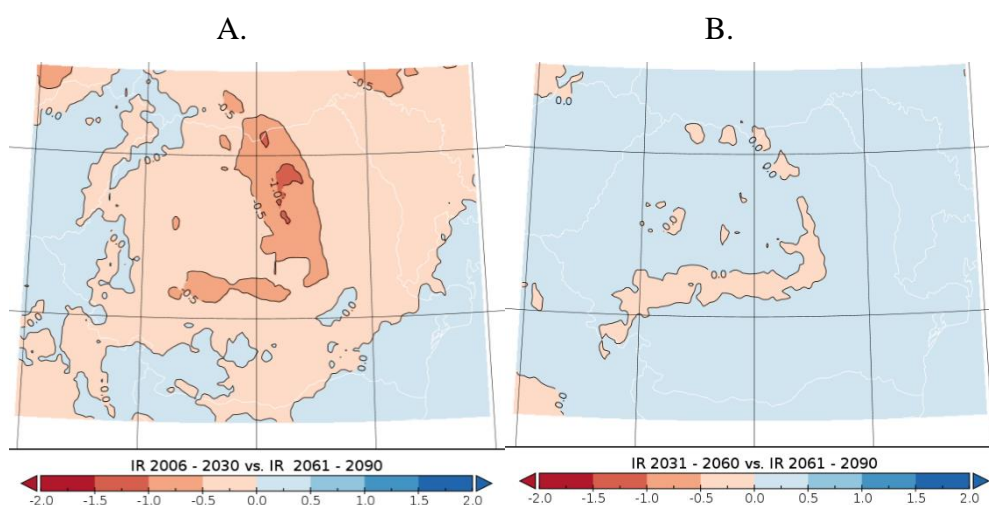


Figure 6. Différence entre les nombre moyen de jours avec $T_{min} < 20^{\circ} C$ pendant l'hiver (DJF) entre les périodes A. 2061 – 2090 et 2006 - 2030 et B. 2061 – 2090 et 2031 – 2060, à partir des données modelées (RACMO22E v.2, rcp4.5)

Le décalage altitudinal et l'augmentation du nombre de jours avec inconfort thermique sur le littoral de la Mer Noire doivent être prises en considération dans la planification stratégique du développement des activités touristiques en Roumanie.

En perspective, l'analyse de la variabilité spatiale des indicateurs bioclimatiques plus complexes, calculés pour plusieurs modèles climatiques (RCM) et scénarios RCP, pourra nous aider d'obtenir une meilleure évaluation de l'incertitude à long terme dans les projections des indices analysés.

Bibliographie

Dumitrescu A., Birsan, M.-V., 2015. ROCADA: a gridded daily climatic dataset over Romania (1961-2013) for nine meteorological variables. *Natural Hazards*, **78(2)**, 1045-1063.

Thom, E.C., 1958. Cooling degree days. *Air Conditioning. Heating and Ventilating*, **55**, 65-69 p.

van Meijgaard E., L. H., van Ulft W. J., van de Berg F. C., Bosveld B. J. J. M., van den Hurk G., Lenderink, Siebesma A. P., 2008, *The KNMI regional atmospheric climate model, version 2.1*. KNMI Tech. Rep. 302, R. Neth. Meteorol. Inst., De Bilt, Netherlands, 50 p.

doi.pangaea.de /10.1594/PANGAEA.833627

<http://cordex.org/data-access/>

ANALYSE STATISTIQUE DES DESCRIPTEURS CLIMATIQUES DE LA REPARTITION ET DE LA DENSITE DE 25 ESPECES MEDITERRANEENNES ET ALPINES

VIGNAL M.¹

¹ Doctorant, UMR ESPACE, Université Nice Sophia Antipolis, Université Côte d'Azur, 98, bd E. Herriot, 06204 Nice Cedex, Matthieu.VIGNAL@unice.fr

Résumé : D'après le dernier rapport du GIEC, la modification de la répartition des espèces végétales est l'une des conséquences possibles de l'élévation des températures. Les recherches sur les répartitions actuelles et futures des espèces doivent reposer sur une base statistique fiable et rigoureuse. Dans cette communication, il est proposé une analyse statistique de données climatiques à fine résolution spatiale extraites de sites d'études botaniques situés au sud-est de la France. L'objectif est d'expliquer la répartition et la variation spatiale des densités des espèces étudiées au moyen de descripteurs climatiques.

Mots-Clés : Analyse statistique ; Abondance ; Downscaling statistique ; Niche écologique ; Aire de répartition.

Abstract : According to the last IPCC report, plant species distribution changes are one of the possible consequences of rising temperatures. Studies about actual and future species distribution need to be based on thorough statistical analyzes. In this communication, we offer a statistical analysis of fine spatial resolution climatic data extracted within botanic sites localised in south-east of France. The aim is to explain species distribution and species abundance variation through climatic data.

Keywords: Statistical analysis; Abundance; Downscaling statistics; Ecological niche; Species distribution.

Introduction

D'après le dernier rapport du GIEC, l'élévation des températures pourrait entraîner des modifications de répartition des espèces végétales (GIEC, 2014). Dans la recherche sur la répartition actuelle et future de la flore, une connaissance fine de l'écologie des espèces étudiées est un préalable nécessaire afin de juger de la pertinence du modèle utilisé et de ses résultats (Guisan *et al.*, 2017).

Ces analyses statistiques préalables permettent une meilleure compréhension des relations climat – végétation, notamment par la compréhension des facteurs qui conditionnent la répartition des espèces végétales et la variation de leur densité (Guisan *et al.*, 2017). Elles permettent, *in fine*, de caractériser leur niche écologique et d'asseoir les modèles de répartition sur une base statistique fiable et rigoureuse.

Dans cette communication, il est proposé une analyse statistique de données climatiques extraites de sites d'études botaniques situés au Sud-Est de la France, région qui se caractérise par une biodiversité exceptionnelle (Thompson, 2005) et de forts contrastes climatiques. L'objectif est d'expliquer la répartition des espèces étudiées et la variation observée de leur densité au moyen de descripteurs climatiques.

1. Espèces étudiées et données.

1.1. Espèces étudiées.

Cette communication propose une étude détaillée d'un nombre restreint d'espèces permettant d'une manière relative de caractériser la grande diversité botanique de la zone étudiée. 25 espèces sont sélectionnées en fonction de leur physionomie, de leur type végétatif, de leur stratégie r/K, de leur mode de dispersion ainsi que par leur écologie.

Les espèces étudiées, suivies de leur acronyme, sont les suivantes : *Abies alba* (AbAl) ; *Acis nicaeensis* (AcNi) ; *Antennaria dioica* (AnDi) ; *Aphyllanthes monspeliensis* (ApMo) ;

Arctostaphylos uva-ursi (ArUvUr) ; *Argyrolobium zanonii* (ArZa) ; *Atractylis cancellata* (AtCa) ; *Beradia subacaulis* (BeSu) ; *Brachypodium retusum* (BrRe) ; *Carlina acanthifolia* (CaAn) ; *Cytisophyllum sessilifolium* (CySe) ; *Dryas octopetala* (DrOc) ; *Gentiana bavarica* (GeBa) ; *Gentiana verna* (GeVa) ; *Juniperus oxycedrus* (JuOx) ; *Lilium pomponium* (LiPo) ; *Ostrya carpinifolia* (OsCa) ; *Pinus cembra* (PiCe) ; *Pinus uncinata* (PiUn) ; *Prenanthes purpurea* (PrPu) ; *Primula marginata* (PrMa) ; *Quercus pubescens* (QuPu) ; *Sorbus aria* (SoAr) ; *Sorbus aucuparia* (SoAu) ; *Vaccinium uliginosum* (VaUl).

Les observations floristiques sont issues du portail de données naturalistes SILENE Flore administré par des conservatoires botaniques nationaux alpins et méditerranéens. Pour les 25 espèces étudiées, 129 000 observations floristiques ont été récoltées.

1.2. Données climatiques et topographiques

1.2.1 Modèle numérique de terrain (IGNF).

Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) résulte de la concaténation de dalles MNT issues de la base de données BD ALTI® V2 de l'Institut national de l'information géographique et forestière (IGNF). D'une résolution de 25 mètres, ce MNT a été rééchantillonné à 50 mètres avant d'être traité pour la création de descripteurs topographiques tels que la pente, l'exposition, la distance à la mer, l'encaissement et la rugosité.

1.2.2 Sorties du modèle ALADIN-Climat (CNRM).

Le modèle ALADIN-Climat du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) est un modèle de circulation générale d'une résolution spatiale de 12 kilomètres. Le modèle ALADIN-Climat propose des données climatiques sur la période de référence ainsi que sur des simulations du climat futur selon les scénarios établis par le GIEC (GIEC, 2014). Dans le cadre de cette étude, trois sorties de ce modèle sur la période de référence ont été utilisées. Il s'agit des températures minimales moyennes mensuelles (NORTNAV), des températures maximales moyennes mensuelles (NORTXAV), et la somme des précipitations moyennes mensuelles (NORRR). Les données ont été exportées sur l'ensemble de la zone d'étude – 600 mailles de la grille du modèle ALADIN-Climat – depuis le site DRIAS-Climat¹.

1.2.3 Stations météorologiques (Météo-France).

Les données des stations météorologiques proviennent de Météo-France². 70 stations sur l'ensemble de la zone d'étude ont été sélectionnées. Elles sont localisées dans des milieux aux caractéristiques topographiques et géographiques variées. Elles se caractérisent par la présence de données complètes sur la période de référence 1961-1990 pour les trois descripteurs climatiques étudiés.

2. Méthode.

La méthode élaborée dans cette étude est une chaîne de traitements composée de trois étapes. La création des cartes climatiques à fine résolution spatiale (1) permet l'élaboration d'une campagne de récolte d'observations floristiques (2) afin d'établir des relations statistiques entre ces observations floristiques et les variables climatiques (3). La figure 1 illustre cette chaîne de traitements. Les sous-parties suivantes détaillent chacune d'entre elles.

¹ <http://www.drias-climat.fr>

² <https://donneespubliques.meteofrance.fr>

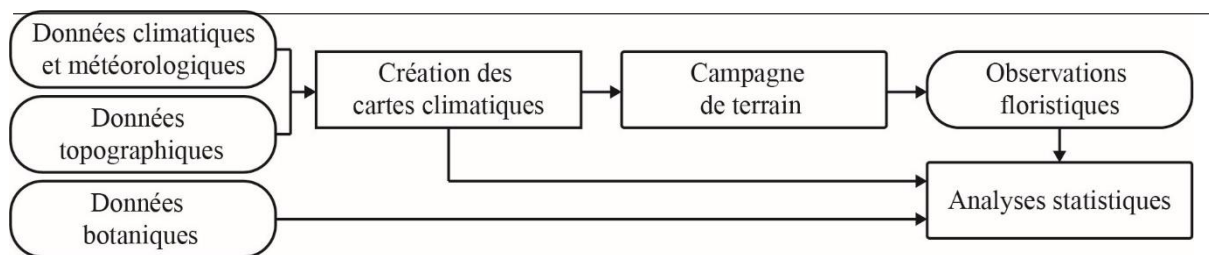


Figure 1. Organigramme méthodologique.

2.1. Cartes climatiques à fine résolution spatiale.

2.1.1 Les températures.

La création des cartes climatiques à fine résolution spatiale repose sur la méthode de descente d'échelle statistique par régression environnementale mise en place par Martin *et al.*, (2013). La méthode consiste à affiner les données climatiques par l'intermédiaire de calculs de régressions linéaires multiples entre les données issues du modèle ALADIN-Climat, d'une résolution de 12 kilomètres, et les descripteurs de l'environnement d'une résolution de 50 mètres (Martin *et al.*, 2013). Les calculs de ces régressions sont effectués de façon itérative en supprimant le descripteur le moins performant à chaque itération afin de ne retenir que les descripteurs les plus performants. Les calculs des régressions sont effectués pour chaque mois de l'année, sans recherche de liens entre les mois. La mesure de la robustesse des modèles est réalisée au travers du coefficient de corrélation multiple (R), du coefficient de détermination (R^2), de la racine de la moyenne des carrés des résidus (RMCE) et de l'analyse des résidus. La validation des régressions environnementales consiste à comparer les températures modélisées aux valeurs réellement observées par les stations météorologiques (Martin *et al.*, 2013). Dès lors, les modèles sélectionnés sont ceux qui présentent, à la fois un R^2 le plus élevé possible et un RMCE le plus faible possible, mais aussi ceux dont les résultats présentent des écarts à la réalité les plus faibles possible.

2.1.2 Les précipitations.

Concernant les précipitations, la méthode de descente d'échelle statistique par régression environnementale s'est avérée insatisfaisante (Martin *et al.*, 2013). Dès lors, une méthode géostatistique d'interpolation a été sélectionnée (Li et Heap, 2014). Bien que les localisations des centroïdes des mailles ALADIN n'ont pas une réelle signification géographique, elles ont tout de même été utilisées afin de permettre la création prochaine de cartes de précipitations futures selon les différents scénarios climatiques proposés par les données du modèle ALADIN-Climat. Le choix de la méthode d'interpolation résulte d'une comparaison entre plusieurs méthodes (Stahl *et al.*, 2006 ; Joly et al., 2007 ; Ly *et al.*, 2013). La sélection de la méthode la plus adaptée est effectuée par comparaison des résultats aux valeurs des stations météorologiques. Cette comparaison est réalisée pour trois descripteurs climatiques que sont la moyenne mensuelle, la somme annuelle et le nombre de mois sec annuel. Le krigeage est la méthode sélectionnée.

2.2. Récolte des observations floristiques.

En complément des observations floristiques récoltées sur le portail de données naturaliste SILENE Flore, une campagne de terrain a été réalisée sur la période juin-octobre 2017. En effet, malgré une quantité importante d'informations, les données issues de ce portail renseignent uniquement sur la présence d'une espèce dans un site. Aucune information n'est

renseignée concernant la densité de l'espèce *in situ*, et il est impossible de distinguer une absence réelle d'une absence d'observation.

Dès lors, une campagne de relevés botaniques a été réalisée sur 295 sites. L'objectif est d'une part, de comprendre la variation spatiale de la densité des espèces étudiées et d'autre part, de confronter ces données à celles du portail SILENE Flore. Cette campagne consiste à réaliser des relevés botaniques par l'intermédiaire de transects linéaires. Sur chaque site, trois transects linéaires d'une longueur de 50 mètres espacés de 25 mètres sont réalisés (cf. figure 2). Sur ces transects, il est relevé la présence ou l'absence des 25 espèces étudiées ainsi que leur densité *in situ*. Au sein des espèces étudiées, les plantes herbacées sont relevées par pointage systématique tous les mètres. Les arbres, arbustes et buissons sont eux relevés en mètres linéaires de présence sur le transect. La localisation de ces placettes de 50 mètres de côté est le résultat d'un échantillonnage stratifié sur l'ensemble de la zone d'étude. Trois strates sont prises en compte : une strate climatique, une strate physiognomique et une strate géologique (cf. figure 2). À la suite de cette campagne de terrain, trois tableaux sont créés : un tableau de présence/absence, un tableau de densité et un tableau des descripteurs climatiques.

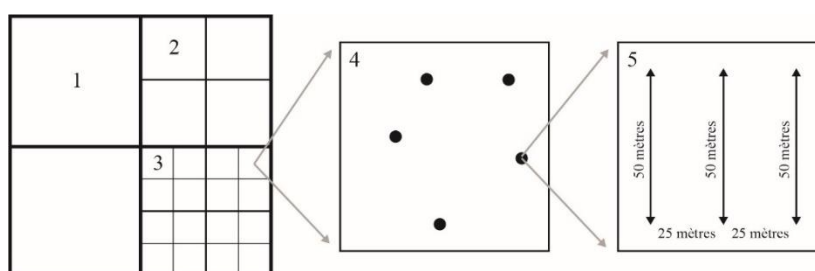


Figure 2. Représentation schématique de l'échantillonnage stratifié élaboré. 1 : couche de données climatiques ; 2 : couche de données physiognomiques ; 3 : couche de données géologiques ; 4 : localisation aléatoire des placettes ; 5 : méthode de relevé.

2.3. Analyses statistiques.

Les analyses statistiques sont divisées en deux étapes : une étape synthétique et une étape analytique (Alexandre et Génin, 2011). L'étape synthétique consiste à analyser l'ensemble des observations floristiques et l'ensemble des descripteurs climatiques. Il s'agit ici d'obtenir une vision simplifiée et organisée de la répartition des espèces étudiées et de la variation de leur densité (Alexandre et Génin, 2011). Dans un premier temps, deux Analyses Factorielles des Correspondances (AFC) sont réalisées. La première, à partir du tableau de présence/absence issu des observations floristiques du portail SILENE Flore, et la deuxième à partir des données issues de la campagne de terrain. L'objectif est double, il s'agit de comprendre la structuration spatiale des observations floristiques et, *de facto*, des espèces étudiées d'une part, et de réaliser une confrontation entre les deux sources d'informations d'autre part. Dans un deuxième temps, une Analyse Canonique des Correspondances (ACC) est réalisée afin de confronter le tableau de présence/absence au tableau des descripteurs climatiques. L'objectif est de comprendre le rôle de chacun des descripteurs climatiques sélectionnés dans la structuration spatiale des observations floristiques mise en évidence par les AFC (Alexandre et Génin, 2011). L'étape analytique consiste à analyser les espèces individuellement afin de faire ressortir les particularités de chacune. L'objectif est d'analyser les rôles respectifs des descripteurs climatiques dans la répartition des espèces et la variation de leur densité pour, *in fine*, déterminer leurs seuils bioclimatiques. La théorie de l'information appliquée à l'analyse fréquentielle telle qu'elle a été élaborée par Daget et Godron (1982) permet cette analyse. Notamment par l'examen des profils écologiques, de l'efficacité des descripteurs, et de la compensation entre facteurs (Godron, 2012).

3. Résultats.

3.1. Cartes climatiques.

Les modèles statistiques sélectionnés présentent un coefficient de corrélation multiple R compris entre 0.97 et 0.99, et un coefficient de détermination R² compris entre 0.94 et 0.99. Les valeurs RMCE sont comprises entre 0.42 et 0.85. En moyenne, l'écart entre les sorties des modèles et la réalité des stations météorologiques est de 1.3 °C pour les températures minimales, et 1.1 °C pour les températures maximales. Toutefois, ces valeurs varient selon les mois modélisés (cf. tableau 1). Concernant les cartes des précipitations moyennes mensuelles, l'écart moyen entre les sorties des modèles et les valeurs des stations météorologiques est de 13.1 millimètres. Les écarts à la réalité varient de 7.6 millimètres pour le mois d'avril à 17.7 millimètres pour le mois de septembre (cf. tableau 1).

Tableau 1. Comparaison des résultats avec les valeurs des stations météorologiques. Tn : Températures minimales ; Tx : Températures maximales ; Pr : Précipitation ; 01 : Janvier ; 02 : Février ; 03 : Mars ; 04 : Avril ; 05 : Mai ; 06 : Juin ; 07 : Juillet ; 08 : Août ; 09 : Septembre ; 10 : Octobre ; 11 : Novembre ; 12 : Décembre.

	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
Tn	2.0	1.4	1.6	0.9	1.0	1.1	1.2	1.5	1.4	1.8	1.3	1.3
Tx	0.9	1.0	1.0	0.9	1.0	1.2	1.1	1.8	1.1	0.9	0.9	1.1
Pr	14.1	14.9	9.8	7.6	14.9	16.9	13.0	9.6	17.7	13.5	14.4	11.2

L'analyse combinée des cartes climatiques des températures et des précipitations permet d'observer que sur les 70 stations météorologiques, 61 stations ont un nombre de mois sec équivalent aux valeurs réelles, 5 stations avec un mois sec supplémentaire et 4 stations avec un mois sec en moins. Ainsi, pour 7 % des stations météorologiques, les modèles sélectionnés sous-estiment les précipitations et, pour 6 %, ils les surestiment. La somme des 12 cartes climatiques générées permet de comparer la somme annuelle modélisée aux valeurs réellement observées. L'écart moyen est de 90 millimètres avec un écart type de 70 millimètres. Au regard de ces résultats, ces cartes climatiques sont pertinentes dans le cadre de cette étude.

3.2. Répartition des espèces et variation de leur densité le long des gradients climatiques.

Les résultats des AFC et des ACC mettent en évidence l'importance des températures et des précipitations dans la structuration des espèces étudiées. Les espèces étudiées se succèdent le long des gradients climatiques du méditerranéen à l'alpin. L'ACC (cf. figure 3) permet de comprendre les poids respectifs des variables climatiques dans leur répartition. La campagne de terrain permet d'obtenir un jeu de données original qui indique la densité des espèces à plusieurs échelles spatiales. D'une part, la densité moyenne des espèces étudiées sur l'ensemble des sites d'études (DSMO1 – cf. tableau 2), et d'autre part, la densité moyenne au sein des sites où l'espèce a été observée (DSMO2 - cf. tableau 2). Des corrélations significatives sont observées entre la densité et les valeurs des variables climatiques dans l'espace. Ces analyses associées à l'analyse fréquentielle permettent de déterminer les seuils bioclimatiques des espèces étudiées.

Tableau 2. Exemple de densité observée des espèces étudiées lors de la campagne de terrain.

	AbAl	ApMo	ArUvUr	BrRe	DrOc	OsCa	PiUn	QuPu
DSMO1	1.7	4.7	0.3	1.8	0.4	1.3	0.3	10.8
DSMO2	12.5	18.6	8.9	19.2	16.9	23.6	11.4	21.3

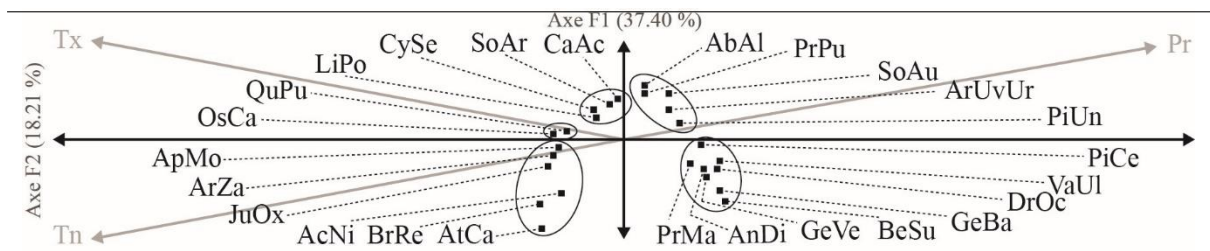


Figure 3. Représentation schématique du résultat de l'ACC.

Conclusion

La connaissance fine du climat à l'échelle régionale est d'une importance capitale dans la compréhension des relations climat – végétation. Les espèces ici étudiées se succèdent le long des gradients climatiques jusqu'à rencontrer, une à une, leurs seuils bioclimatiques. Leur niche climatique, et leurs limites de tolérance sont identifiables par le couplage entre les analyses multivariées et l'analyse fréquentielle. Les relations climat – abondance sont en revanche plus difficilement caractérisables. Il apparaît nécessaire d'une part, de prendre en compte des facteurs supplémentaires notamment anthropiques et biotiques, et d'autre part d'utiliser des méthodes d'analyse spatiale pour comprendre et expliquer la variation spatiale de la densité des espèces végétales. Enfin, l'utilisation des données du modèle ALADIN-Climat permettra d'articuler cette étude avec la modélisation basée sur les données des projections climatiques futures afin d'étudier les changements potentiels dans la répartition des espèces étudiées et la variation de leur densité.

Bibliographie

- Alexandre F., Génin A., 2011. *Géographie de la végétation terrestre. Modèles hérités, perspectives, concepts et méthodes*. Paris, A. Colin, 304 p.
- Daget P., Godron M., 1982. *Analyse fréquentielle de l'écologie des espèces dans les communautés*. Paris, Masson, 163 p.
- GIEC, 2014. *Changement climatiques 2014 : Rapport de synthèse*. Contribution des Groupes de travail I, II et III au cinquième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. Sous la direction de l'équipe de rédaction principale, Pachauri R. K., Meyer L. A. Suisse, 161 p.
- Godron, 2012. *Écologie et évolution du monde vivant (volume 2). L'échelle crée le phénomène*. Paris, L'Harmattan, 385 p.
- Guisan A., Thuiller W., Zimmermann N. E., 2017. *Habitat suitability and distribution models*. Cambridge University Press, 462 p.
- Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailles J., Hilal M., Wavreski P., 2007. Densité des points de mesure, types et limites des modèles d'interpolation. Journées de Climatologie, Grenoble, 22-23 mars 2007, Climat et société : Mesures et modèles, 49-65.
- Li J., Heap A. D., 2014. Spatial interpolation methods applied in the environmental sciences : A review. *Environmental Modeling & Software*, **53**, 173-189.
- Ly S., Charles C., Degré A., 2013. Different methods for spatial interpolation of rainfall data for operational hydrology and hydrological modeling at watershed scale. A review. *Biotechnol. Agron. Soc. Environ.*, **17**, 392-406.
- Martin N., Carrega P., Adnes C., 2013. Downscaling à fine résolution spatiale des températures actuelles et futures par modélisation statistique des sorties ALADIN-Climat sur les Alpes-Martimes (France). *Climatologie*, **10**, 51-72.
- Stahl K., Moore R.D., Floyer J.A., Asplin M.G., McKendry L.G., 2006. Comparaison of approaches for spatial interpolation of daily air temperature in a large region with complex topography and highly variable station density. *Agricultural and Forest Meteorology*, **139**, 224-236.
- Thompson J.D., 2005. *Plant Evolution in the Mediterranean*. Oxford biology 304 p.

Climat et santé

AMBIANCES BIOCLIMATIQUES ET SANTE DES POPULATIONS DANS LA VILLE DE PARAKOU

Darius C.A. ⁽¹⁾ et Henri T.V. S. ^(1,2)

(1) Département de Géographie et Aménagement du Territoire, Université de Parakou, BP 123 Parakou, Bénin [chabidarius@gmail.com ; sourouhenri@yahoo.fr]

(2) Laboratoire Pierre PAGNEY, Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement ; 03 BP 1122 Jéricho, Cotonou, Université d'Abomey-Calavi, Bénin [sourouhenri@yahoo.fr]

Résumé : Cette étude vise à déterminer l'influence des temps bioclimatiques sur la santé des populations dans la ville de Parakou. Elle a nécessité l'utilisation des données climatologiques (pluviométrie, température, humidité relative et la vitesse du vent) collectées à la station de Parakou sur la période 1975-2015, des statistiques sanitaires de 2011-2015 fournies par la DDS du Borgou-Alibori et des indices bioclimatiques (THI et K). Les enquêtes socio-anthropologiques ont permis de compléter les données. Les ambiances bioclimatiques peuvent être confortables ou inconfortables. L'étude a montré que trois types de temps bioclimatiques (saison pluvieuse, saison sèche, harmattan) affectent directement ou indirectement la santé des populations. Les différentes affections auxquelles les populations sont exposées sont le paludisme, les infections respiratoires aiguës, les maladies gastro-intestinales et les dermatoses.

Mots clés : Ville de Parakou, types de temps, ambiances bioclimatiques, santé.

Abstract: Bioclimatology and health of people in Parakou city. This study aims at determining the influence of bioclimatic times on populations health in the Parakou city. It required the use of climatological data (pluviometry, temperature, relative humidity and the speed of the wind) collected at the station of Parakou over the period 1975-2015, of the medical statistics of 2011-2015 provided by the DDS of Borgou-Alibori and the bioclimatic indices (THI and K). The socio-anthropological investigations made it possible to supplement the data. The bioclimatic environments can be comfortable or uncomfortable. The study showed that three types of bioclimatic times (rainy season, dry season, harmattan) affect directly or indirectly populations health. The various affections to which the populations are exposed are malaria, acute respiratory infections, gastro-intestinal diseases and dermatoses.

Key words: Parakou city, types of time, bioclimatic environments, health.

Introduction

Les échanges entre l'homme et son milieu sont permanents et expliquent qu'un changement d'état du milieu peut engendrer des conséquences positives et ou négatives sur l'homme (Houssou, 1998). Les ambiances bioclimatiques conditionnent la vie de l'homme à la surface du globe et déterminent le confort ou l'inconfort physiologique de l'organisme humain (Vissin *et al.*, 2010). De façon précise, le temps et le climat influencent l'état de santé de l'homme, en ce sens qu'ils touchent aux mécanismes régulateurs de l'organisme ou qu'ils modifient les propriétés physiques et chimiques de l'environnement (ORSN, 2011).

Dans la ville de Parakou, du fait de sa position géographique et dans un contexte climatique marqué par une évolution à la hausse des températures et l'augmentation de la fréquence des événements climatiques extrêmes (Boko, 1988 ; Houndénou, 1999 ; Vissin, 2007), l'influence du climat se fait sentir sur la santé des populations. L'objectif de cette recherche est d'étudier la relation entre les types de temps et la santé des populations dans la ville de Parakou.

1. Présentation du milieu d'étude

Parakou, est l'une des villes à statut particulier du Bénin située entre 9° 15' et 9° 27' de latitude Nord et 2° 31' et 2° 45' de longitude (figure 1). D'une altitude moyenne de 350 mètres, elle est limitée au Nord par la commune de N'Dali et enclavée au Sud, à l'Est et à l'Ouest par celle de Tchaourou (Aboudou *et al.*, 2003). Sa population est d'environ 255 000 habitants en 2013 (RGPH 4). Le climat de la ville de Parakou est de type tropical humide

(climat subsoudanien) (Houndénu, 1999), caractérisé par l'alternance d'une saison de pluie (mai à octobre) et d'une saison sèche (novembre à avril) (Akognongbé *et al.*, 2012). La pluviométrie moyenne annuelle est estimée à 1151 mm. L'organisme humain subit les effets de cette variation du climat dans la ville de Parakou. Le couvert végétal observé à Parakou est dominé par la savane arborée. La végétation est le lieu de repos et de prolifération des anophèles. Elle permet également l'atténuation de l'élévation des températures.

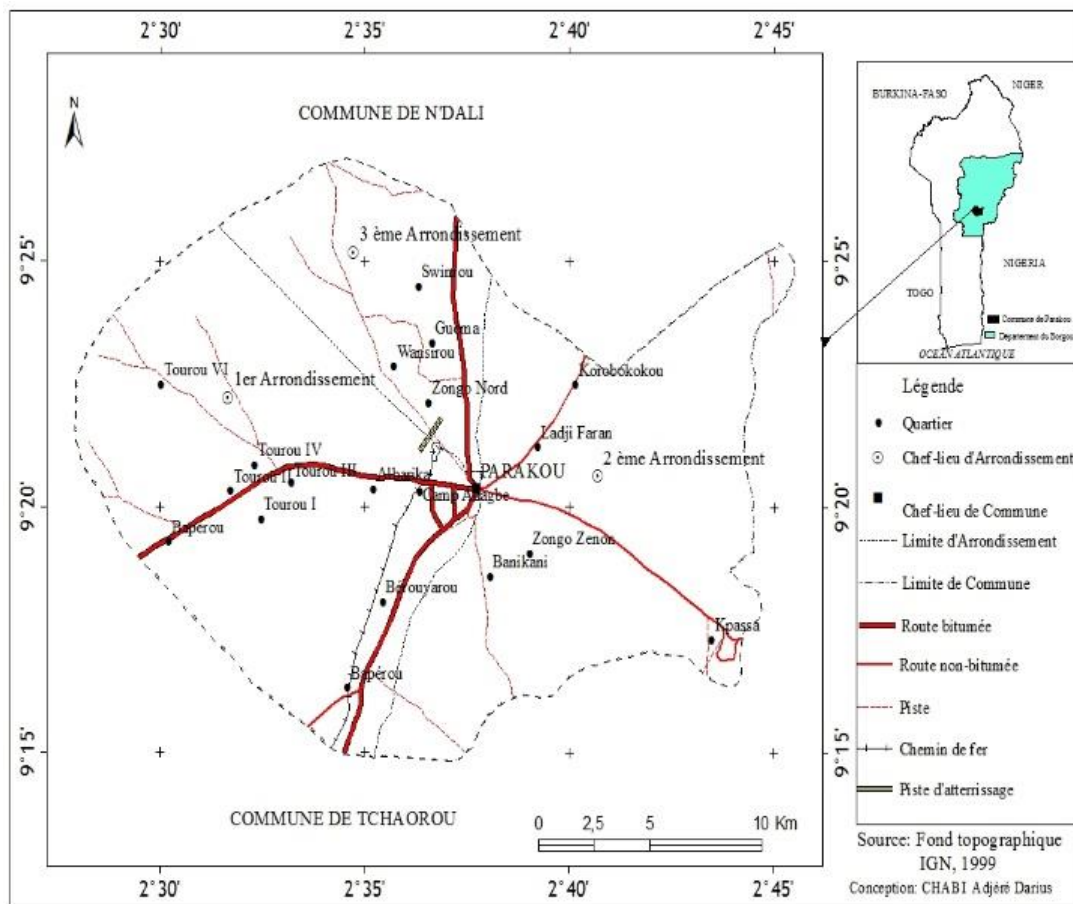


Figure 1 : Situation géographique de Parakou

2. Données et méthodes de traitement des données

2.1. Données utilisées

Les données utilisées sont climatologiques, épidémiologiques et socio-anthropologiques. Les relevés de précipitations mensuelles, de températures, d'humidité relative sur la période 1975 à 2015 et de la vitesse du vent sur la période 1975-2010. Ces statistiques climatologiques sont extraites des fichiers de l'ASECNA (Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et au Madagascar) pour la station synoptique de Parakou. Les statistiques des affections de paludisme, des IRA, des maladies gastro-intestinales et des dermatoses sur la période de 2011 à 2015 sont recueillies à la Direction Départementale de la Santé (DDS) Borgou/Alibori. Les données socio-anthropologiques sont liées aux effets du climat sur la santé des populations pour chaque type de temps. Elles sont recueillies à travers une enquête de terrain.

2.2. Méthode de traitement des données

2.2.1. Indice thermo-hygrométrique (THI)

Il permet de mesurer la température effective déterminant la sensation thermique dans un air saturé de vapeur d'eau (Thom, 1959 ; Boko, 1989). Il est calculé par la formule :

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

Avec T (°C) : la température ambiante; U% : l'humidité relative ; 14,5 : température où l'homme n'a ni chaud ni froid. Le tableau I montre les échelles d'interprétation de l'indice thermo-hygrométrique.

Tableau I : Echelles d'interprétations du THI

THI (°C) Conditions	Interprétations
THI < 0	Ambiance très froide, voire glaciale
0 ≤ THI ≤ 15	Ambiance fraîche
15 ≤ THI ≤ 20	Ambiance relaxant, confortable, (refroidissement relaxant)
20 ≤ THI ≤ 26	Ambiance chaude plus ou moins supportable
26 ≤ THI ≤ 29	Ambiance très chaude inconfortable
THI > 30	Ambiance torride

Source : Thom (1959) ; Houssou (1998)

Légende : < : Inférieur ; ≤ : Inférieur ou égal ; > : Supérieur

Les valeurs du THI inférieures à 15 °C provoquent une sensation désagréable de fraîcheur puis de froid de plus en plus vive. Le confort correspond à l'intervalle 15 - 20 °C. Il est chaud entre 20 - 26 °C. Aussi, à partir de 26 °C, plus l'indice augmente, plus la chaleur devient éprouvante et inconfortable pour l'homme avec possibilité de risques pathologiques.

2.2.3. Pouvoir réfrigérant de l'air (K)

Le pouvoir réfrigérant de l'air (K) de Siple et Passel (1945), utilisé par Houssou (1998), donne la valeur de la quantité de chaleur que le milieu ambiant peut faire perdre ou gagner au corps humain pendant un temps donné à travers la peau, en fonction des conditions thermométriques et anémométriques. Il s'exprime en (Kcal/h/m²), et sa formule est :

$$K = (10,45 + 10\sqrt{v - v_0}) (33 - T)$$

Avec K : le pouvoir réfrigérant de l'air ; v : la vitesse du vent ; T : la température ambiante.

Tableau II : Echelles d'interprétations de K. *Source : Siple et Passel (1945) ; Houssou (1998)*

K (Kcal/m ² /h) Conditions	Interprétations
K < 0	Ambiance torride
0 ≤ K ≤ 150	Ambiance très chaude inconfortable
150 ≤ K ≤ 300	Ambiance chaude plus ou moins supportable
300 ≤ K ≤ 600	Ambiance confortable (refroidissement relaxant)

Le tableau II présente les échelles d'interprétation du pouvoir réfrigérant de l'air. Le confort thermique est ressenti lorsque les valeurs de K se trouvent entre 300 ≤ K ≤ 600. En dessous de ce seuil, apparaissent les ambiances chaudes plus ou moins supportables, très chaudes inconfortables et torrides.

3. Résultats et discussions

3.1. Incidences directes des ambiances climatiques sur la santé des populations

3.1.1. Synthèse sur les ambiances bioclimatiques : indice thermo-hygrométrique et pouvoir réfrigérant de l'air

Le tableau III décrit les ambiances bioclimatiques relatives à l'indice thermo-hygrométrique et au pouvoir réfrigérant de l'air à Parakou.

Tableau III : Ambiances relatives à l'indice thermo-hygrométrique et au pouvoir réfrigérant de l'air au pas de temps mensuel à Parakou. *Source des données* : ASECNA, 2016

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
THI	Yellow	Yellow	Red	Red	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow
K	Red	Red	Red	Red	Red	Green	Green	Green	Green	Red	Red	Red

	Ambiance chaude et supportable
	Ambiance très chaude et inconfortable
	Ambiance chaude plus ou moins supportable

Durant le temps humide (mai à octobre), l'ambiance climatique est plus ou moins supportable avec le THI. Mais pendant le temps sec (novembre à mars) et le mois d'avril, cette ambiance connaît des variations de : plus ou moins supportable à inconfortable. Environ 76 % des enquêtés ont affirmé que le temps d'harmattan est plus ou moins supportable. Avec l'indice K, le temps sec, les deux premiers et le dernier mois du temps humide, (avril, mai et octobre) sont caractérisés par une ambiance climatique très chaude et inconfortable. Mais les deux indices semblent en général favorables aux populations de Juin à Octobre. Le THI et le K, décrivent une alternance d'ambiances bioclimatiques confortables et inconfortables. Les risques graves d'accident thermiques peuvent s'observer de mars à avril alors que les deux indices ont une action simultanée d'octobre à février. Or, pour Koukpolou (2008), les contraintes imposées par l'action simultanée des éléments du climat à l'organisme humain rendent difficile l'action des mécanismes de régulation de ses constantes physiologiques. Cette lutte permanente de l'organisme face à l'agressivité bioclimatique finit par le fragiliser, ce qui favorise la pénétration des agents pathogènes. Selon Houssou (1998), l'organisme humain sollicite en conséquence les mécanismes de thermorégulation et de maintien de l'homéothermie par compensation entre production et déperdition de chaleur. Dès que certains seuils thermiques sont franchis, les mécanismes de régulation sont perturbés et deviennent inefficaces ; il en résulte des troubles graves susceptibles d'aboutir à la maladie, voire à la mort. En effet, pour Mendonça (2001), le domaine des températures où se développe la vie humaine est assez étroit et le corps humain doit maintenir une température interne d'environ 37 °C. Les variations très au-dessus ou au-dessous de cette valeur peuvent rendre l'Homme malade et affecter gravement sa santé. Ces maladies peuvent être le paludisme, les IRA, les affections gastro-intestinales et les dermatoses.

3.1.2. Sensations liées aux ambiances bioclimatiques chez les populations

Les sensations liées aux ambiances bioclimatiques chez les populations de Parakou en fonction des types de temps sont présentées par la figure 2.

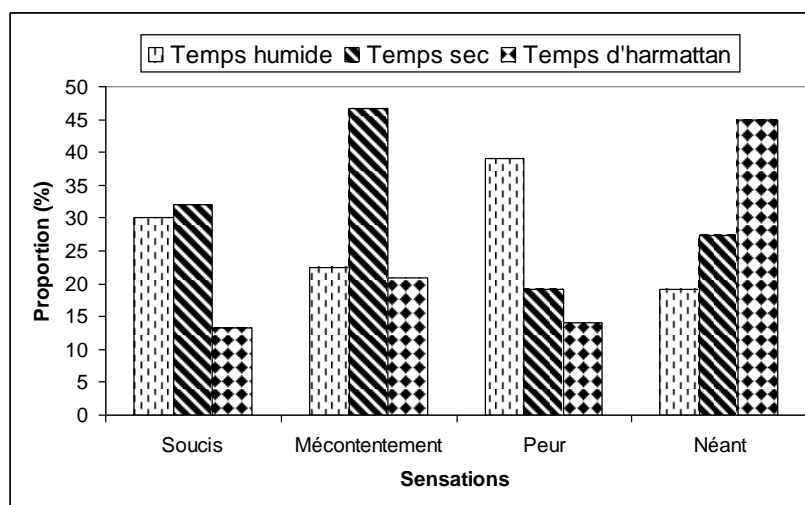


Figure 2 : Sensations des populations par type de temps dans la commune de Parakou

Source des données : Résultats des enquêtes de terrain, octobre à décembre 2016

En temps humide, la peur et les soucis sont élevés avec respectivement 39 % et 30 % des populations concernées, à cause de l'occurrence des pathologies, de la prédominance de l'humidité dans les maisons et aux alentours et des dégâts matériels. Le temps sec est surtout lié aux mécontentements et aux soucis respectivement 47 % et 32 % des populations. La chaleur est évoquée comme un facteur de perturbation du sommeil, de noircissement de la peau, de fatigue et de sudation abondante. Pour le temps d'harmattan, 20 % des populations en sont mécontentes en raison de la prédominance des affections comme la toux, le rhume, la déchirure des lèvres, le craquellement de la peau et le fendillement des talons. Cependant, 45 % de la population apprécie le temps d'harmattan de confortable plus que les temps humide et sec.

3.2. Incidences indirectes des ambiances climatiques sur la santé humaine à Parakou

Le tableau IV résume les résultats de l'analyse statistique du test de Pearson.

Tableau IV : Synthèse de corrélation de Pearson entre les paramètres climatiques et les affections

Variables	Paludisme	IRA	Dermatoses	Gastro-entérites
Précipitations	-0,46	-0,68	-0,17	-0,27
Température	0,82	0,82	0,71	0,64
Humidité relative	-0,41	-0,56	-0,24	-0,43

Source des données : ASECNA et DDS Borgou-Alibori, 2016

Les précipitations et l'humidité relative sont négativement liés au nombre de cas de paludisme, des IRA, des maladies gastro-intestinales et des dermatoses. Mais la corrélation entre la température et toutes ces affections est positive. Les maladies infectieuses sont sous la dépendance au moins partielle du contexte climatique (Besancenot, 2007).

Conclusion

En somme, l'alternance d'ambiances bioclimatiques confortables et inconfortables a des influences physiologiques et psychologiques sur les populations. Il s'agit des conséquences positives (bien-être ou bonne santé) et négatives (malaises et maladies) sur la santé humaine. Le climat est donc responsable de la recrudescence des pathologies et accroît leur virulence. Cependant, les influences du climat sur la santé humaine doivent être relativisées et considérées comme additives à beaucoup d'autres paramètres tels que le milieu et les conditions de vie, l'accès au soin de santé.

Bibliographie

- Aboudou R., Joecker C. et Nica U., 2003. *La gestion des espaces agricoles à la périphérie des centres urbains ouest africains : Cas de Parakou au Bénin*. Rapport des préenquêtes du programme ECOCITE, 74 p.
- Akognongbé A., Vissin E., Sintondji L., Houssou C., 2012. Variabilité climatique et risque hydrodynamique au Bénin : Cas du phénomène d'érosion dans la ville de Parakou. *Revue spéciale journées scientifiques FLASH/UAC, vol 2. Numéro 4*, Cotonou, Bénin, pp 16-30.
- Besancenot J.P., 2007. *Notre Santé à l'épreuve du changement climatique*. Paris, Delachaux et Niestlé, 222 p.
- Boko M., 1988. *Climats et communautés rurales du Bénin : rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse de Doctorat d'Etat ès Lettres, Université de Bourgogne, Vol I et II, Dijon, UA 909, CNRS, 607 p.
- Boko M., 1989. Première approche des bioclimats humains du Bénin. *In climat et santé. Cahiers de bioclimatologie et biométéorologie humaines, n°1*, CNRS, pp 47-68.
- Houndénou C., 1999. *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : l'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation*. Thèse de Doctorat de géographie. UMR 5080, CNRS «climatologie de l'Espace Tropical », Université de Bourgogne, Centre de Recherche de Climatologie, Dijon, 341 p.
- Houssou C. S., 1998. *Les bioclimats humains de l'Atacora (Nord-Ouest du Bénin) et leurs implications socio-économiques*. Thèse de Doctorat de Géographie. Université de Bourgogne, Dijon, France, 332 p.
- Koupkolou F. A., 2008. *Climat et santé dans la commune de Kétou*. Mémoire de maîtrise, Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin, 73 p.
- Mendonça F., 2001. *Clima e criminalidade: Ensaio analítico da correlação entre a temperatura do area criminalidade urbana*, Curitiba. Editora da UFPR, 182 p.
- ORSN, 2011. Climat, météo et santé.
- http://www.orsnpdc.org/observation/270080_1climat20.pdf , Consulté le 31 décembre 2016 à 02 h 54 min, 19 p.
- Siple P. A. et Passel Ch. F., 1945. Measurements of dry atmospheric cooling in sub-freezing temperatures. *Proceedings of the American Philosophical Society, vol. LXXXIX, n°1*, pp 177-199.
- Thom E. C., 1959. The discomfort index. *Weatherwise, vol. XII*, pp. 57-60.
- 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, 310 p.
- Vissin E. W., Houssou C.S., et Houdénou C., 2010. Changements climatiques et santé humaine dans la ville de Kétou (Bénin, Afrique de l'Ouest), *In Risques et changement climatique. Actes du colloque de l'AIC 2010*, pp. 661-666.

VARIABILITÉ DU CLIMAT ET DE LA DENGUE DANS L'ÉTAT DU RIO GRANDE DO SUL (BRÉSIL) POUR LA PÉRIODE 2007 À 2017

COLLISCHONN E. ¹, DUBREUIL V. ², MENDONÇA F. A. ³

¹ *Departamento de Geografia/ICH, Universidade Federal de Pelotas, Brésil, ecollischonn@gmail.com*

² *Univ Rennes, CNRS, LETG COSTEL- UMR 6554, F-35000 Rennes, France, vincent.dubreuil@univ-rennes2.fr*

³ *LABOCLIMA, Universidade Federal do Paraná, chico@ufpr.br*

Résumé : *Cet article présente une étude de la relation entre la variabilité spatiale et temporelle des cas de dengue dans l'État du Rio Grande do Sul au Brésil et la variabilité temporelle et spatiale du climat (2007-2017) en se basant sur données de températures et de précipitations moyennes mensuelles de 16 stations météorologiques de l'INMET et les données régionales sur la dengue du réseau SINAN. Les « Types Climatiques Annuels » (TCA) pour chaque station sont définis tel que proposé par Dubreuil et al. (2017). Les résultats ont été confrontés avec les cas annuels de dengue autochtone et un indice ENSO. On observe que le TCA « Cfa » prédomine dans les années El Niño et que c'est dans cette même phase de l'ENSO que le plus grand nombre de cas de dengue autochtones est observé dans l'ensemble de l'État. Dans les années La Niña, on constate une plus grande variabilité des TCA et moins de cas de dengue.*

Mots-Clés : *variabilité climatique ; classification climatique de Köppen ; type climatique annuel (TCA) ; dengue autochtone.*

Abstract: Title. *This paper presents a study of the relationship between the spatial and temporal variability of dengue fever cases in the state of Rio Grande do Sul in Brazil and the temporal and spatial variability of the climate (2007-2017). Monthly average temperature and precipitation data of sixteen meteorological stations of the INMET network and regional data on dengue from the SINAN network were used. The "Annual Climate Types" (TCA) for each station are defined as proposed by Dubreuil et al. (2017). The results were placed in relation with cases of indigenous dengue fever and a ENSO index. It has been observed that TCA "Cfa" predominates in the El Niño years and it is in this same phase of ENSO that more cases of indigenous dengue occur throughout the state. In La Niña years, there is greater variability of TCA and fewer dengue occurrences are registered.*

Keywords: *climatic variability, Köppen climate classification, Annual Climate Type (TCA), autochthonous dengue.*

Introduction et problématique

Oliveira et al. (2007) ont attiré l'attention sur l'augmentation du nombre de cas de dengue dans le Rio Grande do Sul entre 2010 et 2015 et ont souligné la nécessité d'une analyse plus détaillée de la variabilité et / ou des changements climatiques observés dans cet État.

Le Rio Grande do Sul est l'État le plus méridional du Brésil, avec une extension territoriale de 281 730 223 km² (Figure 1A). En raison de sa position latitudinale (28°S à 33°S), il connaît un climat subtropical humide typique de la partie orientale des continents de la zone tempérée, de 23,5° à 35,0° de latitude nord et sud. Les altitudes varient entre 0 et 1 398 m (Figure 1B) avec des reliefs marqués surtout dans la partie nord-est de l'État.

Des cas de dengue autochtone se produisent pendant la période la plus chaude de l'année, (de décembre à mai) et ne sont pas aussi fréquents que dans le Brésil tropical : en effet, le moustique *Aedes aegypti*, le principal vecteur de la dengue, réduit son activité de reproduction pendant la période froide (lorsque les températures sont inférieures à 15°C), sans pour autant l'arrêter complètement. De plus, les larves des œufs déjà déposés peuvent attendre longtemps avant d'éclore.

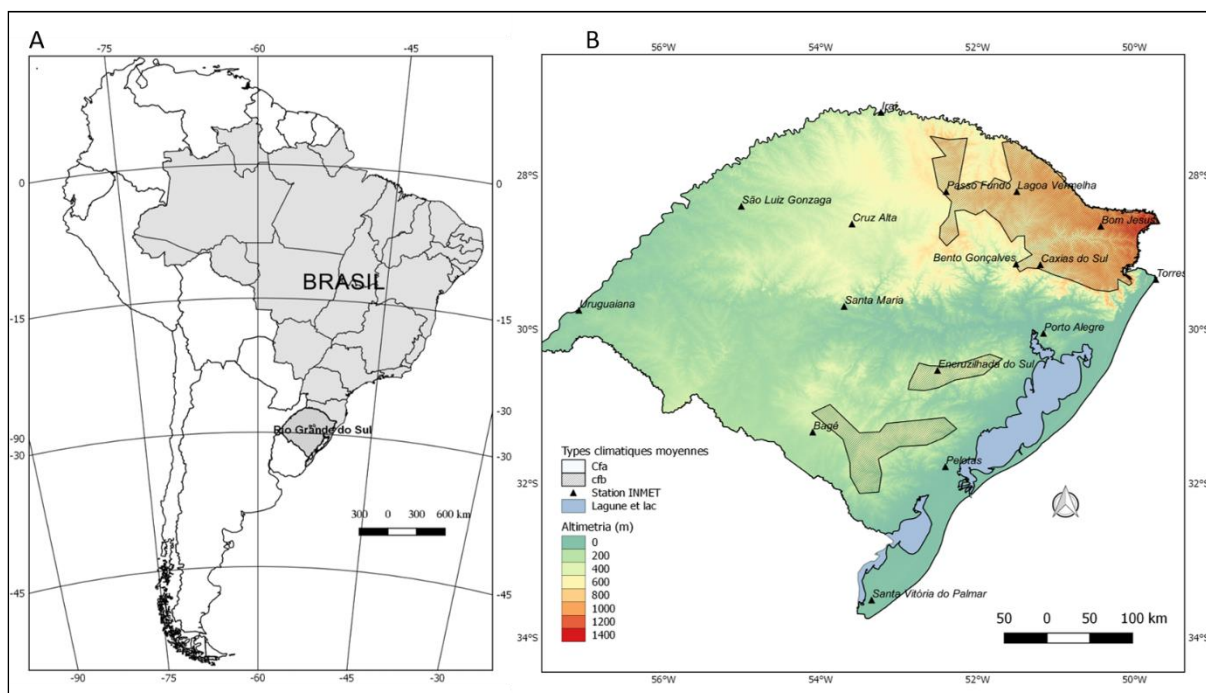


Figure 1 –A- Localisation géographique de la région d'étude ; B- Hypsométrie, climats et stations météorologiques INMET du Rio Grande do Sul (Brésil).

Aucun cas de dengue autochtone n'avait été recensé dans l'État du Rio Grande do Sul jusqu'en 2007. Cependant, à partir de cette année-là, malgré une grande variabilité des enregistrements des cas de dengue, le nombre de cas a progressivement augmenté entre 2007 et 2016 (Oliveira et al., 2017). La compréhension de la dynamique de l'apparition de la dengue dépend donc de nombreux facteurs, parmi lesquels les conditions climatiques.

Dans la classification de Köppen, le Rio Grande do Sul correspond à la zone tempérée de type « C » et au domaine « Cf » ou tempéré humide, avec des précipitations bien réparties tout au long de l'année. D'après les normales climatologiques dans cet État, ce type « Cf » est lui-même divisé en deux variétés spécifiques « Cfa » et « Cfb » (Matzenauer et al., 2011). La variété « Cfa » est telle que la température moyenne du mois le plus chaud excède 22°C et celle du mois le plus froid est supérieure à -3°C ; dans la variété « Cfb », la température moyenne du mois le plus chaud est inférieure à 22°C et celle du mois le plus froid est supérieure à -3°C . Les différences d'altitude expliquent pour l'essentiel cette division territoriale en deux régions climatiques, « Cfa » et « Cfb », la variété « Cfb » se limitant aux sommets des plateaux (Figure 1B).

Cette classification ne permet pas de mettre en évidence certains facteurs statiques du climat, tels que la continentalité et la diversité des conditions topographiques qui créent des contraintes climatiques à l'échelle régionale. Surtout, elle ne prend pas en compte les facteurs dynamiques tels que la position variable des centres d'action et les systèmes perturbés. Les moyennes sur 30 ans créent une conception étroite, masquant la variabilité climatique annuelle liée aux téléconnexions ainsi que d'éventuelles tendances climatiques.

Dans les travaux de Dubreuil et al. (2017), les auteurs ont utilisé le concept de Type Climatique Annuel (TCA) qui permet de tenir compte de la variabilité climatique par le système de classification de Köppen, en l'appliquant non pas à la normale climatologique, mais aux données de températures et de précipitations moyennes mensuelles de chaque année. De cette manière, le TCA définit les conditions climatiques d'une année donnée, qui peut ou non correspondre au type climatique de Köppen établi traditionnellement.

Les questions soulevées par ce travail sont donc : y-a-t'il une relation entre les Types Climatiques Annuels et le nombre de cas de dengue pendant la période de 2007 à 2017 et existe-t'il un lien avec les évènements de type ENSO ? Cet article est divisé en trois sections. Dans la première section, les sources des données et la méthodologie de l'analyse sont présentées. Dans la seconde section, les résultats sont présentés, en commençant par ceux qui se réfèrent aux types climatiques annuels, leur distribution dans l'espace et dans la coupe temporelle 2007-2017 et, ensuite, par les corrélations entre les anomalies d'un indice Enso et l'apparition de de fièvre la dengue. Une conclusion est donnée dans la troisième section.

1. Données et méthodes

Comme la dengue est une maladie saisonnière, l'année utilisée dans cette étude commence en hiver (juin, août, septembre), jusqu'à l'automne suivant (mars, avril, mai), période où normalement la plupart des cas de la maladie se produisent.

Les données de températures et de précipitations moyennes mensuelles, de juin 2006 à mai 2017, pour 16 stations météorologiques ont été obtenues à partir du BDdmap (Base de Données pour l'Enseignement et la Recherche) de l'INMET (Instituto Nacional de Meteorologia, 2017). La distribution des années El Niño, La Niña ou Neutre utilisée ici, est celle définie par l'Australian Government/Bureau of Meteorology (2017).

Suivant Dubreuil et al. (2017), pour chaque station météorologique de l'État, le calcul de la température moyenne a été effectué à partir des températures minimales (T_n) et maximales (T_x) moyennes, une méthode différente de la moyenne compensée utilisée par l'INMET au Brésil. Pour certaines régions de l'État, il n'a pas été possible d'obtenir des données en raison d'un manque d'informations sur la qualité des données ou d'un manque complet de données, comme dans le nord-ouest et dans les vallées centrales. La base de données ainsi constituée représente 4 224 données mensuelles, ce qui a permis d'établir 176 TCA dans l'État du Rio Grande do Sul pour la période de temps étudiée (2007-2017).

Les données sur la dengue ont été obtenues à partir du réseau SINAN (Sistema de Informação de Agravos de Notificação) qui est un réseau informatisé regroupant les données générées régulièrement par le système de surveillance épidémiologique des trois types d'entités territoriales : les municipalités, les États et le pays. Depuis 1999, la décentralisation politique et administrative du Système Universel de Santé (SUS) dans le Rio Grande do Sul a été mise en œuvre à travers 19 unités de Coordination Régionale de la Santé (CRS), qui regroupent un certain nombre de municipalités (Figure 3). Dans ce travail, la distribution des cas autochtones de dengue dans le Rio Grande do Sul entre 2007 et 2017 a été obtenue par CRS et pour l'ensemble du territoire. Comme pendant cette période il y a peu de stations météorologiques avec des séries complètes, certaines stations ont dû être utilisées comme référence pour plusieurs CRS. Dans ces cas, des stations d'altitude proches et similaires ont été utilisées.

2. Résultats

L'année 2007 a été la première année où des cas autochtones ont été enregistrés dans le Rio Grande do Sul : sur un total de 264 cas, 231 ont été enregistrés dans la CRS-14 et 32 dans la CRS-11, situé au nord-ouest de l'État. Au cours des années 2008 et 2009, aucun cas autochtone n'a été enregistré et, en 2017, un seul cas a été enregistré dans la CRS-18. Le nombre maximum de cas autochtones (3282) est survenu en 2010, mais ces cas sont très concentrés : 3000 cas sont survenus dans la CRS-17. Bien qu'en 2015 et 2016 le nombre total de cas ait été légèrement inférieur à celui de 2010, les cas ont été distribués dans davantage de régions sanitaires, avec une concentration plus élevée dans la CRS-12 (516 cas), CRS-17 (224

cas) et CRS-19 (177 cas) en 2015, et dans les CRS-2 (542 cas), CRS-19 (428 cas), CRS-17 (395 cas) et CRS-14 (361 cas) en 2016. Cette distribution semble liée à la façon dont le vecteur de la dengue, le moustique *Aedes aegypti*, s'est propagé dans tout l'État au cours de la période analysée. Alors qu'en 2007 il était enregistré dans 60 municipalités, en 2017 il a déjà été trouvé dans près de 200 municipalités (SES-RS, 2017). Cette variation annuelle représentée dans la figure 2 pour l'ensemble de l'État est également liée à l'entrée d'un nouveau sérotype ou à la résurgence d'un sérotype présent il y a quelques années.

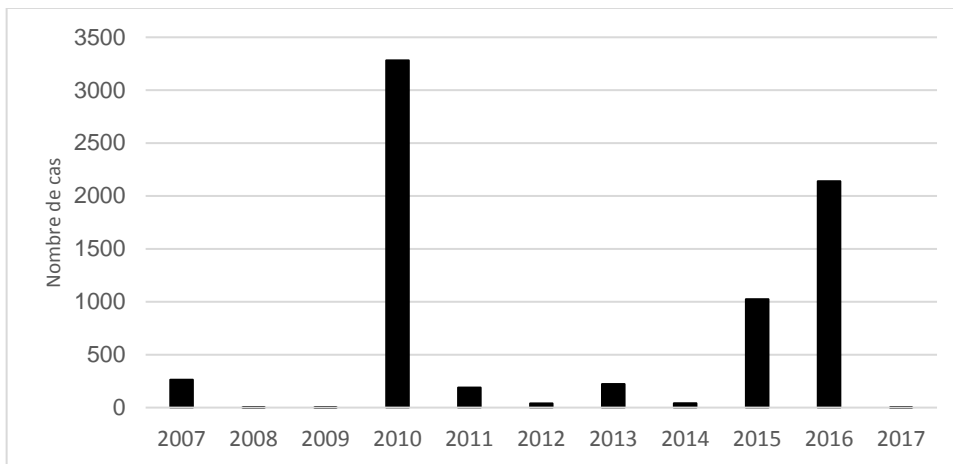


Figure 2 - Total de cas autochtones de dengue par an dans le Rio Grande do Sul (2007-2017)

Source : SINAN Online ,2017.

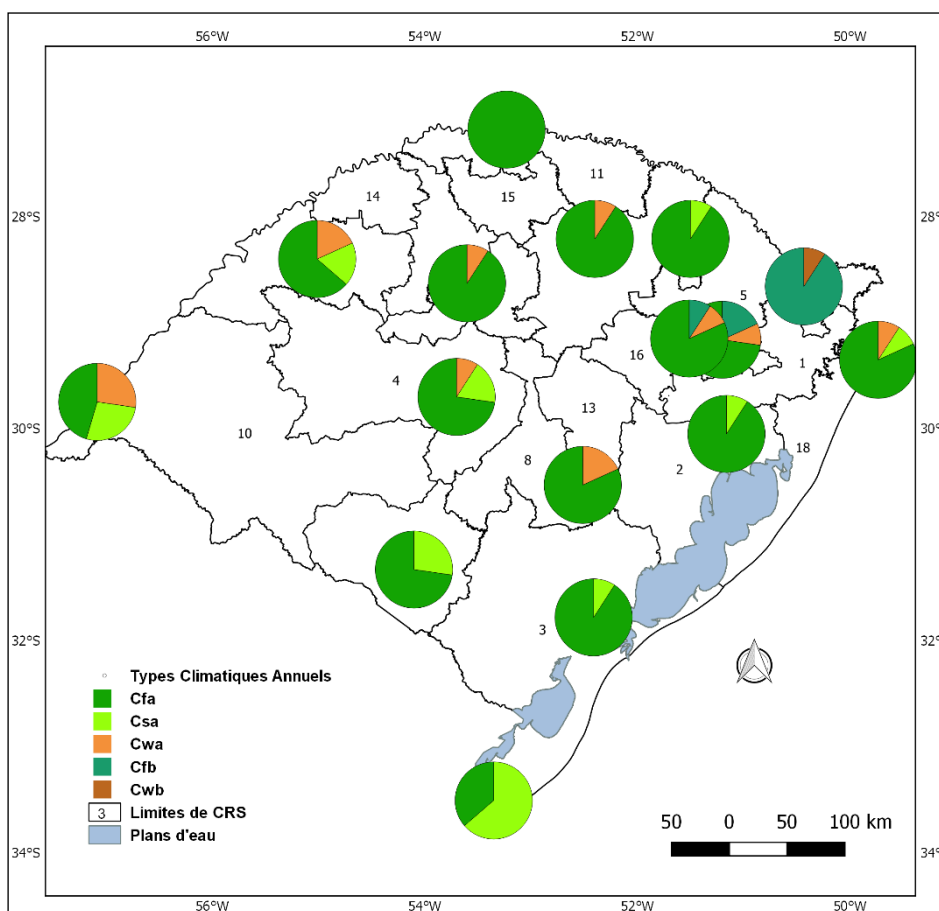


Figure 3 - Fréquence des types climatiques annuels dans le Rio Grande do Sul pour la période 2007-2017.

L'analyse des types climatiques annuels montre que, compte tenu des données mensuelles annuelles et non de la normale climatologique (1961-1990), cinq types climatiques sont apparus pendant la période d'analyse dans le Rio Grande do Sul, à savoir : « Cfa », « Cfb », « Cwa », « Cwb » et « Csa ». Le type « Cfa » est dominant car il a donné lieu à 128 sur les 176 types analysés.

La carte de la figure 3 représente la fréquence des TCAs au cours de la période et montre la diversité climatique de la région. Le TCA « Cfa » prédomine durant cette période dans le Rio Grande do Sul : dans la station Iraí, la plus au nord, il a eu lieu chaque année ; pour cinq autres stations, ce type de climat a eu lieu 10 années sur les 11 années analysées : pour trois stations, il s'est produit 9 fois ; et pour trois stations, 8 années sur les 11 analysées. Il est à noter ici que le type tempéré sans saison sèche « Cfa », laisse la place dans quelques stations au type « Csa » (été sec). Le type « Cfb » qui devrait s'étendre sur une surface plus large selon les moyennes météorologiques (1961-1990), prédomine en termes de type climatique annuel, seulement à Bom Jesus. Au centre et au nord de l'État, on enregistre une fréquence plus élevées des variantes « Cwa » et « Cwb » c'est à dire avec un régime pluviométrique marqué par les effets de la tropicalité (saison sèche hivernale).

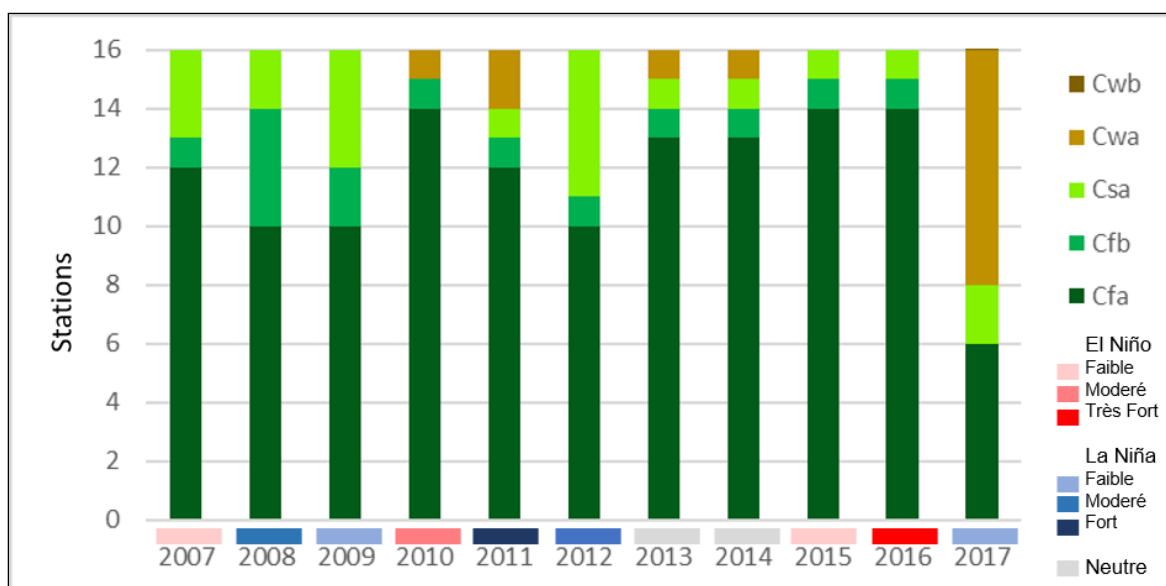


Figure 4 - Répartition par année des Types Climatiques Annuels observés dans les 16 stations du Rio Grande do Sul et phase ENSO de chaque année (2007-2017).

Dans le Rio Grande do Sul, la réponse à la variabilité climatique globale El Niño Southern Oscillation (ENSO) se manifeste principalement dans la distribution des précipitations. Au cours des années de fort El Niño, il pleut bien au-dessus de la moyenne de septembre jusqu'au début de l'automne et, pour l'ensemble de l'année, on observe des pluies supérieures à la moyenne. Dans les années La Niña, on observe, au contraire, des périodes de sécheresses. Selon Berlato et Fontana (2003), deux saisons de l'année sont les plus touchées par les phases d'ENSO : le printemps et le début de l'été (octobre, novembre et décembre), dans la première année de l'événement, pouvant dans certains cas se prolonger jusqu'au début de l'hiver (juin) suivant.

De la lecture de la figure 4, on peut déduire que dans les années El Niño et dans les années neutres, le TCA « Cfa » prédomine dans au moins 75% des stations. Pendant les années La Niña, la participation d'autres types climatiques augmente, sans qu'il y ait un modèle clair de distribution. Les années de plus haute incidence de la dengue autochtone dans l'État étaient

dans l'ordre 2010, 2016, 2015 et 2007. Ce sont précisément des années El Niño et aussi des années où le TCA « Cfa » prédominait parmi les 16 stations considérées dans cette étude.

3. Conclusion

Une extension de la dengue est déjà prouvée dans la région où prédomine le climat « Cfa », mais en comparaison avec d'autres États du pays, le Rio Grande do Sul a encore un faible taux d'incidence de la dengue (Oliveira et al., 2017). Dans cette étude, nous avons cherché à voir dans quelle mesure le TCA « Cfa » a également prédominé dans cet État et si les occurrences de la dengue (2007-2017) pouvaient être mises en relation avec la variabilité climatique annuelle liée au mode de variation interannuelle ENSO.

Cette étude montre que, effectivement, lors des années où plusieurs cas de dengue autochtone ont eu lieu dans l'État, le type « Cfa » prédominait dans plus de 75% des stations météorologiques considérées, et dans les années de La Niña, la variété des types climatiques était plus grande avec plus de TCA « Csa » et « Cwa ». Une autre conclusion qui résulte de cette analyse est que le TCA « Cfb » connaît un domaine et une fréquence plus restreints que celui publié dans l'Atlas Climatique du Rio Grande do Sul (Matzenauer et al., 2011) ; bien que basés sur des méthodologies de classification climatique légèrement différentes de celles de l'atlas, ces résultats semblent indiquer une tendance au réchauffement du climat du Rio Grande do Sul au cours de la période récente.

Enfin, l'analyse de variabilité climatique associée au phénomène ENSO montre qu'il existe une relation entre l'indice positif de l'année et l'occurrence de la dengue autochtone dans l'ensemble de l'État. Les années El Niño sont aussi celles pendant lesquelles le type climatique annuel « Cfa » prédomine, au détriment des autres TCA, confirmant la nécessité de successions de saisons chaudes et humides pour le développement de la dengue dans cette région.

Bibliographie

- Australian Gouvernement/ Bureau of Meteorology. 2017. *El Niño /La Niña*. Disponible sur: <http://www.bom.gov.au/climate/enso/>.
- Berlato, M. A.; Fontana, D. C. 2003 *El Niño e La Niña: Impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul*; aplicações de previsões climáticas na agricultura. Porto Alegre, UFRGS, 110 p.
- Brasil. Ministério da Saúde. Departamento de Informática do SUS. 2017. *Sistema de Informação de Agravos de Notificação – SINAN NET*. Disponible sur: <http://www2.datasus.gov.br/DATASUS/index.php?area=0203>
- Dubreuil, V.; Fante, K. P.; Planchon, O.; Sant'Anna Neto, J. L. 2017. Les types de climats annuels au Brésil : une application de la classification de Köppen de 1961 à 2015. *Echo Géo*, **41**, juillet/septembre.
- Instituto Nacional de Meteorologia. 2017. *Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa*. « Dados da Rede do INMET ». Disponible sur: <http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/inicio.php>
- Matzenauer, R.; Radin, B.; Almeida, I. R. (Org.). 2011. *Atlas Climático: Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Secretaria da Agricultura Pecuária e Agronegócio/FEPAGRO.
- Oliveira, Marcia M. F; Mendonça, Francisco; Lara Maria A. M., Bobato, P.; Bandeira, V. F A. 2017. Le climat et l'aedes aegypti dans le sud du Brésil. *Annales l'AIC*, **30**, p. 351-356.
- SES-RS - Secretaria Estadual de Saúde do Rio Grande do Sul. 2017. *Informativo Epidemiológico Dengue SE17*. Disponible sur: [ww.saude.rs.gov.br/upload/arquivos/carga20170501/04150104-se-17-informativo-epidemiologico-dengue-29-04-17.pdf](http://www.saude.rs.gov.br/upload/arquivos/carga20170501/04150104-se-17-informativo-epidemiologico-dengue-29-04-17.pdf)
- Tumioto, G. L.; Gregianinni, T. S.; Dambros, B. P.; Cestari, B. C.; Nunes, Z. M. A.; Veiga, A. B. V. 2014. Laboratory surveillance of dengue in Rio Grande do Sul, Brazil, from 2007 to 2013. *PLoS ONE*. v. **9**, n. 8, Article e104394, 6 pp.

VARIATION INTER-JOURNALIERE DU CONFORT THERMIQUE AU COURS DE LA SAISON CHAUDE ET LA SAISON FROIDE DANS LE CENTRE TUNISIEN

HAMMAMI K.

Université de Tunis (Tunisie), U.R. Géomatique des géosystèmes, FLAH de la Manouba. geo_kais@yahoo.fr

Résumé : *Le Centre de la Tunisie apparaît comme une zone de transition entre le domaine méditerranéen et le domaine saharien. Cette position se traduit par l'alternance de journées à dominance climatique méditerranéenne avec des journées où dominent les processus subtropicaux, ce qui se traduit par une variation du temps. Dans le travail proposé, nous essayons d'étudier la variation du confort thermique au cours de la saison chaude et la saison froide dans cette région. Cette variation a une influence très nette sur le bien-être physique et psychique de l'individu, ainsi que sur le tourisme, un facteur majeur dans la région littorale du centre tunisien.*

Mots-clés : *Confort thermique, centre tunisien, variation, saison chaude et saison froide, indice de confort thermique.*

Abstract: *The Center of Tunisia appears as a transition zone between the Mediterranean and the Saharan domain. This position is reflected by the alternation of days with Mediterranean climate dominance with days dominated by subtropical processes, which translates into a variability of time. In the proposed work, we try to quantify the inter-daily variation of thermal comfort in the hot and the cold season in this region. This variation has a clear influence on the physical and psychic well-being of the individual, as well as on several activities such as tourism, a major factor in the coastal region of the Tunisian center.*

Keywords: *Thermal comfort, tunisian center, variation, hot and cold season, thermal ambient index.*

Introduction

L'ambiance thermique est une température ressentie qui conditionne le degré du confort thermique, un terme complexe, commandé par plusieurs facteurs, et défini par les physiologistes comme « équivaut au repos de l'organisme dans sa lutte contre les agressions extérieures » (Besancenot, 1990). Dans le domaine de l'anthropologie sociale, physique et physiologique, les spécialistes ont montré que la sensation de confort est fortement liée à l'adaptation du corps aux variations climatiques dans son entourage. « Les hommes et les animaux ne peuvent être acclimatés définitivement sauf s'ils ont la possibilité de se reposer et de dormir dans leur entourage thermique » (Scholander et al., 1958). Ainsi la variation inter-journalière du confort thermique a une forte influence sur le bien-être physique et psychique de l'individu, ainsi que sur plusieurs activités comme le tourisme (un facteur majeur dans la région littorale du centre tunisien). L'ampleur de cette variation se trouve-t-elle accentuée dans cette région de transition entre le domaine méditerranéen et le domaine saharien ? Cet article vise à étudier cette variation inter-journalière du confort thermique au cours de la saison chaude et la saison froide.

1. Méthodologie et données de base

Pour quantifier le confort thermique, nous nous référons à deux indices de confort thermique pour chaque saison :

- Pour la saison chaude nous allons utiliser l'indice de Thom THI (« Temperature Humidity Index », 1959) et qui combine avec la température l'humidité relative qui a un effet important sur la température ressentie pendant cette saison.

$$THI=T-(0.55-0.0055*U)(T-14.5)$$

Tableau 1. Les classes de THI

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

Source : L.Hénia et T.Alouane, 2007.

- Pour la saison froide nous allons utiliser l'indice de refroidissement éolien K de Sipple P.A. et Passel C.F (« The Cooling power », 1945) et qui combine avec la température le vent, qui, en hiver, a un rôle important dans la sensation de confort ou d'inconfort.

$$K=(10\sqrt{(V)+10.45-V})(33-T)$$

Tableau 2. Les classes de K

Code	0	1	2	3	2	1	0
Classes	Contractant	Hypertonique	Tonique	Relaxant	Hypotonique	Atonique	Torrède
Limites K	$K \geq 1200$	1199 à 900	899 à 600	599 à 250	249 à 150	149 à 0	<0

Source : L.Hénia et T.Alouane, 2007.

Certains pays comme le Canada, utilisent une combinaison de température et d'humidité (l'indice Humidex) pour estimer le confort thermique pendant la saison chaude. Ils utilisent aussi l'indice de refroidissement éolien pour estimer le confort thermique la saison froide.

En se basant sur ces deux indices (THI et K), nous allons étudier quatre types de variations : la stabilité (pas de variation), une faible variation (entre deux classes successives), une moyenne variation (entre deux classes séparées par une seule classe) et une forte variation (entre deux classes séparées par au moins 2 classes).

Dans un deuxième temps, nous allons donner un code à chaque type de variation et pour chaque relevé, comme suit :

Tableau 3. Classes des variations de confort thermique selon les relevés pour les deux indices

Classes	Stabilité	Faible variation	Moyenne variation	Forte variation
Codes	0	1	2	3

Par conséquent, et à l'échelle de toute la journée, nous aurons une somme des codes des 5 relevés journaliers, allant de 0 à 15, répartis comme suit :

Tableau 4. Classes des variations de confort thermique selon la moyenne journalière des relevés pour les deux indices

Classes	Faible variation	Moyenne variation	Forte variation
Codes	0-5	6-10	11-15

Les données utilisées sont les relevés tri-horaires (6h, 9h, 12h, 15h et 18h ; cette partie de la journée correspond à l'activité des différents individus) de la température, l'humidité et le vent sur une période de 10 ans (de 2001 à 2010). Trois stations météorologiques sont retenues (Fig. 1) : Une station littorale (Monastir), une station intérieure de faible altitude (Kairouan) et une station d'altitude (Kasserine).

2. Résultats

2.1. Variation inter-journalière du confort thermique au cours de la saison chaude

Rappelons que nous allons étudier la variation du confort thermique à partir de l'indice de Thom THI (qui combine la température et l'humidité relative).

La variation inter-journalière à l'échelle tri-horaire montre l'absence de la forte variation dans les trois stations et durant toute la période étudiée. Pour la moyenne variation, on a enregistré seulement 2 cas à Monastir et à Kairouan et 10 cas à Kasserine.

La stabilité règne (figures 2, 3 et 4). Elle varie entre 91% du total des relevés de 6h et 73% à 12h et à 15h pour la station de Monastir. Pour la station de Kairouan, la stabilité varie entre 89% du total des relevés de 6h et 75% à 12h. A Kasserine, la stabilité varie entre 89% à 9h et 71% à 6h.

Pour la faible variation, elle varie à Monastir entre 27% à 12h et 9% à 6h. A Kairouan, elle varie entre 25% à 12h et 11% à 6h. Et pour Kasserine, la faible variation varie entre 28% à 6h et 11% respectivement à 9h et à 18h.

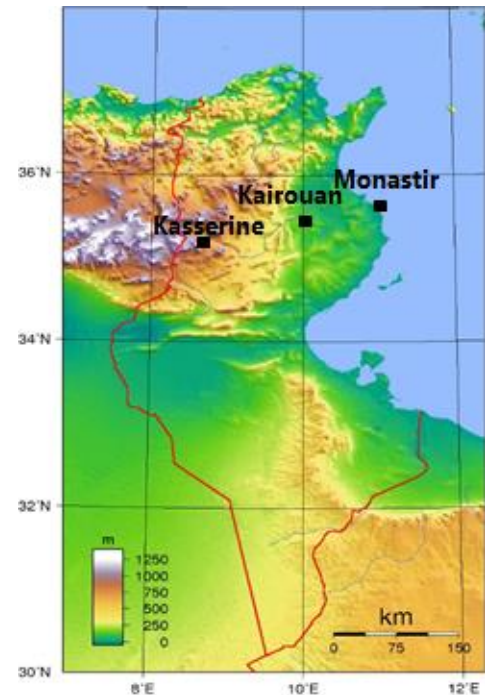


Figure 1. Localisation des stations retenues

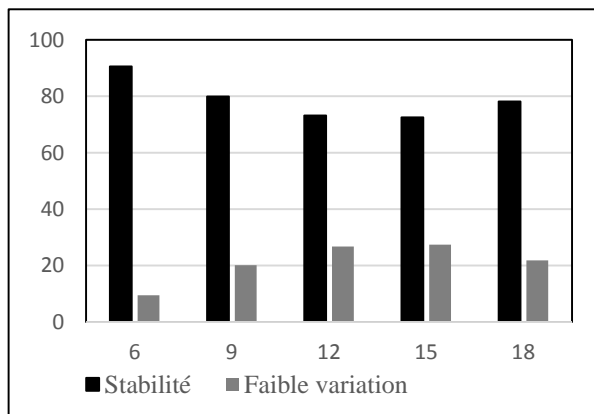


Figure 2. Variation inter-journalière du confort thermique selon les relevés entre 2001 et 2010 à Monastir (%)

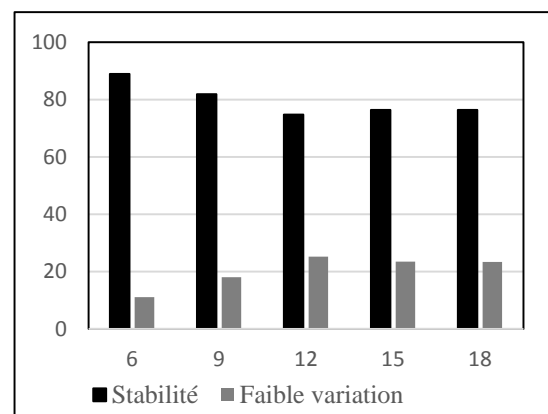


Figure 3. Variation inter-journalière du confort thermique selon les relevés entre 2001 et 2010 à Kairouan (%)

On remarque à Monastir (une station côtière) et à Kairouan (une des stations les plus chaudes de la Tunisie) que la faible variation enregistre une légère hausse du matin vers midi pour diminuer relativement vers la fin de la journée. Ceci est en relation avec l'évolution journalière de la température, qui est plus changeante que l'humidité relative.

Cette faible variation a un effet sur le bien-être de l'individu, surtout lorsqu'elle correspond avec ses activités journalières. A Kasserine (station continentale d'altitude), la faible variation au cours de la journée n'enregistre pas une tendance claire.

A l'échelle de toute la journée, la faible variation règne pour toutes les journées estivales de la période étudiée.

La dominance de la stabilité et de la faible variation au niveau des heures qu'au niveau de toute la journée est due à la remontée des hautes pressions subtropicales vers le nord, surtout en altitude, car au sol dominant les basses pressions thermiques pelliculaires, la Tunisie participe alors au système aérologique des déserts chauds. Le temps est alors stable, chaud et relativement peu variable dans le temps et dans l'espace.

Notons aussi que la combinaison de plusieurs paramètres climatiques dans un seul indice amoindrit la variation. Le comportement de l'humidité relative est par exemple contraire au comportement de la température.

2.2. Variation inter-journalière du confort thermique au cours de la saison froide :

Pendant cette saison, l'indice de refroidissement éolien de Siple et Passel (qui combine la température et le vent) sera utilisé pour étudier la variation inter-journalière du confort thermique. La forte variation est absente dans les quatre stations. La moyenne variation enregistre 2 cas seulement à Kairouan durant toute la période étudiée, 4 cas à Monastir et 16 cas à Kasserine.

La stabilité reste dominante (figures 5, 6 et 7) mais elle est relativement moins fréquente qu'en été. A Monastir, elle varie entre 72% du total des relevés à 6h et 65% à 15h et à 18h. Pour Kairouan, elle varie entre 79% à 12h et 73% à 9h. Pour Kasserine, la fréquence diminue pour varier entre 51% à 12h et 58% à 9h. La faible variation enregistre une légère hausse par rapport à l'été. A Kairouan, qui est une station continentale de faible altitude, elle enregistre une fréquence entre 20% à 12 h et 27% à 9h. Pour Monastir qui est une station côtière de cap, et donc plus exposée au vent, on enregistre une fréquence de la faible variation entre 27% à 6h et 34% à 15h et à 18h. A Kasserine qui est une station continentale d'altitude, la faible variation est plus fréquente que les autres stations et varie entre 39% à 9h et 45% à 6h.

La hausse de la faible variation en hiver (par rapport à l'été) est due au retrait des hautes pressions subtropicales vers le sud. La Tunisie alors, faisant partie intégrante du domaine méditerranéen, participe à la circulation d'ouest de la zone tempérée. Elle est alors ouverte aux perturbations frontales et aux masses d'air d'origines différentes.

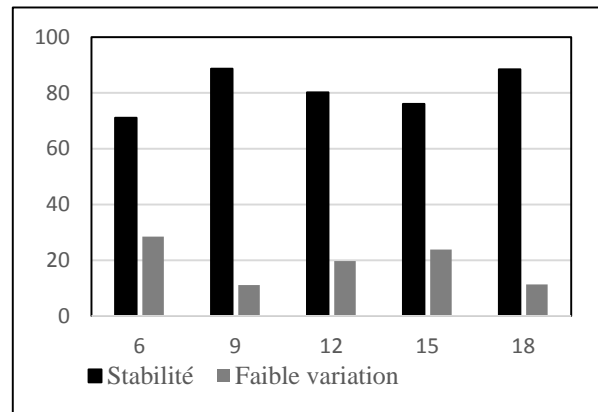


Figure 4. Variation inter-journalière du confort thermique selon les relevés entre 2001 et 2010 à

A l'échelle de toute la journée (figure 8), on a enregistré un seul cas de forte variation dans chaque station durant la période étudiée. La moyenne variation enregistré 30 cas à Kasserine, 7 cas à Monastir et 2 cas à Kairouan.

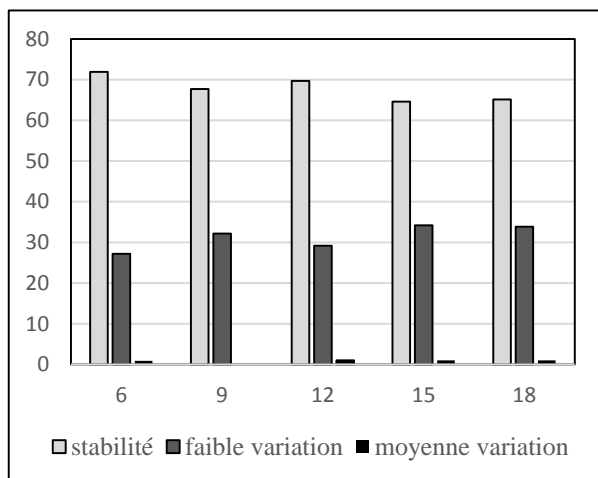


Figure 5. Variation inter-journalière du confort thermique selon les relevés entre 2001 et 2010 à Monastir (%)

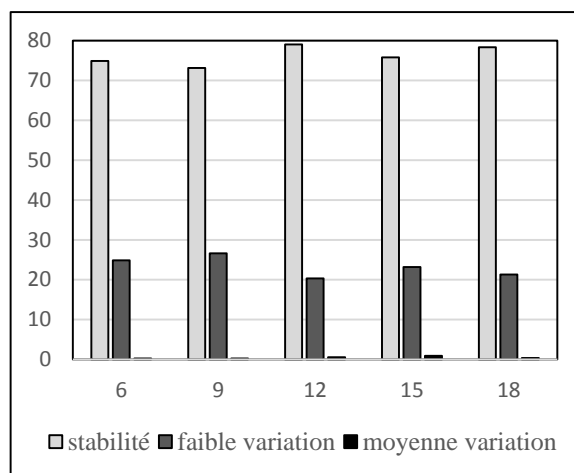


Figure 6. Variation inter-journalière du confort thermique selon les relevés entre 2001 et 2010 à Kairouan (%)

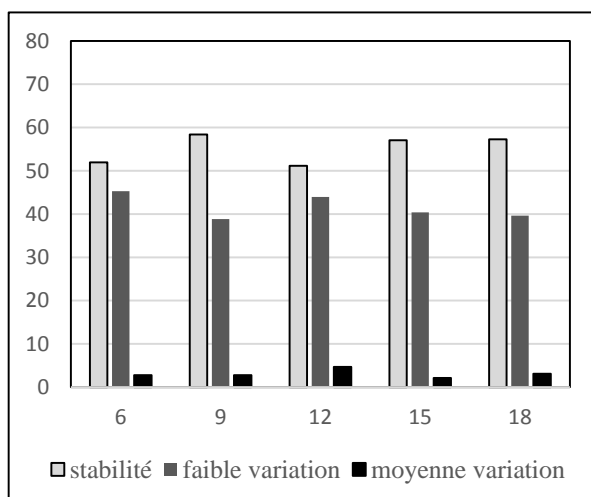


Figure 7. Variation inter-journalière du confort thermique selon les relevés entre 2001 et 2010 à Kasserine (%)

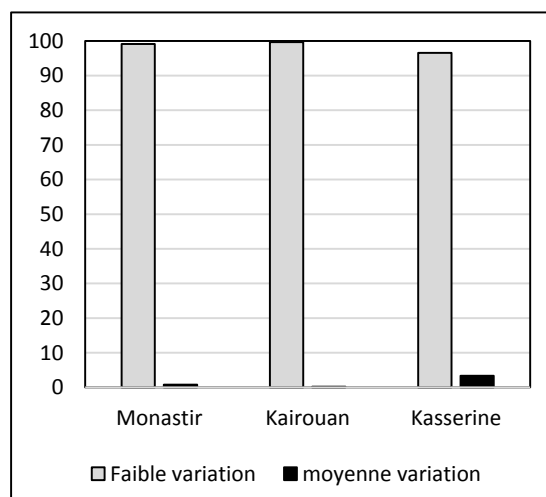


Figure 8. Les types de variation inter-journalière du confort thermique selon les jours entre 2001 et 2010 (% des jours)

Conclusion

De ce qui précède, on a vu que la variation inter-journalière du confort thermique est marquée par la stabilité qui règne, et la faible variation au second lieu. Cependant, cette faible variation est plus fréquente en hiver qu'en été à cause des caractéristiques de la circulation atmosphérique générale pendant chaque saison. Cette faible variation peut avoir des conséquences physiologiques et psychiques surtout lorsqu'elle est enregistré en milieu de la journée.

Bibliographie

Hénia L. et Alouane T., 2007. Le potentiel climato-touristique de la Tunisie. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*. Volume **XX**, pp. 27-33.

Riahi M. 2012. *Le potentiel climato-touristique dans la région de la Tunisie tellienne*. Thèse de doctorat en Géographie. Paris I, 170p.

Scholander P.F., Hammel H.T., Hart J.S., Le messurier D.H., Steen J. 1958. Cold adaptation in Australian Aborigines. *J. Appl. Physiol.* Volume **XIII**, pp. 211- 218.

Siple, P. A., Passel, C. F., 1945. Measurements of Dry Atmospheric Cooling in Sub-freezing Temperatures. *Proc. Amer. Phil. Soc.*89, pp 177–199.

Thom EC., 1959. The discomfort index. *Weatherwise* **12.2**, pp 57-61.

ÉVALUATION GÉNÉRALE DE STRESS BIOCLIMATIQUE DANS LA VILLE DE CLUJ-NAPOCA, ROUMANIE

SCRIPCĂ ANDREEA-SABINA ¹, CROITORU ADINA-ELIZA ²

¹ Université Babeş-Bolyai, Faculté de Géographie, doctorant, sabina_scripca@yahoo.com

² Université Babeş-Bolyai, Faculté de Géographie, Prof. dr., adina.croitoru@ubbcluj.ro

Résumé : Dans ce travail, nous avons présenté les résultats des quelques indicateurs bioclimatiques : l'indice de confort température-humidité, la température nette réelle, l'indicateur de température de refroidissement du vent, l'indice de stress cutané et l'indice de stress pulmonaire. Dans l'étude, nous avons utilisé des données quotidiennes sur la température de l'air, l'humidité relative et la vitesse du vent pour la période 1961-2016, enregistrées à la station météorologique de Cluj-Napoca. Les principales conclusions résultant de l'analyse de ces indicateurs sont les suivantes : 1) la plupart des classes bioclimatiques sont enregistrées pour les mois de juin à août, ce qui entraîne des changements soudains de la météo, ce qui pourrait contribuer à un stress supplémentaire sur le corps humain ; 2) pour le printemps et l'automne, le stress cutané enregistre un caractère relaxant, pas stressant pour le corps humain. Des exceptions sont observées en juillet et août avec un stress hypotonique (-1) et dans les mois froids de l'année (en particulier décembre, janvier et février), le stress hypertonique (+1) est ressenti ; 3) À l'exception de juillet et d'août avec un stress modéré ou élevé (-2, -3), le stress pulmonaire est réduit.

Mots-clés : stress thermique, indicateurs bioclimatiques, Cluj-Napoca, Roumanie.

Abstract: *General evaluation of bioclimatic stress in Cluj-Napoca city, Romania.* In this work, we presented the results of the few bioclimatic indicators: the temperature-humidity comfort index, normal effective temperature, wind chill temperature, skin stress index and lung stress index. In the study, we used daily data of air temperature, relative humidity and wind speed for the period 1961-2016, recorded at the Cluj-Napoca weather station. The main conclusions resulting from the analysis of these indicators are as follows. Most bioclimatic classes are recorded for the months of June to August, resulting in sudden changes in the weather, which could contribute to additional stress on the human body. Skin stress is reduced, more than half a year, presenting a relaxing climate from this point of view. Exceptions are observed in July and August with hypotonic stress. In the cold months of the year (especially December, January and February), hypertonic stress is felt. With the exception of July and August with moderate or high stress (-2, -3), pulmonary stress is reduced.

Keywords: thermal stress, bioclimatic indicators, Cluj-Napoca, Romania.

Introduction

Dans ce travail, nous présentons les résultats des indicateurs bioclimatiques suivants : l'indice de confort température-humidité (ITU), la température nette réelle (NET), l'indicateur de température de refroidissement du vent (WCT), l'indice de stress cutané et l'indice de stress pulmonaire. Le calcul de ces indices est très important, en particulier pour les conditions météorologiques extrêmes. L'étude est faite pour la ville de Cluj-Napoca. Ces indicateurs ont été développés et utilisés dans de nombreuses études : pour la Roumanie (Dragotă et Runcanu, 1994 ; Teodoreanu et Bunescu, 2007 ; Teodoreanu et Mihăilă, 2012) et au niveau international (Besancenot, 1974 ; Blazejczyk et al., 2012).

Les principaux objectifs de ce travail sont : analyser les conditions bioclimatiques générales en mettant l'accent sur le stress thermique, dans l'une des villes les plus importantes de Roumanie, Cluj-Napoca ; déterminer quelle est la période de l'année la plus favorable et défavorable du corps humain du point de vue du stress thermique.

1. Données et méthodes

Cette étude porte sur la région de Cluj-Napoca située au nord-ouest de la Roumanie. C'est la deuxième ville la plus peuplée après la capitale du pays, Bucarest, avec une population stable de plus de 320 000 habitants. Cluj-Napoca est l'un des centres académiques et culturels les plus importants du pays, il attire également une importante population étudiante, d'environ 70 000 personnes chaque année. La ville est située dans une région vallonnée, près des montagnes d'Apuseni (partie des Carpates Occidentales), le long de la vallée de la rivière Someşul Mic.

Dans l'étude, nous avons utilisé des données quotidiennes sur la température de l'air, l'humidité relative et la vitesse du vent pour la période 1961-2016. La base de données climatiques a été construite en utilisant trois sources de données. La plupart des données météorologiques ont été extraites des archives de l'Administration Météorologique Nationale. La base de données météorologiques a été complétée sur les sites : ECA&D (Klein Tank et al., 2002), www.meteomanz.com, et www.rp5.ru.

Pour calculer les indicateurs bioclimatiques, nous avons utilisé le chiffrier électronique Microsoft Excel.

Pour chaque indicateur bioclimatique analysé, nous avons présenté les indices de confort en nous basant sur la littérature spécialisée et en mettant l'accent sur les études similaires qui ont été réalisées pour des pays ayant des conditions climatiques semblables à celles de Roumanie.

L'indice de confort température-humidité est recommandé par l'Agence Nationale de Météorologie pour la période chaude de l'année (Teodoreanu 2011, Croitoru et Sorocovschi, 2012).

L'indice est calculé par la formule suivante :

$$ITU = (T \times 1,8 + 32) - (0,55 - 0,0055 \times R) [(T \times 1,8 + 32) - 58]$$

Où : T = température de l'air (en °C) ; R = l'humidité relative d'air (en %).

Les classes de confort pour cet indice sont systématisées dans le tableau 1.

Missenard (1933, citée par Blazejczyk et al., 2012) a développé une formule mathématique de la "température résultante". Li et Chan (2000, citée par Blazejczyk et al., 2012) ont adapté la formule de Missenard et l'ont appelée « La température nette réelle » (NET). Le NET est actuellement utilisé par l'Observatoire de Hong Kong (Blazejczyk et al., 2012).

L'indice est calculé par la formule suivante :

$$NET = 37 - [(37 - T) / (0,68 - 0,0014 \times R + 1 / (1,76 + 1,4 \times v^{0,75}))] - 0,29 \times T \times (1 - 0,01 \times R)$$

Où : T = température de l'air (en °C) ; R = l'humidité relative d'air (en %), v = vitesse du vent (en m/s) à 1,2 mètres au-dessus du sol.

La vitesse du vent a été réduite de 10 mètres à 1,2 (avec la formule disponible sur : <https://websites.pmc.ucsc.edu/~jnoble/wind/extrap/>).

Les classes de confort pour NET sont systématisées dans le tableau 2.

Tableau 1. Degré de confort pour l'indicateur ITU

<i>La sensation physiologique</i>	<i>Les valeurs d'ITU</i>
Froid	<40,00
Frais	40,00- 50,00
Légèrement frais	50,00 - 60,00
Confortable	60,00 - 75,00
Chaud	75,00 - 80,00
Très chaud	80,00 - 85,00
Étouffant	>85,00

(Selon Sorocovschi, 2008 cité par Croitoru et Sorocovschi, 2012)

Tableau 2. Degré de confort pour l'indicateur NET

<i>Degré de confort</i>	<i>NET (°C)</i>
Très froid	< 1,00
Froid	1,01 - 9,00
Frais	9,01 - 17,00
Rafraîchissant	17,01 - 21,00
Confortable	21,01 - 23,00
Chaleureuse	23,01 - 27,00
Chaud	> 27,01

(Selon Blazejczyk et al., 2012, avec modifications)

L'indicateur de température de refroidissement du vent (ASHRAE 1997, citée par Blazejczyk et al., 2012) exprime le degré de confort thermique grâce à l'action combinée de la température de l'air et de la vitesse du vent. WCT a été jusqu'à récemment utilisé par les

services météorologiques nord-américains comme un prédicteur essentiel pour le temps d'hiver (Blazejczyk et al., 2012).

Dans cette étude WCT a été utilisé comme suit :

$$WCT = 13,12 + 0,6215 \times T - 11,37 \times v_{10}^{0,16} + 0,3965 \times T \times v_{10}^{0,16}$$

Où : T = température de l'air (en °C) ; v₁₀ = vitesse du vent (en m/s) à 10 mètres au-dessus du sol.

Les classes de confort pour cet indice sont systématisées dans le tableau 3.

Tableau 3. Degré de confort pour l'indicateur WCT

<i>Degré de confort</i>	<i>WCT (°C)</i>
Glacial (extrême danger)	< - 55,00
Très froid	-54,00 à -40,00
Froid	-39,00 à -28,00
Frais (risque modéré)	-27,00 à -10,01
Confortable (pas de danger)	> -10,00

(Selon Blazejczyk et al., 2012, avec modifications)

En reprenant la formule de l'indice du vent froid (Siple et Passel, 1945, citée par Besancenot, 1974), l'indice de stress cutané (Besancenot, 1974) est basé sur une caractéristique physique appelée pouvoir de refroidissement qui représente la quantité de chaleur exprimée en million de calories, perdue par seconde et cm², un corps inerte avec une température de 36,5 °C. L'indice permet un enregistrement des conditions climatiques pour réaliser la thermogenèse ou la thermolyse du corps.

L'indice est calculé par la formule suivante :

$$P = (10\sqrt{v} + 10,45 - v) (33 - t) \text{ (kcal/m}^2\text{/h)}$$

Où : v = vitesse du vent (en m/s) ; 33 - t = la différence entre la température normale de la peau et la température de l'air.

Les classes de confort pour cet indice sont systématisées dans le tableau 4.

L'indice de stress pulmonaire (Besancenot, 1974) est calculé sur la base de la pression de la vapeur d'eau de l'atmosphère, exprimée en mb, qui est utilisée par le corps humain dans le processus respiratoire. Les changements respiratoires (l'absorption d'oxygène, l'élimination du dioxyde de carbone) peuvent être interprétés comme des processus de diffusion à travers les alvéoles pulmonaires, où le vapeur d'eau de l'atmosphère agit sur les muqueuses des voies respiratoires (Teodoreanu, 2002).

Les classes de confort pour cet indice sont systématisées dans le tableau 5.

Tableau 4. L'indice de stress cutané

<i>Pouvoir de refroidissement</i>	<i>L'indice</i>	<i>Type de stress</i>
0 - 149	(-2) hypotonique	les stress par déclenchement de la thermolyse
150 - 299	(-1) hypotonique	les stress par déclenchement de la thermolyse
300 - 599	(0) relaxante	ne nécessite pas de thermorégulation
600 - 899	(+1) hypertonique	les stress par sollicitation de la thermogenèse
900 - 1199	(+2) hypertonique	les stress par sollicitation de la thermogenèse
1200 - 1499	(+3) hypertonique	les stress par sollicitation de la thermogenèse
>1500	(+4) hypertonique	les stress par sollicitation de la thermogenèse

(Selon Besancenot, 1974)

Tableau 5. L'indice de stress pulmonaire

<i>Les pressions de vapeur</i>	<i>L'indice</i>	<i>Type de stress</i>
0,0 - 4,0	(+2)	déshydratant
4,1 - 7,4	(+1)	déshydratant
7,5 - 11,6	(0)	équilibré
11,7 - 15,9	(-1)	hydratant
16,0 - 21,1	(-2)	hydratant
21,2 - 26,5	(-3)	hydratant
26,6 - 31,2	(-4)	hydratant

(Selon Nicolas, 1959, citée par Besancenot, 1974)

2. Résultats

Au niveau mensuel, l'ITU montre un léger inconfort pour le stress thermique chaud (caractérisé par la classe « chaude ») en juin-août (Figure 1 – gauche). Au niveau annuel la fréquence la plus élevée (30,51%) est donnée par la classe « froide ». Au pôle opposé est la classe « chaude » (avec seulement 0,06%) (Figure 1 – droite).

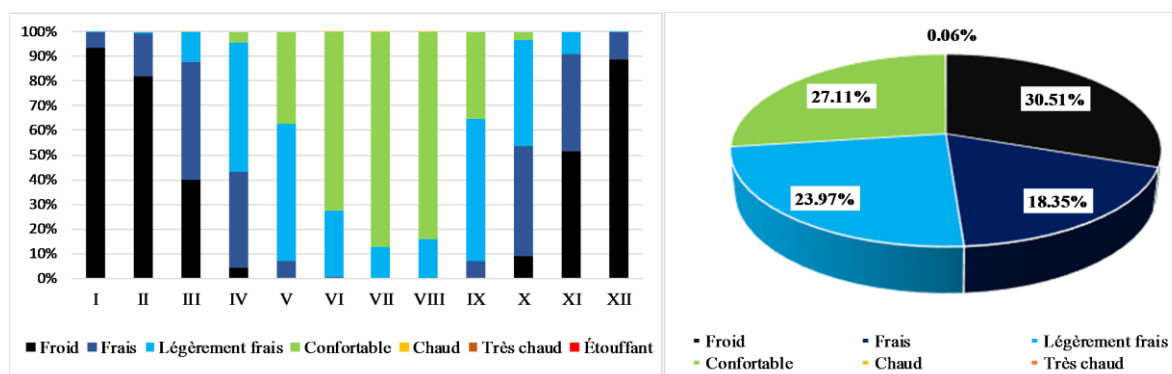


Figure 1. Fréquences mensuelles (gauche) et annuelles (droite) sur les classes de confort pour l'indicateur bioclimatique ITU

NET met en évidence la classe « très froid » pour l'intervalle de novembre à mars, la fréquence la plus élevée étant enregistrée en janvier (90%). La seule classe caractérisant le stress thermique chaud est « chaud » et rencontre une très faible fréquence en juin-août (Figure 2 – gauche). Au niveau annuel, les fréquences les plus élevées sont spécifiques à la classe « très froide » (32,82%), la deuxième étant la classe « frais » (31,83%) (Figure 2 – droite).

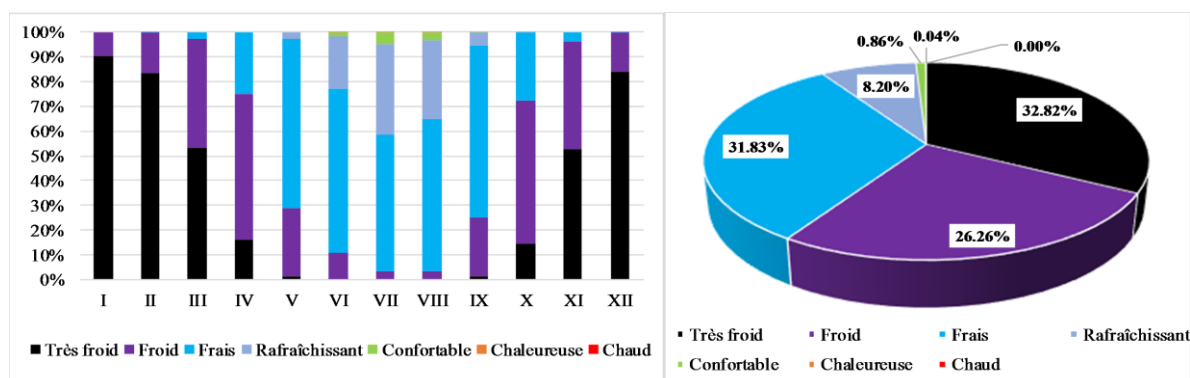


Figure 2. Fréquences mensuelles (gauche) et annuelles (droite) sur les classes de confort pour l'indicateur bioclimatique NET

Le WCT est utilisé pour compléter l'image générale du stress pendant la période froide de l'année. L'état de confort caractérise pleinement l'intervalle d'avril à novembre. Un léger inconfort caractérisé par un risque modéré pour le corps humain vise les intervalles mensuels de janvier à mars et décembre. Le mois de janvier montre la fréquence la plus élevée pour la classe « frais », mais le pourcentage de cette classe est inférieur à 10% (Figure 3 - gauche). Au niveau annuel, l'état général ressenti par le corps humain est de confort (98,70%) (Figure 3 - droite).

Pour l'indice de stress cutané (Figure 4), la période marquée par le stress hypotonique se chevauche pour la plupart au cours des mois d'été, ce qui est spécifique pour la période de mai à septembre. Le stress hypotonique maximal (-2), ce qui signifie que le corps humain perd facilement de la chaleur, apparaît en juillet et en août (avec une fréquence plus élevée en juillet). Dans la moitié froide de l'année (octobre-mars), le stress hypertonique (les hautes fréquences sont enregistrées pour la classe « (+1) hypertonique ») est présent. Pour ce type de stress, comme une réaction de défense, le corps humain entraîne des mécanismes de thermogénèse (par exemple les frissons). De ce point de vue, le mois le plus stressant est janvier.

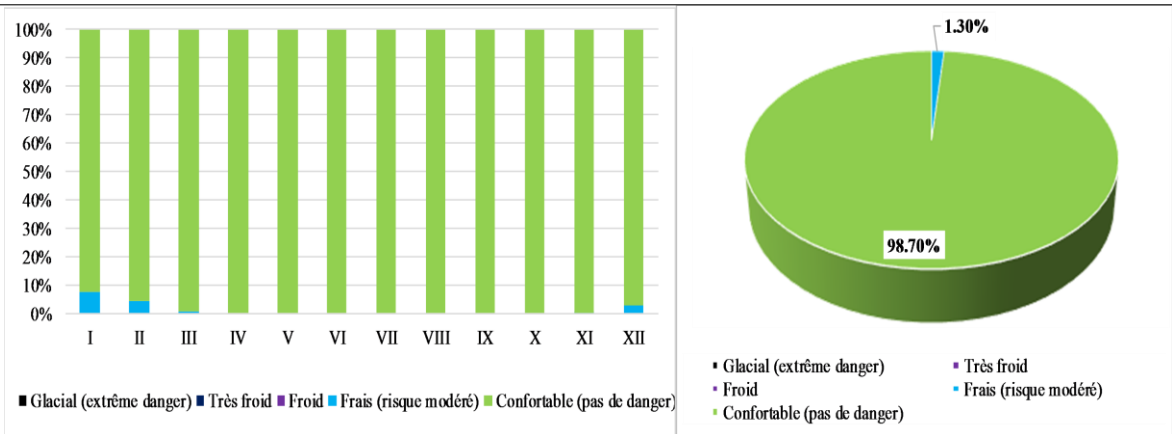


Figure 3. Fréquences mensuelles (gauche) et annuelles (droite) sur les classes de confort pour l'indicateur bioclimatique WCT

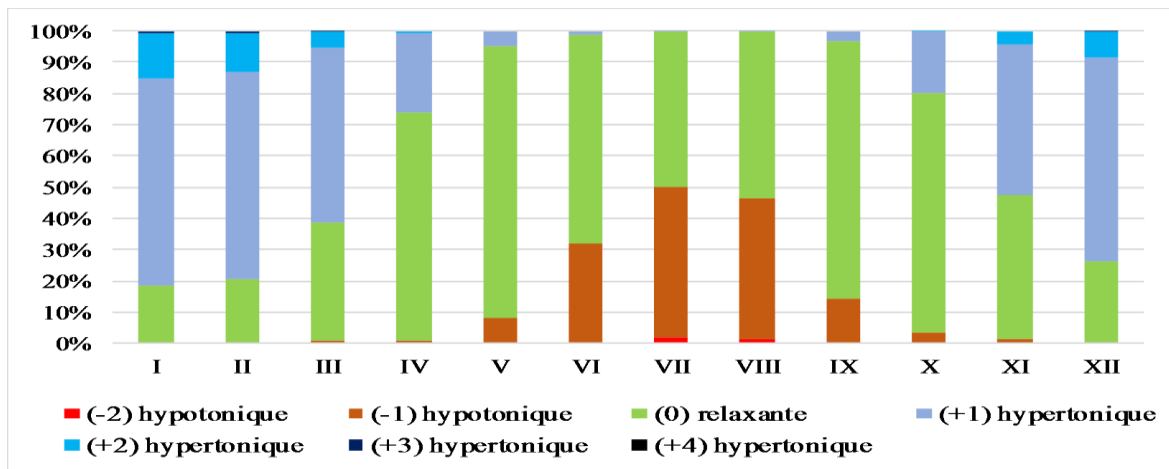


Figure 4. Résultats pour l'indice de stress cutané

L'indice de stress pulmonaire (Figure 5), révèle un stress généralement équilibré pour les mois de printemps et d'automne. Le stress de déshydratation est spécifique à l'intervalle d'octobre à mars (classe +1), et à l'intervalle de novembre à mars (la classe +2 apparaît dans une fréquence plus réduite). La période qui caractérise le stress hydratant est de mai à septembre. Les mois de juillet et d'août étant stressants, une fréquence plus élevée est attribuée à un stress d'hydratation modéré (-2).

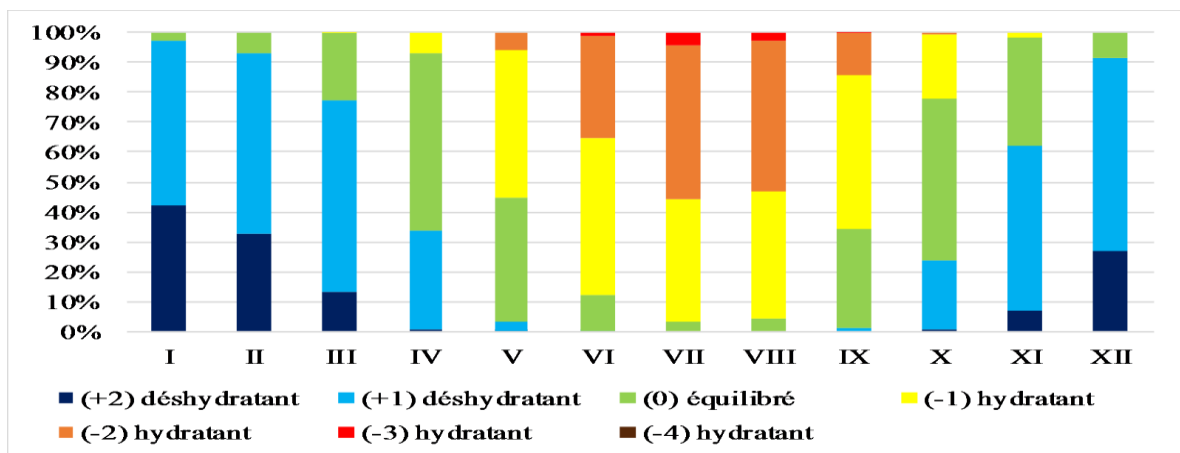


Figure 5. Résultats pour l'indice de stress pulmonaire

Conclusion

Les principales conclusions résultant de l'analyse de ces indicateurs sont les suivantes : la plupart des classes bioclimatiques sont enregistrées pour les mois de juin à août, qui sont le résultat de changements soudains de la météo, ce qui pourrait contribuer à un stress supplémentaire sur le corps humain ; l'indice de confort température-humidité indique que ce sont les mois de juillet et août qui présentent le plus grand confort tandis que les mois d'hiver (décembre et janvier) sont ceux qui enregistrent au contraire les conditions les plus difficiles ; les résultats des indicateurs NET et WCT, indiquent également, un stress supplémentaire pour le corps humain pendant les mois froids de l'année. De plus, le stress cutané est réduit pendant presque la moitié de l'année mais on note des exceptions pour les mois de juillet et août où un risque plus accru est observé ; aussi, l'indice de stress pulmonaire, révèle un stress généralement équilibré, en particulier pour les mois du printemps et de l'automne mais élevé en juillet et août. En général, parmi les mois d'été, le mois de juillet montre le plus grand inconfort pour le stress chaud et pour le stress froid c'est le mois de janvier qui est celui pour lequel les conditions les plus difficiles ont été enregistrées.

Références bibliographiques

- ASHRAE (American Society of Heating, Refrigerating and Air Conditioning Engineers), 1997. Handbook fundamentals volume, chap 8. In: Parsons RA (éd) Thermal comfort. ASHRAE, Atlanta, 8.1–8.28.
- Besancenot J. P., 1974. Premières données sur les stress bioclimatiques moyens en France. *Annales de Géographie*, **83(459)**, 497-530.
- 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.
- Croitoru A.-E., Sorocovschi, V., 2012. *Introducere în biometeorologia umană*. Cluj-Napoca, 200.
- Dragotă C., Runcanu T., 1994. Particularități ale stressului climatic cutanat în zona Municipiului Iași. *Lucrările seminarului geografic Dimitrie Cantemir*, **13-14**, 91-98
- Klein Tank A.M.G., Wijngaard, J.B., Können, G.P. et al., 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European climate assessment. *International Journal of Climatology*, **22**, 1441–1453.
- Li P.W., Chan S.T., 2000. Application of a weather stress index for alerting the public to stressful weather in Hong Kong. *Meteorological Applications*, **7**, 369–375.
- Missenard F.A., 1933. *Température effective d'une atmosphère. Généralisation température résultante d'un milieu*. Encyclopédie Industrielle et Commerciale, Etude physiologique et technique de la ventilation. Librairie de l'Enseignement Technique, Paris, 131–185.
- Nicolas J.-P., 1959. Bioclimatologie humaine de Saint-Louis-dû-Séné gai essai de méthodologie bioclimatologique. *Mémoire de I.F.A.N.*, **57**, 340.
- Siple P., Passel C., 1945. Measurements of dry atmospheric cooling in subfreezing temperatures. *Proceedings of the American Philosophical Society*, **89(1)**, 177–199.
- Sorocovschi V., 2008. *Climatologie și aplicații bioclimatice în turism*. Cluj-Napoca, 200.
- Teodoreanu E., 2002., *Bioclimatologie umană*. București, 216.
- Teodoreanu E., 2011. *Clima și omul. Prieteni sau dușmani*. București, 380.
- Teodoreanu E., Bunescu I., 2007. Thermal Comfort. *Present Environment and Sustainable Development*, **1**, 135-142.
- Teodoreanu E., Mihăilă D., 2012. Is the Bioclimate of the Suceava Plateau Comfortable or Uncomfortable? Analysis Based on Wind Cooling Power Index and Skin and Lung Stress Index. *Present Environment and Sustainable Development*, **6(1)**, 229-251.
- *** www.meteomanz.com
- *** www.rp5.ru
- *** <https://websites.pmc.ucsc.edu/~jnoble/wind/extrap/>

AMBIANCES BIOCLIMATIQUES ET SANTE DES POPULATIONS DANS LE DOM AINE SUBSOUDANIEEN AU BENIN

TOTIN VODOUNON S. H. ^{1,2}, CHABI Adjéré D. ¹, AMOUSSOU E. ^{1,2}
HOUSSOU S. Ch. ², BOKO M. ²

¹ Laboratoire de Climatologie et d'Ethnoclimatologie Tropicale, Département de Géographie et Aménagement du Territoire, Université de Parakou, BP 123 Parakou, Bénin ; sourouhenri@yahoo.fr, chabidarius@gmail.com

² Laboratoire Pierre PAGNEY, Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement ; 03 BP 1122 Jéricho, Cotonou, Université d'Abomey-Calavi, Bénin, ajernest@yahoo.fr ; christpasse@yahoo.fr; bokomichel@gmail.com

Résumé : Cette étude vise à déterminer l'influence des temps bioclimatiques subsoudanien sur la santé des populations au Bénin. L'indice thermo-hygrométrique (THI) et le pouvoir réfrigérant de l'air (K) ont été calculés à partir des données de la station synoptique de Parakou sur la période 1975-2015 et confrontés aux statistiques épidémiologiques de la période 2011-2015 afin d'en apprécier le degré de dépendance. De plus, les enquêtes socio-anthropologiques et la matrice de sensibilité ont permis d'évaluer la vulnérabilité de la santé humaine aux ambiances bioclimatiques. En milieu subsoudanien du Bénin, les valeurs de THI varient entre 24,5°C (février) et 26,4°C (mars) et celle de K entre 62,5 kcal/m²/h (mars) et 174,5 kcal/m²/h (août), traduisant selon les mois une ambiance chaude mais plus ou moins supportable à une ambiance très chaude et inconfortable. Les personnes âgées (72%), les enfants (68%) puis la peau (64%) sont les plus exposées. Ces ambiances bioclimatiques sont favorables au paludisme, aux infections respiratoires aiguës (IRA), aux maladies gastro-intestinales et aux dermatoses.

Mots-Clés : Bénin, climat subsoudanien, indices bioclimatiques, matrice de sensibilité, maladies climato-sensibles.

Abstract: *Bioclimatic weather types and population health on the subsoudanian climate domain in Benin.* This study aims to determine influence of the subsoudanian bioclimatic weather types on public health in Benin. The thermo-hygrometrical index (THI) and the air cooling capacity (K) were calculated based on data from the synoptic station of Parakou over the period 1975-2015 and confronted with the epidemiologic statistics of the period 2011-2015 in order to appreciate their dependence level. Moreover, socio-anthropological investigations and the matrix of sensitivity help to evaluate the human health vulnerability to bioclimatic conditions. In the subsoudanian of Benin, the values of THI vary between 24.5°C (February) and 26.4°C (March) and that of K between 62.5 kcal/m²/h (March) and 174.5 kcal/m²/h (August), meaning according to months' a hot but more or less bearable ambiance to a very hot and unbearable ambiance. The old people (72%), the children (68%) then the skin (64%) are most exposed. These bioclimatic ambiances are favourable to the malaria, the acute respiratory infections, the gastro-intestinal diseases and the dermatoses.

Keywords: Benin, climat subsoudanien, bioclimatic index, matrix of sensitivity, climate-sensitive disease.

Introduction

Les échanges entre l'homme et son milieu sont permanents et expliquent qu'un changement d'état du milieu peut engendrer des conséquences positives et ou négatives sur l'homme (Houssou, 1998). Partout, le climat a contribué à élaborer le mode de vie des populations (Friedberg, 1999). Ainsi, les moindres soubresauts ou perturbations atmosphériques ont des répercussions immédiates sur l'existence de l'homme (Bokonon-Ganta, 1987 ; Boko, 1992). De plus, les ambiances bioclimatiques conditionnent la vie de l'homme à la surface du globe et déterminent le confort ou l'inconfort physiologique de l'organisme humain (Vissin *et al.*, 2010).

Selon Houssou (1998), l'élément météorologique le plus important pour le stress climatique est la température surtout si elle est forte et un niveau élevé d'humidité ne permet pas une thermolyse aisée pour l'homme. Cette température crée des opportunités à la prolifération et au développement des agents pathogènes ou de leurs hôtes vecteurs (Oké, 1993). Besancenot (2007) a révélé que la répartition spatio-temporelle des maladies à transmission vectorielle comme le paludisme et les infections respiratoires aiguës s'étend en

raison des températures plus favorables, qui entraînent des modifications de leur dynamique. Dans un contexte climatique marqué par l'augmentation de la fréquence des événements extrêmes au Bénin (Boko, 1988 ; Houssou, 1998 ; Houndénou, 1999 ; Vissin, 2007) et en particulier dans le domaine soudanien (figure 1), l'influence du climat se fait sentir sur la santé des populations.

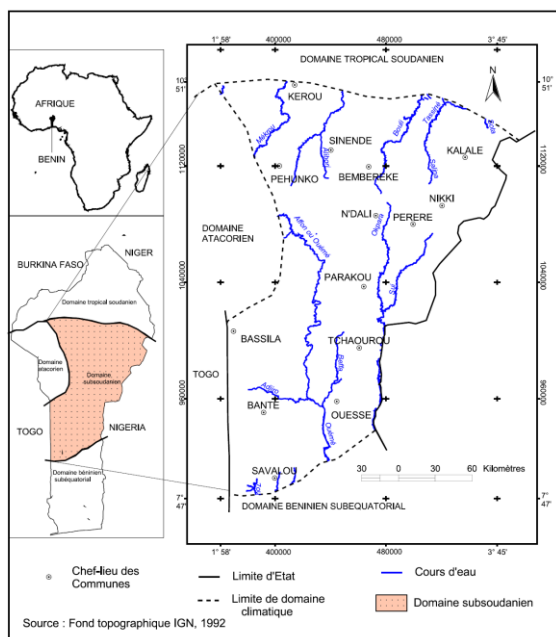


Figure 1. Localisation géographique du domaine climatique subsoudanien du Bénin.

L'objectif de cette recherche est d'étudier la relation entre les types de temps et la santé des populations dans le domaine du climat subsoudanien à l'échelle stationnelle de Parakou. Cette étude porte sur quatre maladies climato-sensibles (le paludisme, les maladies des voies respiratoires, les maladies gastro-intestinales et les dermatoses) auxquelles sont exposées fréquemment les populations.

1. Données et méthodes

1.1. Données

Les relevés de pluies mensuelles, de températures, d'humidité relative sur la période 1975 à 2015 et de la vitesse du vent sur la période 1975-2010 de la station synoptique de Parakou sont utilisés. Les statistiques des affections de paludisme, des IRA, des gastro-intestinales et des dermatoses sur la période de 2011 à 2015. Les données socio-anthropologiques sont celles d'appréciation des effets du climat sur la santé humaine pour chaque type de temps.

1.2. Méthodes

1.2.1 Caractérisation des types de temps et des ambiances climatiques

Les types de temps dans le domaine climatique subsoudanien du Bénin sont appréciés à travers les rythmes des différents éléments du climat (les précipitations, les températures, l'humidité relative, le vent). Ainsi les variations de la pluie, de la température, de l'humidité relation, de la vitesse de vent ont permis de caractériser les temps humides, secs et d'harmattan qui révèlent les degrés de sensibilité de la santé humaine à la variation du climat.

De plus, l'évaluation des contraintes auxquelles l'organisme humain est confronté est faite à travers l'indice thermo-hygométrique (THI) et le pouvoir réfrigérant de l'air (K) rapportés à

différentes ambiances en fonction de leurs grandeurs. L'indice thermo-hygrométrique (THI), qui permet de mesurer la température effective déterminant la sensation thermique dans un air saturé de vapeur d'eau (Thom, 1959 ; Boko, 1989 ; Houssou, 1998) est calculé par :

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

Avec T (°C) : la température ambiante ; U% : l'humidité relative ; 14,5 : température où l'homme n'a ni chaud ni froid.

Le pouvoir réfrigérant de l'air (K) de Siple et Passel (1945), utilisé par Houssou (1998), Médéou (2015), donne la valeur de la quantité de chaleur que le milieu ambiant peut faire perdre ou gagner au corps humain pendant un temps donné à travers la peau, en fonction des conditions thermométriques et anémométriques. Cet indice s'exprime en Kcal/h/m² et est calculé par : $K = (10,45 + 10\sqrt{v - v}) (33 - T)$.

Avec K : le pouvoir réfrigérant de l'air ; v : la vitesse du vent ; T : la température ambiante.

Le tableau 1 montre les échelles d'interprétation des indices thermo-hygrométrique (THI) et du pouvoir réfrigérant de l'air (K).

Tableau 1. Grandeurs de THI et de K et ambiances correspondantes.

THI (°C)	K (Kcal/m ² /h)	Ambiances bioclimatiques
THI < 0	-	Très froide, voire glaciale
0 ≤ THI ≤ 15	-	Fraîche
15 ≤ THI ≤ 20	300 ≤ K ≤ 600	Relaxant, confortable, (refroidissement relaxant)
20 ≤ THI ≤ 26	150 ≤ K ≤ 300	Chaude plus ou moins supportable
26 ≤ THI ≤ 29	0 ≤ K ≤ 150	Très chaude inconfortable
THI > 30	K < 0	Torride

Sources : Thom (1959) ; Houssou (1998)

1.2.2 Analyse des incidences des ambiances climatiques sur la santé des populations

Les relations entre les ambiances climatiques et la santé humaine ont été établies en fonction des types de temps et des sensations ressenties directement par les populations et de l'influence des paramètres climatiques sur la prévalence du paludisme, des IRA, des dermatoses et des gastro-entérites. Une matrice de sensibilité a été enfin élaborée pour mieux appréhender cette relation santé humaine - ambiances climatiques.

2. Résultats et discussion

2.1. Contexte climatique dans le domaine subsoudanien du Bénin

Le régime pluviométrique est unimodal avec les précipitations maximales en août (214,6 ±83,6 mm) et en septembre (212,5 ±62,9 mm) et celles minimales en décembre (1,8 ±5,1 mm) et janvier (2,9 ±6,6 mm).

La température varie de 37,0 ±1,0°C (mars) à 28,9 ±1,1°C (août) pour les maxima, 23,62 ±0,7°C (mars) et 19,30 ±1,23°C (décembre) pour les minima. En moyenne, elle oscille de 30,3 ±0,8°C en février à 25,1 ±0,7°C en octobre. Pendant la saison pluvieuse (mai-octobre), il fait moins chaud et l'ambiance climatique est confortable à l'organisme humain alors qu'en saison sèche (novembre-avril), il fait plus chaud et l'organisme humain peut être dans l'inconfort. Pour Houssou (1998), une température supérieure à 33°C induit de fortes chaleurs. L'humidité relative maximale est de 51,3 ±13,5% en janvier à 95,4 ±0,9% en août alors que les minima varient de 18,2 ±7,4% en février à 66,8 ±2,3% en août. En moyenne, les

valeurs de l'humidité relative sont de $34,5 \pm 7,6\%$ (janvier) à $81,14 \pm 1,4\%$ (août). La sensation qu'on a d'une ambiance thermique est liée au degré hygrométrique de l'air, à l'état de l'atmosphère (s'il y a du vent ou non), mais aussi à l'état de santé de l'individu (De Oliveira et Moreau, 2007 ; Buchillet, 2010 ; Médéou, 2015).

Par ailleurs, la vitesse du vent atteint son optimum de $2,4 \pm 0,6$ m/s en avril au début de la saison pluvieuse et s'affaiblit à $1,6 \pm 0,41$ m/s en octobre en fin de saison. Selon Médéou (2015), le vent augmente la sensation de fraîcheur par l'évaporation de l'humidité sur la peau ; ce qui enlève plus de chaleur au corps. Aussi, pour Houssou (1998), la faible vitesse du vent engendre une forte sensation de touffeur qui, associée à un effort physique intense ou un travail pénible prédisposent l'organisme à la fatigue.

2.2. Incidences directes des ambiances climatiques sur la santé des populations

2.2.1 Rythme intermensuel des indices thermo-hygrométriques (THI) et du pouvoir réfrigérant de l'air (K) et relation aux paramètres climatiques

La figure 2 montre l'évolution intermensuelle des indices thermo-hygrométriques (THI) et du pouvoir réfrigérant de l'air (K) en rapport avec les paramètres climatiques.

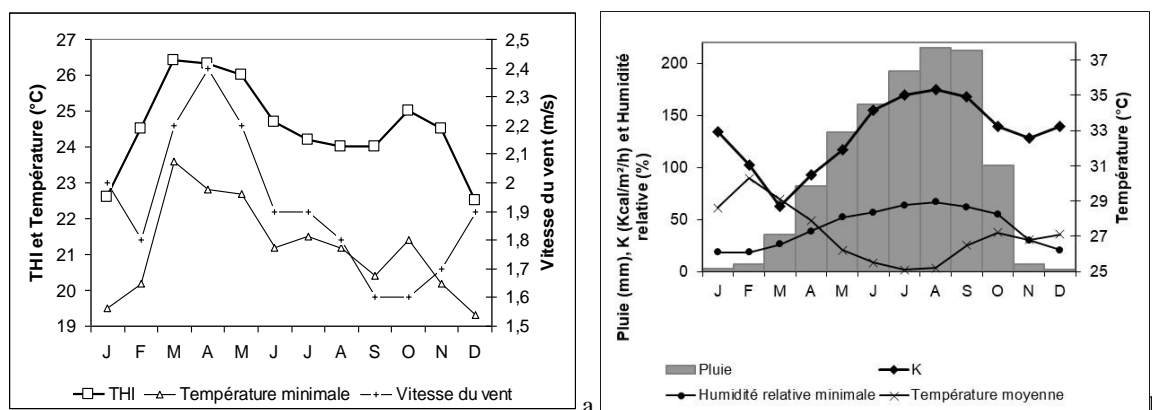


Figure 2. Rythme intermensuel (a) des indices thermo-hygrométriques (THI) et (b) du pouvoir réfrigérant de l'air (K) en rapport avec les paramètres climatiques dans le domaine subsoudanien du Bénin.

De mai à février, les valeurs de THI oscillent entre $25,98^{\circ}\text{C}$ et $24,51^{\circ}\text{C}$ traduisant une ambiance chaude mais plus ou moins supportable. De mars à avril, elles sont comprises entre $26,38^{\circ}\text{C}$ et $26,26^{\circ}\text{C}$ et installent une ambiance très chaude et inconfortable. Les valeurs de K sont globalement entre $62,5$ kcal/m²/h (mars) et $174,49$ kcal/m²/h (août). D'octobre à mai, le pouvoir réfrigérant de l'air varie entre $139,31$ kcal/m²/h et $116,77$ kcal/m²/h. Toutes ces variations décrivent une ambiance très chaude et inconfortable à l'organisme humain. Par contre, de juin à septembre, la variation du pouvoir réfrigérant de l'air entre $154,76$ kcal/m²/h et $167,99$ kcal/m²/h crée une ambiance chaude et supportable.

L'indice thermo-hygrométrique (THI) varie en opposition de phase au pouvoir réfrigérant de l'air (K). Les deux indices, moyennement corrélés ($r = -0,6$) sont diversement liés aux paramètres climatiques. L'indice THI est positivement corrélé avec la température minimale ($r = 0,9$) et la vitesse du vent ($r = 0,5$). En outre, le rythme de K est plus lié à ceux de l'humidité relative minimale ($r = 0,66$) et de la pluie ($r = 0,65$). Ces corrélations mettent en évidence que l'indice thermo-hygrométrique (THI) est optimale en fin saison sèche et en début de la saison pluvieuse (mars, avril et mai).

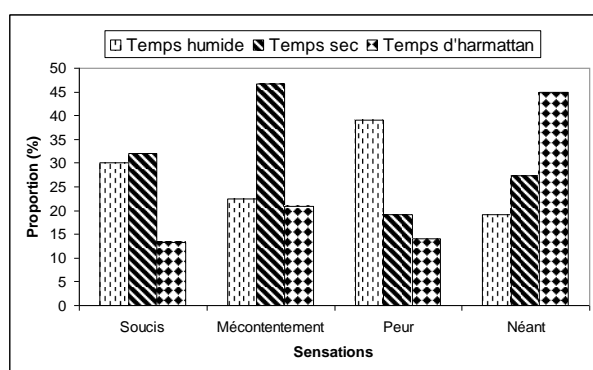
Le mois d'avril constitue la « présaison » avec des valeurs élevées d'évapotranspiration (Houndéou, 1999) suite à des fortes températures ($27,9$ à $30,3^{\circ}\text{C}$). Mais le pouvoir réfrigérant de l'air enregistre ses valeurs maximales en saison pluvieuse, notamment en juillet,

août et septembre au moment où l'atmosphère est chargée en humidité (précipitations de 192,8 mm à 214,6 mm et humidité relative minimale de 61,8% à 66,8%).

2.2.2 Type de temps et sensations liées aux ambiances bioclimatiques chez les populations

Durant le temps humide (mai à octobre), l'ambiance climatique est plus ou moins supportable avec le THI. Mais pendant le temps sec (novembre à mars) et le mois d'avril, cette ambiance connaît des variations supportables à inconfortables. Environ 76% des enquêtés ont affirmé que le temps d'harmattan est plus ou moins supportable. Avec l'indice K, le temps sec, les deux premiers mois (avril, mai) et le dernier (octobre) du temps humide sont caractérisés par une ambiance climatique très chaude et inconfortable.

Pour Koukpolou (2008), les contraintes imposées par l'action simultanée des éléments du climat à l'organisme humain rendent difficile l'action des mécanismes de régulation de ses constantes physiologiques. Selon Houssou (1998), l'organisme humain sollicite en conséquence les mécanismes de thermorégulation et de maintien de l'homéothermie par compensation entre production et déperdition de chaleur. Pour Mendonça (2001), le domaine des températures où se développe la vie humaine est assez étroit et le corps humain doit maintenir une température interne d'environ 37°C.



La figure 3 montre qu'en temps humide, la peur et les soucis marquent plus les populations, à cause de l'occurrence des pathologies, de la prédominance de l'humidité et des dégâts matériels. Le temps sec suscite surtout le mécontentement et les soucis. La chaleur est citée comme un facteur de perturbation du sommeil, de noircissement de la peau, de fatigue et de sudation abondante.

Figure 3. Sensations des populations par type de temps dans le domaine subsoudanien du Bénin.

Les populations sont mécontentes du temps d'harmattan en raison de la prédominance des affections comme la toux, le rhume, la déchirure des lèvres, le craquèlement de la peau et le fendillement des talons. Cependant, 45% de la population pensent que le temps d'harmattan est confortable plus que les temps humide (collant) et sec (desséchant).

2.3. Incidences directes des ambiances climatiques sur la santé des populations

Les différentes affections auxquelles les populations sont exposées sont le paludisme, les infections respiratoires aiguës, les maladies gastro-intestinales et les dermatoses. Les maladies infectieuses sont sous la dépendance au moins partielle du contexte climatique (Besancenot, 2007). Ainsi dans le domaine subsoudanien, le paludisme, les gastro-entérites et les dermatoses peuvent être liées à d'autres facteurs. Il s'agit par exemple de l'ignorance ou de la négligence des règles élémentaires d'hygiène, de l'alimentation, de la mauvaise gestion des ordures ménagères et des eaux usées qui influent sur l'état de santé. L'évaluation de la sensibilité humaine montre que les personnes âgées et les enfants sont les plus exposées aux ambiances climatiques à un niveau élevé avec respectivement 72% et 68%. En outre, l'organe humain le plus exposé est la peau (64%).

L'harmattan, le temps sec et l'indice K sont les plus éprouvants de la santé des habitants du domaine climatique subsoudanien du Bénin.

Conclusion

L'alternance d'ambiances bioclimatiques confortables et inconfortables a des influences physiologiques et psychologiques sur les populations. Il s'agit des conséquences positives (bien-être ou bonne santé) et négatives (malaises et maladies) sur la santé humaine. Le climat est donc responsable de la recrudescence des pathologies et de l'accroissement de leur virulence. Mais les influences du climat sur la santé humaine doivent être relativisées et considérées comme additives à plus d'autres paramètres tels que le milieu et les conditions de vie, l'accès au soin de santé.

Il importe de tenir compte de l'ensemble de ces facteurs pour amoindrir les effets néfastes des ambiances climatiques sur leur santé en milieu soudanien ouest africain.

Bibliographie

- Besancenot J.P., 2007. *Notre Santé à l'épreuve du changement climatique*. Paris, Delachaux et Niestlé, 222 p.
- Boko M., 1988. Climats et communautés rurales du Bénin : rythmes climatiques et rythmes de développement. Thèse de Doctorat d'Etat ès Lettres, Université de Bourgogne, Vol I et II, Dijon, France, 607 p.
- Boko M., 1989. Première approche des bioclimats humains du Bénin. *Climat et santé. Cahiers de bioclimatologie et biométéorologie humaines*, CNRS, **1**, 47-68.
- Boko M., 1992. Saisons et types de temps au Bénin : analyse objective et perception populaire. *L'espace géographique*, **21**(4), pp 321-332.
- Bokonon-Ganta E. B., 1987. Les climats de la région du Golfe du Bénin (Afrique de l'ouest), Thèse de Doctorat de 3^{ème} Cycle, Paris IV, Sorbonne, France, 248 p + annexes.
- Buchillet D., 2010. La conception des maladies de tiédeur dans la médecine chinoise. *Revue d'anthropologie des connaissances*, 195-241.
- De Oliveira F., Moreau S., 2007. Confort thermique ressenti : Analyse des campagnes expérimentales 2005-2006. Rapport CSTB, EN-CAPE 07.088 C, 42 p.
- Friedberg C., 1999. Les savoirs populaires sur la nature. *Sciences Humaines. Hors-série : La dynamique des savoirs*, **24**, 8-11.
- Houndéno C., 1999. Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : l'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation. Thèse de Doctorat de Géographie. Université de Bourgogne, Dijon, France, 341 p.
- Houssou C. S., 1998. Les bioclimats humains de l'Atacora (Nord-Ouest du Bénin) et leurs implications socio-économiques. Thèse de Doctorat de Géographie. Université de Bourgogne, Dijon, France, 332 p.
- Koukpolou F. A., 2008. Climat et santé dans la commune de Kétou. Mémoire de maîtrise de Géographie, Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin, 73 p.
- Médéou K. F., 2015. Ambiances bioclimatiques et changements climatiques dans le département des collines au Bénin : Vulnérabilité socio-sanitaire et performance des agriculteurs. Thèse de doctorat de Géographie, Université d'Abomey-Calavi, Cotonou, Bénin, 229 p.
- Mendonça F., 2001. Clima e criminalidade: Ensaio analítico da correlação entre a temperatura do ar e a criminalidade urbana, Curitiba. Editora da UFPR, 182 p.
- Oké P., 1993. Types de temps et recrudescence de la méningite cérébro-spinale au Bénin. Mémoire de maîtrise de Géographie, Université Nationale du Bénin, Cotonou, Bénin, 139 p.
- ORSN, 2011. Climat, météo et santé. http://www.orsnpdc.org/observation/270080_1climat20.pdf , Consulté le 31 décembre 2016 à 02 h 54 min, 19 p.
- Siple P. A., Passel Ch. F., 1945. Measurements of dry atmospheric cooling in sub-freezing temperatures. *Proceedings of the American Philosophical Society*, LXXXIX(1), 177-199.
- Thom E. C., 1959. The discomfort index. *Weatherwise*, **XII**, 57-60.
- 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, 310 p.
- Vissin E. W., Houssou C.S., Houndéno C., 2010. Changements climatiques et santé humaine dans la ville de Kétou (Bénin, Afrique de l'Ouest). *Risques et changement climatique. Acte du colloque de l'AIC 2010*, **1**, 661-666.

ATLAS DE LA VULNÉRABILITÉ DE LA POPULATION QUÉBÉCOISE AUX ALÉAS CLIMATIQUES : UN OUTIL DESTINÉ AUX AMÉNAGISTES ET AU GRAND PUBLIC

BARRETTE N.¹, LALONDE B.¹, VANDERSMISSEN, M.-H.¹, ROY F.²,
BROUSSEAU Y.¹, TANGUAY L.-P.¹, AUBIN, L.¹, TURCOTTE S.¹, GILBERT J.-P.¹,
DÉRY J.-S.¹, TEDONE J.-L.¹, DOVONOU P.¹, BERTOLD É.¹, GUILBERT É.²,
MERCIER G.¹

¹ Université Laval, département de géographie, Québec, Canada nathalie.barrette@ggr.ulaval.ca

² Université Laval, département des sciences géomatiques, Québec, Canada francis.roy@scg.ulaval.ca

Résumé : L'objectif général de notre projet est d'élaborer un atlas interactif en ligne cartographiant la vulnérabilité de la population aux vagues de chaleur et aux inondations à l'intention de professionnels d'organisations municipales du Québec méridional. Les praticiens de l'aménagement du territoire ont exprimé, lors d'une vaste enquête que nous avons réalisée, la nécessité de rendre cette information disponible à la population du Québec. Deux dimensions de la vulnérabilité, la sensibilité et la capacité à faire face, ont été estimées à l'aide de données portant sur les caractéristiques démographiques, socioéconomiques, de l'accessibilité aux services et de l'environnement bâti des populations du territoire. À terme, ce projet de recherche aura permis de contextualiser l'utilisation de données géospatiales à des fins d'analyse de la vulnérabilité et de développer un outil permettant la visualisation d'informations géographique.

Mots-Clés : vulnérabilité; aménagement du territoire; aléas climatiques; cartographie; Québec.

Abstract: *Atlas of Quebec population vulnerability to climate hazards: a tool for urban planners and public.* The overall goal of our project is to develop an interactive online atlas mapping the vulnerability of population to heat waves and floods for southern Quebec municipal organizations professionals. With the help of a wide consultation, the first step of the research was to document the needs of potential users of the atlas in terms of evaluation tools to climate hazards vulnerabilities. Urban planning professionals have expressed the necessity to make this information also available to the public. Two dimensions of vulnerability, sensitivity and coping capacity, were estimated using data on demographic characteristics, socio-economic characteristics, accessibility to services and communities built environment. Ultimately, this research project has helped to contextualise the use of geospatial data for vulnerability purposes and to develop a tool allowing the visualization of geographic information.

Keywords: Vulnerability; Urban Planning; Climate hazards; Cartography; Quebec.

1. Mise en contexte et objectif du projet de recherche

L'augmentation de la fréquence et de l'intensité des événements climatiques extrêmes (vagues de chaleur et inondations) causés par les changements climatiques accentue les menaces qui pèsent sur la santé et la sécurité de la population (IPCC, 2014 ; Ouranos, 2015). Or, la vulnérabilité de la population à ces événements climatiques extrêmes varie dans le temps comme dans l'espace, faisant en sorte que certains groupes sont plus à risque. Ne disposant généralement pas des ressources matérielles et humaines pour effectuer l'analyse géographique des vulnérabilités aux aléas climatiques, certaines municipalités seront passablement démunies devant ces menaces.

L'objectif principal de notre projet de recherche est d'élaborer un atlas en ligne fournissant des informations sur la distribution géographique de la vulnérabilité de la population québécoise (Canada) aux vagues de chaleur et aux inondations. Ces deux aléas ont été identifiés comme prioritaires par l'Institut National de Santé Publique du Québec (INSPQ). L'atlas était initialement destiné à l'intention des praticiens de l'aménagement du territoire, mais sera aussi accessible pour la population générale. Par ailleurs, l'atlas permettra l'accès à différents indicateurs climatiques passés.

2. Enquête auprès des praticiens de l'aménagement du territoire

À l'aide d'entretiens semi-dirigés (n=46), d'un sondage web (n=440) et d'un groupe de discussion (n=8), la première étape de cette recherche fut d'identifier et documenter les besoins des utilisateurs potentiels de l'atlas en matière d'outils d'évaluation, de cartographie des vulnérabilités aux aléas climatiques et d'informations climatiques passées.

Les résultats montrent qu'une forte proportion des municipalités ou des municipalités régionales de comté (MRC¹) consultées est touchée par l'un des aléas ciblés par le projet. De plus, les résultats semblent justifier l'implémentation de l'atlas comme « outil aménagiste » et de sensibilisation. On y apprend aussi que les praticiens de l'aménagement du territoire utilisent peu ou pas les ressources cartographiques déjà mises à leur disposition sur différentes plateformes web gouvernementales (*Territoires*, *Géoportail*, *Infrastructure Géomatique Ouverte/Données Ouvertes*, *Déméter*, *Vigilance*), car ces ressources sont dispersées sur plusieurs sites. La fréquentation occasionnelle de plusieurs sites web limite l'apprentissage de l'outil et finit par décourager l'utilisateur. De ce constat, on retient donc que la création d'une autre plateforme web pour notre projet est à éviter. Par ailleurs, l'enquête nous a appris que les aménagistes recommandent fortement de diffuser aussi ces cartes de vulnérabilité auprès de la population. Selon les aménagistes, la population est le seul acteur réellement habilité à faire pression sur les élus advenant un constat de forte vulnérabilité sur leur territoire. Les aménagistes déplorent qu'ils ont peu de marge de manœuvre pour intervenir auprès des élus pour faire adopter des mesures préventives face aux aléas climatiques, et cela, en particulier quand la municipalité n'a pas connu d'évènements de cette nature sur son territoire. Ainsi, ce besoin identifié par les aménagistes de centraliser l'information cartographique sur un seul site web et ce souhait de partager l'information sur la vulnérabilité des populations à la société civile ont guidé nos décisions pour le développement de nos plateformes web.

3. Indicateurs de la vulnérabilité

En nous inspirant des travaux les plus récents (Balica *et al.*, 2012 ; Thomas *et al.*, 2012) sur le concept de la vulnérabilité et de ces principaux indicateurs, nous avons travaillé à l'élaboration d'un indice synthétique de la vulnérabilité des populations québécoises aux vagues de chaleur et aux inondations.

3.1 Cadre théorique

Le cadre épistémologique de notre recherche considère la vulnérabilité comme une condition qui résulte de divers facteurs (physiques, économiques, sociaux ou environnementaux) et qui prédispose les éléments exposés à la manifestation d'un aléa, à en subir des préjudices ou des dommages (IPCC, 2012 ; UNISDR, 2009). Les études qui tentent de cartographier la vulnérabilité à l'aide d'indices synthétiques le font généralement en utilisant des indicateurs estimant le niveau de sensibilité de la population, sa capacité et l'exposition à l'aléa (Bao *et al.*, 2015 ; Rufat *et al.*, 2015). La sensibilité est définie comme l'ensemble des « *conditions intrinsèques d'un élément qui le rend particulièrement vulnérable* » (ADEME, 2013, p.7), alors que la capacité à faire face² est définie comme la « *somme ou combinaison de toutes les forces*

¹ Selon le [Ministère des Affaires municipales et de l'Occupation du territoire du Québec](#) (2018), « la MRC regroupe des municipalités de différentes tailles et peut comprendre un territoire qui n'est pas une municipalité locale et que l'on nomme « territoire non organisé » (TNO). La MRC assume plusieurs responsabilités ou compétences tels, l'aménagement et l'urbanisme, la gestion des cours d'eau régionaux ou la préparation des rôles d'évaluation foncière ».

² La capacité à faire face a été retenue plutôt que la capacité à s'adapter, car nous voulons évaluer la capacité actuelle de la population québécoise.

*et ressources disponibles au sein d'une collectivité, d'une société ou d'une organisation qui peuvent concourir à la réduction des risques ou des conséquences découlant de la manifestation d'un aléa » (Morin, 2008, p.43). Quant à l'exposition à l'aléa, il est défini comme une « situation par laquelle sont mis en relation dans un milieu donné, un aléa potentiel et les éléments pouvant être soumis à sa manifestation » (Morin, 2008, p.9). Les éléments pouvant être soumis à l'aléa peuvent être une population, des infrastructures et/ou des ressources essentielles. En ce qui nous concerne, nous avons choisi de mettre notre priorité sur la population. Ainsi, une procédure de cartographie dasymétrique (cartographie de densité) a été utilisée afin de représenter uniquement les zones où réside la population au sein des unités de recensements (Andresen *et al.*, 2008). Dans le cas des inondations, et pour opérationnaliser l'exposition à cet aléa, l'écoumène sera superposé à l'aléa potentiel en ayant recours aux zones inondables déjà définies par les ministères, les zones réellement inondées historiquement et/ou possiblement des zones présentant de fortes probabilités d'évènements climatiques susceptibles d'engendrer des situations d'inondations (précipitations quotidiennes >25 mm, précipitations >75 mm sur 3 jours...). Dans le cas des vagues de chaleur, l'écoumène pourra être superposé à des zones géographiques présentant de fortes probabilités d'évènements climatiques (température > 30°C) menant à des épisodes de vague de chaleur et/ou à des zones géographiques déjà identifiées comme des îlots de chaleur sur le territoire. Les informations climatiques sur les aléas sont indépendantes du calcul de vulnérabilité car nous ne visons pas la réalisation de cartes de risque.*

3.2 Variables retenues

Pour la famille des indicateurs de sensibilité, les variables retenues sont associées au profil socio-économique des unités de recensement et à leur environnement bâti (Tableau 1). Alors que pour la famille des indicateurs de capacité à faire face, le choix était beaucoup plus restreint. Nous ne voulions pas que les variables de capacité à faire face soient interdépendantes avec les variables de sensibilité pour éviter que sur le plan statistique les deux groupes de variables s'annulent. La capacité à faire face est donc essentiellement composée de variable de proximité à des services. Une justification solide et appuyée par la littérature scientifique a été établie pour le choix de chacune des variables.

3.3 Évaluation de la sensibilité et de la capacité à faire face

La revue de littérature a permis d'identifier que les méthodes les plus utilisées pour évaluer (calculer) des indicateurs (sensibilité et capacité à faire face) de la vulnérabilité à partir de plusieurs variables sont l'agrégation quantitative pondérée (Peacock *et al.*, 2011) ou non pondérée (Aubrecht *et al.*, 2013), l'analyse multicritères (El-Zein *et al.*, 2015) et l'analyse en composante principale (ACP) (Fekete, 2009 ; Hondula *et al.*, 2012 ; Reid *et al.*, 2009). C'est cette dernière méthode de calcul que nous avons retenu. L'avantage de l'ACP est de permettre de synthétiser l'information contenue dans un nombre important de variables en un nombre plus restreint, faisant en sorte de réduire la redondance des informations contenues dans des variables corrélées entre elles (Vyas *et al.*, 2006).

Tableau 1. Indicateurs ayant servi à estimer la sensibilité et la capacité à faire face aux vagues de chaleur et aux inondations de la population québécoise en 2016.

Composante	Indicateur
Sensibilité	Proportion de familles monoparentales
	Proportion de logements loués
	Proportion de personnes vivant seules
	Proportion de personnes d'âge sensible (65 ans et +; 4 ans et -)
	Proportion de personnes n'ayant aucun certificat, diplôme ou grade
	Proportion de personnes immigrantes récentes
	Proportion de personnes ne connaissant pas une langue officielle
	Fréquence du faible revenu en 2005 fondé sur la mesure de faible revenu après impôt
	Proportion de locataires consacrant 30 % ou plus du revenu du ménage à l'habitation
	Taux d'inactivité*
Capacité à faire face	Proportion de logements nécessitant des réparations majeures
	Proportion de résidences construites avant 1975*
	Proportion de résidences construites avant 1980**
	Proportion de résidences avec 5 étages ou plus**
	Proportion de logements de l'aire de diffusion dans un îlot de chaleur**
	Proximité aux établissements scolaires*
	Proximité aux piscines publiques**
	Proximité aux Centres hospitaliers de services généraux et spécialisés (CHSGS)
	Proximité aux Centres locaux de services communautaires (CLSC)
	Proximité aux pharmacies
Proximité aux services de santé (CLSC et CHSGS)	
Proximité aux services de type policier	
Proximité aux services de type pompier	

*Inondations seulement **Vagues de chaleur seulement

3.4 Évaluation finale de la vulnérabilité

L'évaluation finale de la vulnérabilité s'est faite en ayant recours à l'utilisation de la cartographie bivariée (Figure 1) à l'instar des travaux de Pampalon et Raymond (2003) pour l'indice de défavorisation matérielle et sociale. L'utilisation de cette méthode de représentation de l'information géographique permet non seulement d'effectuer une analyse de la distribution spatiale de la vulnérabilité, mais facilite l'interprétation des facteurs influençant l'amplitude du phénomène au sein d'une zone d'intérêt, et ce, en fonction des dimensions de sensibilité et de capacité à faire face.

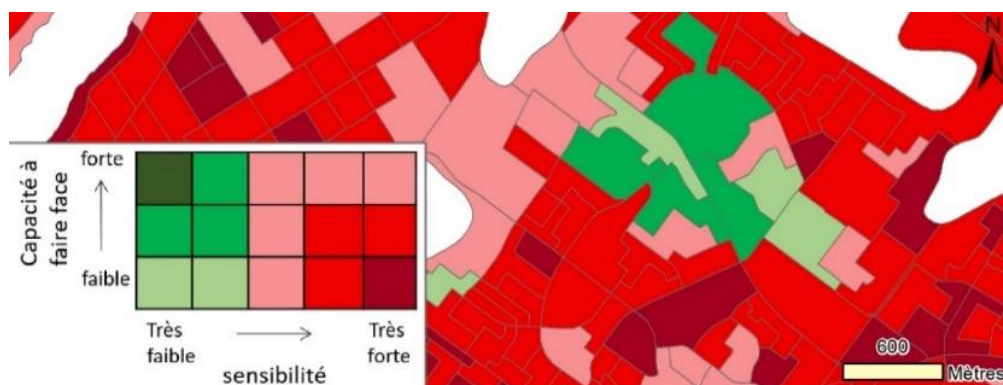


Figure 1. Cartographie bivariée des quintiles des indices de capacité à faire face et de sensibilité

4. Choix des plateformes web de diffusion

4.1 Pour les praticiens de l'aménagement du territoire

Les couches d'information géographique seront insérées dans l'application en ligne Territoires du Ministère des Affaires municipales et de l'Occupation du territoire (MAMOT) du Québec. Cette application contient l'ensemble des documents d'aménagement du territoire québécois à jour ainsi que les documents d'archives qui existent depuis l'entrée en vigueur des premiers schémas d'aménagement à la fin des années 1980 (MAMOT, 2018). L'application Territoire intègre une bibliothèque virtuelle, un navigateur géographique ainsi qu'un service d'accès aux données (ibid.). L'intégration des couches de vulnérabilité dans cette application permettra aux utilisateurs de celle-ci de mettre en relation les informations concernant la vulnérabilité de la population à certains aléas et d'autres informations géoréférencées concernant l'aménagement du territoire. Malheureusement, cette application n'intègre pas encore les données sur le climat passé.

4.2 Pour la société civile

L'ensemble des couches d'information géographique contenant les indices de vulnérabilités et les différentes variables constitutives seront incorporées au sein d'une plateforme web destinée au grand public où l'on retrouvera la cartographie à l'échelle des portions habitées des aires de diffusion du Québec municipalisé. Il sera possible pour l'utilisateur néophyte de naviguer à travers la carte, de cliquer sur des entités géographiques afin de faire apparaître des fenêtres contextuelles, faire afficher des couches, etc. Des informations sur le climat passé disposées sur une grille de 10 km par 10 km seront accessibles et pourront être facilement affichées. Des fonctionnalités s'adressant à un public initié seront aussi intégrées. Ainsi, un utilisateur pourra effectuer des requêtes sur des critères tabulaires ou spatiaux, extraire des données d'entités sélectionnées ou encore ajouter des données personnelles à la cartographie. Ce site expliquera clairement ce que représentent ces cartes et l'usage qu'on peut en faire. Les différentes cartes pourront être consultées en ligne dès la fin août 2018 sur le site : <https://atlas-vulnerabilite.ulaval.ca>.

5. Conclusion

Au terme de ce projet de recherche, nous aurons permis de contextualiser l'utilisation de données géospatiales à des fins d'analyse de la vulnérabilité dans un contexte aménagiste et de développer un outil permettant l'exploitation et la visualisation d'informations géographiques à l'aide d'une application en ligne destiné aussi au grand public.

6. Bibliographie

Aubrecht, C., Ozceylan, D., 2013. Identification of heat risk patterns in the U.S. National Capital Region by integrating heat stress and related vulnerability. *Environment International*, **56**, 65-77.

ADEME, 2013. *Indicateurs de vulnérabilité d'un territoire au changement climatique*. Angers, République Française, 64 p. [En ligne] <http://www.ademe.fr/sites/default/files/assets/documents/indicateurs-vulnerabilite-territoire-changement-climatique-7406.pdf>

Andresen, M. A., Brantingham, P. L., 2008. Visualizing Ambient Population Data within Census Boundaries: A Dasymetric Mapping Procedure. *Cartographica: The International Journal for Geographic Information and Geovisualization*, **43(4)**, 267-275.

Balica, S. F., Wright, N. G., Meulen, F., 2012. A flood vulnerability index for coastal cities and its use in assessing climate change impacts. *Natural Hazards*, **64(1)**, 73-105.

Bao, J., Li, X., Yu, C., 2015. The Construction and Validation of the Heat Vulnerability Index, a Review. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, **12(7)**, 7220-7234.

- El-Zein, A., Tonmoy, F. N., 2015. Assessment of vulnerability to climate change using a multi-criteria outranking approach with application to heat stress in Sydney. *Ecological Indicators*, **48**, 207-217.
- Fekete, A., 2009. Validation of a social vulnerability index in a context to river-floods in Germany. *Natural Hazards and Earth System Science*, **9(2)**, 393-403.
- Hondula, D. M., Davis, R. E., Leisten, M. J., Saha, M. V., Veazey, L. M., Wegner, C. R., 2012. Fine-scale spatial variability of heat-related mortality in Philadelphia, USA, from 1983-2008: a case-series analysis. *Environmental Health*, **11**, 1-16.
- IPCC, 2012. *Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation: Special report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge, Cambridge University Press, 594 p.
- 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*. Geneva, IPCC, 151 p.
- MAMOT, 2018. *Projet SIGAT: Territoires*. Québec, Gouvernement du Québec [En ligne] <https://www.mamot.gouv.qc.ca/amenagement-du-territoire/projet-sigat/territoires/>
- Morin, M., 2008. *Concepts de base en sécurité civile*. Québec, Ministère de la Sécurité publique, 47 p.
- Ouranos, 2015. *Vers l'adaptation. Synthèse des connaissances sur les changements climatiques au Québec. Édition 2015*. Montréal, Ouranos, 415 p.
- Ho, H. C., Knudby, A., Huang, W., 2015. A Spatial Framework to Map Heat Health Risks at Multiple Scales. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, **12(12)**, 16110-16123.
- Pampalon, R., Raymond, G., 2003. Indice de défavorisation matérielle et sociale : son application au secteur de la santé et du bien-être. *Santé, Société et Solidarité*, **2(1)**, 191-208.
- Peacock, W. G., Grover, H., Mayunga, J., Van Zandt, S., Brody, S. D., Kim, H. J., 2011. *The status and trends of population social vulnerabilities along the Texas Coast with special attention to the Coastal Management Zone and Hurricane Ike: The Coastal Planning Atlas and Social Vulnerability Mapping Tools*. Texas, Texas A&M University, 56 p.
- Reid, C. E., O'Neill, M. S., Gronlund, C. J., Brines, S. J., Brown, D. G., Diez-Roux, A. V., Schwartz, J., 2009. Mapping community determinants of heat vulnerability. *Environmental Health Perspectives*, **117(11)**, 1730-1736.
- Rufat, S., Tate, E., Burton, C.G., Sayeed Maroof, A., 2015. Social vulnerability to floods: Review of case studies and implications for measurement. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, **14**, 470-486.
- Thomas, I., Bleau, N., Soto Abasolo, P., Desjardins-Dutil, G., Fuamba, M., Kadi, S., 2012. *Analyser la vulnérabilité sociétale et territoriale aux inondations en milieu urbain dans le contexte des changements climatiques, en prenant comme cas d'étude la ville de Montréal*. Montréal, Ouranos, 130 p.
- UNISDR, 2009. *Terminologie pour la Prévention des risques de catastrophe*. Genève, Nations Unies, 35 p. [En ligne] www.unisdr.org/files/7817_UNISDRTerminologyFrench.pdf
- Vyas, S., Kumaranayake, L., 2006. Constructing socio-economic status indices: how to use principal components analysis. *Health Policy Plan*, **21(6)**, 459-468.

Téledétection et climat

CLIMAT ET PHENOLOGIE DE LA VEGETATION DANS LA VALLEE DE LA ROYA DE 2000 A 2016

ANDRIEU J.

Université Côte d'Azur, ESPACE, Julien.ANDRIEU@unice.fr

Résumé : *Au sein d'un programme international et interdisciplinaire sur les impacts du changement climatique sur la vallée de la Roya, nous étudions ici une série temporelle d'images de NVDI MODIS pour détecter la structure spatiale de la phénologie de l'activité chlorophyllienne et ses tendances sur les 16 dernières années. La seule tendance significative détectée est liée à la densification de la végétation méditerranéenne a priori peu corrélée au changement climatique.*

Mots-Clés : *Phytoclimatologie, phénologie, télédétection, montagnes méditerranéennes*

Abstract: *Within an international and interdisciplinary program studying the impacts of climate change on the Roya Valley, is here studied a time series of MODIS NDVI in order to detect the spatial organization of vegetative phenology and its trends over the last 16 years. The only significant trend detected is linked to the densification of the Mediterranean vegetation which doesn't seem to show any relation with climate change.*

Keywords: *Phytoclimatology, phenology, remote sensing, mediterranean mountains*

Introduction

Le bassin méditerranéen est un hotspot de biodiversité au niveau mondial (Myers et al., 2000). Au sein de ce hotspot, ont été définis des hotspots locaux dont les Alpes maritimes et ligures (Medail et Quezel, 1997). Au sein de cet espace, le programme BiodivAM a montré que c'est le bassin versant de la Roya qui comprend la plus haute diversité (Casazza et al., 2013). La Roya est donc un lieu où l'enjeu de conservation de la faune et la flore est important. La dénivellation du bassin versant de la Roya s'étend de 0 m à la mer à plus de 3000 m au Mont Clapier en moins de 50 km. Le contraste climatique est exceptionnel : plus de 70 jours de gel à la hauteur de Tende et presque aucun à Vintimille ; des étés chauds et secs en bord de mer avec des cumuls de pluie qui augmentent avec l'altitude.

Dans un tel contexte, avec une richesse spécifique remarquable et très étroitement liée à la structure micro-régionale du climat, il est nécessaire d'acquérir une meilleure connaissance de la répartition géographique des écosystèmes et des espèces ainsi que du rôle que le climat joue dans celle-ci (Alexandre et Génin, 2011). Sans une étude fine de la contribution des seuils climatiques à l'organisation spatiale de la végétation, il est en effet impossible de prétendre anticiper les conséquences du changement climatique sur celle-ci.

Pour cela, il est impératif d'étudier les marqueurs des dynamiques actuelles qui permettent de construire les hypothèses sur les impacts futurs du changement climatique sur la végétation. Dans cet objectif, nous présentons ici une étude de cinématique phénologique par analyse de séries temporelles à haute résolution d'images d'indices de végétation pour voir si les saisonnalités du couvert végétal ont évolué en réponse aux fluctuations récentes du climat et si l'on retrouve une tendance conforme à la tendance au réchauffement telle qu'elle sera caractérisée dans la Roya.

1. Données

1.1. Données climatiques

Le modèle ALADIN-Climat (Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational) du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) est un modèle de circulation générale d'une résolution spatiale de 12 kilomètres. Le modèle ALADIN-Climat

nous a fourni des données sur le climat actuel – c'est-à-dire des données climatiques moyennes sur la période de référence 1961-1990. Dans le cadre de cette étude, trois sorties de ce modèle sur la période de référence ont été utilisées. Il s'agit des températures minimales moyennes mensuelles (référence NORTNAV), des températures maximales moyennes mensuelles (référence NORTXAV), et la somme des précipitations moyennes mensuelles (référence NORRR). Les données ont été exportées sur l'ensemble du territoire de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur (PACA) au Sud-Est de la France, ainsi que sur les départements limitrophes, ce qui représente près de 600 mailles de la grille de 12 kilomètres de résolution du modèle ALADIN-Climat. Les données sont récoltées sur le site DRYAS climat¹.

1.2. Modèle numérique de terrain

Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) utilisé résulte de la concaténation de dalles issues de la base de données BD ALTI@ V2² de l'Institut national de l'information géographique et forestière (IGNF). La BD ALTI@ V2 a été extraite pour les départements des Alpes-de-Haute-Provence (04), des Hautes-Alpes (05), des Alpes-Maritimes (06), des Bouches-du-Rhône (13), du Var (83) et du Vaucluse (84). D'une résolution de 25 mètres, ce MNT a été rééchantillonné à 50 mètres avant d'être traité pour la création de descripteurs topographiques tels que la pente, l'exposition, l'encaissement et la rugosité. Ces descripteurs, dérivés du MNT, sont calculés par l'intermédiaire d'un Système d'Information Géographique (SIG) et d'un logiciel de traitement raster.

1.3. Base de données NDVI MODIS

Le produit issu de la télédétection satellitaire « *MODQ13 MODIS NDVI 16-day composite grid data* » (MOD13Q1) a été téléchargé depuis le portail *Earth Observing System*³ (EOS). Il s'agit d'une série temporelle de NDVI (Indice de végétation normalisé). Il transcrit pour chaque pixel et à chaque « date » (synthèse sur 16 jours) l'intensité de l'activité photosynthétique. Fensholt *et al.* (2009) affirment que les tendances de MODIS *Terra* sont plus précises que celles de Spot Végétation et NOAA AVHRR. Les images ont une résolution de 250 mètres, supérieure à NOAA AVRRH, SPOT Veg et MSG. Cette résolution efface les microstructures (parcellaires) mais révèle les structures locales à micro-régionales. Il s'agit, en termes de séries temporelles de NDVI, de la plus haute résolution spatiale à l'heure actuelle. La série temporelle débute en janvier 2002 et a été téléchargée jusqu'en décembre 2017. Elle permet de définir pour chaque pixel un rythme phénologique végétatif moyen (sur les 16 ans) d'une part et les tendances sur les 16 ans.

2. Méthode

2.1 Cartographie du climat par descente d'échelle statistique

Grâce aux données du modèle ALADIN-Climat et au modèle numérique de terrain, 36 cartes (Tmin, Tmax et précipitations mensuelles) ont été produites à la résolution de 50 m par la méthode de descente d'échelle statistique mise en place par Martin *et al.*, 2013.

¹ <http://www.drias-climat.fr>

² <http://professionnels.ign.fr/bdalti>

³ <https://eosps.nasa.gov>

2.2 Classification phénologique

Avant de suivre les modifications de la végétation, une lecture biogéographique des cycles phénologiques saisonniers doit être menée. Pour ceci, la production de profils saisonniers permet l'analyse des différents cycles végétatifs des différentes régions et des différentes périodes (Andrieu, 2017). Chaque pixel présente son propre profil temporel mais, pour réduire les profils à un nombre qu'il est possible d'étudier ou de présenter, il s'est agi de réduire les pixels en un petit nombre de classes (Andrieu, 2017). Pour cette raison, nous avons choisi de subdiviser la région d'étude en 8 classes, nombre moyen permettant à la fois d'atteindre la précision d'une lecture micro-régionale et de produire une lecture d'ensemble des cartes et des graphiques.

Au sein d'une variation graduelle et progressive telle que l'étagement de la végétation entre milieu méditerranéen et milieu alpin, chercher à placer une limite nette entre deux ensembles considérés comme homogènes serait loin de la réalité biogéographique (Alexandre et Génin, 2011). Les classes phénologiques permettent à la fois de réduire la complexité du gradient en un nombre d'individus aisé à présenter mais il reste possible de garder une lecture graduelle de la biogéographie. Pour cela, il faut d'une part étudier chaque classe au regard des classes qui lui sont proches (spatialement et phénologiquement) et d'autre part se souvenir que ces classes ont des effets de bords et qu'il serait possible d'y distinguer des écotones intermédiaires entre les caractéristiques des classes voisines.

Pour délimiter ces régions, nous avons procédé à une première classification non supervisée par l'algorithme Kmeans (Diday, 1971) sur un échantillon d'images pour extraire une classe correspondant à la mer et une fine bande littorale qui est bruitée par celle-ci et n'intéresse pas l'analyse ici présentée (produisant ainsi un masque). Ensuite, une Analyse en Composantes Principales (ACP) a été effectuée sur l'ensemble des séries temporelles (en appliquant le masque précédent). Les composantes principales ont été étalonnées de 0 à 255 pour créer des néo-canaux utilisés dans une deuxième classification à 8 classes (toujours en appliquant le masque).

2.3 Test de Mann-Kendall

La corrélation de 'Mann-Kendall' ou le 'tau de Kendall' (Kendall, 1962) est un test assez régulièrement utilisé pour le suivi des tendances. Ses utilisations pour les séries temporelles de NDVI sont nombreuses (Alcaraz-Segura et al., 2010 ; De Jong et al., 2011). Le test de tendances de Mann-Kendall est assez peu sensible aux données manquantes, aux distributions irrégulières des données et aux données aberrantes (Udelhoven, 2011). La valeur de la corrélation présente un signe positif ou négatif selon que la tendance est à la hausse ou à la baisse. La corrélation est associée à un test de significativité qui calcule si la tendance est à rejeter en fonction d'un niveau de significativité défini par l'utilisateur. Nous avons appliqué un seuil très exigeant de significativité à 0,01.

Ce test, assez sensible, permet d'identifier des secteurs en changement (activité chlorophyllienne en augmentation ou en diminution sur les 16 ans couverts par la période étudiée). Il est possible ensuite, pour les secteurs en changement de regarder en quoi le profil annuel des 8 premières années (2002-2009) diffère de celui des 8 dernières années (2010-2017). Ce découpage est arbitraire, en deux périodes égales et ne prétend pas correspondre à une rupture environnementale pré-identifiée.

3. Résultats

3.1 Classification phénologique

La classification produit une cartographie des différents rythmes phénologiques de l'activité végétative. La cartographie des huit ensembles phénologiques révèle une structure surtout liée à l'altitude (figure 1).

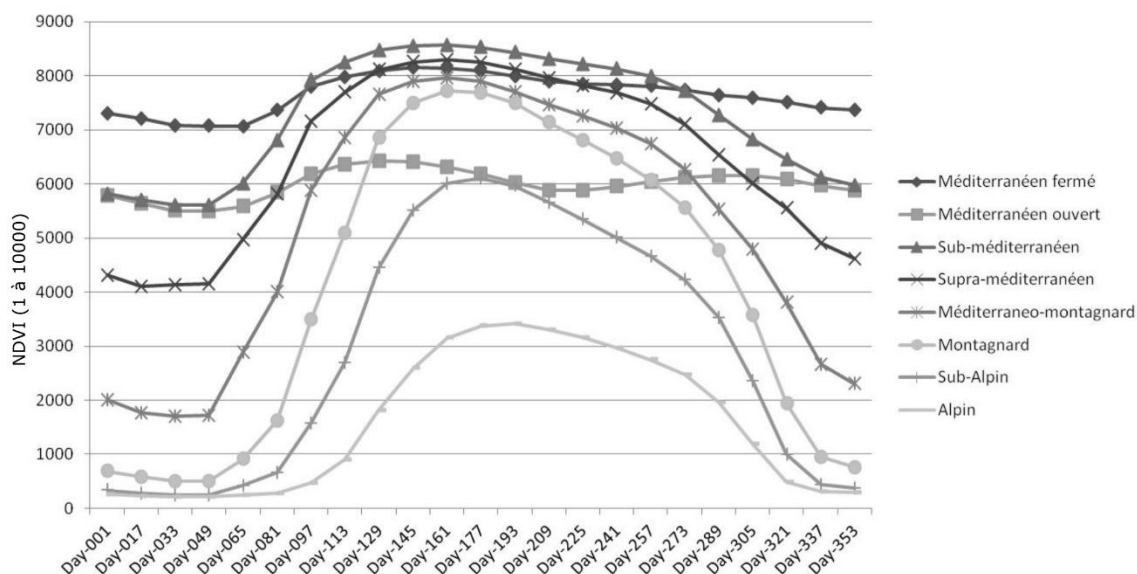


Figure 1. Profils phénologiques de l'activité chlorophyllienne en ROYA

On distingue deux types de courbes très différents. Les deux profils méditerranéens correspondant aux secteurs de basse altitude, présentent une sempervirence. Les autres courbes connaissent une courbe en cloche centrée autour de l'été ; il s'agit de la végétation qui se met en dormance en hiver. Il y a une gradation des courbes entre les deux. Ainsi, le profil sub-méditerranéen présente des valeurs de NDVI très élevées, mais présente une différence significative entre l'été et l'hiver. La classe du supra-méditerranéen présente des valeurs tout aussi importantes en été que les classes méditerranéennes mais les valeurs sont bien moindres en hiver. La classe du méditerranéo-montagnard possède des valeurs de NDVI en hiver encore plus faibles et une saison plus courte. Il en va de même en poursuivant avec la classe du montagnard. Les deux dernières, les classes subalpin et alpin, n'ont pas d'activité chlorophyllienne en hiver. La classe de l'alpin a une activité en été plus courte et plus modeste encore. La classe du subalpin présente une saison d'activité courte, aux valeurs de NDVI bien plus modestes que les autres profils.

3.2 Tendances phénologiques

La corrélation de Kendall révèle une évolution du NDVI pour la végétation méditerranéenne (toute la bande côtière avec taches jusqu'à Tende) et sans changement significatif pour la végétation montagnarde. En effet, si l'on compare deux sous-périodes 2002-2009 et 2010-2017, les classes de végétation méditerranéennes montrent une progression du NDVI notable. Cependant, cette augmentation n'est associée à aucune modification du profil saisonnier. Dans la mesure où elle ne prend ni la forme d'un départ plus précoce, ni d'une fin de saison plus tardive, et dans la mesure où l'on n'aperçoit aucune

variation correspondant à la diminution d'une contrainte thermique, ce changement serait donc la mise en évidence de la progression de la biomasse et non un changement lié au climat.

La recherche d'une dynamique de remontée de la sempervirence en altitude ou d'allongement de la saison en montagnes n'a pas abouti.

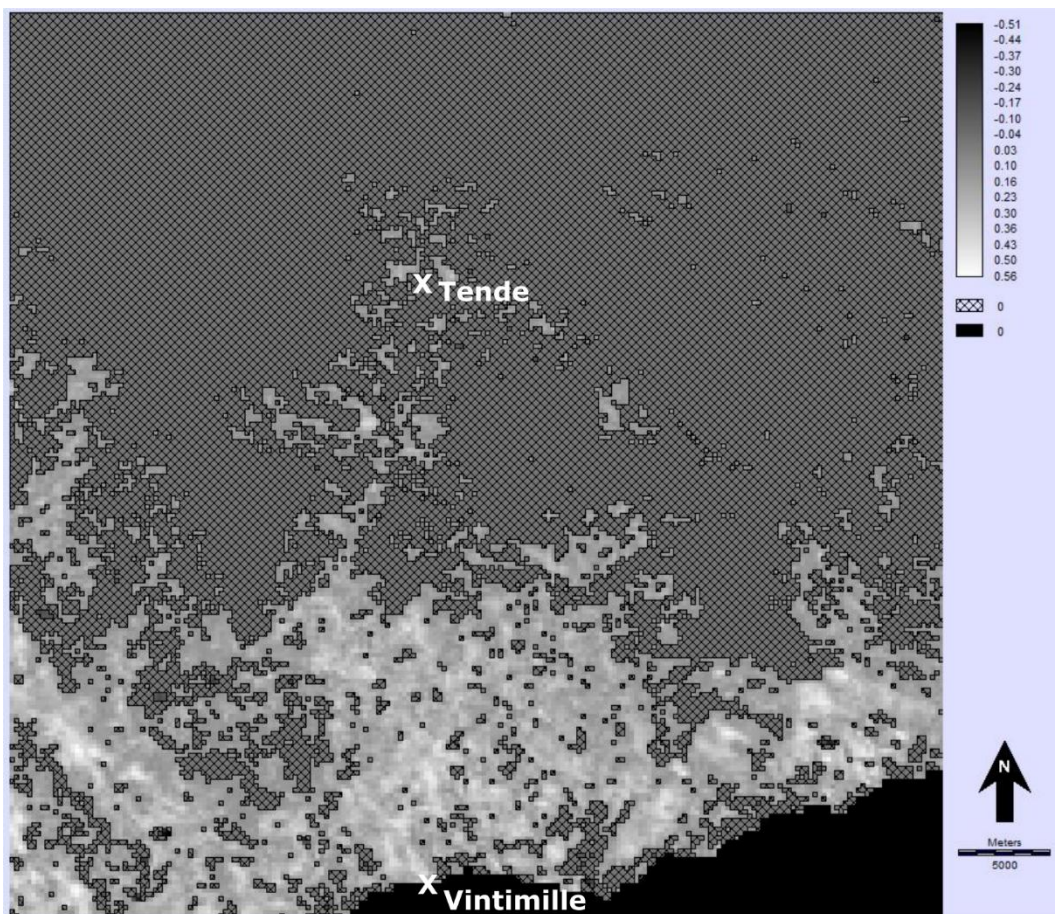


Figure2. Test de Mann-Kendall sur la série temporelle de NDVI

Conclusion

La structure spatiale des types de phénologie présente deux facteurs de variation : le premier est la sempervirence qui s'oppose (avec une gradation) aux végétations caducifoliées ; le second, contrasté au niveau des végétations caducifoliées est une ordination en fonction de la longueur et de l'importance de l'activité photosynthétique en été. Si l'on observe les variations dans le temps, la seule tendance qui apparaît est une augmentation de l'activité photosynthétique dans le bioclimat méditerranéen mais pas de remontée du méditerranéen en altitude. Il s'agit, dès lors, de replacer cette tendance dans la dynamique du couvert végétal d'échelle décennale, liée aux variations des activités anthropiques, facteur de changement qui semble ici plus important que l'impact du changement climatique et qui, si l'on ne l'étudie pas, ne permet pas une compréhension de l'évolution de la végétation. Il s'agit ici, d'une part de la densification de la végétation liée aux abandons agricoles et d'autre part de la tendance à la diminution des feux de forêts. Ces deux facteurs convergent vers une augmentation de biomasse des milieux méditerranéens.

Bibliographie

Alcaraz-Segura D., Liras E., Tabik S., Paruelo J., Cabello J. 2010. Evaluating the consistency of the 1982-1999 NDVI trends in the Iberian Peninsula across four time-series derived from the AVHRR sensor: LTDR, GIMMS, FASIR, and PAL-II Sensors, 10 (2) pp. 1291–1314.

Alexandre F., Genin A., 2011. Géographie de la végétation terrestre ; Modèles hérités, perspectives, concepts et méthodes. Edition Armand Colin, 302p.

Andrieu J., 2017. Phenological analysis of the savanna–forest transition from 1981 to 2006 from Côte d’Ivoire to Benin with NDVI NOAA time series. *European Journal of Remote Sensing*, Vol. 50 (1), 2017

Casazza G., Zappa E., Mariotti M. G., Médail F., Minuto L., 2010 : Distribution pattern and richness of endemic plant species in Maritime and Ligurian alps. *Boll. Mus. Ist Biol. Univ. Genova*, 72.

De Jong R., de Bruin S., De Wit A., Schaepman M.E., Dent D.L. 2011. Analysis of monotonic greening and browning trends from global NDVI time-series. *Remote Sensing of Environment*, 115 (2) pp. 692–702.

Diday E. 1971. Une nouvelle méthode de classification automatique et reconnaissance des formes : La méthode des nuées dynamiques. *Revue De Statistiques Appliquées*, 19, 19–33.

Fensholt R., Rasmussen, K., Nielsen, T.T., & Mbow, C. (2009). Evaluation of earth observation based long term vegetation trends — Intercomparing NDVI time series trend analysis consistency of Sahel from AVHRR GIMMS, Terra MODIS and SPOT VGT data. *Remote Sensing of Environment*, 113, 1886–1898.

Kendall M.G. 1962. Rank correlation methods. 3rd ed. London : Charles Griffin & Co. Ltd. 199p.

Martin N., Carrega P., Adnès C., 2013. Downscaling a fine résolution spatiale des températures actuelles et futures par modélisation statistique des sorties ALADIN-Climat sur les Alpes-Maritimes (France), *Climatologie*, vol. 10, pp. 51-72.

Médail F. & Quézel, P., 1997. Hot-spots analysis for conservation of plant biodiversity in the Mediterranean basin. *Ann. Missouri Bot. Gard.* 84: 112-127.

Myers N., Mittermeier A. R., Mittermeier G. C., Fonseca A. B. G., Kent J., 2000. Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature*, 403, 853-858.

Udelhoven T. 2011. TimeStats: A software tool for the retrieval of temporal patterns from global satellite archives. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 4 (2), pp. 310–317.

LA DIFFICULTÉ DU MONITORING CLIMATIQUE À UNE ÉCHELLE FINE DANS UNE RÉGION FORTEMENT IMPACTÉE PAR LA DÉFORESTATION TROPICALE : LA FORÊT SÈCHE DU PARC NATIONAL D'ANKARAFANTSIKA (MADAGASCAR)

BIGOT S. ^{1*}, DUMAS D. ², BROU Y. T. ³, RAMBOARISON R. ⁴, RAZANAKA S. ⁵, DESCROIX L. ⁶, PHILIPPON N. ¹, GWIAZDZINSKI L. ⁷

¹ UGA – Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE, UMR 5001), F-38000 Grenoble, France, sylvain.bigot@univ-grenoble-alpes.fr

² Université Lyon 3 – Environnement Ville Société (EVS, UMR 5600), F-69362 Lyon, France

³ Université de La Réunion – ESPACE-DEV (UMR 228), F-97744 Saint-Denis, France

⁴ Cabinet d'études BEST-IDEES, Antananarivo, Madagascar

⁵ Centre National de Recherche en Environnement (CNRE), Antananarivo, Madagascar

⁶ IRD - UMR 208 PALOC (MNHN), Paris – LMI PATEO (UCAD/IRD), Dakar, Sénégal

⁷ UGA – Pacte (UMR 5194), Grenoble, France

Résumé : Ce travail analyse les lacunes importantes du réseau météorologique de Madagascar, et met en évidence la difficulté d'établir des études environnementales s'appuyant sur des séries actualisées et à l'échelle de toutes les régions. Pour la région Boeny, particulièrement représentative des espaces touchés par la déforestation et par la vulnérabilité aux changements globaux, le développement d'un suivi et de services climatiques destinés aux acteurs locaux passe obligatoirement par un monitoring grâce à la télédétection, par exemple celui possible avec la plateforme Climate Engine et les estimations pluviométriques proposées.

Mots-clés : climat forestier, mesures in situ, télédétection, région Boeny, Madagascar.

Abstract: The difficulty of a fine scale climate monitoring in a region highly impacted by tropical deforestation: the dry forest of Ankarafantsika National Park (Madagascar). This work analyzes the major shortcomings of Madagascar's meteorological network, and highlights the difficulty of establishing environmental studies based on updated series and at the scale of all regions. For the Boeny region, which is particularly representative of areas affected by deforestation and vulnerability to global change, the development of monitoring and climate services for local actors necessarily requires remote sensing monitoring, for example that possible thanks to the Climate Engine platform and the rainfall estimates.

Keywords: climate forest, in situ measurements, remote sensing, Boeny region, Madagascar.

Introduction

Madagascar est l'un des pays les plus pauvres au monde (158^{ème} rang sur 188 pays par son IDH en 2016) et seuls 10 % des malgaches vivent au-dessus du seuil de pauvreté défini à l'échelle internationale (CPGU, 2017). C'est aussi l'un des pays les plus vulnérables aux aléas météorologiques extrêmes (cyclones, inondations ou sécheresses), classé au 8^{ème} rang mondial et au 4^{ème} à l'échelle des pays africains (Kreft *et al.*, 2017). L'intensification de ces risques climatiques impose aux autorités malgaches d'adapter leurs stratégies de développement rural et urbain, et de pouvoir mettre en œuvre des politiques de résilience. En même temps, l'île est touchée depuis plusieurs décennies par une déforestation tropicale intense qui touche les forêts humides denses de la façade orientale, considérées comme l'enjeu majeur (biodiversité, endémicité et stockage du carbone), alors que peu d'études abordent encore les forêts sèches tropicales de la façade occidentale. Elles représentent pourtant l'un des biomes les plus menacés au monde (Bastin *et al.*, 2017).

En fonction de ces menaces et évolutions, et dans le cadre des études de sensibilité aux changements globaux, Madagascar a besoin de diagnostics climatiques précis pour ses nombreux enjeux environnementaux nationaux (agriculture, ressources en eau, biodiversité, sensibilité aux incendies, situation sanitaire...). Il y a donc nécessité rapide d'obtenir et de rassembler des données climatiques à une échelle infrarégionale pour établir des bilans

bioclimatiques précis à l'échelle des diverses formations végétales de Madagascar. L'objectif de cette recherche est de recenser les moyens *in situ* ou les substituts indirects issus de la télédétection pour étudier le climat de la région Boeny (au NW de Madagascar, associant forêt dense sèche, savanes arborées et espaces rizières), alors même que les réseaux locaux sont absents ou déficients. Ces travaux sont menés dans le cadre d'un projet de GDRI (Groupements de recherche internationaux) en cours d'évaluation auprès du CNRS (INEE), intitulé "*Activités agro-forestières et ressources naturelles*" et réunissant des chercheurs français et malgaches.

1. Le réseau météorologique malgache : un sous-dimensionnement critique

Avec une superficie de 587 041 km² (environ 1580 km du nord au sud, et 580 km d'ouest en est), Madagascar représente la quatrième plus grande île au monde. Pourtant, avec seulement 28 stations météorologiques opérationnelles recensées par l'OMM en 2017, le pays possède une couverture géographique très faible, de l'ordre d'une station pour 20 965 km² (pour comparaison, la France possède 204 stations principales recensées par l'OMM en 2017, soit un ratio de une pour 3156 km²). Madagascar est donc très loin de la norme préconisée par l'OMM pour les réseaux de stations climatologiques principales, où l'espacement moyen entre les stations ne doit pas dépasser 50 km (OMM, 2011). Et malgré les prises de conscience au cours de la dernière décennie grâce à l'AMCOMET (*African Ministerial Conference on Meteorology*), avec des objectifs de renforcement des services de mesures météorologiques et d'encadrement institutionnel adéquat à Madagascar, le réseau et l'infrastructure nationale demeurent sous-calibrés, alors même qu'ils représentent un facteur clé du développement économique et des programmes environnementaux. L'évaluation des services hydrométéorologiques à Madagascar réalisée en 2016 a souligné, d'une part, la grave déficience du réseau hydrométéorologique, des systèmes de prévisions météorologiques et hydrologiques, ainsi que des prestations de services ; mais aussi d'autre part, la faible capacité institutionnelle à générer et gérer des informations pertinentes sur les changements climatiques (CPGU, 2017). Le coût de la modernisation des services nationaux est estimé à 58,5 millions de dollars (dont 25,8 pour les stations et réseaux de mesure).

Les diagnostics climatologiques demeurent donc souvent plutôt généraux et valables à l'échelle nationale ou à celle de l'océan Indien (Macron *et al.*, 2016), avec par exemple l'observation d'une augmentation significative des températures quotidiennes depuis les années 50, toutes saisons confondues. De même, aucune tendance pluviométrique n'a pu être établie par les Services de la Météorologie Nationale, même si une réduction des précipitations hivernales et printanières a été observée dans la plupart des régions du pays, compliquant la dépendance à l'agriculture pluviale. Des contrastes climatiques régionaux enregistrés entre Nord et Sud du pays entraînent aussi de graves problèmes d'accès à l'eau, qui s'ajoutent aux problèmes économiques et structurels pour cet accès à la ressource. Seulement 20 % de la population malgache a accès à l'eau courante et les systèmes d'irrigation sont encore largement insuffisants.

2. Les données climatiques malgaches disponibles sur la période instrumentale récente

Fin 19^{ème} siècle, on ne compte que 3 stations à Madagascar, avec Antananarivo en 1880, suivie de Majunga en 1887 et Tamatave en 1889 (Chaperon *et al.*, 1993). En 1933, le nombre de stations en service passe à 25, puis à 250 en 1962, avant une réduction régulière à partir de 1985, pour atteindre actuellement 29 stations potentielles. La disponibilité spatio-temporelle des séries climatiques quotidiennes malgaches dans la base de données internationale de référence GSOD (*Global Summary of the Day* : www7.ncdc.noaa.gov) est très variable sur la période débutant en 1973, en partie aussi à cause de la mauvaise collecte et transmission des

Une station météorologique a été installée dans le Parc (sur le site d'accueil) depuis 2014 (via le soutien d'une ONG), permettant certains suivis et validations *in situ*. En dehors de cette station, un réseau d'instruments ne peut pas être étendu à l'échelle des différents sous-espaces écologiques (forêt, savanes arborées, savanes herbeuses, zones humides), faute de lourds investissements en maintenance et en personnel qualifié.

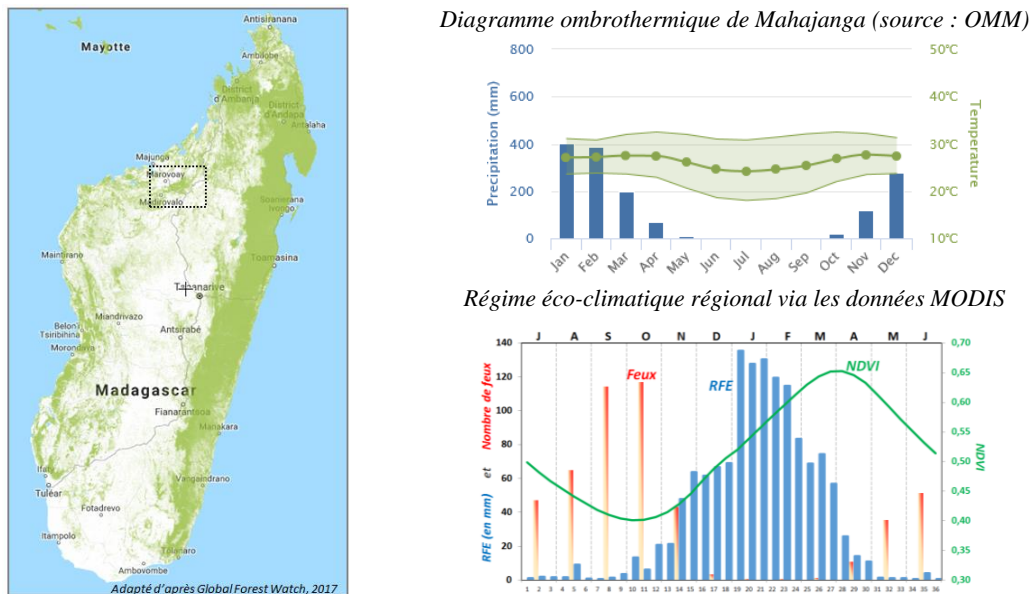


Figure 2 : Localisation de la forêt sèche d'Ankarafantsika, avec le diagramme ombrothermique moyen (1961-1990) calculé par l'OMM à la station côtière de Mahajanga, et le régime éco-climatique décennal moyen (Rainfall Estimate - RFE, NDVI et nombre de feux) calculé avec les données satellitaires MODIS à l'échelle régionale sur la période 2001-2016.

4. Potentialités de solutions existantes pour établir des services climatiques opérationnels

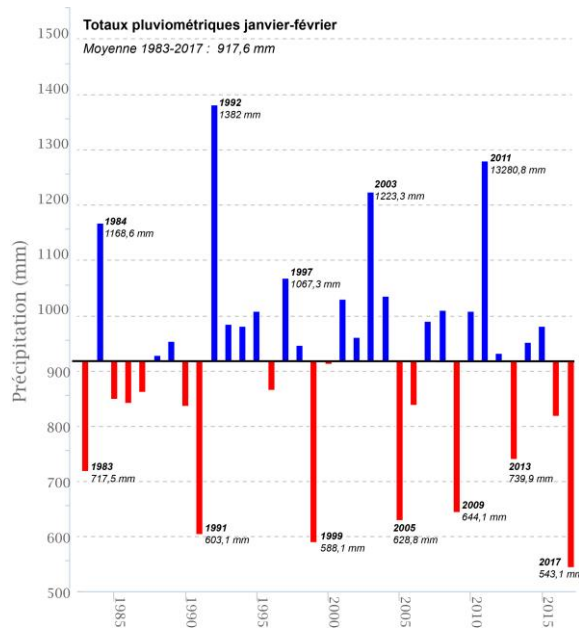
Face à la difficulté de déployer et maintenir un réseau instrumental à l'échelle infrarégionale, indispensable dans une perspective d'utilisation de données et d'informations climatiques à cette échelle, par les services malgaches gestionnaires des ressources environnementales dépendantes (eau, habitats floristiques et faunistiques, rendements agricoles, prévision des incendies, ...), une solution pertinente est le recours à de nouvelles estimations climatiques par satellite. Les chroniques provenant du réseau national ne servent alors que de validation *in situ*, et comme source d'assimilation possible dans les modèles hydro-climatiques ou écologiques. Car au-delà d'études scientifiques en climatologie tropicale fondamentale (sur la variabilité saisonnière, interannuelle et les processus associés), certes nécessaires à l'échelle malgache et peu étudiée, il s'agit bien ici surtout aussi d'apporter un autre pilier de la climatologie appliquée et nécessaire pour les différents usagers et communautés : ce qu'on peut désormais appeler 'les services climatiques numériques', en lien avec certains géoservices (analyse et cartographie en ligne) et webservices (téléchargement des données éco-climatiques via des plateformes de données).

La plateforme numérique fournissant des produits climatiques utilisée pour l'étude menée à l'échelle de la région Boeny est celle appelée *Climate Engine* (<http://climateengine.org/>) développée conjointement par le Desert Research Institute de l'Université d'Idaho et Google. Les concepteurs de ce portail de services climatiques proposent un large éventail de bases de données et d'indicateurs environnementaux disponibles à des échelles régionales, avec des objectifs qu'ils résument ainsi : "Analyze and interact with climate and earth observations for decision support related to drought, water use, agricultural, wildfire, and ecology". Une

source de données actualisées et facilement analysables en ligne est, par exemple, les estimations pluviométriques CHIRPS (*Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data*) disponibles à l'échelle quasi-planétaire et débutant en 1981 (avec la version 2.0 librement accessible depuis février 2015 ; Funk *et al.*, 2015). Elles intègrent à la fois des données satellitaires (résolution de 0,05°) et des chroniques *in situ* de stations de références.

Depuis 1983, l'étude du bimestre le plus pluvieux (janvier-février) ne révèle pas de tendance significative des précipitations à l'échelle de la forêt d'Ankarafantsika, mais suggère en revanche une série d'années anormalement sèches sur la période récente, en 2005, 2009, 2013 et surtout 2017 (figure 3).

Figure 3 : Totaux pluviométriques (en mm) des bimestres janvier-février (cœur de la saison des pluies) définis à l'échelle de la forêt d'Ankarafantsika (aire de 1365 km²) estimés grâce aux données CHIRPS sur la période 1983-2017



Dans un objectif de mise en place de systèmes d'alerte de crise climatique, ou pour établir un monitoring saisonnier et interannuel d'indicateurs éco-climatiques, l'analyse spatio-temporelle actualisée via les données CHIRPS et au travers du portail *Climate Engine* se révèle un outil efficace. Et malgré les incertitudes inhérentes à ces produits satellitaires, les performances des données CHIRPS sont excellentes (Dembélé et Zwart, 2016). Ainsi, à l'échelle d'un parc national, il est possible d'établir des discriminations interannuelles très précises des régimes pluviométriques saisonniers, notamment les séquences pluvieuses et les cumuls annuels, déterminants pour la compréhension des pratiques agricoles et de l'intensité des incendies (figure 4). À une échelle spatiale supérieure, il est également relativement simple, grâce à ce monitoring provenant en grande partie de la télédétection, d'opérer des comparaisons cartographiques d'ordre national ou régional, souvent nécessaires dans l'objectif de mobilisation de moyens financiers ou pour des prises de décisions des gestionnaires ou des autorités (figure 5).

Figure 4 : Précipitations journalières estimées à l'échelle de la forêt d'Ankarafantsika grâce aux données CHIRPS durant la saison des pluies (01 octobre au 30 avril) pour 2010-11 (en bleu, anormalement pluvieuse) et 2016-17 (en rouge, anormalement sèche); calculé d'après les données fournies par Climate Engine.

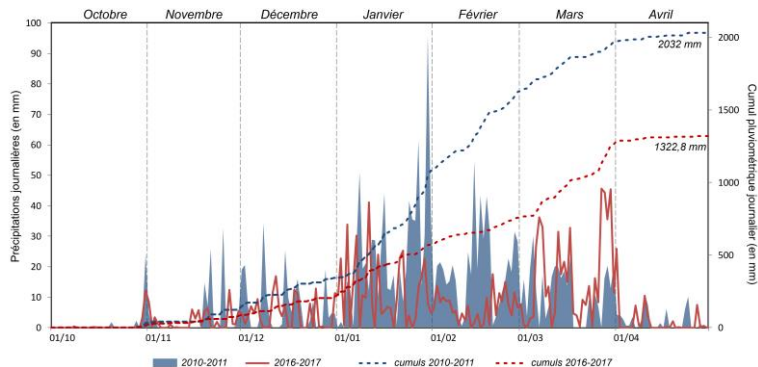
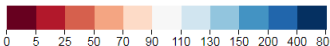
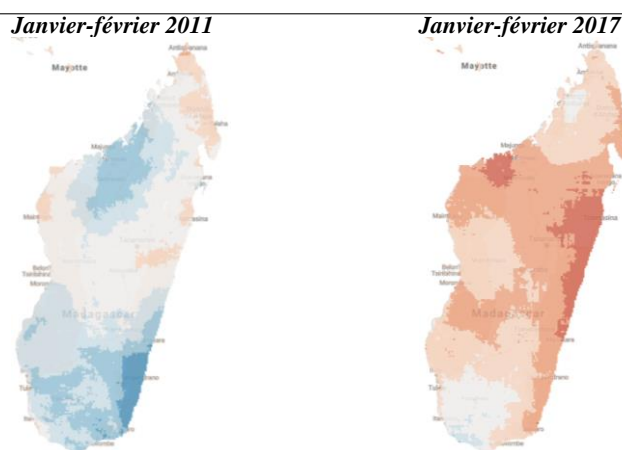


Figure 5 : Pourcentages des totaux pluviométriques à Madagascar estimés par les données CHIRPS pour les bimestres janvier-février 2011 (saison anormalement pluvieuse) et 2017 (saison anormalement sèche) par rapport à la moyenne bimestrielle 1983-2017 (adapté d'après les données fournies par Climate Engine).

Pourcentage des précipitations moyennes

Conclusion

Les systèmes de suivi et d'informations climatiques normalisés sont encore largement sous-dimensionnés à Madagascar pour pouvoir participer à l'amélioration effective des systèmes d'alerte précoce ou, sur le plus long terme, à l'étude des impacts régionaux du changement climatique. En dehors du renforcement nécessaire du réseau stationnel national très lacunaire, des solutions pratiques et opérationnelles existent déjà pour mener un suivi climatique à l'échelle infrarégionale. Les données et services climatiques proposés par le portail *Climate Engine* en sont un exemple sûrement très utile pour les gestionnaires, avec peu d'efforts de formation pour des usagers non spécialiste du climat. L'objectif final serait de pouvoir apporter ainsi aux autorités locales les conditions initiales nécessaires au développement d'une modélisation socio-environnementale géopropective.

Bibliographie

- Bastin J.-F., Berrahmouni N., Grainger A. et collaborateurs, 2017. The extent of forest in dryland biomes. *Science*, **356** (6338), 635-638.
- Bigot S., Dumas D., Brou T., Ramboarison Rivo., Razanaka S., Vololonirainy R., Rakotoarijaona M., Parany L., Hervé D., Philippon N., Rakotoarijaona J. R., Joatera, 2017. *Impact de la variabilité climatique sur l'activité photosynthétique de la végétation et la dynamique des feux dans la région du Parc National d'Ankarafantsika (Madagascar)*. Colloque 'Développement : espace, territoire et changement climatique', Université d'Antananarivo, 23-25 octobre 2017, sous presse.
- Chaperon P., Danloux J., Ferry L., 1993. Fleuves et rivières de Madagascar. CNRE, ORSTOM Editions, ORSTOM et Direction de la Météorologie et de l'Hydrologie, 874 pages.
- Cornet A., 1974. *Essai de cartographie bioclimatique à Madagascar*. Notice explicative n° 55, ORSTOM, Paris, 41 pages.
- CPGU, 2017. *Strategic program for climate resilience: Madagascar pilot program for climate resilience*. Cellule de prévention et gestion des urgences (CPGU) - Bureau national de coordination des changements climatiques (BNCCC), 232 pages.
- Dembélé M. et Zwart S. J., 2016. Evaluation and comparison of satellite-based rainfall products in Burkina Faso, West Africa. *International Journal of Remote Sensing*, **37**, 17, 3995-4014, doi: 10.1080/01431161.2016.1207258
- Funk C., Peterson P., Landsfeld M., Pedreros D., Verdin J., Shukla S., Husak G., Rowland J., Harrison L., Hoell A., Michaelsen J., 2015. The climate hazards infrared precipitation with stations – a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, **2**, Article number: 150066, doi:10.1038/sdata.2015.66.
- Kreft S., Eckstein D. et Melchior I., 2017. *Global Climate Risk Index – Who suffers most from extreme weather events? Weather-related loss events in 2015 and 1996 to 2015*. Briefing paper, Germanwatch, 32 pages.
- Macron C., Richard Y., Garot T., Bessafi M., Pohl B., Ratiarison A., Razafindrabe A., 2016. Intraseasonal rainfall variability over Madagascar. *Monthly Weather Review*, **144** (5), 1877-1885.
- OMM, 2011. *Guide des pratiques climatologiques*. OMM n°100, Temps-Eau-Climat, 152 pages.

SUIVI INTERANNUEL DE L'ETAT HYDRIQUE DE LA VEGETATION PAR LA TELEDETECTION OPTIQUE : LE CAS DE LA REGION DU CAP BON AU NORD-EST TUNISIEN

MJEJRA M.

Institut Supérieur des Sciences Humaines de Jendouba 2010 ; UR- BiCADE, mustaphamjeira@yahoo.fr

Résumé : Cette contribution propose une procédure simplifiée pour le suivi de l'état hydrique de la végétation dans la région du Cap Bon au Nord-Ouest de Tunisie. Elle se base sur l'exploitation du potentiel de l'imagerie satellitale à moyenne résolution spatiale du capteur MODIS. La méthodologie s'appuie sur la relation étroite du NDVI et les éléments climatiques. En effet, la précipitation incite la stimulation de l'activité végétale (rapport NDVI/P). Ensuite, la relation entre le NDVI et la température de surface a permis d'identifier des classes selon leurs états de végétation. La région du Cap Bon s'étend sur des milieux diversifiés mais fragiles et qui ne sont pas à l'abri de la dégradation.

Mots-clés : état hydrique, végétation, télédétection, Cap Bon

Abstract: *Monitoring the water state of vegetation by optical remote sensing: the case of the Cap Bon region in north-east Tunisia.* This contribution proposes a simplified procedure to monitor the water state of the vegetation in the region of the Cap Bon in the Northwest of Tunisia. It is based on the exploitation (operation) of the potential of remote sensing at average spatial resolution of the sensor MODIS. The methodology relies on the narrow relation of the NDVI and the climatic elements. Indeed, rainfall incites the stimulation of the vegetable activity (NDVI / P report (relationship)). The relation between the NDVI and the temperature of the surface allowed to identify classes according to their states of vegetation. The region of the Cap Bon extends over diversified but fragile circles which are not safe from degradation.

Keywords: water condition, vegetation, remote sensing, Cap Bon

Introduction

Dans un contexte où les ressources en eau et en sol sont de plus en plus convoitées, la connaissance de l'état hydrique de la végétation, est une variable clé pour comprendre les transferts d'eau et d'énergie à l'interface sol-végétation-atmosphère. Elle permet de déterminer l'efficacité et la productivité de l'eau agricole ainsi que le niveau de satisfactions des besoins en eau de la végétation. Elle permet également de donner une visualisation régionale et dynamique de la contrainte du stress hydrique ressenti par la végétation (Mjeira, 2015).

Il est possible d'accéder à cette information par des observations faites par télédétection depuis l'espace. En effet, les relations entre l'indice de végétation (NDVI) et la température de surface (Ts) sont les plus étudiées, elles permettent d'évaluer à la fois l'évolution de structure des couverts (par le NDVI) et de suivre l'état hydrique des surfaces (avec Ts) (Yagoub, 2015). Dans cette perspective, la télédétection optique est sollicitée en tant qu'outil méthodologique qui devrait contribuer à représenter un schéma régional détaillé, complet et dynamique du couvert végétal dans la région en question.

Ce travail résume les résultats préliminaires sur le suivi de l'état hydrique des couverts végétaux dans la région du Cap Bon. Il a pour objectif de présenter le potentiel des indices satellitaires à moyenne résolution spatiale et à l'échelle régionale, dans le but de développer une méthodologie pour le suivi quasi-réel de l'état hydrique de la végétation et identifier les disparités régionales qui individualisent la région étudiée.

Nous essayerons, à travers cette étude, de répondre aux questions suivantes : quelle opportunité de la relation entre NDVI et la pluie pour le suivi de la végétation dans le Cap Bon ? Peut-on cerner l'état hydrique de la végétation par le biais du rapport NDVI-Ts ?

1. Cadre géographique

Ce travail concerne la presqu'île du Cap Bon, située au Nord-Ouest de la Tunisie, long de 90 km environ, large de 30 à 40 km (figure 1). Elle « pénètre d'environ 90 km dans la mer, qui la baigne sur trois façades » (Sethom, et Kassab, 1981) et elle possède une grande variété de paysages et de milieux naturels. La région se caractérise par sa singularité climatique et sa diversité bioclimatique. Elle bénéficie d'un climat méditerranéen marqué par l'omniprésence du vent (Brun, 2005). Ce dernier occupe en effet une place privilégiée dans la climatologie de la région. Les vents chargés d'embruns salés forment les conditions favorables de sécheresse, en favorisant une plus forte évapotranspiration des végétaux.

Le Cap Bon est la région la plus ventée de la Tunisie : on y enregistre en moyenne 300 jours de vents par an¹. Les vents dominants de direction Nord-Ouest peuvent atteindre fréquemment durant l'automne et l'hiver, des vitesses de 80 à 100 km/h (INM). Ainsi, le climat du Cap Bon se caractérise par une pluviométrie irrégulière et des amplitudes thermiques assez élevées. Les moyennes annuelles des précipitations sont d'environ 500 mm à Kélibia et 463 mm à Grombalia. En général, les régions occidentales sont légèrement plus arrosées. La température moyenne annuelle oscille entre 17° et 19°C, tandis que la température minimale moyenne est comprise entre 12 et 15°C en hiver et la température maximale moyenne est entre 31 et 33°C en été (Ben Boubaker, 2004).

En ce qui concerne l'occupation-utilisation des sols, nous notons une répartition très variée. La région est couverte dans sa partie centrale par des maquis ne laissant place aux massifs forestiers que sur les sommets les plus élevés, qui se localisent sur les hautes altitudes de Djebel Abderahmane, les forêts sont généralement formées de résineux (Pin d'Alep) et de romarin. La majorité de la superficie de la région est utilisée pour l'agriculture intensive, en l'occurrence les grandes céréalières et fourragères, et ce, dans la partie occidentale, les cultures maraîchères et les arboricultures occupent les secteurs côtiers (figure 1). Comme l'illustre la carte des régions botaniques de la Tunisie, la presqu'île du Cap Bon, du point de vue de sa flore, constitue bien une région à part entière qui se caractérise par une très forte domination des espèces herbacées peut être interprétée « comme une conséquence directe de la sécheresse » (Brun, 2005).

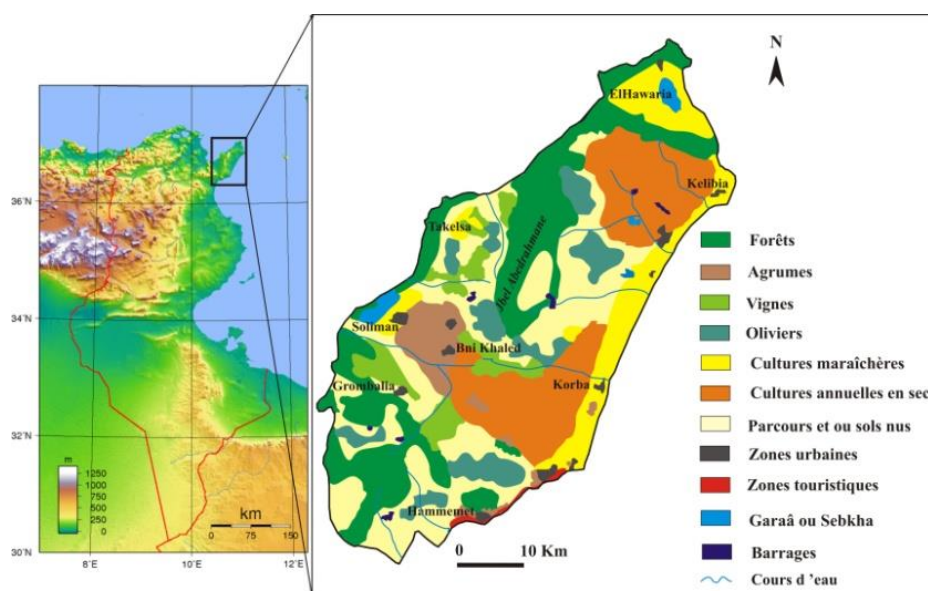


Figure 1. Localisation et occupation-utilisation des sols dans la presqu'île du Cap Bon

2. Données de base et méthode d'approche

¹ On désigne par jour de vent, la force du vent supérieure à 4m/s et qui fait tourner « l'éolienne ».

2.1. Données de base

Le suivi de l'état hydrique de la végétation dans la presque île du Cap Bon s'appuie sur trois types de données :

- Les données climatiques : ces données proviennent de l'Institut National de Météorologie. Il s'agit des totaux mensuels de la pluie. Ces données sont utilisées pour voir la liaison avec le NDVI,
- Les données géographiques : il s'agit des documents cartographiques et les recensements pris à partir des plans des services administratifs (MARH, CRDA Nabeul, Banque Central), et ce, pour réaliser la carte de l'occupation-utilisation des sols.
- Les données satellitales : il s'agit des séries temporelles des NDVI du capteur MODIS-Terra (Produits MOD13Q1) et des séries de LST (*Land Surface Temperature*, Produits MOD11A2). Ces images ont été retenues pour déterminer l'évolution de l'état hydrique de la végétation.

En ce qui concerne la période d'étude, la notion de l'état hydrique de la végétation est abordée ici par une comparaison entre deux situations contrastées sur le plan climatique. Ces deux situations ont été retenues car elles sont les plus représentatives du climat tunisien :

- Une année pluvieuse (2012) et une année déficitaire (2014)²,
- Une saison humide (maximum des pluies en Tunisie durant les trois mois de l'hiver) après cette saison la végétation est en plein développement, et une saison sèche qui correspond à la période d'un stress hydrique prononcé du couvert végétal et à la différenciation maximale des éléments d'occupation des sols (entre les arbres et les herbacés).

2.2. Méthode d'approche

Nous avons recouru dans ce travail à deux approches méthodologiques qui permettent de suivre l'état hydrique de la végétation.

Le Rapport : NDVI/Pluie

Il a été démontré dans plusieurs travaux et dans des régions différentes la forte corrélation entre l'NDVI et la pluie (Marteau, 2006, Djoufack-Manetsa, 2008 et Yacoub, 2015). En effet, la valeur maximale du NDVI est ajustée sur la pluviométrie maximale et que la baisse de la pluviométrie entraîne également celle du NDVI (Djoufack-Manetsa, 2008). Pour ce faire, et dans une première étape, nous avons sélectionné une série d'images NDVI des mois d'avril et août (plein développement de la végétation et le fin cycle végétatif). Dans une deuxième étape, les données pluviométriques sont interpolées en images rasters à l'aide de la méthode d'interpolation SEDI³ (Mjejra., 2015) et ce, pour l'homogénéité du NDVI et la pluviométrie. La troisième étape consiste à calculer le rapport entre le NDVI et la pluie pour chaque période.

Rapport Ts/NDVI

Ce rapport permet d'estimer à la fois l'évolution de structure de la végétation (par le NDVI) et de suivre l'état hydrique des surfaces terrestres (avec Ts). Ceci est exprimé par la relation linéaire décroissante, qui relie le NDVI et la Ts, « *due à l'incréméntation de l'évaporation face à la décrémentation de l'humidité du sol* » (Yacoub, 2015). Pour appliquer de cette approche nous avons réalisé en première étape les cartes de ratios Ts/NDVI, et dans une deuxième étape nous avons établi un découpage de ces cartes selon le type d'occupation

² Nous avons utilisé le **RaN** pour identifier le type de l'année sèche ou humide. C'est un indice simple, très fréquemment utilisé et auquel la population est familiarisée (Coord., Hénia L et Halaoui Z, 2015). Le rapport à la normale : $RaN = \frac{Xi}{Xn}$ (%) avec Xi précipitations de l'année considérée ; Xn la normale pluviométrique annuelle, et la période de référence de la moyenne est celle 1997-2017.

³ **SEDI** (Satellite Enhanced Data Interpolation) comparable à la méthode de co-krigeage.

du sol. Les seuils des classes sont déterminés par une classification non supervisée de type "Isodata" :

- Végétation humide en bon état, formée de plantations arborées (les forêts des sommets) et les cultures irriguées. Elle est bien alimentée en eau,
- Végétation subhumide en moyen état, formée de plantations arborées (les arboricultures dans les plaines) et pourra souffrir de stress hydrique si l'année est sèche,
- Végétation moyenne sèche, formée des cultures annuelles en sec. Elle pourra souffrir d'un stress hydrique sévère si l'année est sèche,
- Végétation faible et sèche, formée des parcours et elle souffre de stress hydrique.
- Sols nus, caractérisés par les basses valeurs du NDVI et les températures de surface les plus élevées.
- Les plans d'eau (lacs, Sebkhass, barrages)

3. Résultats et discussion

3.1. Suivi de l'état hydrique de la végétation à travers NDVI-P

Les résultats du rapport NDVI/P dans la région du Cap Bon permettent constater que la dynamique de la végétation dépend des conditions pluviométriques. Autrement dit, « *la précipitation incite la stimulation de l'activité végétale* » (Yagoub, 2015). En effet, l'année pluvieuse (2012) est associée à une forte activité végétale dans la mesure où on a enregistré les valeurs les plus élevées des ratios NDVI/P. En contrepartie, l'année 2014 (année sèche) est marquée par un déficit pluviométrique, la végétation devient peu active et présente des faibles NDVI. Les effets de la déficience hydrique dans la région se traduisent par la baisse de rendement et de qualité surtout pour les cultures à sec et l'arboriculture (oliviers, vignes et agrumes) et inversement lorsque les besoins en eau sont satisfaisants (les Rapports de la Banque Centrale de Tunisie, 2013). La corrélation entre les niveaux des NDVI et la pluie est aussi spatiale que temporelle. Ainsi, les secteurs les plus arrosés détiennent les NDVI les plus élevés et donc une forte activité végétale. Nous citons à titre d'exemple, les versants Nord-Ouest, les sommets des montagnes et les surfaces irriguées (teinte bleu sur les cartes) qui sont à l'abri du stress hydrique dans les deux cas.

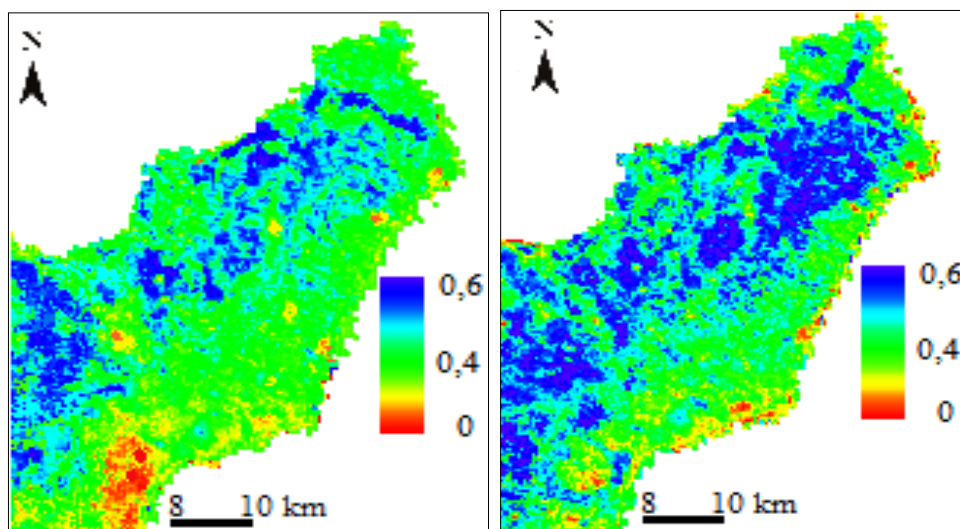


Figure 2. Rapport NDVI/P pour l'année sèche (2014) **Figure 3.** Rapport NDVI/P pour l'année humide (2012)

3.2. Suivi de l'état hydrique de la végétation à travers NDVI-Ts

Les figures 4 et 5 permettent de remarquer la dominance de l'état subhumide dans la presqu'île du Cap Bon. Elles permettent aussi de constater que les sommets des montagnes

(chêne liège et matorral de chêne kermès) sont qualifiés comme des secteurs stables. Ces derniers sont en bon état, avec des températures faibles, une forte activité végétale et des sols humides. Par contre, les plaines de la partie centrale et les secteurs côtiers du Sud-Est de la région se présentent comme des milieux sensibles qui pourront souffrir d'un stress hydrique si la recharge de la réserve utile des sols n'est pas assurée durant la période hivernale.

A y regarder de plus près, pendant l'année humide (2012) la région a enregistré le taux de recouvrement du couvert végétal le plus élevé au vu de l'absence de sols nus et par conséquent l'état le plus favorable de la végétation. Dans ce cas, « *l'effet du manque de la pluviométrie n'est pas très apercevable dans la végétation dense et moyenne* » (Yagoub, 2015). Cependant, l'année sèche (2014) présente la majorité de la région comme étant un espace à végétation faible et sèche ou à l'état critique. D'ailleurs, les surfaces à sols nus prennent de l'ampleur surtout dans la partie centrale. Ici, la végétation est touchée par le stress hydrique à cause de l'absence de la pluie et le puisement de la réserve utile des sols.

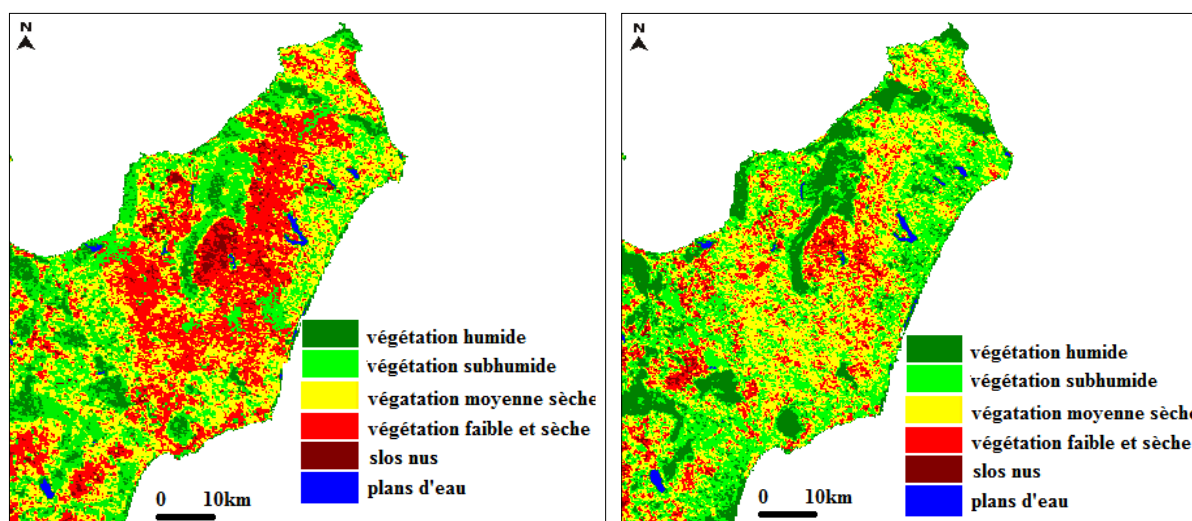


Figure 4. Rapport Ts/NDVI pour l'année humide (2012) **Figure 5.** Rapport NDVI/P pour l'année sèche (2014)

Conclusion

Les différents résultats présentés dans ce travail, ont mis en évidence les opportunités des données de télédétection optique pour la détermination de l'état hydrique de la végétation dans la région du Cap Bon. L'avantage de cette méthode dont l'objectif est d'apprécier le degré du stress hydrique et de bien différencier les zones sèches des zones humides, réside dans le fait qu'elle fournit une représentation spatiale complète et dynamique de la région étudiée, ce qui n'est pas possible avec les méthodes traditionnelles (l'approche statistique). Cependant, l'utilisation de cet outil est contrariée à cause des limites d'ordre théorique liées aux effets directionnels et aux interactions entre le sol et la végétation, en particulier, dans une région caractérisée par l'aridité où la végétation est fortement dégradée (Chahbouni et *al*, 2001). De plus, la télédétection optique sous-estime l'humidité du sol, il faut ainsi résoudre cette lacune grâce aux données issues de la télédétection Radar.

Le suivi interannuel de l'état hydrique de la végétation dans le Cap Bon a montré qu'elle est soumise à un stress hydrique important, en particulier, dans l'année sèche. La représentation de cet état à travers le rapport NDVI/P a permis de montrer la forte liaison entre l'activité végétale et l'abandonne des précipitations. Il s'agit alors d'un indicateur pour estimer le rendement et la productivité dans le secteur agricole. Par contre, le rapport NDVI/Ts a permis de découper la région en secteurs selon leurs taux de recouvrement végétal et leurs degrés d'humidité et donc il peut servir à une cartographie de stress hydrique de la végétation.

Bibliographie

- Banque Centrale de Tunisie, 2013. *Rapport annuel*, Tunis, 164 p. <https://www.bct.gov.tn/bct/siteprod/documents/etat2012.pdf>.
- Ben Boubaker Houssein., 2004. *Variabilité hydro-pluviométrique dans le Cap Bon*. Mémoire de Diplôme des Etudes Approfondies, Facultés Des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, 170 p.
- Chehbouni A., Nouvellon Y., Kerr H., Moran S., Watts C., Prevot L., Goodrich, C., and Rambal S., 2001. Directional effect on radiative surface temperature measurements over a semi-arid grassland site. *Remote Sensing of Environment*, **vol, 76**, 1-13.
- Direction Générale de l'Aménagement du Territoire, 2014. *Atlas du gouvernorat de Nabeul*. Tunis, 105p. <http://www.equipement.tn/fileadmin/user1/doc/Contenus/DGAT/Atlas Gouv/ AtlasNabeulFr.pdf>.
- Djoufack-Manetsa V., 2008. Cycle saisonnier du NDVI dans le nord-Cameroun et relation avec la pluviométrie (1982-2002). *Journée de climatologie*, Nantes, 91-104.
- Henia L., et Hlaoui Z., 2015 (coordination). *Contribution à l'étude des aléas et risques climatiques en Tunisie*. Faculté des Sciences Humaines et sociales de Tunis, unité de recherche GREVACHOT, Tunis, 319 p.
- Marteau Romain., 2006. *Sensibilité de la relation précipitations-NDVI (1981-1999) aux états de surfaces continentaux sur l'ouest du plateau sud-africain*. Mémoire de master, Ecole Doctorale Images et Modélisation des Objets Naturels, Dijon, 57 p.
- Mjeira Mustapha., 2015. *Etude de l'évapotranspiration dans le bassin versant de l'Oued Majerda (en Tunisie) : Apport de la Télédétection Satellitaire et des Systèmes d'Information Géographiques*. Thèse de Doctorat en Géographie, Rennes 2, 300 p.
- Sethom H., et Kassab A. 1981. *Les régions géographiques de la Tunisie*. Publications de l'Université de Tunis, Faculté des Sciences Humaines et sociales, deuxième série : géographie, **volume XIII**, Tunis, 460 p.
- Yagoub Houria., 2015. *Cartographie et suivi du couvert végétal des zones semi-arides par l'imagerie satellitaire*. Thèse de Doctorat Es-Science, Alger, 150 p.

Agroclimatologie

IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LA PRODUCTION AGRICOLE EN ALGERIE DU NORD

BENAICHATA L.¹, MEDERBAL K.¹, BENAICHATA S.¹

¹ Université Ibn Khaldoun de Tiaret, Laboratoire de Géomatique et Développement Durable, Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie. [llbb55@yahoo.com ; mederbal@univ-tiaret.dz ; sindaben@yahoo.fr]

Résumé : L'élaboration de documents d'évaluation de l'impact du changement climatique sur le comportement des rendements de blé à l'horizon 2100 en Algérie a nécessité le recours, principalement, aux sorties des modèles de circulation générale (GCM). Le travail a commencé par la détection du changement climatique pour trois régions céréalières de l'Algérie du Nord en calculant les tendances de certains indices dits de changement climatique élaborés par l'ETTCCDI. Une fois le changement climatique prouvé, les données de sorties de GCM pour deux scénarios contradictoires **A2** et **B1** sont utilisées dans le calcul des variations des paramètres climatiques. Ces variations ont servi de forçage dans la génération des données futures synthétiques basées sur les séries d'observations météorologiques. Les données synthétiques sont ensuite injectées dans un modèle de simulation de développement de cultures (STICS). Ainsi, nous avons montré que l'Algérie est réellement affectée par le changement climatique dont l'impact peut se répercuter sur la production céréalière.

Mots-Clés : Changement climatique, Générateur de données météorologiques, agrométéorologie, scénarios climatiques

Abstract: The development of climate change impact assessment on the behavior of wheat yields by 2100 in Algeria has necessitated the use of a General Circulation Model (GCM) outputs. The work began with the detection of climate change for three regions in northern Algeria by calculating the trends of certain so-called climate change indices developed by the ETTCCDI team. Once climate change is proven, GCM output data for two scenarios A2 and B1 are used in the calculation of climate parameter changes between actual and future periods. These variations were used as forcing parameters in the generation of synthetic data based on meteorological observation series. The synthetic data is then injected into a model of crop development simulations (STICS). Thus, we have shown that Algeria is really affected by climate change whose impact can be reflected in cereal production.

Keywords: Climate change, weather generator, agrometeorology, climate scenarios

Introduction

En Algérie comme en tout point habité de la Terre, le climat modifie le mode de vie des populations et des cultures et perturbe les économies des pays notamment les secteurs tels que l'agriculture (la pêche), le tourisme, l'énergie ainsi que le commerce. Les perspectives d'évolution du climat, à cause des récentes activités humaines et les fortes émissions de gaz à effet de serre d'origine anthropique, ont des conséquences majeures sur les productions agricoles (GIEC, 2001 ; Perarnaud et al. 2004). Les sciences de l'atmosphère ont beaucoup évolué ces derniers temps grâce à l'avancée gigantesque des dernières générations de calculateurs favorisant la manipulation des données et l'implémentation des Modèles de Circulation Générale (GCM). La plupart des modèles ont estimé une élévation des températures de l'ordre de 1°C entre 2000 et 2020 dans nos régions (Hulme et al. 2000) et une perturbation des régimes pluviométriques avec une tendance à la baisse dans certains endroits. A plus long terme, si les négociations sur la réduction des émissions des gaz à effet de serre n'aboutissent pas, la température pourrait augmenter de 3°C d'ici 2050 et dépasserait les 5°C en 2100, alors que les moyennes des précipitations diminueraient jusqu'à 50 % en 2100 (Rousset et René, 2004). Ces augmentations de températures sont étroitement liées aux gaz à effet de serre émis principalement par les pays industrialisés et les pays à forte population (Heidari N., 2016, Benaichata L. 2016). Les élévations rapides des températures et les diminutions des précipitations impliquent une forte perturbation de la production agricole en Algérie et ailleurs. Ceci nous pousse à mener des études d'impact de l'évolution du climat sur certains secteurs

économiques. Signalons que cette étude n'a aucun intérêt prédictif mais peut servir dans l'élaboration des documents de base lors des négociations climatiques.

Ce travail prend en compte l'ensemble des réactions biophysiques des éléments du système Sol-Plante-Atmosphère en réponse au changement climatique. Ces réactions étant bien simulées dans les modèles agro-météorologiques en l'occurrence le modèle *Simulateur multIdisciplinaire pour les Cultures Standard* (STICS) développé depuis 1996 à l'INRA d'Avignon (Bisson N., 1998). Les données d'entrée du modèle de culture sont des données générées par un modèle stochastique générateur de données climatiques forcé par les variations des variables produites par les modèles de circulation générale pour les deux scénarios climatiques contradictoires retenus **A2** et **B1**.

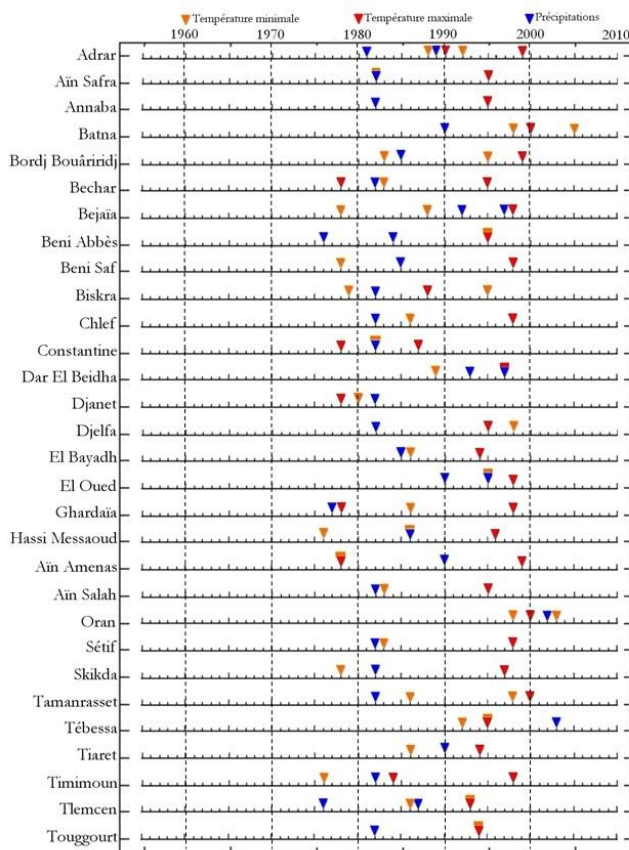
1. Données d'observations météorologiques

Faute d'accès aux données d'observation météorologiques archivées dans les stations du réseau d'observation météorologique algérien, nous nous sommes contentés d'utiliser les données qui ont circulé sur le Système Mondial de Télécommunication (SMT) et téléchargées du site de la NOAA (www7.ncdc.noaa.gov/CDO/cdo). Après la comparaison de cinq années de ces données avec celles archivées dans la station météorologique de Tiaret, il semble que ces données peuvent être utilisées dans notre étude. Un contrôle de qualité et une étude d'homogénéité ont été faites.

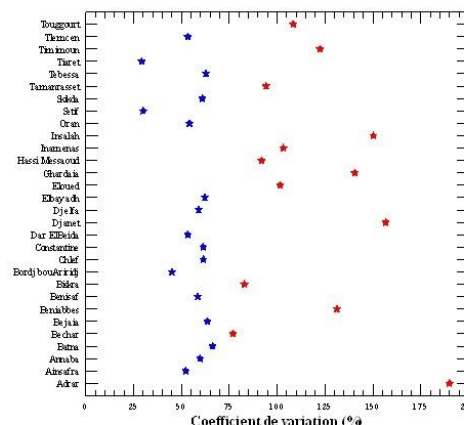
1.1. Qualité et homogénéité des données

Les erreurs d'observation et de retranscription, les modifications des conditions de mesure ainsi que le changement dans l'environnement des stations d'observations peuvent introduire des ruptures artificielles dans la chronologie des données ; qui souvent ne reflètent pas les variations climatiques réelles. Pour les études fiables en climatologie, il est important de disposer de longues séries de données climatiques homogènes et dépourvus de toutes aberrations. Un premier contrôle de qualité est fait sur les séries des précipitations et des températures. Le second contrôle consiste à analyser l'homogénéité pour éventuellement corriger les ruptures et les tendances non naturelles constatées dans les séries.

Les résultats des tests d'homogénéité appliqués aux séries chronologiques retenues dans l'étude sont représentés sur la Figure 1 ; prouvant la variabilité spatiale des précipitations et la difficulté de l'étude de l'homogénéité. Notons aussi que la densité du réseau d'observation de l'Office National de la Météorologie (Algérie) est faible et les non disponibilités des métadonnées affectent la performance des techniques de reconstitution des séries et la détermination de la nature des ruptures (naturelles ou non). Néanmoins, les tendances observées dans les séries de précipitations sont dans leur majorité enregistrées au cours de l'année 1982 et légèrement autour de l'année 1991. Pour les séries de températures maximales et minimales, elles sont observées dans les années 1978, 1995 et 1999. Etant donné que dans plusieurs stations météorologiques, les tendances sont constatées dans les mêmes points d'observations, nous pouvons conclure que la plupart des tendances sont plutôt naturelles. Les années de ruptures coïncident avec les épisodes de sécheresses qu'a subi nos régions et celles de l'Afrique de l'Ouest en 1973-1974 ; 1982-1984 ; 1992-1994, 1999-2000 (OMM, 1997).



(a)



(b)

Figure 1. Inhomogénéités détectées dans les séries chronologiques des températures et des précipitations (a) et Variabilité interannuelle des séries pluviométriques mesurée par le coefficient de variation (b).

2. Etude de l'impact du changement climatique en agriculture

Il s'agit d'estimer la variabilité du rendement à long terme en se basant principalement sur des scénarios climatiques futurs. Sachant que la résolution spatiale des Modèles de Circulation Générale (GCM) est très faible, leurs sorties peuvent ne pas être représentatives des points d'impacts à considérer. Au lieu d'utiliser les données issues, directement, du modèle GCM, nous utiliserons les variations constatées dans les paramètres climatiques pour les périodes futures relativement à la période de référence (1961-1990).

2.1. Génération des données et réduction d'échelle

Afin d'améliorer la résolution des sorties des modèles, il est nécessaire de procéder à la réduction d'échelle ou *downscaling*. La réduction d'échelle s'opère en général de deux manières : (i) la réduction d'échelle dynamique et (ii) la réduction d'échelle statistique.

Dans notre étude, nous avons opté pour un *downscaling* statistique basé sur la génération stochastique des données. A partir des données observées, on extrait les caractéristiques statistiques nécessaires à la génération des données. Du modèle climatique on calcule les écarts entre la période actuelle et les périodes futures des paramètres climatiques.

Ces écarts sont, ensuite, utilisés pour le forçage dans la génération des données par un « Stochastic Weather Generator » en l'occurrence « LARS-WG » (Semenov et al., 1998). Les données générées sont, ensuite, utilisées comme données d'entrée du modèle de simulation de culture STICS.

Suite à la préparation des données d'entrées du model STICS, un protocole de simulation est mis en place ; le plus simple est de fixer un seul type de sol et de culture pour toutes les régions étudiées en faisant varier les paramètres climatiques nécessaires à l'exécution de STICS, en l'occurrence : les températures minimales et maximales, les précipitations et le rayonnement global ou à défaut la durée d'insolation. Cette analyse nous a permis d'observer et de comparer les rendements simulés des deux scénarios considérés pour les zones Ouest, Centre et Est des hauts plateaux de l'Algérie pour trois périodes centrées en 2030, 2060 et 2090 (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

3. Impacts du changement climatique en deux scénarios

La simulation est réalisée en deux scénarios climatiques (**A2** et **B1**) pour les trois (03) périodes choisies centrées en 2030, 2060 et 2090. La méthodologie adoptée consiste à simuler le développement d'une culture céréalière choisie en fonction de l'évolution des paramètres climatiques (températures, précipitations et rayonnement global) selon les deux scénarios climatiques **A2** et **B1**. Afin d'avoir une idée sur l'évolution des rendements futurs simulés par le modèle de développement de cultures (STICS), les fichiers de données climatiques générés par LARS-WG sont mis au format d'entrée du modèle STICS. Les résultats obtenus sont regroupés dans la Figure 2 qui montre que, quel que soit le scénario choisi parmi les deux, l'Ouest et le Centre de l'Algérie seraient caractérisés par de faibles rendements.

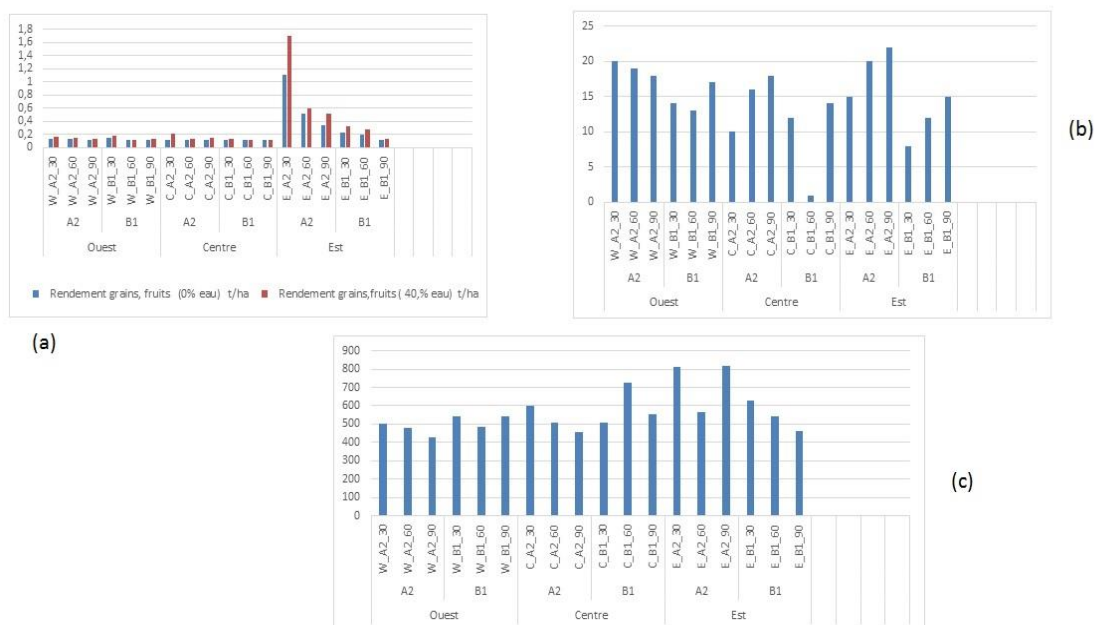


Figure 2. Comparaison des rendements simulés entre les trois régions (Ouest, Centre et Est) des trois périodes par rapport aux scénarios A2 et B1 (a). Nombre de jours chauds ou froids réparti par régions et par scénarios (b). Production cumulée de CO₂ par le sol en kg/ha par régions et par scénarios (c).

L'Est observe des rendements relativement meilleurs par rapport aux Centre et l'Ouest pour les deux scénarios. Pour l'Est, le scénario **A2** donne de meilleurs rendements que le scénario **B1** qui diminue entre 2020 et 2100. Nous avons aussi analysé le graphe du nombre de jours chauds et froids donné par le modèle STICS (Figure 2b), nous remarquons que pour toutes les régions, le nombre de jours chauds et froids est élevé si le scénario **A2** est adopté. Ce nombre est relativement moins important si le scénario **B1** est adopté.

Nous avons jugé utile de présenter la production de CO₂ par le sol sachant que l'un des secteurs émetteurs de CO₂ est le secteur de l'agriculture. La Figure 2c montre bien que le

scenario **A2** pour l'Est est caractérisé par plus d'émissions de CO₂ correspondant aux activités agricoles. Rappelons aussi que les valeurs simulées n'ont aucune signification, par contre les écarts calculés sont importants dans les prises de décision. La **Figure 2c** a permis de voir que les émissions de CO₂ sont plus importantes dans la région Est par rapport au Centre et l'Ouest quel que soit le scénario.

Le scénario B1 pour la région Est, montre une diminution progressive des émissions de CO₂ alors que pour le scénario **A2**, les émissions de CO₂ sont relativement élevées pour l'Est par rapport aux autres régions. Ces émissions concernent seulement le CO₂ des cultures. D'autres émissions sont importantes et nous devons en tenir compte, ce sont les émissions de méthane d'animaux d'élevage (Charmley E., 2015).

Conclusion

Selon certains auteurs, les températures pourraient augmenter de 3°C d'ici 2050 et, peut-être, dépasser les 5°C en 2100, alors que les précipitations diminueraient de 10 à 30 % d'ici 2050 et de 20 à 50 % en 2100 avec une augmentation des pluies hivernales et printanières et une diminution des pluies estivales (Rousset, 2004). Ces chiffres sont alarmants mais ils sont à prendre avec précaution. Ce travail a tout d'abord débuté par une détection du changement climatique grâce aux indices proposés par le groupe ETCCDI. Plusieurs modèles sont utilisés, du modèle climatique au modèle de culture en passant par des modèles stochastiques. Les données des stations météorologiques retenues ont été analysées pour détecter des valeurs aberrantes et tester leurs homogénéités. Des données du modèle global canadien ont été téléchargées du site du Center for Climate Modelling and Analysis (CCCMA) d'Environnement Canada. Deux scénarios contradictoires mais probables ont été retenus pour les simulations (**A2** et **B1**). L'analyse des sorties du modèle de développement de cultures forcée par des données scénarios sont analysées. Les paramètres analysés sont (i) le rendement d'une variété de blé dur fixe pour toutes les régions et tous les scénarios, (ii) le nombre de jours chauds ou froids et (iii) la quantité de CO₂ cumulée émise par le sol et la plante. Les rendements sont très faibles, quel que soit le scénario choisi à l'Ouest et au Centre. Ces rendements diminuent davantage avec le temps. Par rapport aux Centre et l'Ouest, l'Est observe des rendements plus élevés pour les deux scénarios. Le scénario **A2** donne de meilleurs rendements que le scénario **B1**, mais en diminution entre 2020 et 2100 à l'Est. Ceci peut s'expliquer par le fait que durant le scénario **A2**, la teneur en CO₂ dans l'atmosphère pourrait augmenter la productivité agricole. Elle agit à la fois sur l'efficacité de conversion de l'énergie solaire en biomasse et sur la transpiration. Les résultats obtenus ne peuvent être utilisés comme prévision pour le futur, mais comme preuves du changement climatique affectant nos régions ainsi que les fluctuations de la production agricole en Algérie.

Bibliographie

- Brisson N., Mary B., Ripoche D., Jeuffroy M.H., Ruget F., Gate P., Devienne-Barret F., Antonioletti R., Durr C., Nicoullaud B., Richard G., Beaudoin N., Recous S., Tayot X., Plenet D., Cellier P., Machet J.M., Meynard J.M., Delecolle R., 1998, STICS : A generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balance. I. Theory and parametrization applied to wheat and corn. *Agronomie* **18**, 311-346.
- Benaichata L. 2016, *Impact du Changement Climatique sur la production agricole en Algérie*. Thèse de Doctorat, Université Ibn Khaldoun de Tiaret, 136 p.
- Semenov M.A., Brooks R. J., Barrow E., Richardson C. W. 1998, Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators for diverse climates, *climate research* **10**, 95-107.
- Charmley E., S. R. O. Williams, P. J. Moate, R. S. Hegarty, R. M. Herd, V. H. Oddy, P. Reyenga, K. M. Staunton, A. Anderson and M. C. Hannah. 2015. A universal equation to predict methane production of forage-fed cattle in Australia. *Animal Production Science* **56**, 169-180.

GIEC. 2001. Impacts, adaptation and vulnerability to climate change. Third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, *Cambridge University press, ISBN 0-521-80770-0* (pb: 0-521-01507-3).

Heidari N. et Joshua M. Pearce., 2016. A Review of Greenhouse Gas Emission Liabilities as the Value of Renewable Energy for Mitigating Law suits for Climate Change Related Damages. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* **55C**, 899-908. DOI: 10.1016/j.rser.2015.11.025

Hulme M., Wigley T M L., Barrow E M., Raper S C B., Centilla A., Smith S. and Chipanshi A C., 2000. *Using a Climate Scenario Generator for Vulnerability and Adaptation Assessments : MAGICC and SCENGEN Version 2.4 Workbook*, Climatic Research Unit, Norwich, UK, 52 p.

Perarnaud V., Seguin B., Malezieux E., Déqué M and Loustau D., 2005. *Agrometeorological research and applications needed to prepare agriculture and forestry adapt to 21st century climate change*. In: Salinger J., Sivakumar M., Motha R.P. (eds) *Increasing Climate Variability and Change*. Springer, Dordrecht.

Rousset N. et René A., 2004. *Economie de l'adaptation au changement climatique et l'agriculture dans le bassin de la méditerranéen*, IV^e congrès international, Università di Corsica Pasquale Paoli, Corte, <halshs-00006235>.

INSTABILITE PLUVIOMETRIQUE ET PRODUCTION DE L'ARACHIDE DANS L'ARRONDISSEMENT D'AGOUMA (COMMUNE DE DJIDJA) AU BENIN

GIBIGAYE M.

Laboratoire de Géographie Rurale et d'Expertise Sociale (LaGREA)/ Département de Géographie et Aménagement du Territoire (DGAT) Université d'Abomey-Calavi

Résumé : Pour la production arachidière, le facteur climatique important qui détermine les rendements est la pluie. En outre, l'arachide est la deuxième culture de rente après le coton dans l'arrondissement d'Agouma. L'objectif général de cette recherche est d'analyser l'influence de l'instabilité pluviométrique sur la production de l'arachide dans le milieu de recherche. La démarche méthodologique adoptée a consisté à la collecte des données (hauteur de pluie, la température, etc.) de 1984-2014. L'interview des populations cibles et des visites de terrain ont été mises à contribution. Les données collectées ont été traitées et analysées. Les résultats de recherche montrent que l'arrondissement d'Agouma bénéficie d'un atout géographique pour la production de l'arachide. L'analyse des hauteurs de pluie de 1984 à 2014 confirme la baisse des hauteurs de pluies, la diminution de nombre de jours de pluies et la persistance des poches de sécheresse. En réponse aux effets de la variabilité pluviométrique, 80% des paysans ont développé des stratégies dont les plus répandues sont : la modification des dates de semis, l'adoption de nouvelles variétés de semences, etc. L'adaptation est limitée par des contraintes matérielles et techniques.

Mots clés : arrondissement d'Agouma (Bénin), production arachidière, variabilité pluviométrique.

Abstract: For peanut production, the important climatic factor that determines yields is rainfall. Thus, peanuts are the second cash crop after cotton in the district of Agouma. The general objective of this research is to analyze the influence of rainfall instability on peanut production in the research environment. The methodological approach adopted consisted in collecting data (rainfall, temperature, etc.) from 1984-2014. The interviews of target populations and field visits were used. The collected data were processed and analyzed. The research results show that the Agouma district benefits from a geographical advantage for peanut production. The analysis of rainfall heights from 1984 to 2014 confirms the decrease in rainfall heights, the decrease in the number of rainy days and the persistence of pockets of drought. In response to the effects of rainfall variability, 80% of farmers have developed strategies, the most common of which are: modification of sowing dates, adoption of new seed varieties, etc. Adaptation is limited by material and technical constraints.

Key words: Agouma district (Benin), groundnut production, rainfall variability

Introduction

Les précipitations représentent le principal facteur climatique qui conditionne les différents systèmes socio-écologiques aux basses latitudes (Issa, 1995). La plupart des travaux ont montré que les totaux pluviométriques annuels des décennies 1970 et 1980, en Afrique de l'Ouest, sont caractérisés par des baisses sensibles (Nicholson, 1990 ; Paturel et al. 1995 ; Brou et al. 1999) et l'occurrence d'années particulièrement pluvieuses avec des retombées socio-écologiques parfois considérables. Les excédents et/ou les déficits pluviométriques induisent des dommages dans tous les domaines d'activité humaine et plus particulièrement dans le domaine de la production agricole. Au Bénin, la tendance climatique est identique à celle de l'Afrique de l'Ouest (Boko, 1998 ; Afouda, 1990 et Houdénou, 1999). Ces mêmes auteurs ont attiré l'attention du grand public sur la fragilité et la dépendance pluviométrique des activités humaines, notamment la production agricole.

L'arachide (*Arachis hypogaea*) est une plante légumineuse originaire d'Amérique Latine (Kouadio, 2007). Elle est cultivée dans toute la zone intertropicale et est de grande importance nutritionnelle et économique. Elle constitue la 6^{ème} culture parmi les oléagineuses les plus importantes dans le monde (FAO, 2003). Elle est cultivée par plus de 100 pays sur plus de 26,4 millions d'hectares dans le monde avec une productivité moyenne de 1,4 tonne à l'hectare (FAO, 2003; Barraud *et al.*, 2004; Ntare *et al.*, 2008). Les pays en développement détiennent 97 % de la superficie et 94 % de la production globale de cette culture (Ntare *et al.*, 2008). L'arrondissement d'Agouna n'est pas resté en marge de cette production.

L'objectif de cette recherche est d'analyser les incidences de l'irrégularité pluviométrique sur la production de l'arachide dans le milieu de recherche. Le milieu de recherche est situé entre 7°10' et 7°45' de latitude nord et entre 1°40' et 2°15' de longitude est (figure 1).

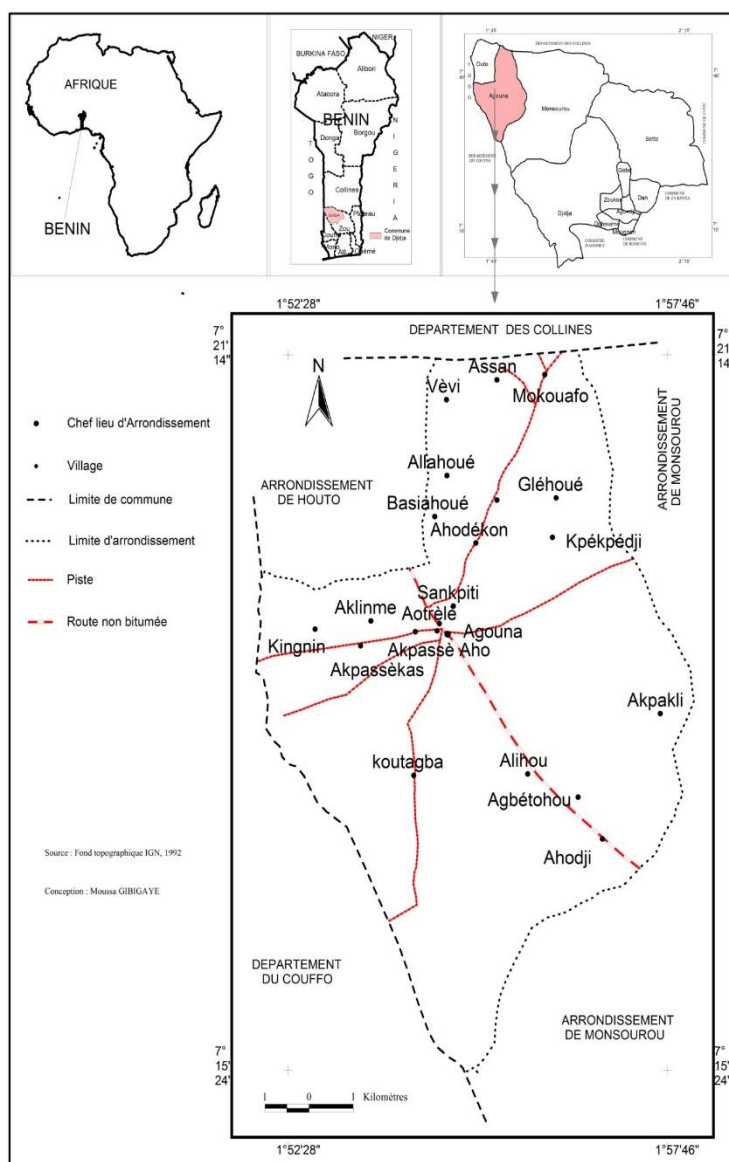


Figure 1. Localisation du Département d'Agouna au Bénin

1. Données et méthodes

1.1. Données utilisées

Plusieurs données ont servi à la réalisation de cette recherche : les données pluviométriques proviennent de la station de Bohicon compte tenu de l'absence de stations dans le milieu de recherche, sur la période de 1984-2014. Les données relatives à l'évapotranspiration potentielle (ETP) sont celles de la station synoptique de Bohicon. Les statistiques sur la production de l'arachide proviennent du CeRPA/Djidja et de l'INSAE quant aux données relatives aux variétés d'arachide, telles que : valencia, Spanish, Virginia, l'arachide à grosse gousse ou l'arachide de confiserie, elles ont été obtenues auprès de CRAB/Niaouli. Il en est de même pour les informations relatives à l'instabilité pluviométrique, les incidences sur la culture arachidière, les mesures adaptatives mises en œuvre ou souhaitées. En plus, 182 personnes ont été enquêtées dans sept villages donc 26 personnes par village (Assan, Sapkiti, Tokpé, Denou, Gangan, Djélékpédji et Zoungahou). Le critère de choix de ces villages a été fait en accord avec les

agents de développement rural en fonction de l'importance de la production arachidière et de l'ampleur des effets des fluctuations pluviométriques (excès ou déficits pluviométriques). Les entretiens semi-directifs (à l'aide de questionnaire, et les observations directes de terrain au moyen d'une grille d'observation) ont été les principales techniques de collecte d'informations utilisées.

1.2. Méthode d'analyse

La méthode d'analyse a consisté au recoupement et au groupage des informations obtenues de la documentation. Les fiches d'enquêtes, après avoir été dépouillées manuellement, ont été codifiées et ensuite traitées à l'ordinateur avec le logiciel Word. Le logiciel Excel est utilisé pour agréger les données mensuelles en données annuelles afin de les transformer en tableau puis en graphique. Il est également utilisé pour calculer les moyennes de pluie et les statistiques agricoles par la formule $X = \frac{1}{n} \sum x_i$ avec X = la moyenne arithmétique, N = l'effectif total des modalités ; x_i = modalité du caractère étudié.

L'application de la méthodologie utilisée a permis d'obtenir quelques résultats.

2. Résultats et discussion

2.1. Variation pluviométrique saisonnière

L'analyse pluviométrique d'une année moyenne (18) du milieu d'étude montre qu'il est probable d'avoir des pluies avant le mois d'avril. Mais elle est beaucoup plus certaine à partir du mois de mai. Ainsi, la saison pluvieuse peut être subdivisée en trois grandes périodes comme l'indique la figure 2.

Le bilan climatique de Franquin et de Cochemé a permis de déterminer les périodes suivantes :

- La période des pluies précoces (Mars-Mai avec $P > 1/2$ ETP) : elle dure environ dix décades dans le secteur de recherche. Dans le calendrier paysan, elle se traduit par la préparation du sol en début de saison humide. Chez certains paysans, c'est la période du semis en sec « ou semis précoce » qui marque le début de la saison pluvieuse. Cette période est à l'origine de beaucoup de 'faux départs' de la saison culturale dans le calendrier agricole paysan.

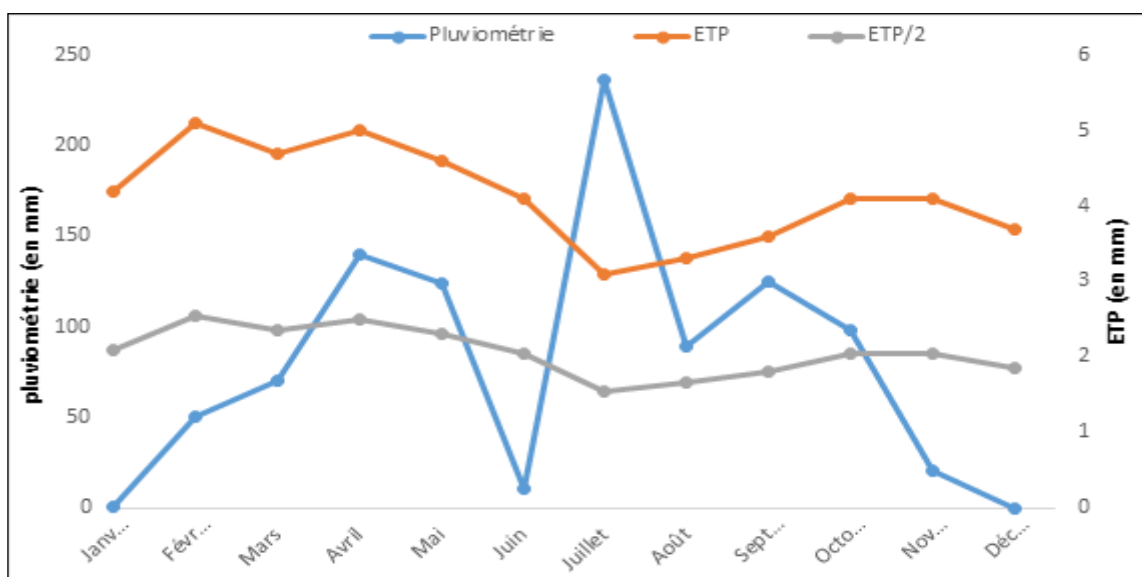


Figure 2. Bilan climatique en année moyenne (1986)

- Quant à la saison « humide », elle s'étend de mai à octobre (avec $\frac{1}{2} \text{ETP} < P < \text{ETP}$). Les pluies favorisent la recharge en eau du sol et permettent les semis. La pluviosité de ces mois détermine la grande croissance végétative. Elle s'étend de la 1^{ère} décade d'Avril à la 3^{ème} décade d'Octobre soit une durée de 21 décades dans les deux stations. Néanmoins, il a été constaté que la pluviosité baisse entre la 1^{ère} décade de Juin et la 3^{ème} décade de Juillet tout en restant supérieur à l'ETP (Récession). C'est elle qui explique la démarcation de la petite saison des pluies et la grande saison des pluies. Toutefois, la figure montre deux pics : le 1^{er} pic en mois d'Avril et le 2nd en Juillet. C'est ce qui justifie la bi modalité du régime d'Agouna. La fin de la saison des pluies ou période des pluies tardives s'étend de novembre à décembre avec $P < \frac{1}{2} \text{ETP}$). Pendant cette période, les pluies s'amenuisent complètement. La fluctuation de maturation des plantes s'accroît. Les besoins en eau des plantes sont assez réduits et les plantes rentrent dans leur phase de récolte. La récolte démarre à la 1^{ère} décade de novembre et annonce le début de la saison sèche.

Cette analyse montre que la pluviométrie varie d'une saison à une autre et la période la plus déterminante pour la croissance des plantes cultivées est la saison humide qu'on peut subdiviser en trois phases : pré-humide, humide et post-humide. Chacune d'elles varie d'une station à l'autre. Toutefois, au cours de la saison humide, il existe une période au cours de laquelle la pluviosité reste supérieure à $\frac{1}{2} \text{ETP}$. C'est la période de végétation active des plantes.

2.2. Incidence des hauteurs de pluie sur la production arachidière

La figure 3 présente l'incidence des hauteurs de pluie sur la production de l'arachide dans le milieu de recherche.

La figure 3 montre que les années où les totaux pluviométriques oscillent entre 1350 mm et 1200 mm affectent négativement les rendements de l'arachide. Pour preuve, les rendements de la production de l'arachide sont respectivement, 615, 450 et 620 tonnes tandis qu'au cours des années de faible totaux pluviométriques (800-1000 mm), les rendements sont supérieurs (2100-2300 tonnes). Il est possible de se demander si les faibles rendements ne sont pas dus au démarrage tardif et à la fin précoce des pluies.

Selon 90 % des personnes enquêtées, le démarrage tardif et à la fin précoce des pluies influencent négativement les productions de l'arachide dans le milieu de recherche. Ces résultats sont en accord avec celui obtenu par Yabi, 2013 qui a démontré que le démarrage tardif et/ou la fin précoce de la saison ne permet pas d'obtenir une bonne floraison, ce qui entraîne une baisse des rendements de 1500 kg/ha à 500 kg/ha dans la commune de Savalou.

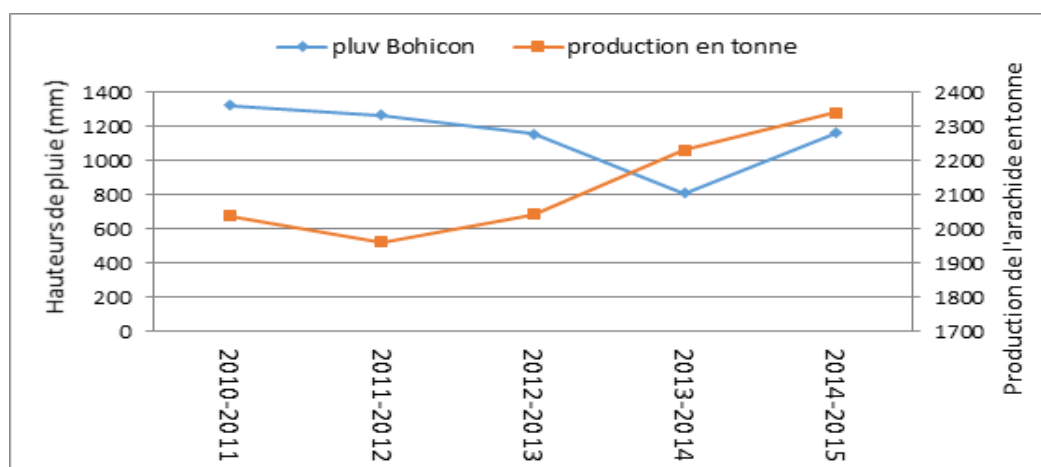


Figure 3. incidence des hauteurs de pluie sur la production de l'arachide

En effet, les dates d'installation et d'arrêt de la saison des pluies présentent, de plus en plus, une grande variabilité spatiotemporelle dans les différentes régions étudiées. Au Bénin, ZAKARI S. et al. (2012) ont trouvé presque les mêmes résultats excepté dans le département du Borgou au Bénin sauf à Parakou. Ces auteurs ont ainsi constaté une dégradation de la qualité de la saison agricole caractérisée par un raccourcissement de sa longueur, associée à des faux départs et des interruptions de pluies au cœur de la saison.

2.3. Stratégies d'adaptation de la production arachidière à la fluctuation pluviométrique

Plusieurs stratégies sont développées par les paysans depuis la préparation des champs jusqu'au semis en passant par les techniques culturales. En effet, la stratégie la plus répandue est le labour (billon) avec la houe. C'est une technique qui facilite l'infiltration de l'eau, une profonde pénétration des gynophores et réduit les pertes par ruissellement. C'est un travail qui se fait, dans le calendrier paysan, juste après les premières pluies. Une autre pratique consiste à faire des sacrifices aux divinités tutélaires de la communauté en attendant qu'elles viennent ou au pire des cas, ils subissent et attendent en implorant le tout-puissant.

Près de 50% de paysans sèment dès les premières pluies (fin mars) jugées suffisantes pour humecter le sol jusqu'à une profondeur de 10 à 30 cm si les labours sont déjà faits, quitte à ce qu'une interruption prolongée des pluies provoque la mort des jeunes plantes d'arachide et les oblige à un ou plusieurs semis répétitifs. Cela concerne les abonnés des variétés d'arachide à court cycle de développement. En effet, ce sont ces derniers qui font les semis dans le mois d'avril et fin août. Aussi, le système d'association de cultures pratiqué par les paysans est une manière de lutter contre la variabilité pluviométrique.

De même, 70 % des producteurs ont recours aux semis précoces face à l'instabilité pluviométrique. Ainsi, au lieu d'attendre mi-août, ils procèdent aux semis en juillet pour donner aux plantes la chance d'arriver à maturité avant l'installation de la saison sèche. Cette mesure concerne la variété à cycle court mais aussi la variété à cycle long. En effet, les producteurs qui tiennent à produire la variété à cycle long (considérée comme meilleure par rapport à la qualité des graines) pendant la seconde saison des pluies procèdent systématiquement aux semis précoces qui se font déjà en fin juin.

Conclusion

Au terme de cette recherche il est à retenir qu'à l'exception de quelques fluctuations pluviométriques observées notamment du point de vue de la répartition mensuelle des pluies durant la saison végétative, l'arrondissement d'Agouna a bénéficié d'un bon potentiel pluviométrique pour les activités agricoles. Néanmoins, la variabilité pluviométrique (surtout le démarrage tardif des pluies) n'amène pas les paysans à modifier leur perception du rythme saisonnier des précipitations. Ainsi, ils sont toujours confrontés aux problèmes de faux départ de la saison pluvieuse alors que leur capital semencier demeure faible dans la plupart des cas. De plus, les apports pluviométriques des mois d'août et de septembre continuent de leur causer de préjudice.

Références bibliographiques

- Afouda, F. (1990) : L'eau et les cultures dans le Bénin central et septentrional : étude de la variabilité des bilans de l'eau dans leurs relations avec le milieu rural de la savane africaine. Thèse de doctorat nouveau régime, Paris IV Sorbone, 428P.
- Boko, M. (1988) : climat et communautés rurales au Bénin : rythme et développement ; Thèse de doctorat d'Etat. Dijon, 2 vols, 607P
- Brou T. (1999) : Activités humaines et variabilité climatique : cas du sud forestier Ivoirien. Publication IAHS, n°252, pp. 365-373.

FAO, CSE, 2003. L'évaluation de la dégradation des terres au Sénégal. Projet FAO Land Degradation Assessment. Rapport préliminaire. Avril. 59 p.

Franquin et Cochemé (1973) la climatologie fréquentielle en agriculture tropicale A.0723. In Technique et Développement N°58p

Houndenou, C. (1999) : variabilité climatique et maïs culture en milieu tropical humide : l'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation. Thèse de doctorat. UMR 5080 CNRS. « Climatologie de l'espace tropical », université de Bourgogne, centre de recherche de climatologie, Dijon, 341P.

Issa M. S. (1995) : Impacts potentiels d'un changement climatique au dédoublement du CO₂ atmosphérique sur l'agriculture en République du Bénin. Mémoire de DESS, Université Singor d'Alexandrie, 113p.

Nicholson S. E. (1990): Long-term changes in African rainfall, weather 56p

Kouadio A. L. (2007) : Prévission de la production nationale d'arachide au Sénégal à partir du modèle agrométéorologique AMS et du NDVI, Mémoire de DEA, Université de Liège, 54p

Ntare B.R., Diallo A.T., Ndjeunga J. & Waliyar F. (2008) : GroundnutSeed production Manual. Patancheru 502 324, Andhra Pradesh. India: International Crops Research Institute for the Semi-Arid Tropics (ICRISAT) 20 p.

Paturel J. E., Servat E., Kouame B., Boyer J. F., Lubes H. et Masson J. M. (1995) : Manifestations de la sécheresse en Afrique de l'ouest non sahélienne. Cas de la Côte d'Ivoire, du Togo et du Bénin. In sécheresse, vol 6, n°1, PP.95-102.

Yabi I. (2013): Incidences de la variabilité de la durée de la seconde saison agricole sur la production de l'arachide dans la commune de Savalou au Bénin. Revue de géographie du laboratoire Leïdi n° 11, Saint Louis, Sénégal, pp. 58-74.

Zakari S., Yabi I. Ogowale 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 XXVème Colloque de l'AIC, Grenoble, France, pp. 693-698.

FACTEURS DETERMINANTS DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE DANS LE BASSIN VERSANT DE LA PENDJARI

IDIETI M. E.¹, VISSIN E. W.².

¹ Laboratoire Pierre PAGNEY 'Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE), Université d'Abomey-Calavi (UAC). BP 2687, Calavi (Bénin). Tél.: (229) 95845424. idworys@hotmail.com.

² Laboratoire Pierre Pagney 'Climat, Eau, Ecosystème et Développement' (LACEEDE), Université d'Abomey-Calavi (UAC). 03 BP 1122, Jericho, Cotonou (Bénin); Tél : (229) 97980285; Emails : exlaure@yahoo.fr

Résumé : Dans le bassin versant de la Pendjari au Bénin, certains bras de cours d'eau et bas-fonds sont en voie de disparition. Dans presque tous les cours d'eau, on assiste de plus en plus soit à une baisse drastique des réserves en eau, soit à un déficit d'écoulement. Cette recherche vise à étudier l'impact de la fluctuation pluviométrique et l'influence du substratum géologique sur l'écoulement du bassin versant de la Pendjari. Les méthodes de tendance linéaire et de calcul de déficit a permis d'étudier l'impact des fluctuations pluviométriques sur les paramètres de l'écoulement avec les séries de débits et de pluviométries de la période de 1961 à 2006. Les résultats révèlent une baisse remarquable de la pluviométrie, principal facteur déterminant de la baisse de l'écoulement dans le bassin. Le taux très faible du coefficient d'écoulement a démontré qu'il n'y a pas d'apport de l'écoulement souterrain dans l'écoulement du bassin versant de la Pendjari. Le substratum géologique intervient de façon différée dans l'écoulement en plaine qu'en montagne.

Mots clés : Bassin versant de la Pendjari, facteurs déterminants, variabilité hydrologique, écoulement.

Abstract : *Main factors of hydrological variability in the Pendjari catchment (north-western Benin).* In the Benin part of the Pendjari catchment, some tributaries and other wetlands are severely endangered. Important decrease of water reserves, or low drainage are observed in almost every water body. This research aims at studying the impacts of rainfall fluctuation and the role of geological substratum over hydrological drainage in the Pendjari catchment. Using methods like linear trend and deficit estimation, together with a range of data (rainfall and flow-rate from 1961 to 2006) helped assess the impact of rainfall fluctuations over drainage parameters. Results exhibit a dramatic decrease of rainfall as the main factor of the observed drainage decrease in the study area. The estimated drainage coefficient showed a very low value, providing evidence that there was little to no contribution of underground drainage in the hydrological flow of the Pendjari cathment. Geological substratum seems to influence diferently in the drainage from montain to plain.

Keywords: Pendjari catchment, determining factors, hydrological variability, drainage

Introduction

L'Afrique en général et le Bénin en particulier sont confrontés au problème de plus en plus aigu et généralisé de dégradation de l'environnement. La variabilité climatique et les changements du climat menacent dangereusement les ressources naturelles en l'occurrence les ressources en eau. Les scientifiques s'accordent à reconnaître aujourd'hui que le climat de la terre change et que les effets attendus engendrent déjà des conséquences désastreuses sur l'agriculture, la foresterie, la pêche et surtout les ressources en eau (Sadji, 2004). De nombreuses études (Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; Issa, 1995 ; Ogouwalé, 2004 ; Vissin, 2007) ont montré que la plupart des écosystèmes des différentes régions agro-écologiques au Bénin sont aujourd'hui marqués par une dégradation du fait de la forte variabilité climatique associée à une plus grande fréquence des phénomènes extrêmes (sécheresse, inondations, etc.) au cours des trois dernières décennies (Issa, 2012).

Le bassin versant de la Pendjari à l'exutoire de Porga, partie intégrante d'une de ces régions agro-écologiques, n'échappe pas à ces problèmes. En effet, la dynamique de l'eau y est influencée par une géologie assez rigide rendant difficile l'infiltration et un relief accidenté (la chaîne de l'Atacora aux pentes fortes) qui accentuent l'écoulement. Le contexte climatique est influencé par une irrégularité et une diminution pluviométrique saisonnière (Ogouwalé, 2006). Au plan hydrologique, certains affluents des cours d'eau et bas-fonds sont en voie de disparition. Pourtant, les populations vivent parfois des inondations spontanées à certains

endroits de la vallée de la rivière Pendjari. Ces inondations sont dues au débordement du cours d'eau en période de hautes eaux (Idiéti, 2009).

L'intérêt est alors grand pour les scientifiques d'étudier la variabilité climatique et des ressources en eau (Ouedraogo, 2001).

C'est dans cet ordre d'idées que s'inscrit cette recherche sur les "facteurs déterminants de la variabilité hydrologique dans le bassin versant de la Pendjari".

1. Démarche méthodologique

L'approche méthodologique utilisée dans le cadre de cette étude est fondée sur des méthodes d'étude en climatologie et en hydrologie continentale. Elle part des données statistiques disponibles pour déterminer la variabilité pluviométrique et hydrologique responsables des modifications environnementales du milieu.

1.1. Données

Les données météorologiques utilisées sont principalement les séries pluviométriques mensuelles des stations de Tanguiéta, Porga, Natitingou, Kouandé et Boukombé. Toutes ces stations pluviométriques appartiennent au réseau de la Direction de la Météorologie Nationale (DMN). Les températures, l'Evapotranspiration Potentielle (ETP), l'Humidité Relative (HR), l'Insolation, la nébulosité à l'échelle mensuelle proviennent de la station synoptique de Natitingou.

Quant aux données hydrologiques, ce sont des séries des stations hydrométriques de Porga, et de Tiélé qui ont été disponibles dans le bassin versant de la Pendjari. Ces séries également ne sont pas de la même génération. La série de Porga couvre une période de 1952 à 2006 (55 ans) et celle de Tiélé couvre de 1961 à 1995 (35 ans).

1.2. Traitement des données

1.2.1 Déficit pluviométrique

Le déficit permet de caractériser le comportement de l'évolution des pluviométries entre deux périodes, une antérieure et une récente. Il a été considéré dans le cas de cette étude, deux périodes (1961-1970 et 1971-2006). La formule de calcul du déficit est notée comme suit : $D_h = (M_2 - M_1) / M_1 * 100$; Avec D_h : déficit hydrique ; M_1 et M_2 : Moyennes respectives des périodes ancienne et récente.

1.2.2 Déficit d'écoulement

Le déficit d'écoulement représente les pertes dues à l'évaporation (Musy, 2005). C'est la différence entre les précipitations tombées sur le bassin et le volume d'eau écoulé à l'exutoire. Il a été estimé à l'aide de la méthode de calcul en utilisant la formule suivante : $D = P - V_e$; Avec D : déficit d'écoulement ; P : pluie ; V_e : volume d'eau écoulé à l'exutoire.

1.2.3 Coefficient d'écoulement

Le coefficient d'écoulement traduit la capacité de ruissellement du bassin (Vissin, 2007). Il est déterminé à partir de la formule : $C = Q / P * 100$; Avec Q : l'écoulement et P : la pluie.

C évolue suivant les variations climatiques et souligne les différences de comportement entre les pluies et les écoulements.

2. Résultats

2.1. Régime hydrologique des cours d'eau du bassin versant de la Pendjari

L'analyse de la répartition mensuelle des débits enregistrés à la station hydrométrique de Porga a permis de caractériser le régime hydrologique du bassin versant de la Pendjari (Figure 1).

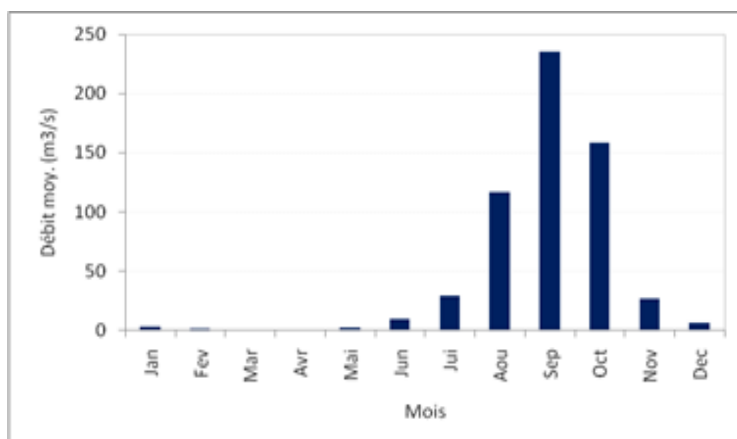


Figure 1 : Régime hydrologique du bassin versant béninois de la Pendjari

La figure 1 indique que les mois de décembre à juin sont caractérisés par un débit presque nul : c'est la période d'étiage. L'écoulement intervient vers la fin du mois de juin jusqu'en novembre. Il atteint son maximum en septembre. Ainsi, le mois de septembre est qualifié de mois de crue et le mois d'octobre celui de décrue. Le régime hydrologique des cours du bassin versant de la Pendjari est caractérisé par un étiage presque nul de décembre à juin et un écoulement concentré sur une courte période de 3 à 4 mois (juillet à octobre). Le bassin versant de la Pendjari a un régime saisonnier caractérisé par de hautes eaux en juillet, août, septembre et octobre et d'étiages en décembre, janvier, février, mars, avril et mai.

2.2. Evolution des écoulements dans le bassin versant béninois de la Pendjari

L'étude de l'évolution interannuelle des débits moyens annuels (figure 2) a permis d'analyser les variations d'écoulement du bassin versant béninois de la Pendjari sur la période de 1961 à 2006.

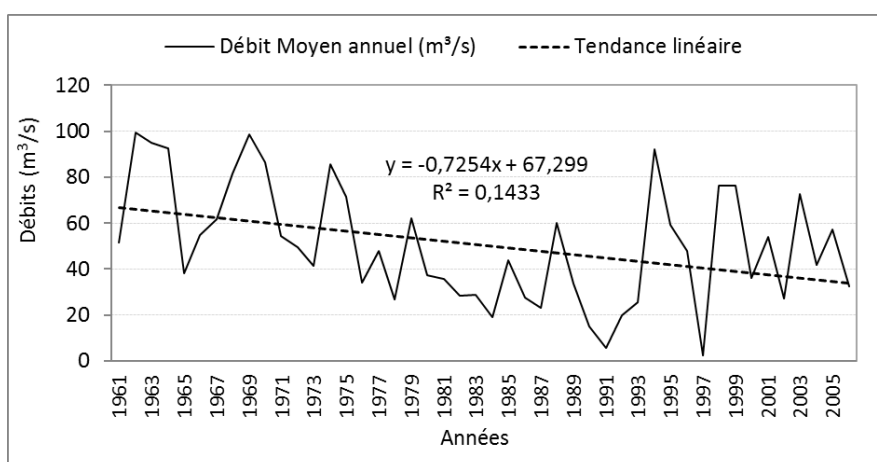


Figure 2 : Variabilité interannuelle du débit moyen annuel dans le bassin versant béninois de la Pendjari

La figure 2 présente de forts débits moyens annuels de 1961 à 1975 suivie de faibles débits moyens annuels jusqu'en 1993 puis une reprise de forts débits moyens annuels de 1994 à

2006. Les grands déficits d'écoulement ont été observés au cours des années 1984, 1991 et 1997. De façon générale, les débits moyens annuels sont en baisses de 1961 à 2006 comme le traduit la courbe de tendance linéaire. Cette tendance traduit la dégradation du système hydrologique tributaire de la baisse des quantités pluviométriques démontrée plus haut.

2.3. Impacts des fluctuations pluviométriques sur l'écoulement du bassin versant béninois de la Pendjari

Il s'agit d'analyser l'effet de la variabilité interannuelle de la pluviométrie, des tendances et des déficits pluviométriques sur l'écoulement du bassin versant de la Pendjari. L'influence de la tendance à la baisse de la pluviométrie annuelle sur l'évolution des débits annuels du bassin versant béninois de la Pendjari est mise en évidence par la représentation graphique comparée des deux termes du bilan hydrologique (figure 3).

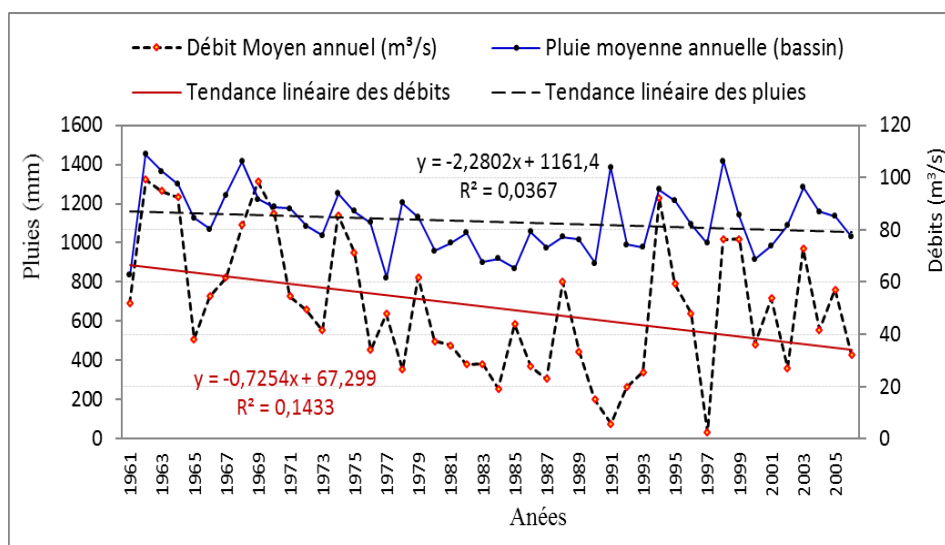


Figure 3 : Tendance pluviométrique annuelle et tendance des débits annuels dans le bassin versant de la Pendjari

L'analyse de la figure 3 permet de dire que les deux tendances sont du même sens mais pas de même allure. La tendance linéaire des débits moyens annuels est plus prononcée que celle des pluies moyennes annuelles. Pour un déficit pluviométrique annuel de 11 %, le déficit des débits annuels est de 35 % soit plus de trois fois celui de la pluviométrie.

A l'échelle mensuelle les déficits pluviométriques ont d'impact sur l'écoulement dans le bassin versant béninois de la Pendjari (Tableau 1).

Tableau 1 : Influence des déficits pluviométriques sur les débits mensuels dans le bassin versant de la Pendjari

	Pluviométrie (mm)			Débit (m ³ /s)		
	1961-1970	1971-1980	Déficit	1961-1970	1971-1980	Déficit
mai	102,7	108,8	-8%	1,3	1,4	9%
juin	136,5	152,5	-17%	10,8	5,9	-45%
juillet	197,8	228,2	-10%	41,0	25,1	-39%
août	240,8	254,2	-6%	165,7	134,1	-19%
septembre	234,5	246,4	-5%	362,3	230,0	-37%

Source : Résultats de traitement des données

Le tableau 1 permet de dire que les déficits au niveau des hauteurs pluviométriques mensuelles des mois de juin, juillet, août et septembre sont très amplifiés au niveau des débits

mensuels. Pour un déficit pluviométrique de 5 % par exemple en septembre, on observe un déficit de débit de 37 % soit environ huit fois celui de la pluie.

En bref, le déficit pluviométrique est le facteur principal déterminant du déficit hydrologique.

2.4. Influence du substratum géologique sur l'écoulement dans le bassin versant de la Pendjari

2.4.1 Coefficients d'écoulement

Les moyennes annuelles calculées des coefficients d'écoulement sont de 5,4% sur la chaîne de l'Atacora et 6,2% dans la plaine de Gourma sur la période d'étude (1961-2006). Ces coefficients sont apparemment faibles par rapport aux quantités moyennes de pluies tombées par an (1068,5 mm et 1231,2 mm).

L'étude de la variation des coefficients annuels d'écoulement de 1961 à 2006 dans le bassin versant de la Pendjari révèle que le coefficient d'écoulement varie entre 0,3% et 10,0% sur la chaîne de l'Atacora tandis que dans la plaine de Gourma, il varie entre 0,3% et 12,6%.

Sur la base des valeurs de ces coefficients d'écoulement et de leur évolution temporelle, on peut dire que les déterminants géophysiques, notamment le substratum géologique et la couverture agro-pédologique ont une influence sur l'écoulement dans le bassin versant de la Pendjari.

2.4.2 Substratum géologique et écoulement des eaux

Il s'agit de l'influence du substratum géologique sur l'écoulement des eaux dans le bassin versant de la Pendjari.

En effet, la géologie de la chaîne de l'Atacora est caractérisée par des roches métamorphiques composées de grès, de quartzites, de schistes, de micaschistes, de gneiss, etc. et une structure tectonique faite de chevauchements et de charriage. Les failles et les contacts tectoniques constituent le réseau de fracturation. On y trouve plusieurs types d'aquifères de fissures à des profondeurs variables entre moins de 40 mètres et moins de 80 mètres (DH, 2000 ; Idiéti, 2004). Ce qui démontre le caractère perméable du substratum géologique de la chaîne de l'Atacora et confirme la faible valeur du coefficient d'écoulement (5,4%) par rapport à celui de la plaine de Gourma (6,2%). Ces caractéristiques géologiques influencent l'écoulement. Cette influence se manifeste à travers la perméabilité du substratum, perméabilité qui intervient sur les débits de crue et d'étiage. Un bassin à substratum perméable retient de l'eau plus aisément et assure plus longtemps un débit de base en période sèche (Musy et Higy, 2004). Ce qui n'est pas le cas dans la chaîne de l'Atacora ; on assiste plutôt à un assèchement rapide des cours d'eau après les pluies. Cela s'explique par le fait que l'infiltration qui se produit contribue à alimenter les nappes aquifères souterraines.

Quant à la géologie de la plaine de Gourma, elle est caractérisée par les alluvions récentes argilo-sableuses, des alluvions anciennes faites d'Argilites, de silts et grès fins, et des dépôts sédimentaires argilo-sableux faiblement fissurés avec des plaquages et des blocs latéritiques. Ce qui démontre le caractère peu perméable du substratum géologique de la plaine de Gourma et confirme la forte valeur du coefficient d'écoulement (6,2%) par rapport à celui de la chaîne de l'Atacora (5,4%). Un bassin à substratum imperméable présente une crue plus rapide et plus violente qu'un bassin à substratum perméable (Musy et Higy, 2004). En effet les argilites et dépôts argilo-sableux sont des roches à caractères argileux qui après absorption de l'eau, deviennent imperméables à l'infiltration de l'eau.

Conclusion

L'étude des facteurs déterminants de la variabilité hydrologique a permis de comprendre que l'écoulement est menacé par des facteurs de divers ordres. En effet, l'étude de la variabilité pluviométrique a montré que les déficits pluviométriques affectent l'écoulement. Sur la période de 1961-2006, les déficits pluviométriques ont amplifié les déficits hydrologiques à 575% sur la chaîne de l'Atacora et à 371% dans la plaine de Gourma. L'analyse du coefficient d'écoulement et les caractéristiques géologiques (lithologie et structure tectonique) a montré que le substratum géologique intervient différemment dans l'écoulement en plaine qu'en montagne.

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 de l'Université de Bourgogne, Centre de Recherches de Climatologie (CRC) CNRS – UMR. 315 pages.
- IDIETI, M. E., 2004. *Les ressources en eau et leur gestion par les communautés rurales de la commune de Boukombé (Nord-Ouest du Bénin)*. Mémoire de maîtrise, UAC/FLASH ; 117 pages + annexes.
- IDIETI, M. E., 2009. *Variabilités hydro-climatique dans le bassin versant de la Pendjari au Bénin (Nord-Ouest du Bénin)*. Mémoire de DEA, UAC/EDP, 60 pages.
- ISSA, M. S., 2012. *Changements climatiques et agrosystèmes dans le moyen Bénin : impacts et stratégies d'adaptation*. Thèse de doctorat unique, UAC/EDP, 279 pages.
- MUSY, A., 2005. *Hydrologie Générale*. Laboratoire d'Hydrologie et Aménagements, Institut des Sciences et Technologies de l'Environnement (ISTE), Ecole Polytechnique Fédérale (EPFL), Section SIE et GC, 4^{ème} semestre 2005 (<http://echo.epfl.ch/e-drologie/-22/08/2008-14h45>)
- MUSY, A., HIGY, C., 2004. *Hydrologie, une science de la nature*. Collection Gérer l'Environnement, Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, 314 pages.
- OUASSA KOUARO, M., 2008. *Les déterminants socioculturels de la désertification dans l'Atacora Ouest au Bénin*. Thèse de doctorat, Université Paris IV et Université d'Abomey-Calavi, 217 pages + annexes.
- OUEDRAOGO, M., 2001. *Contribution à l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest. Analyse des conséquences d'une sécheresse persistante. Normes hydrologiques et modélisation régionale*. Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, 257 pages.
- SADJI, B. A., 2004. *Vulnérabilité/adaptation des ressources en eau de surface aux changements climatiques dans le département de la Donga*. Mémoire de maîtrise, UAC/FLASH ; 115 pages + Annexes.

TRÈS LONGS ÉPISODES SECS HIVERNAUX DANS LE BASSIN MÉDITERRANÉEN : VARIABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE ET IMPACT SUR LA PRODUCTION CÉRÉALIÈRE EN ESPAGNE

RAYMOND F.^(1,2), ULLMANN A.⁽²⁾, CAMBERLIN P.⁽²⁾, DROBINSKI P.⁽³⁾

(1) Université Grenoble Alpes, CNRS-IRD-GINP, UMR5001 IGE, Grenoble, France. florian.raymond@univ-grenoble-alpes.fr.

(2) Centre de Recherches de Climatologie, UMR6282 Biogéosciences, CNRS / Université de Bourgogne, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France. albin.ullmann@u-bourgogne.fr ; pierre.camberlin@u-bourgogne.fr.

(3) Institut Pierre Simon Laplace/Laboratoire de Météorologie Dynamique, Ecole Polytechnique, Palaiseau, France. philippe.drobinski@lmd.polytechnique.fr

Résumé : ce travail porte sur l'étude des longues séquences hivernales sans pluie à l'échelle de l'ensemble du bassin méditerranéen. L'objectif est de définir ces événements climatiques « extrêmes » comme des objets géographiques et climatiques caractérisés par une localisation, une extension spatiale et temporelle, puis d'en mesurer les impacts sur la production céréalière en Espagne. 76 événements de très longs épisodes secs (eTLES) sont détectés sur la période 1957-2013. Ces eTLES sont regroupés en 4 configurations récurrentes à l'échelle du bassin méditerranéen : Nord-Est, Ouest, Dispersés & Restreints et Sud-Est. Il est ensuite montré que les eTLES affectent davantage les rendements d'orge, de blé et d'avoine (espèces d'hiver cultivées au travers d'une agriculture pluviale) que les cumuls de pluie et les ratios de jours secs saisonniers.

Mots-clés : bassin méditerranéen, sécheresses hivernales, conditions atmosphériques, changement climatique, impacts sur les agrosystèmes.

Abstract: *Mediterranean winter very long dry spells: spatio-temporal variability and impact on cereal production in Spain.* This study concerns the long winter sequences without rain at the whole Mediterranean basin scale. Objectives are (i) to define these extreme events as geographical and climatological objects characterized by a location, a spatial extension and a temporal length and (ii) measured impacts of these events on the cereal production in Spain. 76 events of very long dry spells (eVLDS) are detected over the 1957-2013 period. These eVLDS are grouped into 4 typical recurrent configurations at the Mediterranean basin scale: North-East, West, Scattered & Localised and South-East. The eVLDS have a greater impact on barley, wheat and oat yields (winter crops grown through rainfed agriculture) than rainfall totals and seasonal dry day ratios.

Keywords: *Mediterranean basin, winter droughts, atmospheric conditions, climate change, agrosystem impacts.*

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). Ce travail propose d'étudier les impacts de ces longs épisodes secs sur la production céréalière en Espagne. Cela permet d'observer l'intérêt d'étudier les sécheresses au travers des longues séquences sans pluie, d'un point de vue agronomique, par rapport aux méthodes plus conventionnelles de définition de la sécheresse pluviométrique (anomalie de cumuls de pluie et nombre de jours secs). Les données et méthodes sont présentées en première partie. Dans une deuxième partie, les épisodes secs les plus longs, appelés événement de Très Longs Épisodes Secs (eTLES), sont

classés afin d'en appréhender les principales caractéristiques spatio-temporelles à l'échelle du bassin méditerranéen. Seuls les eTLES affectant la Péninsule Ibérique sont ensuite retenus, pour en étudier l'impact sur les rendements de céréales.

1. Données et méthodes

1.1. Données

Les données de précipitations quotidiennes E-obs de l'European Climate Assessment & Dataset (ECA&D) 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'observations 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 10 057 points de grille sur 14 400, soit 70 %) sont exclus de l'analyse.

Les données des rendements agricoles annuels moyens en Espagne, issues de la FAO (Food and Agriculture Organization; disponibles sur le site <http://www.fao.org/faostat/fr/#data>), sont exploitées pour l'orge, le blé et l'avoine, céréales cultivées au travers d'une agriculture pluviale, pour les récoltent s'étalant de 1961 (début des données) à 2013. Ces trois espèces sont des céréales d'hiver, semées entre les mois de novembre et décembre, et récoltées entre les mois juin et juillet (USDA, 1994), qui représentent, à elles-trois, environ 88 % de la surface agricole consacrée aux céréalières en Espagne. Au vu de la forte augmentation des rendements d'orge, de blé et d'avoine entre 1961 et 2013 en Espagne, il est décidé de retirer les tendances linéaires des rendements bruts, pour obtenir des anomalies de rendement (hg/ha) non influencées par leurs augmentations régulières au cours de la période 1961-2013, principalement d'origine anthropiques.

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 (durée inférieure au 20^{ème} centile), les courts (durée comprise entre le 20^{ème} centile et le 40^{ème} centile), les moyens (durée comprise entre le 40^{ème} centile et le 60^{ème} centile), les longs (durée comprise entre le 60^{ème} centile et le 80^{ème} centile) et enfin les épisodes secs les plus longs (durée supérieure au centile 80), sur lesquels porte cette étude. La période 1979-2013 est ici utilisée car elle représente une période climatique de référence. Détecter les épisodes secs sur la période 1957-2013, à partir des centiles calculés sur la période 1979-2013, permet d'augmenter la taille de l'échantillon pour l'étude diagnostique de l'impact des épisodes secs les plus longs sur la production céréalière en Espagne.

1.3 Définition des objets de Très Longs Épisodes Secs

Une méthodologie originale est ici utilisée pour appréhender un eTLES comme étant un « objet climatique », 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 (voir Raymond *et al.*, 2016). 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 d'eTLES 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 d'eTLES 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 50 % des points de grille contenus dans la fenêtre sont codés en « 1 », le jour est automatiquement retenu comme étant un jour d'eTLES et tous les points de grille de la fenêtre sont conservés. Grâce à cette méthode, 76 épisodes d'eTLES 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 d'eTLES à l'échelle du bassin méditerranéen. Une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) est appliquée aux 76 épisodes d'eTLES 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. Principales configurations récurrentes de événements de Très Longs Épisodes Secs en Méditerranée

Les événements de Très Longs Épisodes Secs (eTLES) s'organisent selon 4 configurations spatiales récurrentes (figure 1). La première, appelée Nord-Est (N-E), concerne essentiellement les Balkans et regroupe 11 événements (figure 1.a). La deuxième, appelée Ouest (O), concerne essentiellement la Péninsule Ibérique et regroupe 15 événements (figure 1.b). La troisième, appelée Dispersés et Restreints (D&R), regroupe 25 eTLES répartis sur l'ensemble du bassin (figure 1.c). Ces 25 eTLES sont regroupés ensemble dans cette classe « résiduelle » car ils ont pour la plupart une extension spatiale bien plus petite que les autres. La dernière configuration, appelée Sud-Est (S-E), concerne 25 eTLES dit « saisonniers » essentiellement localisés sur le Levant, étant la continuité de l'été sec sur cette sous-région méditerranéenne. Les configurations D&R et S-E sont donc toutes les deux particulières, comme expliqué précédemment.

Comme on pouvait l'anticiper, des blocages anticycloniques sont associés aux configurations d'eTLES (voir Raymond *et al.*, 2017). Il est cependant important de noter que pour les Balkans (configuration Nord-Est) comme pour la Péninsule Ibérique (Configuration Ouest), les conditions anticycloniques accompagnant les eTLES sont localisées à environ 1 000

km au nord-ouest des secteurs touchés par les événements de sécheresse. Ces conditions anticycloniques, du fait de leurs positions particulières vis-à-vis des secteurs touchés par les événements, favorisent l'occurrence des eTLES sur ces deux sous-régions méditerranéennes par : (i) le report des perturbations plus au nord et/ou plus au sud du bassin méditerranéen, sous l'effet du blocage anticyclonique, (ii) la subsidence d'un air sec à proximité du cœur de l'anticyclone, et (iii) une advection horizontale d'air froid et sec sur le flanc est de la zone anticyclonique, en provenance des latitudes boréales (comme montré dans Raymond *et al.*, 2017). Ces différents éléments vont conjointement favoriser un ciel dégagé (sans nuages) et une absence de précipitations, favorisant le développement des eTLES.

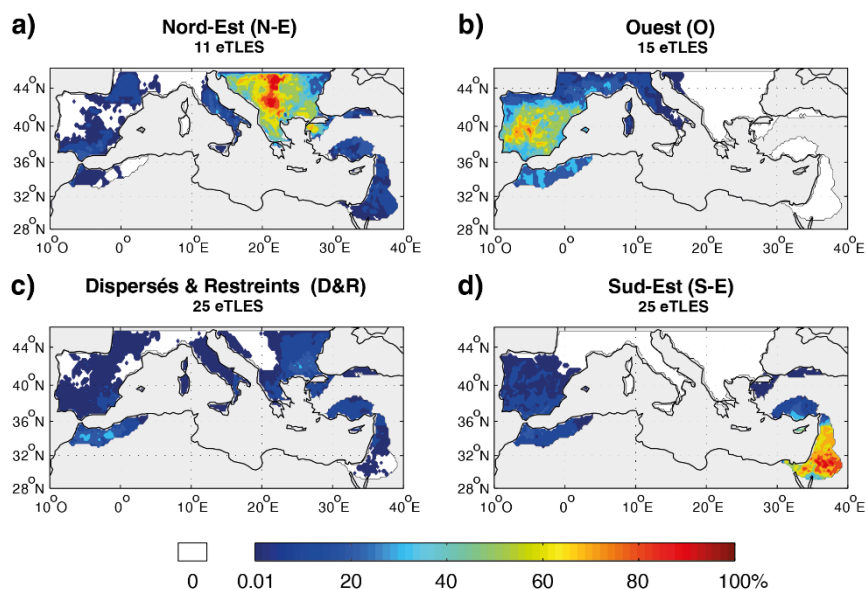


Figure 1. Principales configurations récurrentes d'eTLES à l'échelle du bassin méditerranéen entre 1957 et 2013. Pour chacune des classes, la palette de couleur informe sur le pourcentage d'épisodes affectant chacun des points de grille.

2.3. Rendements de céréales et indicateurs hydrologiques : corrélations linéaires en Espagne

L'étude d'impact se tourne vers l'Espagne car c'est, entre autres, l'un des pays méditerranéens qui est régulièrement affecté par des eTLES. Entre septembre 1960 et avril 2013 (période sur laquelle les données de rendement sont disponibles), 45 eTLES ont affecté l'Espagne, répartis sur 33 saisons humides. Le tableau 1 montre les coefficients de corrélation entre les rendements saisonniers d'orge, de blé et d'avoine, et les cumuls saisonniers de précipitations, les ratios de jours secs par saison et le nombre de jours d'eTLES par saison. Pour les trois indicateurs hydrologiques, les corrélations avec les rendements sont calculées sur les saisons entières (septembre à avril), mais également sur la première partie de la saison (septembre à décembre) et sur la deuxième partie de la saison (janvier à avril). Ce découpage permet d'observer plus précisément l'influence des indicateurs hydrologiques sur les rendements, pour la période qui précède/concerne la semence des céréales puis pour la période qui accompagne le développement des plants.

Tout d'abord, le tableau 1 permet d'observer une corrélation positive (négative) significative (seuil de confiance de 0.05 d'après le test de Bravais-Pearson) entre les rendements d'orge, de blé et d'avoine et les cumuls saisonniers de précipitations (les ratios de jours secs par saison). Ainsi, plus les cumuls de précipitations (ratios de jours secs) sont élevés, meilleurs (moins bons)

sont les rendements, et inversement. Cependant, les corrélations ont des valeurs comprises entre 0,32 et 0,37 (-0,396 et -0,322), ce qui est somme toute relativement faible.

Les résultats sont différents lorsqu'on divise les saisons en deux sous-saisons d'amplitude égale. Les cumuls de pluie et les ratios de jours secs, sur la première partie de la saison (septembre à décembre), ne sont pas corrélés de façon significative aux rendements d'orge, de blé et d'avoine. À l'inverse, ces deux indicateurs hydrologiques sont corrélés de façon significative avec les rendements sur la deuxième partie de la saison (janvier à avril ; tableau 1). Cela semble indiquer que les rendements d'orge, de blé et d'avoine sont légèrement moins bons lorsque les cumuls de pluie sont faibles et/ou les ratios de jours secs sont élevés durant la période de montaison et le début de la période d'épiaison/de floraison des plants (au printemps), mais pas durant la période de semence des graines.

Les corrélations entre le nombre de jours d'eTLES par saison et les rendements d'orge (-0,458), de blé (-0,558) et d'avoine (-0,454) sont négatives et significatives, mais restent modérées. Cependant, les corrélations significatives sont plus élevées (en valeur absolue) pour le nombre de jours d'eTLES par saison que pour les cumuls saisonniers de pluie et les ratios saisonnier de jours secs. Cela veut dire que le nombre de jours d'eTLES affecte davantage les rendements de ces trois types de céréales que les simples cumuls de pluie et les ratios de jours secs.

Si on regarde pour les deux sous-saisons, contrairement aux cumuls de pluie et aux ratios de jours secs, le nombre de jours d'eTLES est corrélé de façon négative et significative aux rendements, à la fois pour la période allant de septembre à décembre et pour la période allant de janvier à avril. Cela signifie qu'une ou des longues séquences sans pluie affectent les cultures durant la période de redressement, durant la période de montaison et au début de la période d'épiaison/de floraison, contrairement aux cumuls et aux ratios de jours secs.

Tableau 1. Corrélation entre la variabilité interannuelle des rendements d'orge, de blé et d'avoine, pour lesquels la tendance linéaire respective a été retranchée, et la variabilité des cumuls de pluie saisonniers, des ratios de jours secs saisonniers et du nombre de jours d'eTLES par saison, en Espagne, pour la période 1960-2013. Les corrélations sont calculées sur la saison entière et sur les sous-saisons allant de septembre à décembre et de janvier à avril. Les valeurs en gras sur fond rouge indiquent des corrélations positives et significatives, celles en gras sur un fond bleu des corrélations négatives et significatives (seuil de confiance de 0.05 d'après le test de Bravais-Pearson). Les valeurs soulignées indiquent les corrélations maximales (en valeur absolue) pour chaque culture.

	Cumuls saisonniers de pluie			Ratios de jours secs			Nombre de jours d'eTLES		
	saison entière	septembre à décembre	janvier à avril	saison entière	septembre à décembre	janvier à avril	saison entière	septembre à décembre	janvier à avril
Orge	0.372	0.236	0.333	-0.396	-0.161	-0.404	-0.458	-0.320	-0.343
Blé	0.342	0.233	0.291	-0.381	-0.167	-0.377	-0.558	-0.377	-0.431
Avoine	0.322	0.163	0.33	-0.322	-0.075	-0.382	-0.454	-0.289	-0.369

Conclusion

Pour appréhender les longues séquences sans pluie comme des événements climatiques et géographiques singuliers, une méthodologie originale a été appliquée dans cette étude, via une approche par fenêtre glissante, permettant de retenir uniquement les épisodes secs les plus longs (appelés eTLES) ayant une certaine cohérence spatiale et temporelle à l'échelle du bassin méditerranéen. Cette approche a permis de caractériser les sécheresses en Méditerranée en prenant en compte la distribution temporelle des précipitations, et non pas comme des simples cumuls de pluie ou de jours secs appréhendés à l'échelle des points de grille.

Sur la période 1957-2013, 76 eTLES d'une durée moyenne de 58,2 jours ont été détectés. Les 76 eTLES ont ensuite été répartis dans 4 configurations récurrentes à l'échelle du bassin méditerranéen : Nord-Est (groupant 11 eTLES centrés sur les Balkans), Ouest (15 eTLES centrés sur la Péninsule Ibérique), Dispersés & Restreints (25 eTLES répartis sur différentes régions du bassin méditerranéen) et Sud-Est (25 eTLES centrés sur le Levant, principalement à caractère saisonnier).

En termes d'impacts des eTLES sur les productions de céréales en Espagne, les résultats ont montré que le nombre de jours d'eTLES affecte davantage les rendements d'orge, de blé et d'avoine (espèces d'hiver cultivées au travers d'une agriculture pluviale) que les cumuls de pluie et ratios de jours secs saisonniers. Au-delà de l'étude des corrélations, il apparaît que ce sont les saisons les plus sévèrement touchées par les eTLES qui se démarquent par des rendements anormalement bas. À cumuls de pluie comparables entre les différentes saisons, les rendements moyens associés aux saisons avec eTLES sont généralement moins bons que ceux associés aux saisons sans eTLES. L'objet eTLES véhicule donc une information spécifique supplémentaire aux simples cumuls de pluie et aux ratios de jours secs pour expliquer certains impacts sur les rendements agricoles en Espagne. Il semble donc bien que la croissance des cultures d'hiver, en plus d'être sensible à la quantité d'eau reçu, soit sensible à la distribution temporelle des précipitations au cours de la saison humide.

Références bibliographiques

- 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.
- 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. *Climate Change 2013. The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New-York, NY, USA, 1535 p.
- Raymond F., Ullmann A., Camberlin P., Drobinski P and Chateau Smith C., 2016. Extreme dry spell detection and climatology over the Mediterranean Basin during the wet season. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 7196–7204.
- Raymond F., Ullmann A., Camberlin P., Oueslati B., Drobinski P., 2017. Atmospheric conditions and weather regimes associated with extreme winter dry spells over the Mediterranean basin. *Clim. Dyn.*, first online published 8 september 2017, DOI: 10.1007/s00382-017-3884-6.
- USDA, 1994, *Major world crop areas and climatic profiles*, World agricultural Outlook Board, United States Department of Agriculture, Washington D.C., Agricultural handbook n°664, 279 p.
- Xoplaki E., 2002. *Climate Variability Over the Mediterranean*, PhD thesis. University of Bern, Switzerland, 193 pp. (http://sinus.unibe.ch/klimet/docs/phd_xoplaki.pdf).

DEMARRAGE DES SAISONS DE PLUIES ET OPTIMISATION DE LA DATE DE SEMIS A LA REGION CASABLANCA-SETTAT (MAROC)

SEBBAR A ¹, FILALI B N ¹, HSAINE M ², FOUGRACHE H ², ILMEN R ³, BADRI W ²

¹ Direction de la Météorologie Nationale (DMN), BP 8106-Casa Oasis; Bd Mohamed Taïb Naciri Hay Hassani, Casablanca. Maroc. sebbar202@gmail.com

² Laboratoire Ecologie et Environnement (LEE), Equipe Ecologie et Ecophysiologie Végétale (3EV), Faculté des Sciences Ben M'Sik- Casablanca. Université Hassan II- Mohammedia- Casablanca. b1.wadi@hotmail.fr

³ Département Hydraulique, Environnement et Climat (HEC), Ecole Hassania des Travaux Publics (EHTP) Km 7, Route d'El Jadida, BP. 8108- Casablanca- Maroc. ilmenrachid@gmail.com

Résumé : La région méditerranéenne est caractérisée par une forte variabilité interannuelle du régime pluviométrique et a généré de nombreuses recherches sur la caractérisation du climat et sur la disponibilité en eau. Par ailleurs, l'Afrique du Nord a connu des variations climatiques très sensibles qui ont bouleversé la sécurité alimentaire de ses pays. Au Maroc, le démarrage de la saison des pluies varie considérablement d'une année à l'autre et d'une région à l'autre. Par conséquent, le choix de la date de semis est un problème pour les agriculteurs marocains, car les faux départs de la saison pluvieuse sont souvent responsables du double semis et des faibles rendements. Ainsi, pour mieux gérer les ressources pluviométriques et améliorer les rendements céréaliers dans un pays agricole tel que le Maroc, nous nous proposons une étude à la région Casablanca-Settat, axée d'une part, sur la détermination du démarrage de la saison pluvieuse potentiellement utile (SPPU), d'autre part, sur l'optimisation des dates de semis des céréales.

Mots-clés : Maroc, Saison des pluies, changement climatique, date de semis, WOFOST.

Abstract : *Rainy season start and optimizing the date of sowing in the Casablanca-Settat region (Morocco).* The Mediterranean region is characterized by high interannual rainfall variability and has generated a great deal of research on climate characterization and water availability. In addition, North Africa has experienced sensitive climatic variations that have upset the food security of its countries. In Morocco, the start of the rainy season varies considerably from one year to another and from one region to another. Therefore, choosing the sowing date is a problem for Moroccan farmers, as false starts in the rainy season are often responsible for double sowing and low yields. Thus, to better manage rainfall resources and improve cereal yields in an agricultural country such as Morocco, a study is proposed to determine the start of the potentially useful rainy season (SPPU) and optimize sowing dates for cereals, especially winter wheat, using the " WOFOST " yield model in the Casablanca-Settat region.

Keywords: Morocco, Rainy season, climate change, sowing date, WOFOST .

Introduction

La région méditerranéenne est caractérisée par une forte variabilité interannuelle du régime pluviométrique due à une position géoclimatique vulnérable et a généré de nombreuses recherches sur la caractérisation du climat et sur la disponibilité en eau. En effet, depuis la rupture climatique des années 1970 (Sebbar et al., 2011), des perturbations du régime pluviométrique sont observées au Maroc. Ceci a causé des retombées potentiellement négatives menaçant l'équilibre fragile et la sécurité alimentaire du pays. Cependant, le cumul pluviométrique annuel n'est pas la seule caractéristique des précipitations qui influence les rendements agricoles. La distribution journalière des pluies est aussi très importante pour le développement des plantes. C'est elle qui détermine la date de semis, pouvant décaler le cycle de la plante de plus d'un mois au sein de l'année agricole. Ainsi, notre étude porte sur l'influence de cette perturbation du régime pluviométrique sur le démarrage des saisons potentiellement utiles (SPPU), ainsi que sur l'optimisation de la date de semis à travers le modèle WOFOST. Ce dernier, est un outil de prévision des rendements pour chaque date de semis probable retenue lors du démarrage de la SPPU.

1. Zone d'étude et base de données

1.1. Zone d'étude.

Située au centre du Maroc et limitée par l'océan Atlantique à l'ouest, par le plateau de phosphate à l'est et par le bassin d'Oum Errabia au sud, la zone d'étude est caractérisée par une altitude qui varie entre 56 m à Casablanca et 407 m à Settat. Le climat est du type méditerranéen semi-aride supérieur (Sebbar et al., 2012). La région Casablanca-Settat reçoit des cumuls pluviométriques annuels allant de 350 mm à 450 mm (figure 1). L'amplitude thermique moyenne annuelle est de 13°C au niveau des côtes et de 25°C à l'intérieur. Les précipitations diminuent du nord vers le sud et inversement pour les températures. Il convient aussi de signaler que la région Casablanca-Settat représente une zone à potentiel agronomique très important au Maroc.



Figure 1. Pluviométrie moyenne annuelle à la Région Casablanca-Settat

1.2. Base de données.

La base de données utilisée dans ce travail provient de la Direction de la Météorologie Nationale (DMN). Elle se compose des données quotidiennes des températures maximales et minimales, des cumuls pluviométriques, le rayonnement, le vent et la tension de vapeur d'eau. Ces trois derniers paramètres sont employés pour la simulation des prévisions des rendements à travers le modèle Wofost. Nous avons retenu 2 stations représentatives de la zone d'étude : Casablanca, pour la période qui s'étale de 1970 à 2016, et Settat pour la période 2000-2016 (tableau 1). L'analyse statistique et les simulations ont été effectués sur les données de l'année agricole qui débute au premier septembre de l'année K et se termine le 31 août de l'année K + 1. Ce choix se justifie par le fait que, dans le domaine méditerranéen, les pluies se concentrent dans le mois de septembre et celui de mai. Pour les données manquantes des températures et des précipitations, nous avons appliqué la méthode de Laborde et Mouhous, (1998), tandis que pour celles des rayonnements nous avons employé la formule d'Angstrom. L'homogénéité des séries a été vérifiée avec le logiciel AnClim (Stèpanek, 2005) par l'application du test t de Student.

Tableau 1: Caractéristiques des stations étudiées

Station	Longitude	Latitude	Altitude	Pluie annuelle	Période d'étude
Casablanca	7° 40' O	33° 34' N	56 m	394.9 mm	1970-2016
Settat	7° 37' O	32° 57' N	407.5 m	349.9 mm	2000-2016

2. Méthodologie et résultats

2.1. Démarrage de la saison des pluies potentiellement utiles (SPPU)

Plusieurs méthodes de détermination du démarrage de la SPPU ont été appliquées à l'échelle globale, elles varient d'une région à l'autre. Ainsi, Balme *et al.* (2005), confirment qu'il existe plusieurs définitions du début de la saison pluvieuse. Selon Stern *et al.* (1981) le début de la saison des pluies est défini comme étant la première occurrence de 20 mm de pluie en 2 jours consécutifs pour les régions subsahariennes. Tandis que Samba *et al.* (1999) et Adewi *et al.* (2010), ont défini le démarrage de la saison des pluies potentiellement utiles comme étant une succession significative de jours de pluies dont les effets sont perceptibles par la végétation. Ils proposent que le début de la SPPU intervienne quand deux jours consécutifs cumulent 20 mm non suivis d'une séquence de 7 jours sans pluie durant les 20 jours suivants. D'autre part, Tchiadeu *et al.* (1999) constatent qu'une pluie de 20 mm mérite l'appellation de pluies utiles. En région méditerranéenne, Benaichata *et al.* (2017) ont confirmé que la détermination du début de la saison de pluie est basée sur : (i) l'occurrence et le cumul des précipitations en trois jours après le 1^{er} Septembre, (ii) le nombre de jours sans pluies entre ces trois premiers jours de pluie et (iii) le jour où le cumul de précipitations a atteint 20 mm. Il convient de signaler aussi qu'Epicum (1987) déclare que lorsqu'une étude a pour objectif de rechercher la date la plus probable de début ou de la fin de la saison des pluies, un pas de temps inférieur à la décade peut être souhaité. Ainsi, nous proposons une méthode de la pentade : cinq jours successifs avec un cumul qui dépasse 30 mm non suivis d'une séquence de 7 jours sans pluie durant les 20 jours suivants. Cette méthode plus exigeante (5j >30 mm) tient compte des exigences des végétaux et de la disponibilité en eau.

Au Maroc, les pluies potentiellement utiles pour les cultures céréalières démarrent généralement entre octobre et décembre. C'est pour cette raison que nous allons nous limiter aux trois mois "octobre, novembre et décembre" de chaque année agricole, pour détecter le démarrage du SPPU à la région Casablanca Settat.

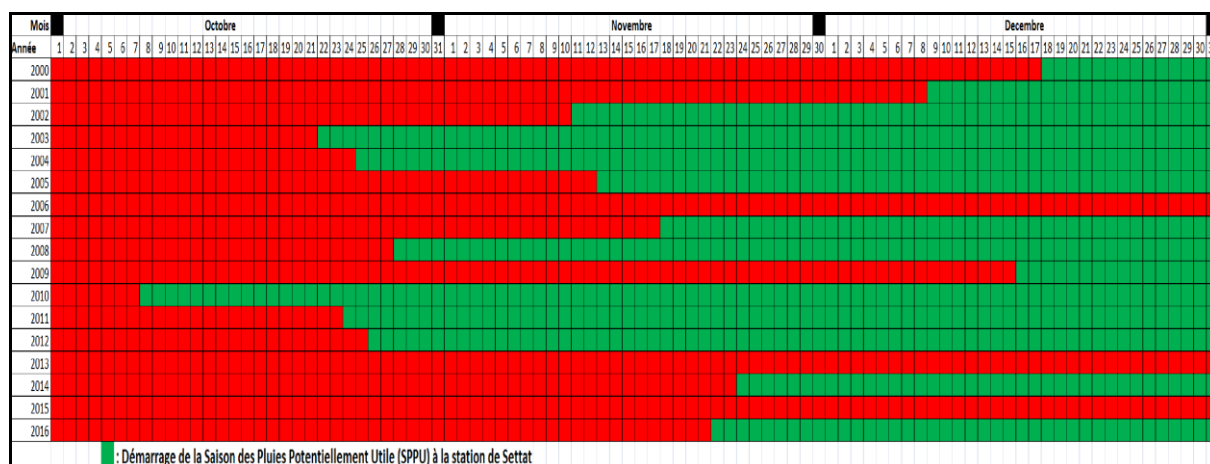


Figure 2. Démarrage de la SPPU annuelle à la station de Settat

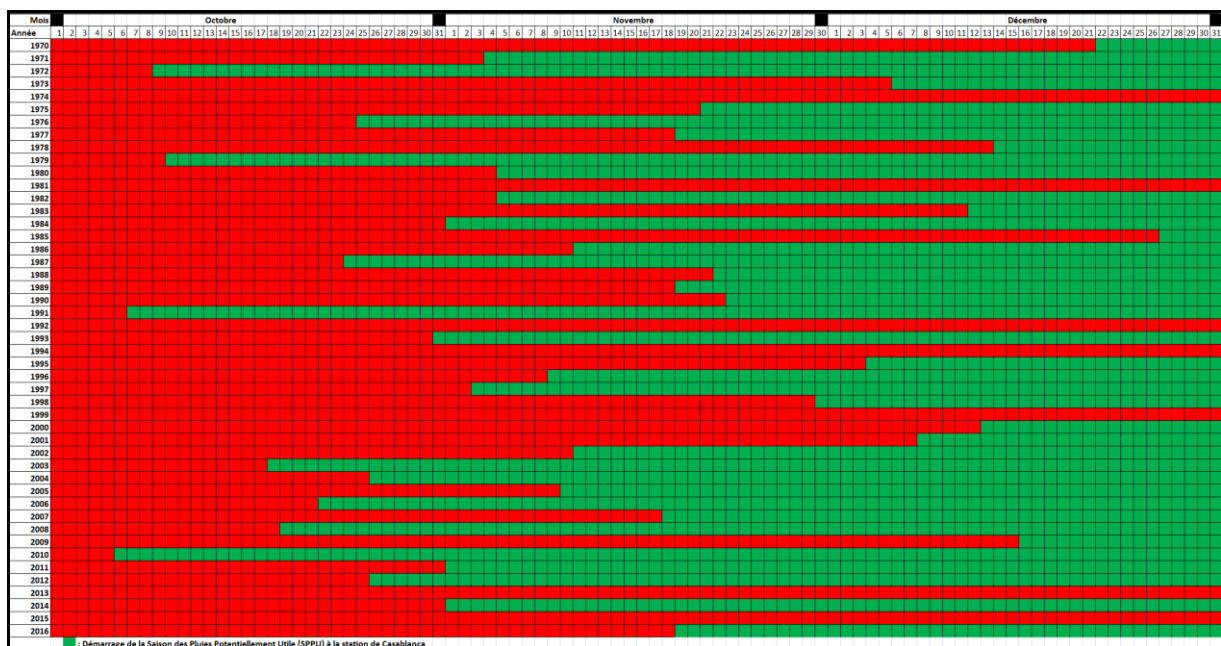


Figure 3. Démarrage de la SPPU annuelle à la station de Casablanca

D'après les résultats obtenus, il ressort que les dates de démarrage des SPPU à la station de Settat sont bien corrélées avec celles obtenues à la station de Casablanca, $R^2 = 0.87$ (figure 4). D'autre part, la figure 2 et 3, nous montre qu'au niveau des stations Casablanca et Settat, le pourcentage des démarrages de la saison pluvieuse potentiellement utile varie en fonction de sa date de début. Ainsi, nous avons 64 % des années qui correspondent à un démarrage à la date du 23 novembre, et 72 % des années correspondent à un démarrage du 06 décembre, tandis que ce pourcentage s'élève à 81 % en cas du 16 décembre de chaque année. Donc pour optimiser les dates de semis dans la région Casablanca Settat, il est nécessaire de proposer des dates de semis qui varient du 23 novembre au 16 décembre de chaque année agricole. Dans cette optique, nous allons calculer les rendements potentiels pour les dates de semis : 23/11, 06/12 et 16/12 de chaque année et comparer l'évolution des rendements à partir des années et en fonction des dates de semis.

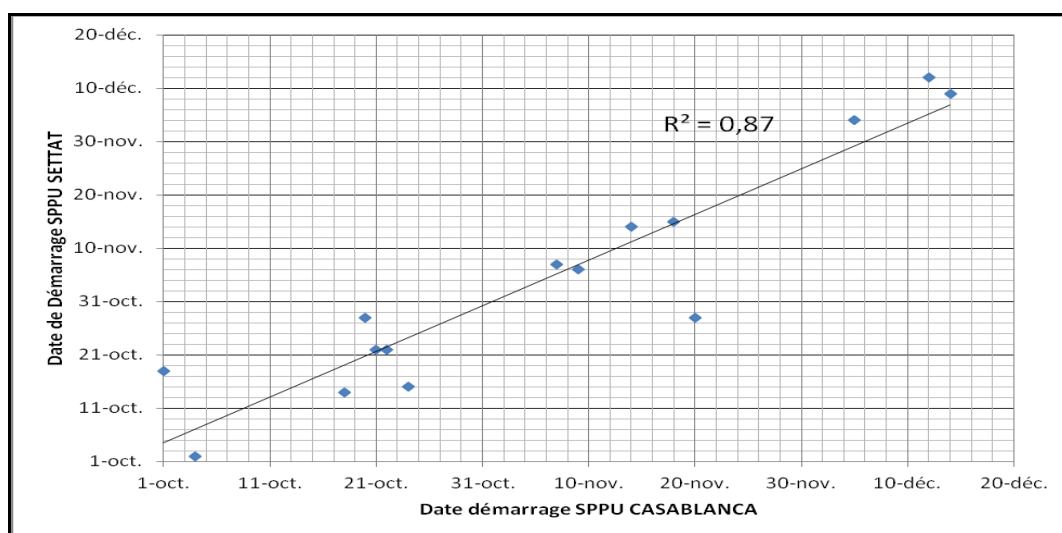


Figure 4. Relation entre dates de démarrage des SPPU annuelles de Settat et celles de Casablanca

2.2. Simulations du modèle Wofost à différentes dates de semis

WOFOST est un modèle mécaniste qui simule la croissance des cultures sur la base des processus sous-jacents comme la photosynthèse et la respiration, et de la façon dont ces processus sont affectés par les conditions du milieu. Le modèle décrit la croissance des cultures comme l'accumulation de biomasse en combinaison avec le développement phénologique. Il simule le cycle de la plante depuis le semis jusqu'à la maturité à partir des données météorologiques. Le modèle distingue la production potentielle et la production limitée par la disponibilité en eau pour le blé, le maïs-grain, l'orge....

Il est important de noter que les simulations du Modèle Wofost ont été effectuées pour différentes dates de semis (23-nov., 06-déc., 16-déc.) du blé d'hiver, sur la période qui s'étale de 2000-2001 et 2015-2016 pour la station de Settat. L'année civile a été remplacée par l'année agricole : le 1^{er} jour julien coïncide avec le 1^{er} septembre de l'année K.

La figure 5 montre que les rendements sont au maximum pour les dates de semis du 06 déc., aux alentours de 70 Qt/Ha, et sont de l'ordre de 50 Qt/Ha lors des dates de semis du 23-nov.. Tandis que pour les dates du 16-déc. les rendements potentiels restent en dessous de 65 Qt/Ha.

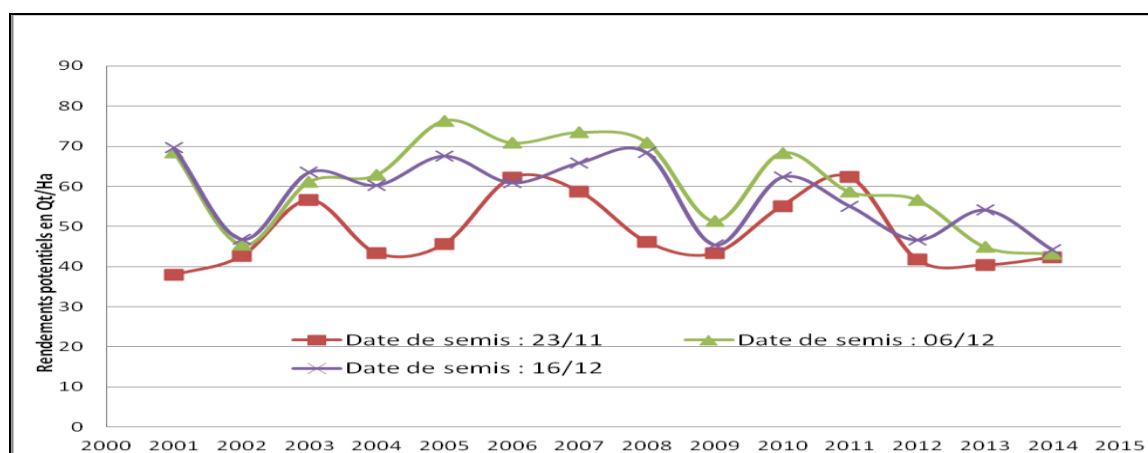


Figure 5. Variation des rendements potentiels du blé d'hiver en fonction de la date de semis à Settat

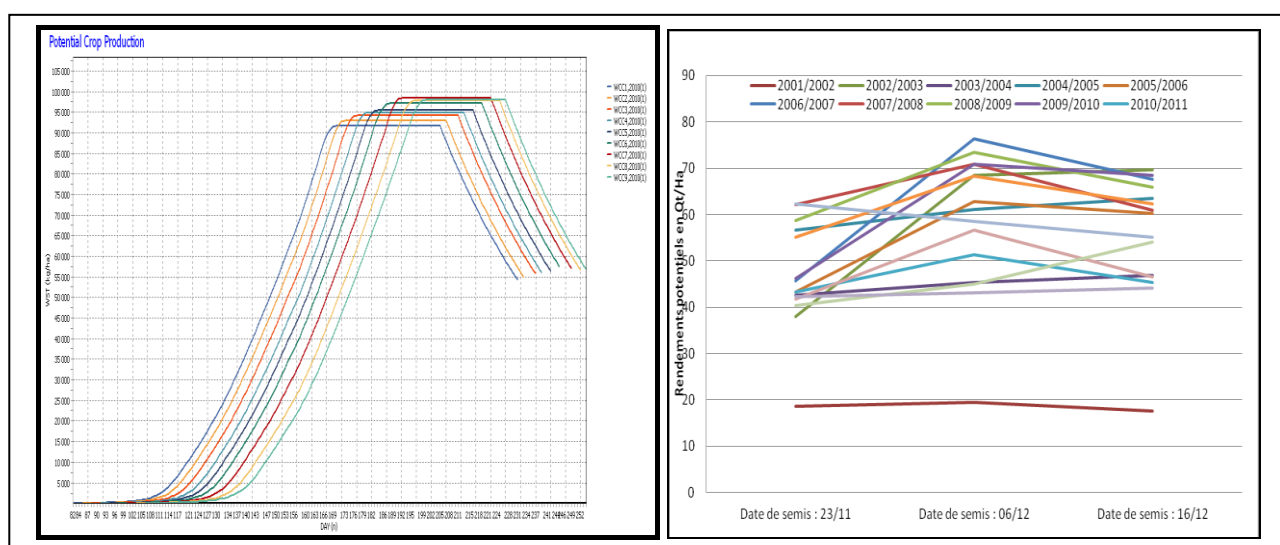


Figure 6. Résultats des simulations à différentes dates de semis : les rendements potentiels par le modèle Wofost

Les rendements sont fortement influencés par la date de semis et par le contexte climatique de la zone d'étude. D'après la figure 6, il ressort que le maximum des rendements potentiels du blé d'hiver est enregistré lors de la date de semis du 06-décembre sur toute la période d'étude. Ainsi, la date de semis la plus optimale et favorable pour un rendement attendu se situe aux alentours du 06 décembre de chaque année agricole. Toutefois il convient aussi de signaler que ces 5 dernières années, le démarrage des saisons de pluies potentiellement utiles accuse un retard qui varie entre 15 et 30 jours (figure 2). D'où la nécessité de décaler les dates de semis des céréales à Settat, exactement, vers la fin de la première semaine de chaque mois de décembre.

Conclusion

Les démarrages tardifs du SPPU enregistrés à la Région Casablanca-Settat, commencent à inquiéter sérieusement les agriculteurs au Maroc. Depuis la rupture des années 70, la culture céréalière y est perturbée par la forte variabilité de la pluviométrie. Pour notre étude cette variabilité s'est manifestée sous forme de retard de 15 à 30 jours des démarrages de SPPU et aussi par un décalage des dates optimales de semis (06-déc).

Bibliographie

- Adewi E., Badameli K., Dubreuil, V., 2010. Evolution des saisons des pluies potentiellement utiles au Togo de 1950 à 2000. *Climatologie*, **7**, 89-107.
- 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. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, **16**(1), 15-22.
- Ercicum M., Binard M., Peters J.P., Alexandre J., 1987. Une méthode d'analyse des caractéristiques de la saison des pluies en région sahélienne, cas du Sénégal. *Acte des journées de climatologie*, 5-7 Nov., pp 43-56.
- Etévé G., Derieux M., Bidard P., Laurent D., Stempniak JJ., 1982. Variabilité de la durée de la phase végétative chez le pois (*Pisum sativum* L.). Application à la sélection de types résistants à l'hiver et à la détermination de la date de semis. *Agronomie*, **2**(9), 813-817.
- Laborde J P., Mouhous N. 1998. *Notice d'installation du logiciel HYDROLAB*. Equipe de Gestion et Valorisation de l'Environnement. Université de NICE, France.
- Samba A., 1999. Les logiciels DHC de diagnostic hydrique des cultures. Prévission des rendements du mil en zones soudano-sahéliennes de l'Afrique de l'Ouest. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, **9**(4), 281-288.
- Sebbar A., Fougrach H., Hsain M., Saloui A., Badri W., 2011 : Etude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935 – 2004). *Sécheresse*, **22**, 139-48.
- Sebbar A., Fougrach H., Hsaine M. et Badri W., 2012 : Étude des variations climatiques de la région centre du Maroc. *Actes du XXVe colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Grenoble, 709-714.
- Stèpànek P., 2005: AnClim – software for time series analysis. Dpt of Geog, Fac, of Nat Sc, MU Brno, **1**, 47
- Tchiadeu G., Tsalefac M., Mbayi R., 1999. Délimitation de la saison des pluies dans le Nord-Cameroun (6° - 11° Nord). Publication de l'Association Internationale de Climatologie, **12**, 151-158.

ANALYSE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE DANS LE BASSIN VERSANT AGRICOLE DU BANDAMA BLANC, NORD DE LA COTE D'IVOIRE

YAO F. Z.¹, REYNARD E.², FALLOT J.M.³, OUATTARA I.⁴, KOUAKOU E.⁵, SAVANE I.⁶

¹UFR Sciences et Gestion de l'Environnement, Université Nangui Abrogoua, Côte d'Ivoire, f.zokou@yahoo.fr
Institut de géographie et durabilité, Université de Lausanne, Suisse, franck.yao@unil.ch

²Institut de géographie et durabilité, Université de Lausanne, Suisse, emmanuel.reynard@unil.ch

³Institut de géographie et durabilité, Université de Lausanne, Suisse, jean-michel.fallot@unil.ch

⁴UFR Sciences et Gestion de l'Environnement, Université Nangui Abrogoua, Côte d'Ivoire, ismael2x@yahoo.fr

⁵UFR Sciences et Gestion de l'Environnement, Université Nangui Abrogoua, Côte d'Ivoire, kyaoetienne@yahoo.fr

⁶UFR Sciences et Gestion de l'Environnement, Université Nangui Abrogoua, Côte d'Ivoire, isavane@hotmail.com

Résumé : La population dans le bassin versant du Bandama blanc au nord de la Côte d'Ivoire est à majorité rurale et vit essentiellement de l'agriculture. Ce travail analyse les tendances des variables hydro-climatiques du bassin et leurs niveaux de significativité. Les méthodes utilisées sont l'indice standardisé et le test statistique non paramétrique de Mann-Kendall. Les résultats révèlent une tendance à la baisse, bien que peu significative, de la pluviométrie annuelle. Alors que, les précipitations de la saison pluvieuse et du mois le plus pluvieux ont fortement baissé. On constate une tendance à la hausse significative de la température et de l'évapotranspiration potentielle, alors que les écoulements sont en forte baisse. Ces changements dans les séries hydro-climatiques se sont produits dans les années 1970 et 1980. Cette étude se différencie de celles déjà réalisées sur la variabilité climatique au Nord de la Côte d'Ivoire, par les tests statistiques utilisés et la détermination du niveau de significativité des tendances dans les variables hydro-climatiques.

Mots clés : tendances hydro-climatiques ; tests statistiques ; Bandama

Abstract: Population of the white Bandama basin in the northern Côte d'Ivoire is largely rural and relies predominantly on agriculture. We analyzed trends within the watershed hydroclimatic parameters and their significance level. We utilized standardized index and the non-parametric Mann-Kendall statistical test. Results show a decline trend, not enough significant, of annual rainfall, whereas, precipitation of the rainy season and the rainiest month decreased significantly. Temperature and potential evapotranspiration increased significantly whereas a significant decrease trend is observed in discharge data. These changes in hydroclimatic data appeared in the decades 1970-1980. The contribution of this work among many studies already conducted about climate variability in the north of Côte d'Ivoire is dual. On the one hand by the statistical tests which were used. On the other hand by identifying the significance level of trends within hydrometeorological data.

Keywords: hydroclimatic trend; statistical tests; Bandama

Introduction

Il est reconnu que durant la période allant de 1970 à 1980, la région sahélienne de l'Afrique de l'Ouest a été marquée par une sécheresse sévère aux conséquences négatives pour le bien-être des populations et l'environnement (Dai *et al.*, 2004). Cependant, les études sur la variabilité hydro climatique dans cette région, couvrant la période allant de la sécheresse jusqu'aux années 2000, ont abouti à des conclusions contrastées. (L'Hôte *et al.*, 2003) suggèrent que la période sèche s'est poursuivi durant les années 1990 avec exceptionnellement quelques années de forte pluviométrie. A l'opposé, (Ozer *et al.*, 2003) indiquent que la région est entrée dans une période humide, avec pour exemple les inondations enregistrées dans certaines agglomérations. s j

Le bassin versant du Bandama blanc, au Nord de la Côte d'Ivoire, fait partie de la zone soudano-sahélienne de l'Afrique de l'Ouest. Il présente un climat de type soudano-sahélien (régime tropical de transition) enregistrant deux saisons contrastées dans l'année, une période sèche et une période pluvieuse, durant chacune en moyenne 6 mois dans l'année. Plusieurs études conduites sur les fluctuations climatiques dans cette zone ont indiqué une persistance des conditions de sécheresse (Paturel *et al.*, 1998). Malheureusement, la plupart de ces études

aussi bien anciennes que récentes se limitent autour des années 2000 car la disponibilité de données fiables issues des réseaux de mesures a progressivement baissé et cessé à l'avènement de la crise politique qu'a connu le pays en 2002. De plus, les méthodes statistiques employées, généralement, sont les tests statistiques de Pettitt, Buishand, Lee et Heghinian et Hubert, tous utilisés avec le logiciel KhronoStat (IRD, 1998).

Dans un tel contexte, parmi les défis pour la recherche scientifique, figure l'utilisation d'autres méthodes statistiques sur ce bassin pour préciser les fluctuations climatiques et surtout identifier le niveau de significativité des tendances intervenues dans les variables hydro-climatiques.

L'objectif de ce travail est de réexaminer les tendances hydro climatiques intervenues sur la période allant de 1950 à 2000 et d'identifier leurs amplitudes par l'utilisation de la technique de l'indice standardisé couplée avec le test statistique de Mann-Kendall qui a déjà montré son efficacité lors d'études de la variabilité climatique dans d'autres zones géographiques (Faye, 2017).

1. Site d'étude et méthodologie

Le bassin versant du Bandama blanc au Nord de la Côte d'Ivoire est une partie du bassin du fleuve Bandama. Il est localisé entre 9°22 et 10°26 de latitude Nord et entre 5°00 et 6°30 de longitude Ouest (Figure 1) et couvre totalement ou en partie les localités de Ferkessédougou, Ouangolodougou, Dikodougou, Korhogo, M'bengué, Sinematiali, Boundiali et Niakaramadougou. Sa superficie est de 12 750 km², avec une population estimée à 1 607 497 habitants à majorité rurale vivant essentiellement de la culture du coton, de l'anacarde et de l'élevage (INS, 2014).

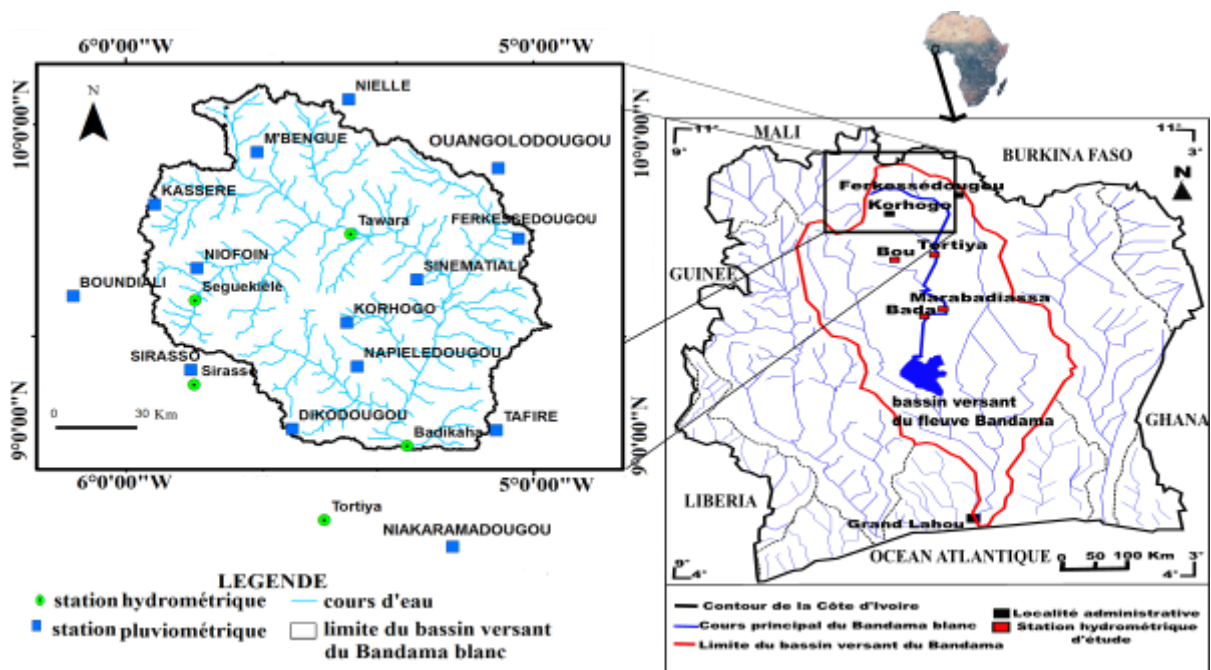


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude

Les données climatiques utilisées dans cette étude sont au pas de temps mensuel et ont été obtenues auprès de la Société de d'Exploitation et de Développement Aéroportuaire Aéronautique et Météorologique (SODEXAM) et de la Compagnie Africaine de Sucre de Côte d'Ivoire (SUCAF). Elles concernent les stations pluviométriques de Boundiali, Ferkessédougou, Korhogo et Ouangolodougou. La station hydrométrique de Badikaha, située

à l'exutoire du bassin d'étude, a servi pour les données de débit. La station synoptique de Korhogo a été utilisée pour la température. L'évapotranspiration potentielle a été estimée, par la méthode de Thornthwaite, à partir des données de température de la station synoptique de Korhogo. Compte tenu de la faible variabilité spatiale de ces deux paramètres, on peut estimer les informations fournies par la station de Korhogo comme suffisantes (Dezetter, 1991).

Les données pluviométriques des stations de Boundiali, Ferkessedougou, Korhogo et Ouangolodougou ont été utilisées car elles présentant les plus longues chroniques et peu de lacunes. Ces données ont été comblées soit par les valeurs de pluie de stations voisines ayant fonctionné durant le mois manquant, soit par la moyenne pondérée par la tendance mensuelle des stations.

L'analyse des régressions linéaires et des corrélations entre la station de Badikaha, située à l'exutoire, et les stations voisines de Tortiya, Tawara, Seguékiélé et Sirasso, ont permis de combler les lacunes les séries hydrométriques de Badikaha (Ardoin-Bardin, 2004).

L'indice standardisé d'une variable hydrologique ou météorologique est l'écart relatif entre la valeur et la moyenne de cette variable mesurée à une station (Da Silva *et al.*, 2015). Il a permis de montrer les tendances dans les séries hydro-climatiques.

Le test statistique non paramétrique de Mann-Kendall a permis de savoir si les tendances (à la hausse ou à la baisse) observées dans les séries de données sont importantes ou pas en fonction des seuils de significativité (5 et 10 %) (Liuzzo *et al.*, 2017).

2. Résultats

A partir de l'application de la méthode de l'indice standardisé, les résultats ont permis de dégager trois tendances majeures dans les séries pluviométriques annuelles (Figure 2), saisonnières et mensuelles du bassin. D'abord, à partir de 1950 a débuté une période humide et de hautes eaux qui a duré jusqu'aux années 1970. Particulièrement, à la station de Ouangolodougou, cette période humide a déjà pris fin en 1960. Cela est confirmé par les indices de pluie avoisinant +2, un débit moyen annuel ($164.2 \text{ m}^3/\text{s}$) supérieur au débit moyen annuel de la série ($103 \text{ m}^3/\text{s}$), une pluie moyenne (1500 mm), supérieure à la pluie moyenne annuelle du bassin (1200 mm). Ensuite, exceptionnellement, de 1961 à 1974, la station de Ouangolodougou a enregistré une période normale durant laquelle les indices de pluies étaient proches de 0. Durant cette période humide, on note la survenue de quelques années exceptionnellement sèches (1958, 1961, 1967) sur l'ensemble du bassin d'étude. Enfin, à partir des années 1970 jusqu'à 2000, il y a eu une période sèche, de basses eaux, caractérisée par des indices pluviométriques et hydrométriques négatifs. Durant cette période sèche, la pluie moyenne avoisine 1000 mm et le débit moyen ($60 \text{ m}^3/\text{s}$) est inférieur au débit moyen annuel de la série (Figure 3) avec l'année, 1990, exceptionnellement pluvieuse à Korhogo.

Les indices de température et d'évapotranspiration (Figure 3) se situent en dessous de zéro de 1950 à 1982, ce qui témoigne d'une période (26.4°C) moins chaude que la moyenne annuelle de la région (26.6°C). Par la suite, ces deux paramètres ont une tendance générale croissante jusqu'en 2000, avec une température moyenne égale à 27°C .

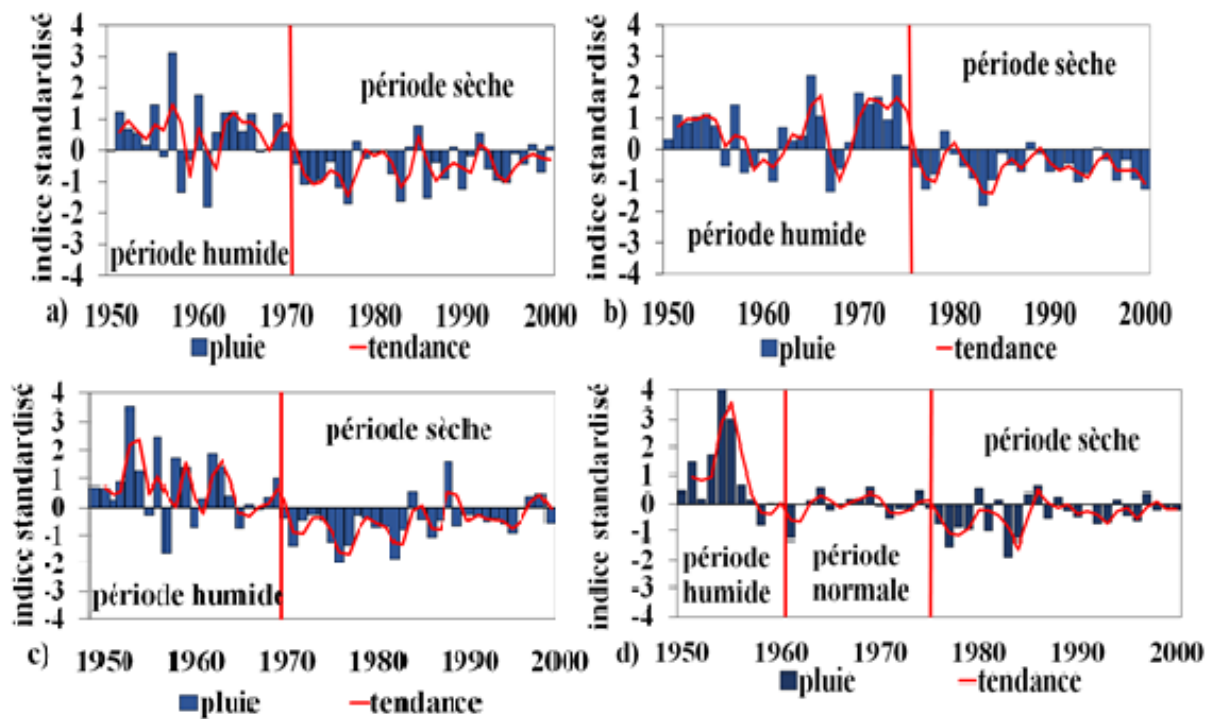


Figure 2 Variations interannuelles de la pluviométrie annuelle sur le bassin d'étude à la station de : a) Boundiali ; b) Ferkessédougou, c) Korhogo et d) Ouangolodougou

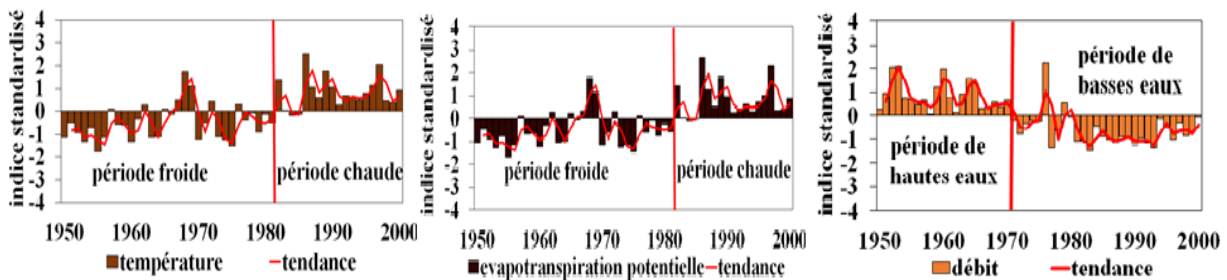


Figure 3 Variations interannuelles de la température et de l'évapotranspiration potentielle à la station synoptique de Korhogo et des écoulements à la station de Badikaha (exutoire du bassin).

Le test statistique de Mann-Kendall a été appliqué aux moyennes pluviométriques annuelle, saisonnière et du mois d'août, mois le plus pluvieux (Tableau 1), ainsi qu'aux moyennes annuelles de température et d'évapotranspiration potentielle. Ce test a permis de quantifier le niveau de significativité des tendances hydro climatiques déterminées précédemment. En effet, la pluviométrie moyenne annuelle sur l'ensemble du bassin d'étude a eu une tendance à la baisse seulement aux stations de Boundiali et Ferkessédougou au niveau de signification de $\alpha=10\%$. Alors que la pluviométrie moyenne en saison pluvieuse présente une tendance à la baisse sur l'ensemble du bassin aux niveaux de signification de 5 et 10 %, sauf à la station de Ferkessédougou, où il n'y a eu aucune tendance à 5% de niveau de signification. La pluie du mois le plus pluvieux, août, ne présente pas de tendance uniquement à la station de Boundiali alors qu'elle a été en baisse dans toutes les autres stations aux niveaux de signification de 5 et 10 %. La température et l'évapotranspiration potentielle ont été à la hausse de manière significative, alors que, l'analyse des séries de débit aux pas de temps annuel, saisonnier et mensuel montre une baisse significative des écoulements (Tableau 2).

Tableau 1. Résultats du test statistique de Mann-Kendall sur la pluviométrie annuelle, saisonnière et mensuelle de 1950 à 2000.

STATIONS	VARIABLES	Z_{MK}	p-value	Résultats des tests de tendance	
				$\alpha= 5\%$	$\alpha= 10\%$
BOUNDIALI	Pluie moyenne annuelle	-1.84	0.06	Pas de tendance	Baisse
	Saison pluvieuse	-2.89	0.00	Baisse	Baisse
	Pluie d'août	-1.57	0.11	Pas de tendance	Pas de tendance
FERKESSEDOUGOU	Pluie moyenne annuelle	-1.73	0.08	Pas de tendance	Baisse
	Saison pluvieuse	-1.67	0.09	Pas de tendance	Baisse
	Pluie d'août	-2.40	0.01	Baisse	Baisse
KORHOGO	Pluie moyenne annuelle	-1.10	0.26	Pas de tendance	Pas de tendance
	Saison pluvieuse	-2.39	0.01	Baisse	Baisse
	pluie d'août	-2.72	0.00	Baisse	Baisse
OUANGOLODOUGOU	Puie moyenne annuelle	-1.41	0.15	Pas de tendance	Pas de tendance
	Saison pluvieuse	-1.98	0.04	Baisse	Baisse
	Pluie d'août	-2.12	0.03	Baisse	Baisse

Tableau 2. Résultats du test statistique de Mann-Kendall sur les séries de température, évapotranspiration potentielle et débit de 1950 à 2000.

VARIABLES	PAS DE TEMPS	Z_{MK}	p-value	Résultats des tests de tendance	
				$\alpha= 5\%$	$\alpha= 10\%$
TEMPERATURE A LA STATION SYNOPTIQUE DE KORHOGO	Annuel	2.97	0.00	Hausse	Hausse
	Saison sèche	4.28	0.00	Hausse	Hausse
	Janvier	4.74	0.00	Hausse	Hausse
EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE A LA STATION SYNOPTIQUE DE KORHOGO	Annuel	2.74	0.00	Hausse	Hausse
	Saison sèche	4.54	0.00	Hausse	Hausse
	Janvier	4.30	0.00	Hausse	Hausse
DEBIT A LA STATION HYDROMETRIQUE DE BADIKAHA	Annuel	-8.98	0.00	Baisse	Baisse
	Saison humide	-5.53	0.00	Baisse	Baisse
	Septembre	-4.48	0.00	Baisse	Baisse

Sur le plan spatial, le test non paramétrique de Mann-Kendall a montré une variation des tendances et niveaux de significativité des paramètres hydroclimatiques aux différents pas de temps annuel (a), saisonnier (b) et mensuel (c) (Figure 4).

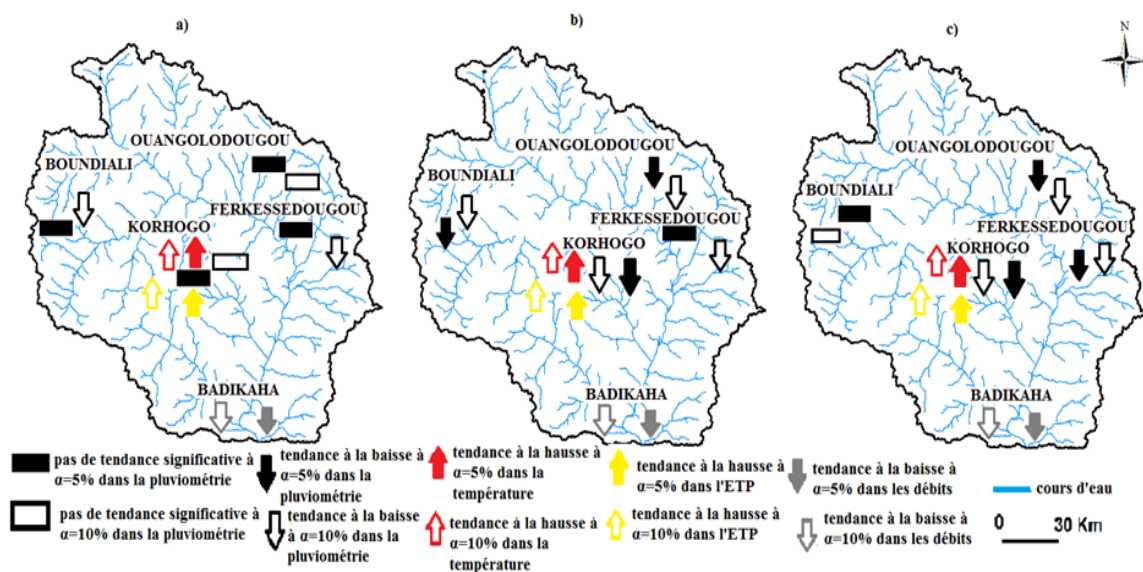


Figure 4. Variation spatiale dans les tendances des paramètres hydro-climatiques par le test de Mann-Kendall de 1950 à 2000.

Conclusion

Les résultats obtenus dans cette étude corroborent ceux obtenus dans d'autres travaux sur la variabilité climatique dans le bassin d'étude (Kouakou *et al.*, 2014). La tendance à la baisse de la pluviométrie mise en évidence par la méthode de l'indice standardisé (Figure 2 et 3) est peu significative statistiquement (Tableau 1 et 2), alors que la tendance à la hausse des températures et de l'évapotranspiration présente une significativité plus élevée. Cela porte à conclure que les changements du bilan hydrique ont été plus fortement influencé par l'augmentation de la température et de l'évapotranspiration que par la diminution de la pluviométrie. Par ailleurs, la diminution des écoulements significative suggère que des facteurs anthropiques (croissance démographique, développement de l'agriculture...) seraient à l'origine de la forte baisse des débits.

Remerciements

Nous adressons nos vifs remerciements à la Confédération Suisse qui finance ces travaux de recherche à travers la bourse d'excellence pour étudiants étrangers obtenue par Franck Zokou YAO.

Bibliographie

- Ardoin-Bardin S., 2004. *Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne*. Thèse de doctorat. Université de Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc. Spécialité : Mécanique, Génie Mécanique, Génie civil, 437 p.
- Dai A., Lamb P. J., Trenberth K. E., Hulme M., Jones P. D., Xie P., 2004. The recent Sahel drought is real. *International Journal of Climatology*, **24**, 1323-1331.
- Da Silva M. R., Santos G. A. C., Moreira M., Corte-real J., Silva L. C. V., Medeiros C. I., 2015. Rainfall and river flow trends using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in the Cobres River basin. *Natural Hazard*, **77**, 1205-1221.
- Dezetter A., 1991. *Modélisation globale de la relation pluie débit. Application en zone de savanes soudanaises (Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire)*. Thèse de Doctorat. Université de Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc. Spécialité : Mécanique, Génie mécanique, Génie civil, 274 p.
- Faye, C., 2017. Variabilité et tendances observées sur les débits moyens mensuels, saisonniers et annuels dans le bassin de la Falémé (Sénégal). *Hydrological Sciences Journal*, **62**, 259-269.
- Institut National de la Statistique (INS). 2014. *Résultats globaux du Recensement Général de la Population et de l'Habitat*. 26 p.
- Institut de Recherche et Développement (IRD), 1998. *KhronoStat version 1.0*. Logiciel, IRD, Montpellier.
- URL: www.hydrosciences.org/spip.php.article239.
- Kouakou E.; Koné, B.; N'Go A.; Cissé G.; Ifejika Speranza C.; Savané I., 2014. Ground water sensitivity to climate variability in the white Bandama basin, Ivory Coast. *SpringerPlus*, **3**, 226. 11 p.
- L'Hôte Y., Mahe G., Some B., 2003. The 1990s rainfall in the Sahel: the third driest decade since the beginning of the century. *Hydrological Sciences Journal*, **48**, 3. pp 493-496.
- Liuzzo L., Enrico Bono E., Sammartano V., Freni G., 2017. Long-term temperature changes in Sicily, Southern Italy. *Atmospheric Research*, **198**, 44-55.
- Ozer P., Ercicum M., Demaree G., Vandiepanbeek M. (2003) The Sahelian drought may have ended during the 1990s, *Hydrological Sciences Journal*, **48**, 489-492.
- Patuel J. E., Servat E., Delattre O. M., 1998. Analyse de série pluviométrique de longue durée en Afrique de l'Ouest et centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique. *Journal des sciences hydrologiques*, **43**, 937-945.

Autre

LES TYPES DE CLIMATS ANNUELS COMME MARQUEURS DU CHANGEMENT CLIMATIQUE AU BRÉSIL DE 1964 A 2015

DUBREUIL V.¹, FANTE K.P.², PLANCHON O.¹, SANT'ANNA NETO J.L.²

¹ LETG-Rennes-COSTEL, UMR 6554 CNRS, Université Rennes 2, France. vincent.dubreuil@uhb.fr ; olivier.planchon@uhb.fr

² Universidade Estadual Paulista (UNESP), Presidente Prudente, Brésil. karimefante@hotmail.com , joaolima@fct.unesp.br

Résumé : Les types de climats annuels (TCA) fondés sur la classification de Köppen ont permis de montrer la diversité des situations régionales au Brésil. Cette approche n'aborde cependant l'étude de la fréquence des TCA que pour une seule période dans son ensemble (1961-2015) sans prendre en compte les différences pouvant résulter des changements climatiques observés au cours de ces cinq décennies. L'objectif de cet article est d'analyser comment la fréquence des TCA a évolué au cours du temps en séparant la période en deux sous-périodes de durée égale, soit 26 ans : 1965-1989 et 1990-2015. Les résultats montrent que 35 stations (17%) ont changé de type moyen de Köppen, avec une régression sensible des types tropicaux humides (Af et Am) et des types tempérés (C). En revanche les types tropicaux (Aw), arides et semi-arides (B) progressent entre les deux périodes montrant des modifications sensibles des limites climatiques au Brésil.

Mots-Clés : Changement climatique, Brésil, Type de climat annuel, Köppen.

Abstract: *TYPES OF ANNUAL CLIMATES AS MARKERS OF CLIMATE CHANGE IN BRAZIL FROM 1964 TO 2015.* The annual climate types (TCA) based on the Köppen classification have shown the diversity of regional situations in Brazil. However, this approach addressed the study of the frequency of TCA for only one period as a whole (1961-2015) without taking into account the differences that may result from the climatic changes observed during these five decades. The purpose of this paper is to analyze how the frequency of TCA has evolved over time by separating the period into two sub-periods of equal duration, i.e. 26 years: 1965-1989 and 1990-2015. The results show that 35 stations (17%) changed from the average Köppen's type, with significant regression of wet tropical types (Af and Am) and temperate types (C). On the other hand, the tropical (Aw), arid and semi-arid (B) types progress between the two periods showing significant modifications of the climatic limits in Brazil.

Keywords: Climate change, Brazil, Annual climate type, Köppen.

Introduction

Les types de climats annuels (TCA) fondés sur la classification de Köppen ont permis de montrer la diversité des situations régionales au Brésil (Dubreuil et al., 2017). Certains types sont largement représentés dans l'intérieur du pays tant sur le plan spatial qu'en terme de fréquence temporelle : le type Aw (climat tropical à saisons alternées) représente ainsi à lui seul près de la moitié des observations. Les types tempérés (C) dominent dans le sud du pays tandis que les types arides (B) se rencontrent dans le nord-est et les climats tropicaux humides (Af) dans le Nord. Cette première étude avait permis de proposer une nouvelle synthèse cartographique des climats du Brésil en distinguant les noyaux forts, c'est à dire l'ensemble des stations appartenant le plus fréquemment à un type donné, et les aires de transition, correspondant aux stations qui, selon les années, pouvaient connaître des TCA différents.

Cette première étude n'abordait cependant l'étude de la fréquence des TCA que pour une seule période dans son ensemble (1961-2015) sans prendre en compte les différences pouvant résulter des changements climatiques observés au cours de ces cinq décennies. L'objectif de cet article est d'analyser comment la fréquence des TCA a évolué au cours du temps en comparant deux sous-périodes de durée égale (1965-1989 et 1990-2015), s'inspirant de l'étude de l'évolution des climats selon Köppen de Rubel et Kottek (2010).

1. Données et méthodes

1.1. De la classification de Köppen aux fréquences des types de climats annuels (TCA)

Dans cette étude, il s'agit donc de reprendre la méthodologie utilisée par différents auteurs (Planchon et Rosier, 2005; Quenol et al., 2008; Eveno et al., 2016; Dubreuil et al., 2017) et d'appliquer la méthode de Köppen non pas aux moyennes calculées sur une longue période mais pour chaque année prise indépendamment : on définit ainsi un «Type de Climat Annuel» (TCA) pour chaque année considérée (Brisse et al., 1982). Dans un second temps, une approche en terme de fréquence permet de préciser pour chaque station la proportion de TCA sur une période donnée. On peut ainsi clairement différencier des stations où le type de climat annuel est souvent le même et d'autres où il varie fortement d'une année à l'autre (figure 1).

Les seuils définis pour les TCA sont les mêmes que ceux proposés originellement dans la classification de Köppen et reposent sur les données de température et précipitations observées pour chaque mois et chaque année (Köppen, 1901; Kottek et al., 2006). L'approche classique distingue les climats en fonction de leurs régimes thermiques (A, C, D, E et sous types a, b, c, d, h et d) et pluviométriques (BW, BS et sous types f, m, s et w). Pour le Brésil, les grands types de climats de Köppen sont ainsi : Af, climat chaud sans saison sèche; Am, climat chaud de mousson; As, climat chaud à pluie d'hiver; Aw, climat chaud à pluie d'été; BWh, climat aride et chaud; BSh, climat semi-aride et chaud; Cfa, climat tempéré sans saison sèche et à été chaud; Cfb, climat tempéré sans saison sèche et à été frais; Cwa, climat tempéré à été chaud et humide; Cwb, climat tempéré à été frais et humide. Les seuils utilisés pour définir ces types peuvent être consultés dans Dubreuil et al., 2017.

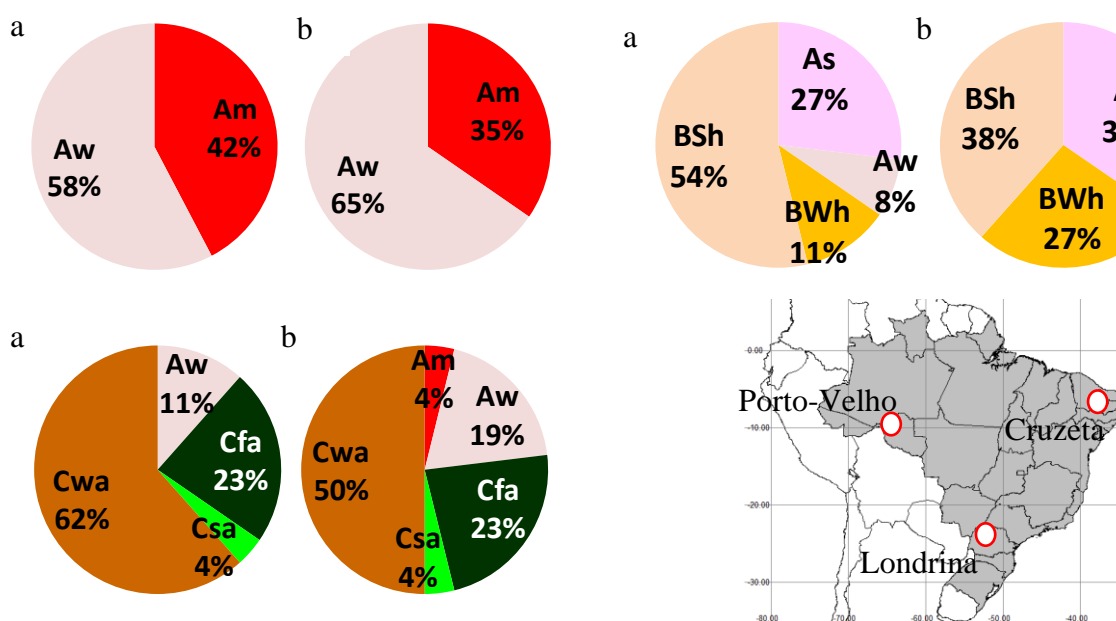


Figure 1. Exemple de fréquences des types de climats annuels (TCA) pour Porto Velho (en haut à gauche), Cruzeta (en haut à droite) et Londrina (en bas à gauche) pour les périodes 1964-1989 (a) et 1990-2015 (b) : voir dans le texte la signification des TCA.

1.2. Base de données utilisée

Pour cette étude, les données de température et de précipitations moyennes mensuelles ont été utilisées pour l'ensemble des années couvrant la période de 1964 à 2015, soit 52 années complètes. L'ensemble des données utilisées ont été acquises à partir de la banque de données BDMEP (Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa) de l'INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) du Brésil, disponibles en ligne. Des données manquantes ont été

obtenues (en ligne également), auprès du service hydrologique (Hidroweb) de l'ANA (Agência Nacional de Águas) du Brésil : ces données concernent principalement les précipitations où les recherches par stations voisines de la même commune ont permis de combler la plupart des lacunes.

Près de 350 séries ont ainsi été récoltées mais plusieurs séries ont dû être éliminées en raison de lacunes trop importantes ou de discontinuités majeures détectées à la suite de tests d'homogénéités statistiques de ruptures des séries (Pettitt). Au final ce sont 208 stations qui ont été retenues avec un choix délibéré de privilégier une couverture homogène du territoire brésilien afin de compenser la sous-représentation en données de l'ouest et du nord du pays, où la densité des stations disponibles est nettement plus faible (Dubreuil et al., 2017). Par ailleurs, le trop grand nombre de lacunes avant 1964 empêche de comparer deux périodes trentenaires. Aussi, pour les 208 stations représentatives de la diversité climatique du Brésil, nous avons comparé les fréquences des TCA entre les deux sous-périodes 1964-1989 et 1990-2015, soit 26 années chacune.

2. Les changements de types moyens : extension de l'aridité nordestine et des climats chauds

Une première série de résultats concerne les types moyens de Köppen calculés pour chacune des deux périodes (figure 2). Les deux cartes montrent la prédominance du type tropical à saisons alternées (Aw) représentant respectivement 46% des stations pour les deux périodes. Les types Af et Am (tropicaux humides et de mousson) sont les types arrivant en deuxième position avec près de 15% des stations concernées alors que le type As ne concerne que moins de 4% des stations. Les types tempérés concernent les stations méridionales, les types humides (Cf) représentant un pourcentage plus élevé (12%) que les types à saison sèche d'hiver (Cw) avec 3% des stations. L'évolution la plus sensible concerne le type semi-aride chaud (BSh) dont le nombre de stations concernées double entre les deux périodes pour passer de 8 à 15 stations, soit plus de 7% des cas.

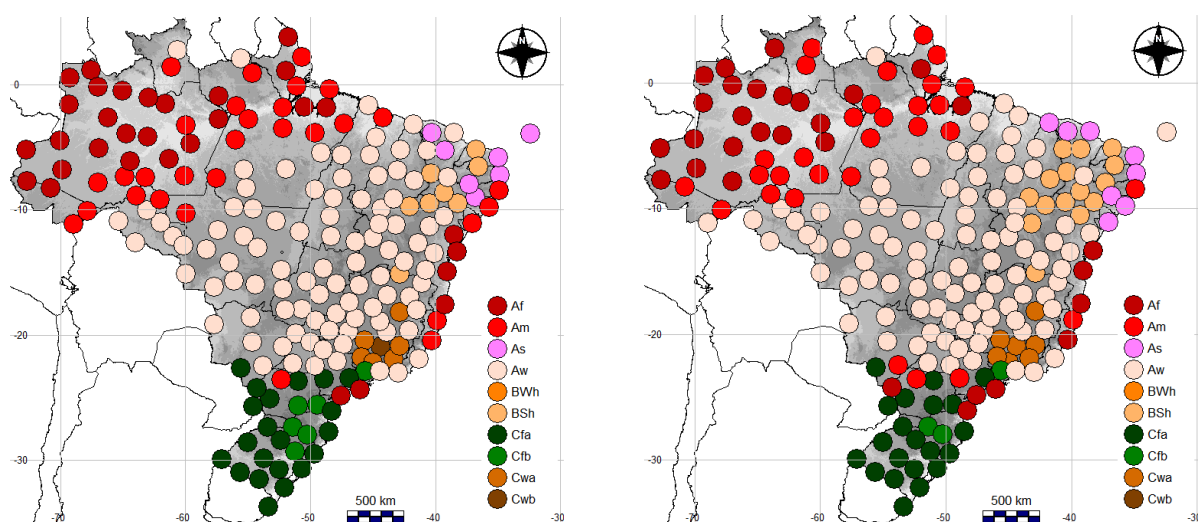


Figure 2. Types moyens de Köppen au Brésil calculés pour les périodes 1964-1989 (à gauche) et 1990-2015 (à droite) : voir dans le texte la signification des TCA.

Le tableau 1 permet de visualiser les types de changements qui s'opèrent entre les deux périodes. On constate que 35 stations (17%) ont changé de type moyen mais souvent avec un bilan qui s'équilibre par type : 10 stations sont passées en type Am tandis que 9 en sont sorties, 3 sont passées en type Cfa mais autant en sont sorties, etc... Les évolutions principales concernent donc le type BSh (bilan de positif de +7) qui concerne l'intérieur du Nord-Est du Brésil et, au sud, le binôme Cwb / Cfb (qui perdent 4 stations sans en gagner). Dans les deux

cas, ces tendances traduisent des évolutions décrites par ailleurs, à savoir : 1) la diminution de la pluviométrie dans le Nord-Est du Brésil et 2) l'élévation des températures observée un peu partout mais qui se marque notamment dans les régions de climats de transition au Sud du pays : c'est d'ailleurs le cas pour la station de Londrina (figure 1) qui passe du type Cfa au type Am, c'est à dire du tempéré chaud au tropical. Mais l'évolution peut aussi concerner des types tempérés frais d'altitude (Cfb) évoluant en tempéré chaud (Cfa) comme Curitiba dans le Paraná.

Tableau 1. Nombre de stations ayant changé de type moyen de Köppen entre 1964-89 et 1990-2015. Chaque case du tableau donne le changement de catégorie entre la première (en ligne) et la deuxième période (en colonne) : par exemple, 6 stations (case grisée) sont passées du type Af au type Am.

Evolution des types moyens entre 1964-89 et 1990-2015	Af	Am	As	Aw	BSh	Cfa	Cwa	Total
Af		6		1				-7
Am	3		2	4				-9
As				1	2			-3
Aw		2	2		5			-9
BSh								0
Cfa	1	2						-3
Cfb						3		-3
Cwb							1	-1
Total	+4	+10	+4	+6	+7	+3	+1	35

3. Des tendances confirmées par les changements de fréquences des TCA

Il s'agit, cette fois-ci de regarder l'évolution en fréquence de l'ensemble des types de climat annuel pour toutes les stations entre les deux périodes (tableau 2). On peut ainsi affiner la variabilité interannuelle par station et s'intéresser à certains types annuels peu fréquents (Csb et BWh) qui ne s'expriment pas en termes de climats moyens. Le type Csa est plus original car il représente au sud du pays un TCA fréquent (environ 3% de l'ensemble) mais qui disparaît systématiquement en moyenne au profit du type Cfa ! Ce tableau permet de confirmer la tendance à l'extension de la chaleur tropicale vers le sud du Brésil avec une baisse de la fréquence de tous les types C; seul le type Cfa échappe à la règle mais l'augmentation de ce TCA se fait surtout au détriment des climats frais (Cfb) ; la moindre fréquence des types Csa liée à l'augmentation des pluies dans le sud du Brésil peut aussi l'expliquer (Ely et Dubreuil, 2017).

Tableau 2. Evolution de la fréquence (en %) de l'ensemble des TCA de Köppen au Brésil entre 1964-89 et 1990-2015.

	Af	Am	As	Aw	BWh	BSh	Cfa	Cfb	Csa	Csb	Cwa	Cwb
1964-1989	6.2	14.2	11.4	43.7	0.4	5.3	6.7	1.0	3.3	0.3	6.6	0.9
1990-2015	6.0	13.2	11.8	45.1	1.3	6.2	7.0	0.6	2.6	0.1	5.4	0.6
Evolution	-0.2	-1.0	0.4	1.4	0.9	0.9	0.3	-0.4	-0.6	-0.2	-1.2	-0.2

L'autre évolution confirmée par ce tableau 2 est l'extension des TCA "secs et chauds" BSh et BWh. Les TCA arides voient leur fréquence tripler entre les deux périodes ce qui vient confirmer la forte tendance à la baisse des précipitations du Nord-Est du Brésil : les années de climat "désertique" se sont ainsi multipliées au cours des deux dernières décennies. Pour autant, contrairement à ce que l'on pourrait attendre au vu du tableau 1, les TCA tropicaux à saisons alternées (As ou Aw) ne voient pas leur fréquence diminuer, bien au contraire ! Il faut chercher l'explication plus loin avec la baisse de la fréquence des TCA tropicaux humides (Af et surtout Am). Pour comprendre ces tendances il faut spatialiser les fréquences de ces TCA à l'échelle de l'ensemble du pays.

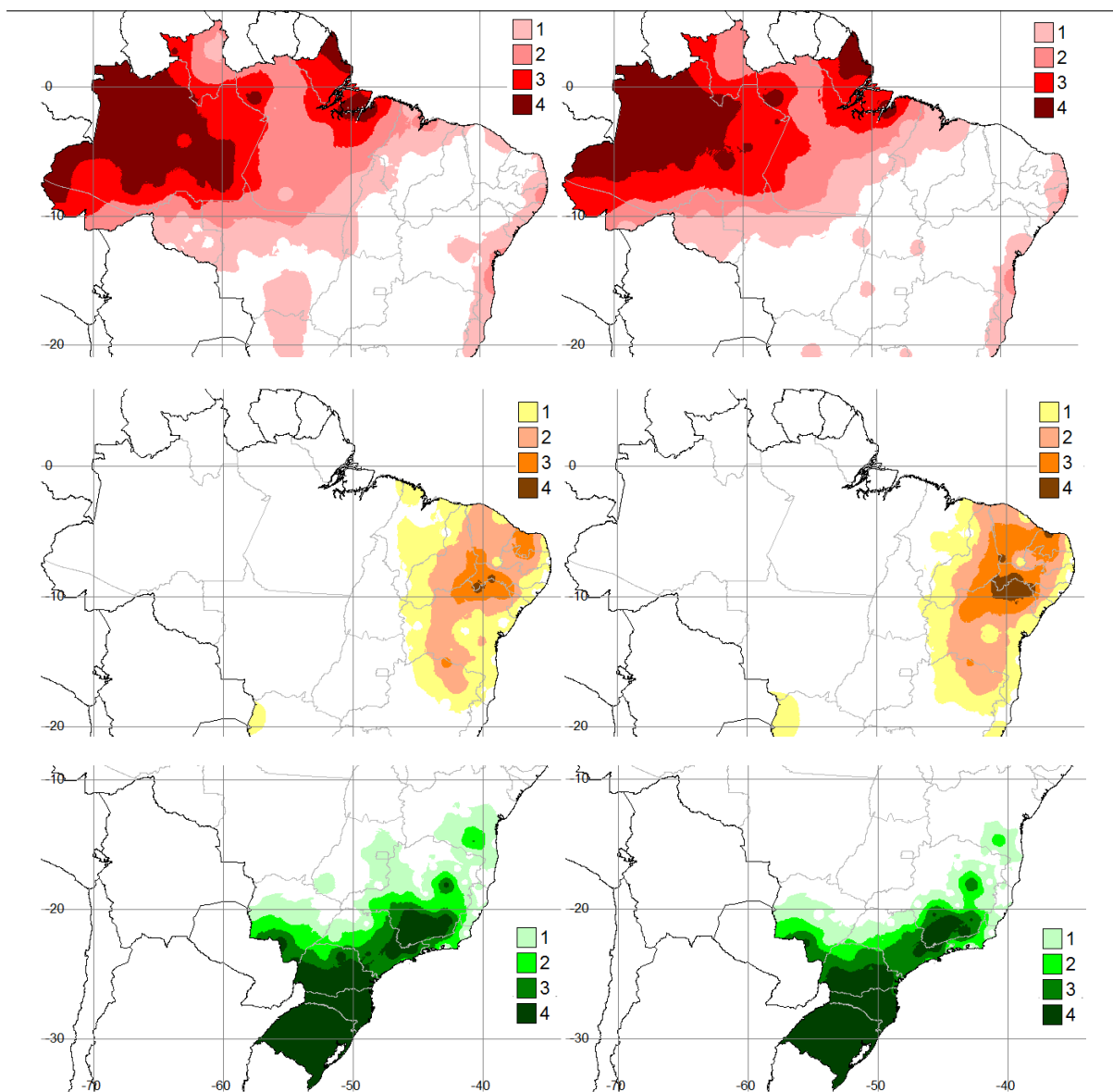


Figure 3. Types moyens de Köppen au Brésil calculés pour les périodes 1964-1989 (à gauche) et 1990-2015 (à droite) : en haut, fréquence des TCA Af et Am cumulés ; au milieu, fréquences des TCA BWh et BSh cumulés ; en bas, fréquences de tous les TCA "C" cumulés. 1 = de un à 5 (20%) TCA observés ; 2 = de 5 à 15 (50%) TCA observés ; 3 = de 15 à 24 (80%) TCA observés ; 4 = plus de 24 (80%) TCA observés.

Les cartes de la figure 3 permettent de mesurer les glissements régionaux des fréquences des principaux TCA. Les climats tropicaux humides (Af et Am cumulés) connaissent un net repli dans le centre-ouest du pays et le sud de l'Amazonie, confirmant la baisse des précipitations observée dans cette région par divers auteurs (Debortoli et al., 2015 ; Arvor et al., 2017). Dans le Nordeste, l'extension des fréquences des TCA "B" confirme l'aridité croissante de l'intérieur de la Bahia jusqu'au littoral (Marengo et al., 2017). Enfin, au sud et au sud-est, les fréquences des TCA "C" ont fortement diminué de l'intérieur du Minas Gérais jusqu'au Paraná en passant par l'Etat de São Paulo où l'augmentation des températures est bien documentée (Fante et al., 2017); les TCA tempérés n'ont également plus été observés dans l'Etat du Goiás et dans la capitale fédérale dans la période récente.

Conclusion

Si cette étude montre que seulement 35 stations brésiliennes sur 208 (17%) ont changé de type moyen de Köppen entre 1965-1989 et 1990-2015, elle montre plus profondément une régression sensible des types de climat annuel Af et Am (climat équatorial et de mousson) au nord et des types tempérés "C" à été frais (Cfb) au sud. En revanche les types tropicaux (Aw), arides et semi-arides (B) progressent entre les deux périodes montrant des modifications sensibles des limites climatiques au Brésil : extension des espaces arides dans le Nordeste, réduction des régions hyper-humides de l'Amazonie, remontée en latitude du domaine tropical aux dépens des régions tempérées. Ces résultats montrent l'intérêt de l'étude de la fréquence des TCA pour mettre en évidence les changements climatiques à l'échelle régionale en tenant compte de la variabilité interannuelle.

Bibliographie

- Alvares C.A., Stape J.L., Sentelhas P.C., De Moraes Gonçalves J.L., Sparovek G., 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, **22** (6), 711-728.
- ANA, 2017: HidroWeb, Sistema de Informações Hidrológicas. <http://hidroweb.ana.gov.br/>
- Arvor D., Funatsu B., Michot V., Dubreuil V., 2017. Monitoring rainfall patterns in the Southern Amazon with PERSIANN-CDR data: long-term characteristics and trends. *Remote Sensing*, **9**, 889-909.
- Brisse H., Grandjouan R., De Ruffray P., 1982. Les types de climats annuels, un mode d'expression des gradients climatiques intégrant les variations interannuelles. *La Météorologie*, VIe série, **31**, 39-81.
- Debortoli N., Dubreuil V., Funatsu B., Delahaye F., Henke C., Rodrigues F.S., Saito C., Fetter R., 2015. Rainfall Patterns in the Southern Amazon: a chronological perspective (1970-2010). *Climatic Change*, **132**, 251-269.
- Dubreuil V., Fante K., Planchon O., Sant'Anna Neto J.L., 2017. Les types de climats annuels au Brésil : une application de la classification de Köppen de 1961 a 2015. *EchoGéo*, **41**, <http://echogeo.revues.org/15017>
- Ely D., Dubreuil V., 2017. Análise das tendências espaço-temporais das precipitações anuais para o estado do Paraná – Brasil. *Revista Brasileira de Climatologia*, **21**, 553-569.
- Eveno M., Planchon O., Oszwald J., Dubreuil V., Quénot H., 2016. Variabilité et changement climatique en France : analyses au moyen de la classification de Köppen et des « types de climats annuels ». *Climatologie*, **13**, 47-70.
- Fante K., Dubreuil V., Sant'Anna Neto J.L., 2017. Variabilité et tendances des températures dans les villes de l'Etat de São Paulo / Brésil. *Actes du XXXe Colloque de l'AIC*, Sfax, Tunisie, 79-83.
- INMET, 2017. Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa. «Fonte : Dados da Rede do INMET». <http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/inicio.php>
- Köppen W., 1901. Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *Meteorologische Zeitschrift*, **18**, 106-120.
- Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudolf B., Rubel F., 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, **15**, 259-263.
- Marengo J.A., Rodrigues Torres R., Muniz Alves L., 2017. Drought in Northeast Brazil—past, present, and future. *Theoretical and Applied Climatology*. **129**(3–4), 1189–1200.
- Planchon O., Rosier, K., 2005. Climat et variabilité climatique dans le Nord-Ouest de l'Argentine : problèmes posés et analyse durant la deuxième moitié du vingtième siècle. *Annales de l'Association Internationale de Climatologie*, **2**, 55-76.
- Quénot H., Planchon O., Wahl L., 2008. Méthodes d'identification des climats viticoles. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, **51**, 127-137.
- Rubel F., Kottek M., 2010. Observed and projected climate shifts 1901-2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. *Meteorologische Zeitschrift*, **19**, 135-141.

CARTOGRAPHIE MULTIVARIÉE DES TYPES DE CLIMATS DU NOUVEAU-BRUNSWICK, CANADA (1981-2010)

FORTIN, G. ¹ et DUBREUIL, V. ²

¹Département d'histoire et de géographie, Université de Moncton, 18 avenue Antonine-Maillet, Moncton, Nouveau-Brunswick, Canada [guillaume.fortin@umoncton.ca]

²COSTEL LETG UMR 654 CNRS – FR/IFR CAREN, Université Rennes 2 -vincent.dubreuil@univ-rennes2.fr

Résumé : Une approche multivariée pour réaliser une carte des types de climats à l'échelle de la province du Nouveau-Brunswick a été réalisée afin de mieux comprendre la distribution des climats sur l'ensemble de son territoire. Une approche par composantes principales a été utilisée pour créer plusieurs types de climats à partir de 45 stations météorologiques réparties sur le territoire étudié. Nous avons utilisé 16 variables climatiques ainsi que quatre variables géographiques qui ont été combinées afin de créer dix types de climats pour la province. Un système d'information géographique a permis de réaliser les divers traitements menant à la création de la carte des types de climats de la province. L'approche utilisée est simple et efficace, elle pourrait être utilisée pour d'autres territoires afin de procéder à des mises à jour ou à la création de cartes des types de climats.

Mots-clés : carte, typologie, climats, approche multivariée, Nouveau-Brunswick.

Abstract: *Multivariate mapping of climate types from New Brunswick, Canada (1981-2010).* A multivariate approach to map the climate types across the province of New Brunswick was conducted to better understand the distribution of climates across the province. A principal component analysis approach was used to create several climate types from 45 weather stations across the study area. We used 16 climatic variables as well as four geographic variables that were combined to create 10 types of climates for the province. A geographic information system was used to carry out the various treatments leading to the creation of the province's climate type map. The approach used is simple and effective and could be used for other regions to update or create climate type maps.

Keywords: map, typology, climates, multivariate approach, New Brunswick.

Introduction

Une meilleure connaissance du climat nécessite des données climatiques de qualité, ce qui peut aider à réduire la vulnérabilité des populations et les impacts du climat sur certaines activités tel que la foresterie, l'agriculture, les transports... Dans le cadre d'études récentes portant soit sur la variabilité et/ou les tendances climatiques à l'échelle du Canada, on ne compte souvent qu'une seule station météorologique pour la province du Nouveau-Brunswick (N.-B.), située dans le sud-est du Canada. Cela s'explique généralement soit par la disponibilité des données donc soit la durée ou la qualité des données (Vincent *et al.*, 2012) ou par l'échelle d'analyse utilisée. Il en résulte une méconnaissance des climats aux échelles plus fines. L'étude des climats à l'échelle régionale permet d'aider et d'orienter les décisions en termes d'aménagement et de gestion du territoire mais aussi de proposer des solutions d'adaptation qui soient bien adaptées aux changements climatiques qui surviennent à cette échelle.

À l'échelle du N.-B., un nombre important d'évènements météorologiques et climatiques extrêmes a été observé au cours des dernières décennies, ce qui a notamment provoqué des inondations côtières et fluviales (Collins *et al.*, 2014), des tempêtes de neige et de verglas, des sécheresses et des vagues de chaleur et de froid (Mallet *et al.*, 2017). Au Canada, les pertes financières annuelles moyennes, pour la période de 2016 à 2020, causées par les risques naturels (ouragans, tempêtes de convection, tempêtes hivernales et inondations) sont estimées à près de 4,920 milliards de dollars (Story, 2016). Parmi les outils les plus communément utilisés pour l'aménagement et la gestion du territoire, il y a les cartes thématiques présentant les types de climats à l'échelle régionale telle que celles réalisées par

Joly *et al.* (2010) pour la France ou par Gerardin et McKenney (2001) pour la province du Québec au Canada. Dans la province du Nouveau-Brunswick, une telle carte date existe mais elle utilise des données couvrant la période de 1954 à 1979 (van Groenewoud, 1984) et nécessite une mise à jour. Le but principal de notre étude consiste à présenter une méthode simple de cartographie des types de climats à l'échelle régionale en prenant l'exemple du Nouveau-Brunswick. Une analyse en composantes principales a été utilisée et la combinaison des couches d'information obtenues dans un système d'information géographique (SIG) a permis de réaliser une carte des principaux types de climats du N.-B. Cette carte des climats constitue un outil simple et efficace qui permet de discriminer visuellement les différents types de climats ayant des affinités climatiques et géographiques plutôt que d'isoler chaque variable qui caractérise le climat d'une région.

1. Secteur d'étude

La province du Nouveau-Brunswick couvre une superficie de près de 71 377 km² et compte près de 2 269 km de côtes (Gann, 1998). Le relief varie selon les régions, des plaines de basses altitudes se situent sur les côtes et dans les vallées (du nord au sud) et des zones présentant un relief plus marqué sont présentes au centre et à l'ouest de la partie nord de la province. C'est au centre nord où l'on retrouve le plus haut sommet (Mont Carleton, alt. 820 m) (figure 1). Au centre-sud se trouvent les montagnes Calédoniennes qui sont peu élevées (environ 400 m) qui jouent un rôle de blocage de l'influence maritime de la baie de Fundy vers les régions situées plus au nord. Pour la circulation atmosphérique régionale, la province est influencée par divers systèmes dont l'importance varie en fonction de la saison.

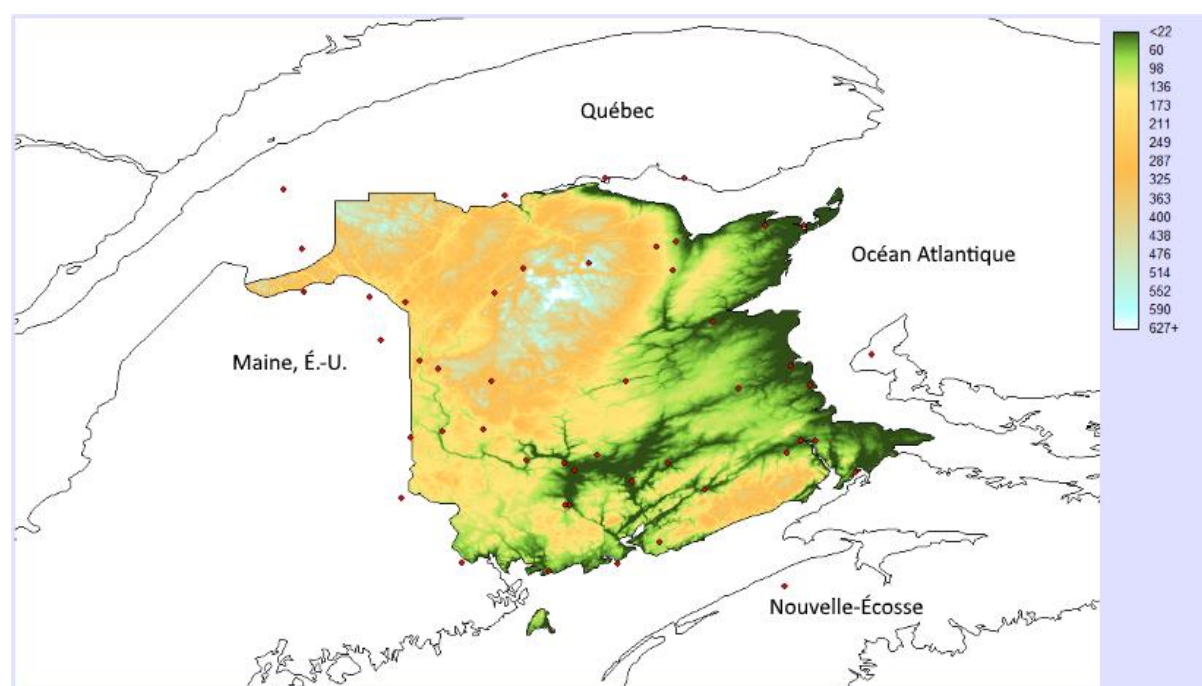


Figure 1. Carte de localisation de la province et répartition des stations météorologiques utilisées pour réaliser la cartographie des types de climats à l'échelle de la province.

2. Données et méthodes

Pour réaliser la carte des types de climats, nous avons retenus 45 stations météorologiques afin de s'assurer d'avoir une représentativité spatiale optimale pour la modélisation de la distribution spatiale des paramètres climatiques (figure 1). La période de 1981-2010 est utilisée comme période de référence et elle permet de bien représenter la situation climatique

récente à l'échelle régionale. En effet, l'absence d'observations dans certains types de territoires (au-dessus d'une altitude donnée par exemple) peut limiter la capacité du modèle à interpoler les valeurs dans ces espaces. La connaissance locale du climat en un point non pourvu d'une station météorologique relève donc de l'extrapolation des valeurs d'une station relativement proche et placée dans un environnement comparable (Joly et Fury, 1998) ou d'une interpolation spatiale à partir d'une grille de points de mesures entourant le secteur d'étude (Carrega, 1994).

Quant au choix des variables nous avons retenu 16 variables climatiques qui nous semblaient les plus significatives pour caractériser le climat régional: 1- température moyenne annuelle; 2- température maximale annuelle moyenne; 3- température minimale annuelle moyenne; 4- quantité de pluie annuelle; 5- quantité de neige annuelle; 6- quantité de précipitation totale annuelle; 7- nombre de jours sans gel; 8- nombre de jours de pluie, (9-) de neige, (10-) de précipitation; 11- température moyenne de janvier et (12-) de juillet; 13- nombre de jours où la température $>30^{\circ}\text{C}$ et (14-) $<-20^{\circ}\text{C}$; 15- degrés-jours $> 18^{\circ}\text{C}$ et 16- $>5^{\circ}\text{C}$ et 4 variables géographiques (latitude, longitude, altitude, distance à la mer) pour créer les classes de climat. Les variables utilisées sont en partie différentes de celles utilisées par van Groenewoud (1984) et Joly et al. (2010).

La méthode utilisée pour l'interpolation des paramètres climatiques est celle de la régression multiple. Elle consiste à combiner de manière mathématique un certain nombre de facteurs géographiques explicatifs du paramètre recherché (Dubreuil et al., 2002). Dans la démarche utilisée, nous avons cherché des relations statistiques entre une variable climatique considérée comme une variable « dépendante » et plusieurs paramètres géographiques chargés d'expliquer sa distribution spatiale. « Une variable climatique peut être cartographiée en utilisant ses facteurs de variations.

Selon ce principe, des analyses statistiques permettent d'établir le rôle de ces facteurs à travers des modèles de régression calculés sur un échantillon de postes du réseau de mesure » (Charre et de Saintignon, 1997). Le choix des paramètres explicatifs doit être fondé sur un principe physique connu tel que la diminution de la température de l'air avec l'altitude, une baisse de la fréquence des advections d'air marin, etc. Au total, ce sont quatre facteurs géographiques qui ont été retenus pour cette étude dont l'altitude qui a été dérivée *du Digital Elevation Model Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)* et projetée ici à une résolution spatiale (point de grille) d'un kilomètre.

Il existe différentes méthodes statistiques multivariées qui permettent de regrouper les types de climats en différentes classes. Par exemple, Mezösi et al. (2013) ont utilisé des analyses factorielles, qui servent à réduire le nombre de variables et à obtenir les coefficients factoriels, et en grappes, ces dernières servent à regrouper les différentes régions selon les caractéristiques climatiques. D'autres méthodes peuvent être utilisées comme les matrices de corrélations (R), les matrices de distance (Q) ou les analyses en composantes principales ou ACP (van Groenewoud, 1984). Dans cette étude, c'est l'ACP qui a été choisie, la matrice de corrélations qui en découle aide à évaluer si les premières composantes permettent de regrouper certaines variables et pour expliquer ce regroupement. C'est ainsi que les classes (types) de climat ont été créées.

3. Résultats et discussion

Nos résultats indiquent que la température annuelle moyenne est très bien corrélée avec l'altitude et la latitude mais moins bien avec la distance à la mer et la longitude. La température minimale est aussi corrélée avec l'altitude, la latitude et la longitude mais peu avec la distance à la mer. En fait, aucune des variables climatiques n'est bien corrélée avec la

distance à la mer. La température maximale est corrélée à la latitude et à l'altitude mais pas à la longitude et à la distance à la mer. Les précipitations totales ne sont corrélées à aucune variable géographique.

Nous avons réalisé une carte des températures moyennes annuelles qui tient compte des quatre variables géographiques choisies ce qui nous a permis d'obtenir une équation qui a été utilisée pour réaliser des cartes des températures (moyennes, minimales, maximales). De manière générale, on constate que les températures les plus élevées se situent principalement dans les fonds de vallées principalement au sud selon un gradient orienté SO/NE et qui passe au centre de la province. Cela met en évidence la présence des réseaux hydrographiques sur les cartes. De plus, l'influence de l'altitude sert à expliquer les températures plus douces sur les côtes et dans les plaines situées près du littoral acadien (portion est de la province). Le sud de la province (mis à part la portion où il y a les Montagnes Calédoniennes juste en arrière de la côte de la Baie de Fundy au sud) présente des températures moyennes relativement douces en comparaison des secteurs plus au nord et plus à l'ouest de la province. À cet égard, la combinaison de l'altitude plus élevée et de l'absence de vastes étendues d'eau susceptibles de maintenir des températures plus douces explique en partie pourquoi le centre et l'ouest du nord de la province présente des températures annuelles moyennes plus basses.

D'autre part, il y a peu de corrélations entre la distribution des précipitations et les facteurs géographiques. Cela peut s'expliquer en partie par la faible variabilité des quantités de précipitation à l'échelle de la province. D'autres facteurs plus complexes, tels que la présence d'un relief créant un effet de barrière et causant des précipitations orographiques ne sont pas forcément représentés par les variables que nous avons utilisées. Dans ce cas, l'exposition et l'orientation des versants peuvent jouer un rôle clé dans la formation et la distribution des précipitations. Cependant, le relief est peu marqué au N.-B., ce qui réduit considérablement son influence potentielle sur la pluviométrie.

La combinaison des différentes variables climatiques et géographiques nous a permis de regrouper les différents types de climats en fonction de leurs similitudes. La figure 2 montre la carte des types de climats sur l'ensemble du N.-B. Le tableau 1 présente quelques informations concernant chacune des classes de climat. D'autre part, on constate de grandes similitudes entre la carte des climats réalisée par van Groenewoud (1984) (figure 2) et celle issue de nos travaux, même si les deux cartes ne couvrent pas la période de données utilisées (1959-1979 vs 1981-2010) et que le nombre et la localisation des stations météorologiques (76 vs 45) ne sont pas les mêmes.

Conclusion

Ce travail présente une méthode simple de cartographie qui permet de réaliser une carte des types de climats régionaux. L'exemple de la province du Nouveau-Brunswick a permis d'illustrer à la fois l'efficacité de la méthode mais également d'apprécier l'ampleur des changements climatiques survenus au cours de la période récente (1981-2010) par rapport à la période de 1954-1979 (van Groenewoud 1984). Le résultat obtenu offre une vision intégratrice et compréhensive qui combinent des variables climatiques et géographiques en représentant les différents types de climats plutôt qu'une série de variables climatiques indépendantes. D'autres approches similaires, telle que celle développée par Joly et al., 2010, ont été envisagées, néanmoins la quantité limitée du nombre de stations météorologiques disponibles à l'échelle du Nouveau-Brunswick (en appliquant des critères plus sévères de contrôle de qualité des données) ne nous permettait pas d'utiliser de telles méthodes. La prochaine étape consistera à créer des cartes des climats futurs, en s'appuyant sur divers

scénarios AR5, pour la province afin d'évaluer l'ampleur des changements anticipés pour les divers types de climats.

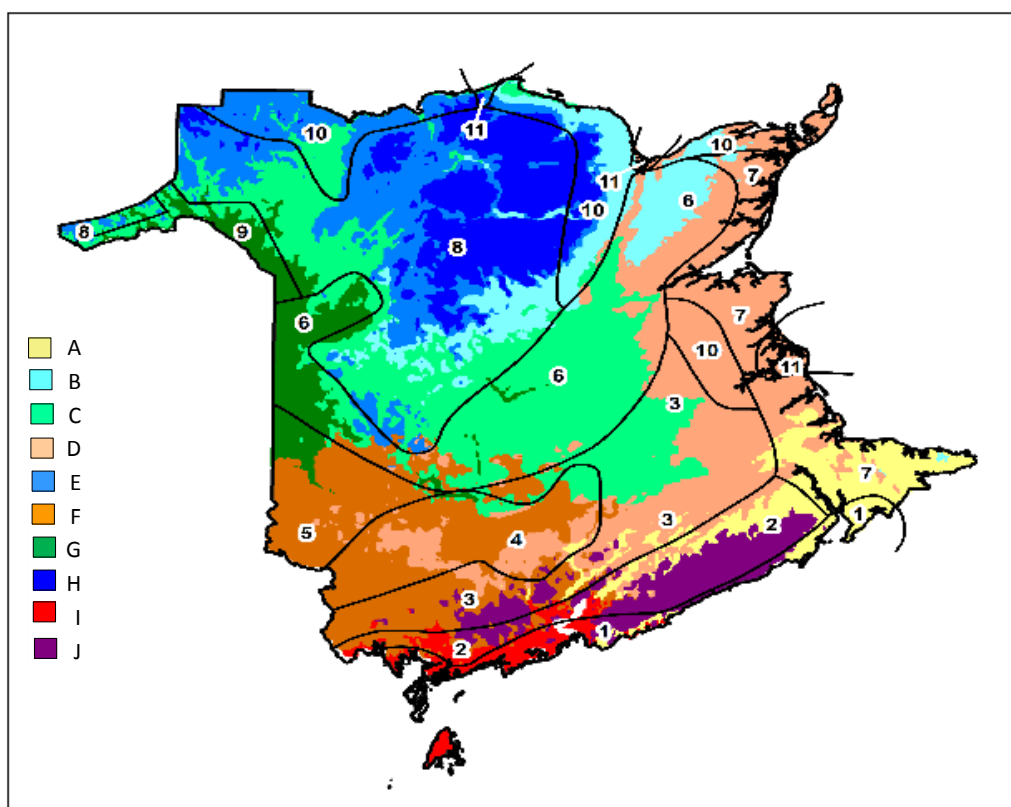


Figure 2. Différents types de climats issus de la combinaison des trois premières composantes principales (les couleurs et les lettres majuscules) et; (b) les types de climats proposés par van Groenewoud (1984) (les chiffres dont les limites sont représentées par les lignes noires).

Tableau 1. Description des types de climats proposés et leurs principales caractéristiques.

Lettre – Type de climat proposé	Nombre – Régions climatiques ¹	TMA (°C)	TMJU (°C)	TMJA (°C)	PTA (mm)	Altitude (m)	Nb stations
A – Sud-est et basses-terres centrales	1,2,3,7	5,8↑	10,9↑	0,6	1147,0	39,1	5
B – Basses-terres de la Baie-des-Chaleurs	6,7,8,10,11	4,5	10,0	-1,1	1058,6↓	82,6	2
C – Centre intérieur	3,6,9,10	4,4	9,7	-1,0	1136,0	207,3	4
D – Côte est	3,4,5,6,7,10,11	5,1	10,1	0,0	1114,0	19,5↓	6
E – Haut-plateau du nord	6,8,9,10,11	3,8	9,8	-2,2	1130,5	158,2	4
F – Haut-plateau du sud	3,4,5,6	5,5	10,5	0,2	1137,3	63,4	7↑
G – Vallée de la Saint-Jean	5,6,8,9	4,4	10,1	-1,4	1136,5	150,7	3
H – Montagnes du nord	8,10,11	2,0↓	6,9↓	-3,0↓	1099,9	624,8↑	1↓
I – Côte sud-ouest	1,2,3	5,5	9,9	1,1↑	1297,6↑	26,7	2
J – Montagnes Calédoniennes	1,2,3	5,2	10,3	0,0	1295,5	108,8	1↓

¹Les nombres correspondent aux types de climats tel que définis par van Groenewoud (1984). Température moyenne annuelle (TMA), de janvier (TMJA) de juillet (TMJU), précipitation totale annuelle (PTA), ↑ = valeur maximale, ↓ = valeur minimale.

Remerciements

Ce projet a été réalisé grâce à l'appui financier de la Chaire des Amériques de l'Université Rennes 2. Nous remercions Marc-André Long pour la préparation des données et Francis Thériault pour la préparation de la figure 2.

Bibliographie

Carrega P., 1994. Topoclimatologie et habitat. Analyse spatiale quantitative et appliquée, 35-36, *Revue de Géographie du laboratoire d'Analyse Spatiale Raoul Blanchard*, Université de Nice-Sophia Antipolis, 408 p.

Charre J., de Saintignon, M.F. 1997. *Les représentations cartographiques du climat*. In Dubreuil V., Marchand, J.P., (éds). *Le climat, l'eau et les hommes*, Presses Universitaires de Rennes, 65-85.

Collins M.J., Kirk J.P., Pettit J., DeGaetano A.T., McCown M.S., Peterson T.C., Means T.N., Zhang X., 2014. Annual floods in New England (USA) and Atlantic Canada : synoptic climatology and generating mechanisms. *Physical Geography*, **35**(3), 195-219.

Dubreuil V., Montgobert M., Planchon O., 2002. Une méthode d'interpolation des températures de l'air en Bretagne : combinaison des paramètres géographiques et des mesures infrarouge NOAA-AVHRR. *Hommes et Terres du Nord*, **2002**(1), 26-39.

Environment Canada, 2017. Canadian Climate Normals 1981-2010. ftp://ftp.tor.ec.gc.ca/Pub/Documentation_Canadian_Climate_Normals/1981_2010/Canadian_Climate_Normals_1981_2010_Calculation_Information.pdf (28 April 2017).

Gann M., 1998. *Le Nouveau-Brunswick*, Montréal, Grolier Éducation, ISBN 0-7172-2936-X.

Gerardin V., McKenney D., 2001. *Une classification climatique du Québec à partir de modèles de distribution spatiale de données climatiques mensuelles : vers une définition des bioclimats du Québec*. Direction du patrimoine écologique et du développement durable, ministère de l'Environnement, Québec.

Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailhes J., Hilal M., Wavresky P., 2010. Les types de climats en France, une construction spatiale. *Cybergeo: European Journal of Geography*. Document **501**, Disponible en ligne depuis le 18 Juin 2010, consulté le 03 Avril 2018. URL : <http://journals.openedition.org/cybergeo/23155> ; DOI : 10.4000/cybergeo.23155.

Joly D., Fury R., 1998. Méthode d'interpolation des températures à échelle fine. Mise en évidence des zones d'interpolation critique. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **11**, 267-275.

Mallet J., Fortin G., Germain D., 2017. Extreme weather events in northeastern New Brunswick (Canada) for the period 1950-2012: Comparison of newspaper archives and weather data. *The Canadian Geographer*, DOI: 10.1111/cag.12411

Mezősi G., Meyer B.C., Loibl W., Aubrecht C., Csorba P., Bata T., 2013. Assessment of regional climate change impacts on Hungarian landscapes. *Regional Environmental Change*, **13**(4), 797-811.

Story R., 2016. *Estimate of the Average Annual Cost for Disaster Financial Assistance Arrangements due to Weather Events*. Report prepared for the Office of the Parliamentary Budget Officer, Ottawa, 49 p.

van Groenewoud H., 1984. The climatic regions of New Brunswick: a multivariate analysis of meteorological data. *Canadian Journal of Forest Research*, **14**(3), 389-394.

Vincent L.A., Wang X.L., Milewska E.J., Wan H., Yang F., Swail V., 2012. A second generation of homogenized Canadian monthly surface air temperature for climate trend analysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **117**, D18.

LE DEREGLEMENT THERMIQUE DES SAISONS INTERMEDIAIRES : L'EXEMPLE DE LA GRECE.

MAHERAS P. ¹, KOLYVA-MACHERA F. ² TOLIKA K. ¹, et ANAGNOSTOPOULOU Ch. ¹

¹ Département de Météorologie et de Climatologie, Université de Thessaloniki, Grèce.
maheras@geo.auth.gr

² Département de Mathématiques, Université de Thessaloniki, Grèce.

Résumé : *L'utilisation des températures journalières (min, max, moyen) pour la période 1958-2012 de deux stations côtières situées dans la Grèce septentrionale montre que le printemps dans son ensemble se réchauffe et qu'une grande partie de cette saison peut être rattachée à l'été. D'autre part le comportement thermique de l'automne se traduit par un long prolongement de l'été (fin octobre) et l'hiver semble apparaître rapidement dès les premiers jours du novembre. L'explication de ces résultats a été faite par la mise au point d'un certain nombre de paramètres relatifs aux fréquences des types de circulation, à leurs tendances ainsi qu'aux anomalies thermiques de ces types de circulation.*

Mots clés : *Dérèglement thermique, printemps, automne, types de circulation, tendances, anomalies thermiques.*

Abstract: *Disordered thermal state of intermediate seasons: example of Greece. The use of daily temperature data (min, max, mean) for the time period 1958-2012 for two coastal stations located in northern Greece showed that spring is far more warm and part of that season has «moved» over to summer. On the other hand the autumn thermal behavior indicated that there is a shift towards a prolonged summer (until the end of October) with a rather abrupt change to winter during the first days of November. In order to explain these results a number of appropriate parameters have been used that refer to the frequencies of the circulation types, their trends and the temperature anomalies of these types.*

Key words: *thermal destabilization, spring, autumn, circulation types, trends, temperature anomalies.*

Introduction

Le climat de la Grèce se caractérise par une longue période estivale sèche (3-7 mois) et chaude et par une saison hivernale plus ou moins humide et douce. Et les saisons intermédiaires ? Durant les dernières années, la plupart des Grecs ont eu la sensation que l'automne prolongeait l'aridité estivale et restait longtemps chaud tandis que le printemps, devenait de plus en plus chaud et donc difficile à distinguer de l'été. Les premières chaleurs étant de plus en plus précoces, restera-t-il un printemps ?

Les études concernant la délimitation des saisons en Grèce sont relativement rares. On peut à ce sujet citer deux travaux relativement anciens (Maheras 1988 ; 1989) et encore deux travaux relativement plus récents (Argiriou et al., 2004 ; Mavrakis et al., 2004).

Le but de ce travail consiste surtout à la recherche du comportement thermique des saisons intermédiaires dans la Grèce septentrionale ainsi que, dans la mesure du possible, de l'explication les résultats obtenus.

1. Données et Méthodes

Afin de rechercher le comportement thermique des saisons intermédiaires nous avons utilisé les températures journalières minimales, moyennes et maximales de deux stations helléniques septentrionales côtières, Thessaloniki et Alexandroupoli, pour la période 1958-2012 (Figure 1). Nous avons également utilisé pour la même

période (1958-2012) le calendrier journalier des types de circulation de la surface de 500hPa valable pour la Grèce (Anagnostopoulou et al., 2009 ; Tolika et al., 2017).



Figure 1. La localisation des deux stations utilisées

La durée de l'année a été divisée en périodes de 5 jours (au total 73 périodes) et nous avons calculé pour toutes les périodes de 5 jours de chaque année la température journalière moyenne et les températures minimales et maximales moyennes. Le but final étant le calcul pour toutes les périodes de 5 jours des écarts des paramètres thermiques par rapport à la moyenne de la période 1971-2000 ainsi que les tendances de ces écarts, surtout des écarts appartenant aux saisons intermédiaires (de 12^{ème} à 50^{ème} pour les printemps et de 40^{ème} à 66^{ème} pour l'automne). Enfin on a calculé la signification des tendances trouvées au niveau de 0.05. L'explication des résultats trouvés a été faite par l'utilisation des types de circulation mentionnés ci-dessus.

2. Résultats

D'après le Tableau 1 on constate que tant pour la station de Thessaloniki que pour celle d'Alexandroupoli, l'ensemble des tendances des écarts thermiques des périodes de 5 jours du printemps sont positives (excepté la période de 14^{ème} pour les deux stations et les périodes de 27^{ème} et de 29^{ème} uniquement pour la station de Thessaloniki) et quelques fois significatives, surtout durant le mois de mai. Cela signifie qu'en effet, le printemps dans son ensemble se réchauffe et qu'une grande partie de cette saison peut être rattachée à l'été.

Tableau 1. Tendances des paramètres thermiques pour périodes de 5 jours pour les stations d'Alexandroupoli et de Thessaloniki. (En gras les tendances significatives).

	Mois	Mars							Avril							Mai							Sept							Oct							Nov						
		5jours	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66				
Alexand.	Tmin	+	+	-	-	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	+				
	Tmax	+	+	-	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-				
	Tmean	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	+			
Thessal.	Tmin	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
	Tmax	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
	Tmean	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				

Cette remarque est valable tant pour les températures minimales que pour les maximales. Les conséquences de ces modifications sont difficiles à estimer. Pourtant de nombreux signes sont déjà perceptibles sur la flore et la faune mais aussi sur l'agriculture sur la consommation d'énergie, et bien sûr, sur notre santé. En ce qui concerne le comportement de l'automne, des tendances positives, quelquefois significatives, apparaissent au début (49^{ème} période de 5 jours) et à la 57^{ème} période

(mi-octobre) ; la 58^{ème} période de 5 jours présente des tendances négatives non significatives. Ensuite il y a deux périodes (59^{ème} et 60^{ème}) dont les tendances sont de nouveau positives ; la dernière (60^{ème}) est significative uniquement à Thessaloniki. Dès la première période de 5 jours de novembre (61^{ème} période et jusqu'à la 65^{ème} période) les tendances deviennent partout négatives et quelques fois sont significatives. La dernière période de 5 jours de novembre (66^{ème}) connaît de nouveau des tendances positives. Ce comportement thermique de l'automne se traduit par une longue prolongation de l'été (fin octobre). Cette saison devient plus chaude et relativement sèche mais reste encore plutôt agréable. L'hiver semble apparaître rapidement dès les premiers jours de novembre.

Dans quelle mesure les changements thermiques des saisons intermédiaires sont-ils liés aux changements de la circulation régionale ? Afin de rechercher cette probable liaison nous avons utilisé le calendrier journalier des types de circulation au niveau de 500hPa, valable pour les stations étudiées (Figure 2).

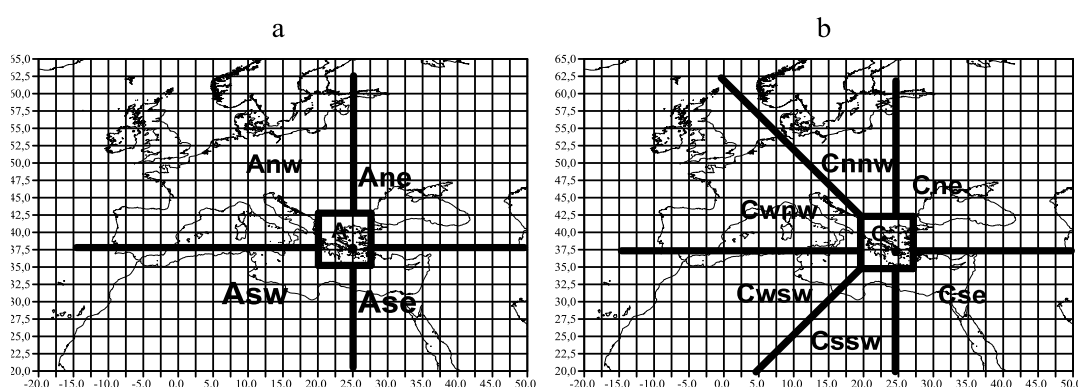


Figure 2. La localisation des centres anticycloniques (a) et cycloniques (b) des types de circulation en Grèce.

Le Tableau 2 présente les fréquences mensuelles des types de circulation tandis que le Tableau 3 nous donne les tendances des fréquences mensuelles de ces types de circulation. Le Tableau 4 fournit les écarts des températures positifs ou négatifs des types de circulation pour les deux stations.

Tableau 2. Fréquences relatives des types de circulation au niveau de 500hPa.

Pourcentages %	Anw	Ane	A	Asw	Ase	C	Cnnw	Cwnw	Csw	Csws	Cse	Cne
Mars	5,2	6,0	5,9	12,7	9,6	8,6	2,9	5,3	8,6	5,0	15,0	15,4
Avril	11,3	4,3	6,8	6,9	8,5	11,9	5,1	6,0	10,2	3,1	14,7	11,2
Mai	7,9	14,8	8,5	10,7	3,9	12,0	2,9	6,2	8,3	2,5	7,5	14,8
Sept.	7,9	11,8	12,9	18,1	12,5	12,7	1,6	5,4	6,5	0,9	2,8	6,9
Oct.	5,0	18,4	13,6	13,8	9,9	10,4	1,4	4,2	5,5	1,6	4,0	12,1
Nov.	10,1	2,8	16,0	13,2	2,5	12,7	2,5	9,6	11,6	2,9	6,8	9,2

D'après le Tableau 2 on constate qu'un certain nombre des types de circulation, par leur fréquence caractérisent un certain mois des saisons intermédiaires. C'est ainsi que le type Anw caractérise le mois d'avril (11.3%) et le mois de novembre (10.1%) ; le type Ane caractérise les mois de mai (17.3%), de septembre (11.8%) et le mois d'octobre (18.4%) ; le type A caractérise les trois mois d'automne (sept. 12.9%, oct 13.6% et nov. 16.6%) ; le type Asw caractérise 5 mois (mars 12.7%, mai 10.7%, sept 18.11%, oct. 13.8% et nov. 13.2%) et le type Ase caractérise le mois de septembre (12.5%).

Parmi les types cycloniques quatre types, caractérisent, par leur fréquence un certain nombre de mois. C'est ainsi que le type cyclonique C caractérise 5 mois (avril 11.9%, mai 12.0%, sept 12.7%, oct 10.4% et nov 12.7%) ; le type Csw caractérise uniquement deux mois (avril 10.2% et nov 11.6%) ; le type Cse caractérise également deux mois (mars 15.0% et avril 14.7%) et enfin le type Cne caractérise quatre mois (mars 15.4%, avril 11.2%, mai 14.8% et oct 12.1%).

D'après le Tableau 3, les types anticycloniques dans leur ensemble (avec quelques exceptions) présentent des tendances positives, quelques fois significatives surtout au cours du mois de mars. Au contraire, les types cycloniques (également avec quelques exceptions) présentent des tendances négatives, quelques fois significatives, surtout en septembre et octobre.

Tableau 3. Tendances des types de circulations (seuil de significativité $\alpha=0.05$, en gras)

	Mars	Avril	Mai		Sept	Oct	Nov
Anw	+	+	+		-	-	+
Ane	+	-	+		+	+	+
A	+	+	+		+	+	+
Asw	+	+	+		+	+	+
Ase	+	+	+		+	+	+
C	+	-	+		-	-	+
Cnnw	-	-	-		-	-	+
Cwnw	-	-	-		+	-	-
Csw	-	-	-		-	-	-
Cssw	-	+	-		-	-	-
Cse	-	-	-		-	-	-
Cne	-	-	-		-	-	-

Les fréquences des types de circulation et leurs tendances, conjuguées avec l'analyse des anomalies thermiques de ces types (Tableau 4), peuvent contribuer à fournir une explication probable du dérèglement thermique des saisons intermédiaires. C'est ainsi que, d'après le Tableau 4, on constate que presque l'ensemble des anomalies thermiques des types anticycloniques sont positives tandis que les anomalies des types cycloniques, dans la majorité des cas, sont négatives surtout celles des types cycloniques qui connaissent des fortes fréquences durant les mois des saisons intermédiaires.

Tableau 4. Anomalies thermiques des types de circulation pour la station d’Alexandroupoli et de Thessaloniki par rapport à la période 1971-2000.

Alexandroupoli	Mar	Tmin	-1,3	1,2	0,1	0,1	1,9	-0,2	3,4	2,0	1,6	0,1	-1,9	-1,6	
		Tmax	1,5	3,4	2,4	1,5	2,1	-2,7	1,5	0,7	0,1	-2,0	-1,9	-1,9	
		Tmean	0,1	2,4	1,3	0,8	2,1	-1,4	2,4	1,3	0,8	-1,0	-2,0	-1,7	
	Avril	Tmin	-0,8	1,2	0,5	-0,2	1,1	0,2	0,8	1,8	0,5	-0,1	-1,2	-1,1	
		Tmax	2,0	3,4	1,9	1,3	1,7	-2,2	-0,5	-0,1	-0,3	-1,4	-1,2	-1,7	
		Tmean	0,6	2,2	1,3	0,6	1,4	-1,1	0,1	0,7	0,1	-0,8	-1,2	-1,4	
	Mai	Tmin	0,4	1,3	0,0	0,2	0,6	0,3	-0,8	1,3	0,1	-0,2	-1,4	-1,8	
		Tmax	1,7	3,1	1,9	0,9	1,1	-1,9	-1,7	-0,5	-0,8	-0,6	-1,0	-2,8	
		Tmean	1,1	2,2	1,0	0,6	0,8	-0,8	-1,2	0,3	-0,4	-0,5	-1,3	-2,3	
	Thessaloniki	Sept	Tmin	-0,6	1,1	0,2	0,2	0,1	-0,4	0,1	1,4	0,5	-1,9	-0,9	-2,6
			Tmax	0,1	2,3	1,6	0,9	0,3	-2,7	-1,0	-0,9	-0,4	-1,3	-0,5	-3,2
			Tmean	-0,3	1,7	0,9	0,6	0,2	-1,6	-0,4	0,3	0,1	-1,7	-0,8	-2,9
		Oct	Tmin	-2,2	1,3	0,1	0,1	0,8	-0,1	1,9	2,3	1,0	-0,9	-1,6	-2,7
			Tmax	-0,6	2,1	2,3	0,4	0,9	-3,4	1,7	0,9	-0,9	-1,9	-1,2	-3,3
			Tmean	-1,3	1,7	1,2	0,2	0,9	-1,8	1,9	1,6	0,1	-1,5	-1,4	-3,0
Nov		Tmin	-2,3	3,1	0,0	0,5	3,0	-0,5	1,7	2,6	2,1	0,7	-1,6	-4,1	
		Tmax	-0,3	3,0	1,8	1,1	2,1	-2,4	1,5	1,3	0,3	-0,3	-1,6	-3,6	
		Tmean	-1,3	3,0	0,9	0,8	2,6	-1,5	1,7	2,0	1,2	0,2	-1,6	-3,8	
Thessaloniki		Mar	Tmin	0,0	1,6	1,2	0,9	1,9	-1,7	0,9	0,3	1,1	-0,6	-1,4	-1,4
			Tmax	3,0	3,2	2,3	2,0	1,8	-3,2	1,1	0,0	-0,8	-2,1	-1,3	-1,9
			Tmean	1,5	2,4	1,8	1,4	1,8	-2,5	1,0	0,2	0,1	-1,4	-1,4	-1,7
	Avril	Tmin	0,4	1,6	1,1	0,7	0,9	-0,9	-0,4	0,2	0,5	-0,1	-0,9	-1,0	
		Tmax	2,3	2,5	1,9	1,8	1,0	-2,1	-0,2	-0,6	-1,5	-1,7	-0,7	-1,0	
		Tmean	1,4	2,1	1,5	1,2	1,0	-1,5	-0,3	-0,2	-0,5	-0,9	-0,8	-1,0	
	Mai	Tmin	1,3	1,8	1,0	0,7	0,8	-0,9	-1,1	-0,1	-0,6	-0,7	-1,0	-1,8	
		Tmax	2,2	2,4	1,5	1,4	1,3	-2,3	-1,3	-0,6	-2,0	-1,4	-0,5	-1,7	
		Tmean	1,8	2,1	1,2	1,0	1,0	-1,6	-1,2	-0,3	-1,3	-1,0	-0,7	-1,8	
	Thessaloniki	Sept	Tmin	0,3	0,9	0,8	0,8	0,1	-1,3	-0,4	-0,2	-0,1	-1,5	-1,1	-2,1
			Tmax	0,5	1,7	1,6	1,1	0,4	-2,5	-0,4	-1,0	-1,7	-1,3	-0,6	-2,8
			Tmean	0,4	1,3	1,2	1,0	0,2	-1,9	-0,4	-0,6	-0,9	-1,4	-0,8	-2,4
Oct		Tmin	-0,8	1,1	1,3	0,6	0,7	-1,7	0,3	0,8	0,1	-1,5	-1,2	-2,5	
		Tmax	0,3	2,0	2,4	0,7	0,9	-3,1	1,0	-0,1	-1,9	-1,8	-0,7	-3,4	
		Tmean	-0,3	1,6	1,8	0,7	0,8	-2,4	0,7	0,4	-0,9	-1,6	-0,9	-2,9	
Nov		Tmin	-0,9	2,7	1,4	0,7	2,5	-1,7	0,0	0,9	1,4	0,1	-1,3	-3,4	
		Tmax	1,0	3,4	2,2	1,4	1,4	-2,8	0,7	0,3	-0,5	-0,6	-1,0	-3,4	
		Tmean	0,0	3,0	1,8	1,1	2,0	-2,3	0,4	0,6	0,4	-0,3	-1,1	-3,4	

Conclusions et Discussion

Le dérèglement thermique des saisons intermédiaires est un fait : le printemps dans son ensemble, se réchauffe plus que l’automne, pourtant cette dernière saison appartient plus à l’été qu’à l’hiver. Le mois de novembre appartient totalement à la saison hivernale froide.

Depuis quelques années, le débat porte sur les conséquences des modifications importantes du caractère thermique et pluviométrique des saisons intermédiaires dans notre pays. Tout d’abord, un certain nombre de plantes ou d’arbres fleurissent au moins deux semaines plus tôt et leurs fruits mûrissent également plus tôt qu’il y a 30 ans. Les oliviers sont aussi en avance partout en Grèce et la floraison et la maturation des raisins se produisent actuellement vers la fin de l’été (Menzel et al., 2006 ; Baloutsos et al., 2006).

Un essai d’explication des résultats obtenus est fondé sur les fréquences et les tendances des types de circulation anticycloniques et cycloniques ainsi que sur le calcul des anomalies thermiques de ces types de circulation. Nous avons conscience que l’explication donnée est relativement simple et incomplète car les facteurs responsables du dérèglement des saisons intermédiaires sont plus complexes. Un travail plus complet sur ce sujet est en cours et, on l’espère, pourra fournir des explications plus complètes.

Bibliographie

- Anagnostopoulou C., Tolika K., Maheras P., 2009. Classification of circulation types : a new flexible automated approach applicable to NCEP and GCM datasets. *Theoretical and Applied Climatology*, 96, 3-15.
- Argiriou A., Kassomenos P., Lykoudis S., 2004. On the methods for the delimitation of seasons. *Water, Air, and Soil Pollution: Focus* 4: 65–74, 2004.
- Baloutsos G., Bourletsikas A., Kaoukis K., 2006. La phénologie et ses applications à l'environnement et aux changements climatiques. *Publications de l'Institut des forêts méditerranéens et des écosystèmes*, 23, 12-16, (en grec).
- Maheras P., 1988. The synoptic weather types and objective delimitation of the winter period in Greece. *Weather*, 40-45.
- Maheras P., 1989. Delimitation of the Summer-Dry Period in Greece according to the frequency of weather – types. *Theor. Appl. Climatol.* 39, 171-176.
- Mavrakis A., Lykoudis S., Theoharatos G., 2004. Delimitation of the warm and cold period of the year based on the variation of the Aegean Sea surface temperature. *Mediterranean Marine Science*, 5(1), 159-164.
- Menzel, A. et al., 2006. European phenological response to climate change matches the warming pattern. *Glob. Change Biol.* 12, 1969–1976.
- Tolika K., Maheras P., Anagnostopoulou C., 2017. The exceptionally wet year of 2014 over Greece: a statistical and synoptical - atmospheric analysis over the region of Thessaloniki. *Theoretical and Applied Climatology*, DOI :10.1007/s00704-017-2131-8.

Liste des participants

- Abiodoun Frédéric
- Achiban Hassan
- Addou Rachid
- Adigbegnon Marcel
- Adjahossou Vidédji Naéssé
- Adjakpa Tchékpo Théodore
- Adjiri Oi Adjiri
- Ahouangan Chiméi
- Andrieu Julien
- Antonio Cardillo
- Avila Fernand
- Barrette Nathalie
- Belhadj Khedher Chiraz
- Ben Dakhli Fayçal
- Ben Romdhane Safa
- Benaichata Lazreg
- Benboubaker Habib
- Bigot Sylvain
- Bonnardot Valérie
- Bournez Elena
- Briche Elodie
- Camberlin Pierre
- Carmello Vinicius
- Carrega Pierre
- Chabi Darius

- Christel Chris
- Collischonn Erika
- Constantin Dana
- Dahech Salem
- Dallel Jalel
- Diop Bouya
- Douguédroit Annick
- Dubreuil Vincent
- Endlicher Wilfried
- Erpicum Michel
- Essilmi Mohamed
- Etene Cyr Gervais
- Euchi Hamdi
- Faci Mohammed
- Fallot Jean-Michel
- Feki Mohamed
- Fortin Guillaume
- Fratianni Simona
- Gahi Narcisse
- Gbohoui Patrick
- Gomes Washington Paulo
- Goudard Gabriela
- Griba Jihane
- Guerhazi Emna
- Hameidia Nesrine
- Hammami Kais
- Hanchane Mohamed
- Hassini Noureddine
- Henia Latifa
- Hentzen Morgane
- Hlaoui Zouhaier
- Hoarau Karl

- Holobacă Iulian-Horia
- Ibiassi Mahoungou Geoffroy
- Idieti M'po Edouard
- Ilmen Rachid
- Joly Daniel
- Juvanon Du Vachat Régis
- Kastendeuch Pierre
- Kermadi Saida
- Khalil Zahra
- Kodja Domiho Japhet
- Koné Alioune Badra
- Koulibaly Kindinin
- Kpanou Marc
- Lahmar Leila
- Lebrini Youssef
- Mahécor Diouf
- Maheras Panagiotis
- Maloba Makanga Jean Damien
- Mangili Fabiana
- Martin Nicolas
- Mendonca Francisco
- Meziane Merzouk
- Michelot Nicolas
- Michot Véronique
- Mjejra Mustapha
- Mrabti Mondher
- Najib Saliha
- Nizinski Georges
- Norrant Caroline
- Oliveira Marcia
- Ossele Bisse Lea Locadie
- Ouatiki Hamza

- Oubadi Miloud
- Paolo Lorenzo Bertolotto
- Paul Patrice
- Philippon Nathalie
- Planchon Olivier
- Pollo Alessandra
- Pop Olimpiu Traian
- Ralinirina Fanja
- Raymond Florian
- Richard Yves
- Rome Sandra
- Roudani Siham
- Saloui Abdelmalik
- Sawadogo Abdoulaye
- Scripcă Andreea-Sabina
- Sebbar Abdelali
- Sossa Eugène Daniel
- Sossou Valère
- Soubeyroux Jean-Michel
- Terassi Paulo Miguel De Bodas
- Totin Vodounon Henri
- Traboulsi Myriam
- Ullmann Albin
- Ullmann Albin
- Vandiepenbeeck Marc
- Vignal Matthieu
- Vissin Expédit
- Yao Franck Zokou
- Yapi Assa Fabrice
- Yassine Chanyour
- Zaghلامي Mohamed Amine

Liste des auteurs

- Abbassi Mohamed, 251–256
Achiban Hassan, 245–250
Acquaotta Fiorella, 92–97
Adigbegnon Marcel, 50–55
Affian Kouadio, 238–243
Alexe Mircea, 300–305
Alonso Lucille, 201–206
Alouane Tahar, 257–262
Alves Oliveira Guilherme, 2–7
Amoussou Ernest, 56–61
Anagnostopoulou Christina, 418–423
Andrieu Julien, 350–355
Avila Fernand, 62–67
- Bahloul Najla, 232–237
Baronetti Alice, 92–97
Barrette Nathalie, 343–348
Benaichata Lazreg, 369–374
Benboubaker Habib, 68–73
Bezerra Mangili Fabiana, 2–7
Bigot Sylvain, 38–42, 219–224, 356–361
Bourgou Abdaoui Malek, 163–168
Bournez Elena, 225–230
Brou Telesphore, 116–121
Brou Yao Télèspore, 356–361
- Camberlin Pierre, 38–42, 116–121, 387–392
Cantat Olivier, 20–25
Carrega Pierre, 8–13
Chabi Darius, 313–318
Colin Jérôme, 225–230
Collischonn Erika, 319–324
Constantin Dana, 207–212
Cornu Guillaume, 38–42
Croitoru Adina-Eliza, 331–336
- Dahech Salem, 14–19, 232–237
Dauphiné André, 282–287
De Longueville Florence, 98–103
Descroix Luc, 356–361
Douguédroit Annick, 176–181
Doumenge Charles, 38–42
Drobinski Philippe, 387–392
Dubreuil Vincent, 406–417
Duché Sarah, 219–224
Dumas Dominique, 356–361
- El Mderssa Mohammed, 245–250
El Melki Taoufik, 232–237
El-Khantoury Ismail, 245–250
Ely Deise, 2–7, 288–293
Etene Cyr Gervais, 74–79
- Euchi Hamdi, 232–237
- Faci Mohammed, 80–85
Fallot Jean-Michel, 86–91
Fante Karime, 406–411
Fayolle Adeline, 38–42
Fortin Guillaume, 92–97, 288–293, 412–417
Fратиanni Simona, 92–97
- Gbohoui Patrick, 98–103
Gibigaye Moussa, 375–380
Gond Valéry, 38–42
Goudard Gabriela, 104–109
Guermazi Emna, 169–174
Gwiazdzinski Luc, 356–361
- Hammami Kais, 325–330
Hanchane Mohamed, 263–268, 294–299
Henia Latifa, 257–262
Hentzen Morgane, 20–25
Hlaoui Zouhaier, 257–262
Hoarau Karl, 110–115
Holobacă Iulian-Horia, 300–305
Hountondji Yvon-Carmen, 98–103
- Idieti M'po Edouard, 381–386
Ilmen Rachid, 263–268
- Joly Daniel, 182–187
Juvanon Du Vachat Régis, 194–199
- Kastendeuch Pierre, 225–230
Kolyva-Machera Fotini, 418–423
Kpanou Marc, 116–121
- Lahmar Leila, 122–127
Landes Tania, 225–230
Laux Patrick, 116–121
Le Roy Benjamin, 219–224
Loukou Kouakou Jérôme André, 238–243
- Madelin Malika, 219–224
Maheras Panagiotis, 418–423
Martin Nicolas, 26–31
Mendonça Francisco, 104–109
Mendonca Francisco, 32–37

Metzger Alexis, 20–25
Milano Marianne, 169–174
Mjejra Mustapha, 362–367
Monteil Lou, 38–42
Moron Vincent, 38–42

Najib Saliha, 128–133
Najjar Georges, 225–230
Ngao Jérôme, 225–230
Nguessan Bi Vami Hermann, 238–243

Ozer Pierre, 98–103

Paolo Lorenzo Bertolotto, 188–193
Pergaud Julien, 38–42
Philippon Nathalie, 38–42, 356–361
Planchon Olivier, 406–411
Pollo Alessandra, 43–48
Pop Olimpiu Traian, 134–139

Ramboarison Rivo, 356–361
Raymond Florian, 387–392
Razanaka Samuel, 356–361
Renard Florent, 201–206
Reynard Emmanuel, 169–174
Richard Yves, 213–218
Rome Sandra, 219–224
Roucou Pascal, 116–121

Sèze Geneviève, 38–42
Saley Mahaman Bachir, 238–243
Sant’anna Neto João Lima, 406–411
Saudreau Marc, 225–230
Scripca Andreea-Sabina, 331–336
Sebbar Abdelali, 393–398
Soubeyroux Jean-Michel, 269–274

Taous Ali, 245–250
Tolika Konstantia, 418–423
Totin Vodounon Henri, 337–342
Traboulsi Myriam, 140–145

Ullmann Albin, 146–151, 387–392

Vignal Matthieu, 306–311
Vissin Expédit Wilfrid, 116–121

Yabi Ibouraima, 152–157
Yao Franck Zokou, 399–404
Yapi Assa Fabrice, 158–162, 238–243
Yassine Chanyour, 275–280

