

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

UNIVERSITE ZIANE ACHOUR -DJELFA-
FACULTE DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE
DEPARTEMENT D'AGRONOMIE



MEMOIRE

Présenté pour l'obtention du Diplôme
de
Magister
en
Agronomie
Option
Agropastoralisme et désertification

Présenté par

M. Khaled TAÏBI

Intitulé

**Détection du changement et de la variabilité climatique en Algérie
et étude de leurs impacts sur les agro-écosystèmes**

Soutenu publiquement le 23 Novembre 2009 à 10 :00 heure.

Devant les membres de jury :

Président	Dr. DELLAL A.E.K	M.C.A	Université de Tiaret.
Examineur	Dr. LATIGUI Ahmed	M.C.A	Université de Tiaret.
Examineur	Dr. DAHIA Mustapha	M.C.B	Université de Djelfa.
Rapporteur	Dr. AZOUZI Blel	M.C.A	Université de Djelfa.
Co-rapporteur	M. BENAÏCHATA Lazreg	M.A.	Université de Tiaret.

Promotion 2006-2009

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

ملخص

STICS

RÉSUMÉ

L'objectif de l'étude est la détection du changement et de la variabilité climatique en Algérie et étude de leurs impacts sur les agroécosystèmes. Cette étude consiste à l'évaluation statistique de la situation météorologique existante en Algérie, en ce qui concerne l'évolution des tendances et les variations constatées dans la moyenne et dans les extrêmes de températures et de précipitations, à travers divers indices statistiques, pour la détection d'éventuel changement ou variabilité climatique, ensuite, une estimation de l'ampleur du changement est engendrée et enfin, une spatialisation géographique des courbes de tendances est réalisée pour mieux connaître les régions les plus affectées en Algérie.

Les résultats obtenus ont démontré une cohérence spatiale des tendances de températures maximale et minimale. Cependant, les stations ayant des tendances significatives de précipitations sont faibles et mal-réparties.

Les précipitations annuelles suivent des augmentations significatives, or, les précipitations extrêmes sont devenues beaucoup plus alarmantes.

Les tendances des indices de la température maximale et minimale ont en majorité une tendance au réchauffement puisque la fréquence de jours chauds a augmenté significativement alors que la fréquence de jours froids a baissé significativement. Les extrêmes de températures et leur amplitude sont tous à la hausse, ce qui se traduit souvent par des canicules dangereuses fréquentes. On constate que les diminutions des extrêmes de la température minimale sont plus grandes que les augmentations de la température maximale ce qui indique que le climat est devenu plus chaud qu'avant et considérablement moins frais.

L'évaluation des impacts du changement climatique sur l'agro-écosystème, à l'aide du modèle STICS, a permis de simuler un raccourcissement très nettement prononcé du cycle de développement de la variété Waha du blé accompagné par une avancée des dates de tous les stades phénologiques végétatifs et reproductifs, néanmoins, la réduction du cycle de la plante était en faveur d'une amélioration de la quantité de la récolte et les composantes du rendement. Les résultats obtenus montrent également une augmentation de la production cumulée du CO₂ dans le sol.

Mots clés

Détection, Changement climatique, Variabilité climatique, Algérie, Indices statistiques, Agro-Écosystème.

ABSTRACT

The aim of the study is detection of Algerian climate change and its variability and their impacts on the agroecosystems. This study consist on the statistical evaluation of the actual meteorological situation in Algeria, as regards the trends and variation in the average and in the extreme values of temperatures and precipitation, through various statistical indices for the detection of any change or climate variability, then, an estimate of the magnitude of change is generated and finally, a geographical spatialization of trends is conducted to better understand the most affected areas in Algeria.

The results showed consistent spatial trends of maximum and minimum temperatures. However, the stations with significant trends in precipitation are low and poorly distributed. Annual precipitation increases are significant; however, the extreme values of precipitation have become much more alarming.

Trends in indices of the maximum and minimum temperatures were mostly a warming trend since the frequency of hot days has increased significantly while the frequency of cold days has decreased significantly. The extremes and amplitude of temperature are all on the rise, which often results in frequent dangerous heatwaves. There is evidence that decreases in extreme minimum temperature are larger than the increases in maximum temperature which indicates that the climate became warmer than before and costs considerably less.

Assessing impacts of climate change on agro-ecosystem, using the STICS model, simulate a very pronounced shortening of Waha development cycle, wheat variety, accompanied by a progress of all dates of vegetative and reproductive phenologic stages, however, reducing of the plant cycle was to improve the quantity of the harvest and yield components. The results also show an increase in the cumulative production of CO₂ in the soil.

Key words

Detection, Climate Change, Climate Variability, Algeria, statistics Index, Agro-ecosystem.

Avant-propos

Je tiens tout d'abord à remercier le bon Dieu ALLAH, le clément, le miséricordieux, le plus puissant... puis toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de ce mémoire.

Premièrement, merci à mon directeur de recherche, Monsieur Blel AZOUZI, Maître de conférences (A) au Département des sciences de la nature et de la vie de l'Université de Djelfa. Il s'est toujours montré intéressé par mon projet. Il a su me diriger tout en me laissant une grande liberté dans mes travaux, ce que j'ai beaucoup apprécié. J'ai tout particulièrement apprécié la confiance que vous m'avez témoigné et qui me touche beaucoup, J'espère ne jamais la décevoir...

Merci aussi à mon co-directeur de recherche, Monsieur Lazreg BENAICHATA, Maître assistant au Département des sciences agronomiques et biologiques de l'Université de Tiaret et coordonnateur du projet «Systèmes de Vigilance face au Changement Climatique en Afrique» au Centre Africain pour les Applications de la Météorologie au Développement situé à Niger. Il a suscité mon intérêt pour les statistiques et la climatologie et m'a aidé dans ce projet, il a su si bien rempli son rôle par son expérience et son soutien.

Messieurs, vos précieux conseils d'analyse, de programmation et de rédaction m'ont permis d'écrire un document qui, je l'espère, pourrait intéresser autant un climatologue qu'un statisticien, m'ont également permis d'évoluer dans ma vision de la recherche scientifique.

De plus, je remercie Monsieur Abdelkader DELLAL, Maître de conférences (A) à l'Université de Tiaret et Directeur du laboratoire de recherche d'Agrobiotechnologie et de nutrition en zone aride, d'avoir accepté de présider le jury de mon mémoire. Ainsi, je suis très honoré que Messieurs les Maîtres de conférences, Abdelkader DAHIA de l'Université de Djelfa et Ahmed LATIGUI de l'Université de Tiaret, aient accepté de faire partie de mon jury de mémoire et d'avoir consacré un peu de leur temps précieux pour juger mon travail et rédiger un rapport de thèse.

Je tiens à vous exprimer mes sincères reconnaissances de m'avoir fait partager vos savoirs et vos expériences que vous savez si bien transmettre durant mes études...Toujours plein de ressources, je vous ai très souvent sollicité, et j'espère donc à l'avenir pouvoir vous être aussi utile que vous l'avez si souvent été pour moi...

Merci à toutes celles et ceux qui partagèrent ma vie et tolérèrent ma mauvaise humeur, merci à mes chers ami(e)s et enseignants par ordre alphabétique ACHIR M., AKERMI A., BOUSSAID M., BOUKHELOUT S., BOUHADJAR L., DHORBANE A., SOUANA K., TOUMI A., TOUMI R. et ZEDEK. M. pour l'encouragement.

Voici donc toutes celles et tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à améliorer par leurs critiques et leurs encouragements cette dissertation, et par conséquent, ont rendu possible la mise en musique de cette œuvre...

En finissant, J'ai une pensée très affectueuse, sincère et profonde pour ma famille qui m'a toujours soutenue. Une gratitude plus forte à mes parents, qui m'ont toujours supporté, et ce tout au long de mes études, entre autres, sans eux rien n'aurait été possible et grâce à eux j'ai grandi dans un milieu épanouissant.

Je souhaite dédier ce mémoire... à l'âme de mon père que j'ai voulu être toujours présent à ses côtés... les paysages, les propos, les actions et les souvenirs qui ont aujourd'hui disparus, ont servi de terreau à mes réflexions, ont nourri mes actions... bref, tu es toujours dans mes pensées *papa*.

...à la perle de ma vie, ma mère ; par la grâce d'Allah le plus puissant, sans toi *maman*, sans tes sacrifices, sans ton soutien moral et financier je n'arrivé jamais à ce que je suis... ton appui et ton amour sont irremplaçables...

...à mes frères et sœurs, mes neveux et mes nièces, beaux frères... merci d'avoir épongé mes doutes, respecté mes silences, mes absences et pour vos perpétuels encouragements, malgré les situations qui n'étaient pas toujours faciles...

...à tous qui me sont chers,

...et à ceux qui aiment la science...

LISTE DES FIGURES

Figure 1 - Circulation thermohaline globale.....

Figure 2- Structure verticale de l'atmosphère

Figure 3- Répartition géographique des stations d'observation météorologique étudiées.....

Figure 4- Histogramme des durées de fonctionnement des stations d'observation météorologique en Algérie

Figure 5- Taux de données manquantes les variables climatiques température et précipitations avant et après l'ajustement.....

Figure 6- Histogramme des taux de données manquantes de la variable précipitation avant (a.) et après (b.) l'ajustement.

Figure 7- Histogramme des taux de données manquantes de la variable température maximale avant (a.) et après (b.) l'ajustement.....

Figure 8- Histogramme des taux de données manquantes de la variable température minimale avant (a.) et après (b.) l'ajustement.....

Figure 9- Histogrammes des taux finaux de données manquantes pour la température et les précipitations après l'application des critères de sélection.....

Figure 10- Durées de fonctionnement des stations d'observation météorologique retenues avant (a.) et après (b.) l'application des critères de sélection.

Figure 11- Répartition géographique des stations d'observation météorologiques retenues avant (a.) et après (b.) l'application des critères de sélection

Figure 12- Représentation graphique d'une série non homogène (a.) et une série homogène de précipitations.

Figure 13- Représentation graphique de la statistique d'Alexandersson appliqué sur une série de cumul annuel de précipitations.

Figure 14- Les inhomogénéités détectées dans les séries chronologiques des variables climatiques.....

Figure 15- Paramètres statistiques des séries pluviométriques annuelles des stations météorologiques.....

Figure 16 : Variabilité interannuelle des séries pluviométriques annuelles mesurée par le coefficient de variation.

Figure 17- Structure graphique de la statistique progressive de Mann-Kendall

Figure 18- Résultats de la statistique progressive de Mann-Kendall pour les précipitations.....

Figure 19.a- Répartition géographique de l'indice d'aridité de De Martonne en Algérie durant la période 1982-1996

Figure 19.b- Répartition géographique de l'indice d'aridité de De Martonne en Algérie durant la période 1996-2008	
Figure 20- Évolution des tendances de l'indice des jours très pluvieux (R95p)	
Figure 21- Évolution des tendances de l'indice des jours extrêmement pluvieux (R99p).....	
Figure 22- Évolution des tendances de l'indice de la quantité maximale de précipitations en une journée (RX1day)	
Figure 23- Évolution des tendances de l'indice de la quantité maximale de précipitations en cinq jours consécutifs (RX5day).....	
Figure 24- Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours à de fortes précipitations dépassants les 10mm (R10)	
Figure 25- Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours à de très fortes précipitations dépassants les 20mm (R120)	
Figure 26- Évolution des tendances de l'indice de la longueur de la saison de croissance (GSL).....	
Figure 27- Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours secs consécutifs (CDD*)	
Figure 28- Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours humides consécutifs (CWD*).....	
Figure 29- Évolution des tendances de l'indice des précipitations totales annuelles (PRCPTOT).....	
Figure 30- Évolution des tendances de l'indice des précipitations totales annuelles (PRCPTOT).....	
Figure 20- Évolution des tendances de l'indice des jours très pluvieux (R95p)	
Figure 21- Évolution des tendances de l'indice des jours extrêmement pluvieux (R99p).....	
Figure 22- Évolution des tendances de l'indice de la quantité maximale de précipitations en une journée (RX1day)	
Figure 23- Évolution des tendances de l'indice de la quantité maximale de précipitations en cinq jours consécutifs (RX5day).....	
Figure 24- Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours à de fortes précipitations dépassants les 10mm (R10)	
Figure 25- Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours à de très fortes précipitations dépassants les 20mm (R120)	
Figure 26- Évolution des tendances de l'indice de la longueur de la saison de croissance (GSL).....	
Figure 27- Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours secs consécutifs (CDD*)	
Figure 28- Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours humides consécutifs (CWD*).....	
Figure 29- Évolution des tendances de l'indice des précipitations totales annuelles (PRCPTOT).....	
Figure 30- Évolution des tendances de l'indice des précipitations totales annuelles (PRCPTOT).....	
Figure 31- Évolution des tendances de l'indice des nuits froides (TN10p).	
Figure 32- Évolution des tendances de l'indice des jours froids (TX10p).	
Figure 33- Évolution des tendances de l'indice des nuits chaudes (TN90p).	
Figure 34- Évolution des tendances de l'indice des jours chauds (TX90p).	

Figure 35-	Évolution des tendances de l'indice du minimum mensuel des températures maximales (TXn).....
Figure 36-	Évolution des tendances de l'indice du minimum mensuel des températures minimales (TNn).....
Figure 37-	Évolution des tendances de l'indice du maximum mensuel des températures maximales (TXx).....
Figure 38-	Évolution des tendances de l'indice du maximum mensuel des températures minimales (TNx).....
Figure 39-	Évolution des tendances de l'indice des jours de glace (ID).....
Figure 40-	Évolution des tendances de l'indice des jours de gelé (FD 0).....
Figure 41-	Évolution des tendances de l'indice des jours d'été dépassants 25°C (SU 25).....
Figure 42-	Évolution des tendances de l'indice des jours d'été dépassants le 95 ^{ème} percentile de température (SU95p).....
Figure 43-	Évolution des tendances de l'indice des nuits tropicales (TR 20).....
Figure 44-	Évolution des tendances de l'indice des nuits tropicales excédant le 95 ^{ème} percentile des températures minimales (TR95p).....
Figure 45-	Évolution des tendances de l'indice des séquences froides (CSDI).....
Figure 46-	Évolution des tendances de l'indice des séquences chaudes (WSDI).....
Figure 47-	Évolution des tendances de l'indice d'amplitude thermique diurne (DTR).....
Figure 48-	Localisation de la station d'expérimentation de l'ITGC de Tiaret.....
Figure 49-	Évolution du rendement en grains de la variété Waha de blé dur simulé depuis 1986 jusqu'à 2008 (t.ha ⁻¹).....
Figure 50-	Évolution de la biomasse sèche aérienne de la variété Waha de blé dur simulée depuis 1986 jusqu'à 2008 (t.ha ⁻¹).....
Figure 51-	Évolution de la longueur du cycle de développement de la variété Waha de blé dur simulée depuis 1986 jusqu'à 2008 (jours).....
Figure 52-	Évolution de la date de levée de la variété Waha de blé dur simulée depuis 1986 jusqu'à 2008 (jours après la date de semi).....
Figure 53-	Évolution de la date de la fin du stade juvénile de la variété Waha de blé dur simulée depuis 1986 jusqu'à 2008 (jours après la date de semi).....
Figure 54-	Évolution de la date du jour du stade de l'indice foliaire maximal de la variété Waha de blé dur simulée depuis 1986 jusqu'à 2008 (jours après la date de semi).....
Figure 55-	Évolution de la date de floraison chez la variété Waha de blé dur simulée depuis 1986 jusqu'à 2008 (jours après la date de semi).....
Figure 56-	Évolution de la date de la maturité physiologique des graines de la variété Waha de blé dur simulée depuis 1986 jusqu'à 2008 (jours après la date de semi).....

- Figure 57-** Évolution de la de la vitesse de croissance de la variété Waha de blé dur simulée depuis 1986 jusqu'à 2008 ($\text{mg.m}^{-1}.\text{j}$).....
- Figure 58-** Évolution de l'indice du stress hydrique stomatique chez la variété Waha de blé dur simulé depuis 1986 jusqu'à 2008.....
- Figure 59-** Évolution de l'indice du stress hydrique stomatique chez la variété Waha de blé dur simulé depuis 1986 jusqu'à 2008.....
- Figure 60-** Évolution de la production cumulée de CO_2 par le sol de la variété Waha de blé dur simulée depuis 1986 jusqu'à 2008 (Kg C.ha^{-1}).

LISTE DES TABLEAUX

- Tableau 1-** Résultats des tests statistiques non-paramétriques de tendance pour la variable précipitation.....
- Tableau 2-** Résultats des tests statistiques non-paramétriques de tendance pour la variable température minimale.....
- Tableau 3-** Résultats des tests statistiques non-paramétriques de tendance pour la variable température maximale.....

SIGNIFICATION DES SYMBOLES ET DES ABREVIATIONS

%	: Pour cent
⁰ C	: Degré Celsius
CO ₂	: Dioxyde de carbone
ETP	: Évapotranspiration potentielle
FAO	: Food and Agriculture Organization
Fig.	: Figure
g	: Gramme
GIEC	: Groupe international des experts sur le climat
ha ⁻¹	: Hectare
INA	: Institut national d'agronomie de France
INRA	: Institut national des recherches agronomiques de France
IPCC	: Intergovernmental panel of climate change
I.T.G.C	: Institut technique des grandes cultures
J	: Jour
Kg	: Kilogramme
l	: Litre
m ²	: Mètre carré
m	: Mètre
mg	: Milligramme
mm	: Millimètre
mn	: Minute
NCC	: Network of climate change
NOAA	: National Oceanic and Atmospheric Administration
O ₂	: Oxygène
OMM	: Organisation mondiale de la météologie
ONM	: Office National de la Météorologie Algérienne
ONU	: Organisation des nations unies
P	: Probabilité
UTC	: Temps Universel Coordonné
r	: Coefficient de corrélation de Pearson
Tab.	: Tableau
V	: Volume
t	: Tonne

Table des matières

- ملخص	
- Résumé	
- Abstract	
- Liste des figures.....	
- Liste des tableaux	
- Signification des symboles et des abréviations	
- Table des matières.....	
- Introduction générale	1

CHAPITRE I - SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

I- LE CLIMAT	4
1- Définition.....	4
2- Notion d'échelle en climatologie.....	4
• Échelle spatiale.....	4
• Échelle temporelle.....	5
3- Les éléments du climat.....	5
4- Les facteurs du climat	6
5- Les variables climatiques	6
II- LE SYSTEME CLIMATIQUE.....	7
1- Définition	7
2- Les composantes du système climatique.....	7
- L' <i>atmosphère</i>	7
- L' <i>hydrosphère</i>	8
- La <i>cryosphère</i>	8
- La <i>surface de la terre</i>	9
- Les <i>biosphères</i>	9

3- Les interactions entre les composantes du système climatique	9
4- L'équilibre du système Océan Atmosphère	10
5- Les indices climatiques.....	11
a. Oscillation nord-atlantique (NAO)	11
b. El Niño/oscillation australe (ENSO).....	11
III- LA VARIABILITE CLIMATIQUE	12
1- Définition	12
2- Configurations de la variabilité climatique.....	12
3- La variabilité climatique naturelle	12
a. Le forçage naturel du système climatique et le bilan énergétique.....	12
b. Le forçage radiatif du climat	12
4- La variabilité climatique induite.....	13
5- Le temps de réaction du système climatique	13
▪ Temps de renouvellement (T).....	14
▪ Temps d'ajustement ou temps de réaction (Ta)	14
6- La rétroaction climatique et la non-linéarité.....	14
7- L'influence des variations anthropiques sur le système climatique	15
IV- LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES	16
1- Définition	16
2- Les causes des changements climatiques.....	16
• Composition de l'atmosphère	17
• La structure verticale de l'atmosphère	17
• Les gaz à effet de serre.....	18
• L'effet de serre	18
• La dégradation de la couche d'ozone	19
V- LES EVENEMENTS METEOROLOGIQUES EXTREMES.....	20
1- Le changement dans les événements extrêmes	20
2- Le changement dans la variabilité climatique et dans les événements extrêmes	20
VI- LA DETECTION ET L'ATTRIBUTION DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES	22
1- Définition	22
- L'attribution	22
- La détection	22

2- Veille de l'atmosphère pour la détection des changements climatiques	23
a. Les données paléoclimatiques.....	23
b. Les indices climatiques statistiques	23
VII- LA MODÉLISATION DES AGRO-ÉCOSYSTÈMES	24
1- Concepts de base en modélisation des agro-écosystèmes	25
• L'agro-écosystème	25
• Modèle.....	25
• Variables et paramètres.....	25
• Module	25
2- Typologie des modèles de grandes cultures.....	26
3- Étapes de simulation	27
• Analyse du contexte	27
• Choix du modèle	27
• Ajustement.....	27
• Validation.....	28
• Utilisation du modèle.....	28
VIII- LA REPONSE DU CLIMAT	29
• Sur le sol.....	29
• Sur les plantes.....	29
• Sur les animaux	30
• Sur l'être humain.....	31
IX- L'ACTION MONDIALE FACE AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES	33
• Le protocole de Montréal.....	33
• La Convention Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques	33
• Le protocole de Kyoto.....	33

CHAPITRE II - CONTRÔLE DE QUALITÉ ET ÉTUDE DE L'HOMOGENÉITÉ DES DONNÉES CLIMATIQUES

I- Introduction à l'homogénéité des données climatiques	34
II- Contrôle de qualité et étude de l'homogénéité des données climatologiques	35
1- Description de la base de données climatologiques	35

2- Contrôle de la qualité de données	36
a. Les valeurs incohérentes	36
b. La consistance interne des données	37
c. Les données manquantes.....	37
III- Étude de l'homogénéité statistique des données climatiques	42
1- Choix des méthodes d'homogénéisation	42
2- Homogénéité des données journalières	42
- Le test de Wang.....	42
3- Homogénéité des données annuelles	44
- Le test d'Alexandersson	44
4- Résultats de l'homogénéité des données	46

CHAPITRE III - ÉTUDE DES TENDANCES DES INDICES ET DES VARIABLES CLIMATIQUES

1- Étude des tendances des variables climatiques.....	48
• Test de Mann-Kendall	48
2- Étude des tendances des indices climatiques	49
• Les indices basés sur les percentiles.....	49
• Les indices absolus	49
• Les indices des extrêmes.....	50
• Les indices de durée	50
• Autres indices	50
3- Spatialisation des indices et méthode d'interpolation	51
I- Étude des tendances climatiques	52
1- Étude des tendances de précipitations	52
• Caractéristiques des séries pluviométriques.....	52
• Évolution de la variabilité interannuelle.....	53
• Tendances annuelles de précipitations	54
2- Étude des tendances de température	57
• Température minimale.....	57
• Température maximale	58

II- Étude des tendances des indices climatiques.....	59
1- Étude de l'évolution de l'indice d'aridité de De Martonne.....	59
2- Étude des tendances des indices de précipitations	61
2-1- Les indices basés sur les percentiles	61
• Les jours très pluvieux (R95p).....	61
• Les jours extrêmement pluvieux (R99p)	62
2-2- Les indices absolus.....	63
• La quantité maximale de précipitations en une journée (RX1day).....	63
• La quantité maximale de précipitations de cinq jours consécutifs (RX5day)	64
2-3- Les indices des extrêmes	65
• Le nombre de jours à de fortes pluviométries dépassants 10mm (R10)	65
• Le nombre de jours à de très fortes pluviométries dépassants 20mm (R20).....	66
2-4- Les indices de durée.....	67
• La longueur de la saison de croissance (GSL).....	67
• Le nombre de jours secs consécutifs (CDD*)	68
• Le nombre de jours humides consécutifs (CWD*)	69
2-5- Autres indices	70
• Les précipitations totales annuelles (PRCPTOT).....	70
• Le simple indice d'intensité journalière (SDII)	71
3- Étude des tendances des indices de température.....	72
3-1- Les indices basés sur les percentiles	72
3-1-1- Les extrêmes froids	72
• Les nuits froides (TN10p).....	72
• Les jours froids (TX10p).....	73
3-1-2- Les extrêmes chauds	74
• Les nuits chaudes (TN90p).....	74
• Les jours chauds (TX90p).....	75
3-2- Les indices absolus.....	76
3-2-1- Les extrêmes froids	76
• Le minimum mensuel des températures maximales (TXn).....	76
• Le minimum mensuel des températures minimales (TNn).....	77
3-2-2- Les extrêmes chauds	78
• Le maximum mensuel des températures maximales (TXx)	78
• Le maximum mensuel des températures minimales (TNx).....	79
3-3- Les indices des extrêmes	80

3-3-1- Les extrêmes froids	80
• Les jours de glace (ID).....	80
• Les jours de gelé (FD 0)	81
3-3-2- Les extrêmes chauds	82
• Les jours d'été dépassants le seuil 25°C (SU 25).....	82
• Les jours d'été dépassants le 95ème percentile de température (SU95p).....	83
• Les nuits tropicales (TR20)	84
• Les nuits tropicales dépassant le 95 ^{ème} percentile des températures minimales (TR95p)	
3-4- Les indices de durée	86
3-4-1- Les extrêmes froids	86
• L'indicateur des séquences froides (CSDI*).....	86
3-4-2- Les extrêmes chauds WSDI.....	87
• L'indicateur des séquences chaudes (WSDI*).....	87
3-5- Autres indices	88
• L'amplitude thermique diurne (DTR)	88

CHAPITRE IV - ÉTUDE DE L'IMPACT DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR L'AGRO-ÉCOSYSÈME

I- Le modèle STICS	90
1- Description du modèle	90
2- Choix du modèle	91
3- Mise en œuvre	91
• <i>Les variables de forçage</i>	92
• <i>L'itinéraire technique</i>	92
• <i>Les paramètres sol</i>	92
• <i>Les paramètres liés à la plante</i>	93
4- Calibration et validation du modèle STICS	93
II- Impact du changement climatique sur les composantes de rendement du blé dur	95
• Le rendement en grains	95
• La biomasse sèche aérienne	95

III- Impact du changement climatique sur la croissance et le développement du blé dur.....	96
• La longueur du cycle de développement.....	96
• Les dates des stades végétatifs	97
a. La levée	97
b. La fin du stade juvénile.....	97
c. Stade de l'indice foliaire maximal.....	98
• Les dates des stades reproducteurs	99
a. La floraison.....	99
b. La maturité physiologique des graines.....	99
• La vitesse de croissance du blé dur.....	100
IV- Impact du changement climatique sur l'écophysologie du blé dur.....	101
• L'écart de la température entre la surface du couvert végétal et l'air.....	101
• L'indice de stress hydrique stomatique	101
• Production cumulée de CO ₂ par le sol	102

CHAPITRE V – DISCUSSION

1- Caractéristiques climatiques de l'Algérie	104
2- Les processus régionaux et les liens avec le climat global	106
3- Les tendances de la variabilité et du changement climatique	108
4- Impacts du changement climatique sur l'agro-écosystème.....	110
- <i>Des problèmes de survie des espèces</i>	110
- <i>Des changements dans la croissance des espèces</i>	111
- <i>Des changements dans la phénologie des espèces</i>	111
5- Changement climatique et réponses adaptatives des espèces	112
Conclusion générale.....	113
Perspectives.....	115
Références bibliographiques	116

Introduction générale

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Depuis quelques années, on assiste à des phénomènes climatiques peu communs et inattendus à travers le monde (Foelsche et *al.*, 2006). On a en effet connu ces derniers temps, les années les plus chaudes sur l'ensemble du globe, et simultanément, des sécheresses et des inondations (Low, 2005). Or, les facteurs climatiques constituent la principale cause de changement de la végétation et par conséquent, l'homme et les animaux (Turan et Sezen, 2007). La connaissance du climat dans ses interactions avec les domaines biologiques revêt une importance primordiale pour la gestion des ressources naturelles (Pugnaire et Valladares, 2007).

L'évolution mondiale du climat aura des effets divers, certains bénéfiques mais la plupart néfastes (Desonie, 2008). Le processus de réchauffement dû aux changements climatiques est susceptible d'entraîner une aridité encore plus importante, et de conduire par conséquent à une aggravation de la dégradation des écosystèmes et à une destruction des forêts résultant du plus grand nombre d'incendies (Warner, 2004). La tendance actuelle à des inondations plus intenses pourrait entraîner une érosion et une dégradation des sols plus importantes (Leroux, 2005). En effet, l'être humain subit sans doute les effets indirects de l'évolution du climat, l'élévation du niveau de la mer et les changements dans l'humidité des sols, les conditions terrestres et aquatiques, la fréquence des incendies et des invasions d'animaux nuisibles, la répartition des vecteurs, des hôtes des maladies infectieuses (Hardy, 2003). Les changements climatiques pourraient diminuer les ressources en eau dans certaines régions soumises à un stress hydrique, les augmenter dans d'autres (Hutchinson et Herrmann, 2004). D'autres conséquences découleraient de l'incidence des changements climatiques sur les systèmes écologiques et sociaux, diverses conséquences des déplacements de population et des perturbations économiques (Turan et Sezen, 2007).

L'Algérie est caractérisée par sa morphologie complexe qui tend à produire de larges différences climatiques de grande variabilité spatiale et la présence de nombreuses subrégions et méso-échelles climatiques déterminant le potentiel agricole, la productivité des écosystèmes et les ressources hydriques du pays (Djellouli, 1990 ; Hirche et *al.*, 2007).

Les variations dans la température globale sont bien connues (Jones et Moberg, 2003) quoiqu'il demeure inconnu si ces changements dans la moyenne affectent la variance de la distribution (Bartholy et Pongrácz, 2007). D'autres travaux ont montrés que les extrêmes de la distribution de température et de précipitations ont aussi changés (Frich et *al.*, 2002) et éventuellement avec un taux supérieur à la moyenne (Alexander et *al.*, 2005 ; 2007), cela reste non prouvé sur plusieurs régions dans le monde y compris l'Algérie (Lionello et *al.*, 2006).

La quantification et la compréhension des changements climatiques à l'échelle régionale est l'un des plus importants et plus incertains au sein du débat sur le changement global (Kattenberg et *al.*, 1996; Cubasch et *al.*, 2001).

Une étape importante vers la compréhension des changements climatiques régionaux et des impacts est l'évaluation des caractéristiques de la variabilité naturelle du climat (Giorgi, 2002a,b). La nature et la société sont souvent particulièrement vulnérables et mal préparés à ces changements (Lionello et *al.*, 2006). Les institutions privées et publiques qui offrent des services d'assurance, de secours en cas de catastrophe, d'opérations bancaires et de gestion des biens ont besoin de connaître les futures tendances de ces changements ainsi que les zones vulnérables pour se préparer (Owen et Hanley, 2004). C'est la raison pour laquelle beaucoup plus d'attention est accordée à observer puis détecter les variations dans la moyenne et dans les extrêmes, ensuite, faire produire des simulations fiables.

L'étude de la variabilité a pour but d'identifier les forçages qui lui sont responsables (Hamed, 2008). L'interaction entre le climat de la Méditerranée avec la circulation thermohaline du Nord Atlantique impose la possibilité de mécanismes de rétroaction, éventuellement à des échelles de temps différentes ayant des implications climatiques potentiellement importantes (Rahmstorf, 1998 ; Artale et *al.*, 2002). La relation entre les fluctuations du climat dans la moyenne et la fréquence des phénomènes extrêmes (Katz et Brown, 1992) est l'une des principales sources de préoccupation sociale à la lumière du réchauffement de la planète (Pfister, 2005).

Pour attribuer la totalité ou une partie des récents changements climatiques à l'activité humaine, donc, nous avons besoin de démontrer que la variabilité interne n'est pas susceptible de tenir compte le changement observé (Fouquart, 2003). La détection est donc la composante la plus complexe exigée pour l'attribution (Aguilar et *al.*, 2005). Chaque élément climatique intervient de façon variable, sa caractérisation statistique se fera dès lors non seulement par la moyenne ou la médiane mais également par son domaine de variation (Timothy et *al.*, 2009).

Or, le nombre de travaux scientifiques au sujet de l'impact du changement climatique sur les espèces a cru de façon spectaculaire depuis les dernières décennies pour répondre à une forte demande sociétale, afin d'ajuster des mesures en terme de gestion et de conservation des écosystèmes et d'établir dans l'urgence des prévisions d'évolution des systèmes écologiques (Hadria, 2006). Le réchauffement climatique va nécessairement profondément affecter les écosystèmes et les espèces (Shugart, 1990; Vitousek, 1994; Vitousek et *al.*, 1997; Easterling et *al.*, 2000; Scheller et Mladenoff, 2005), de façon certainement hétérogène selon les régions étant donnée la variabilité spatiale des changements prévus (Thorhallsdottir, 1998; Goldblum et Rigg, 2005), pour très certainement aboutir à une perte massive de biodiversité (Davis et Zabinski, 1992; Gaston, 2000; Hooper et *al.*, 2005; Thuiller et *al.*, 2005).

La céréaliculture représente l'ossature de l'agriculture en Algérie, secteur extrêmement important de la vie socioéconomique du pays. Cette culture est fortement influencée par les conditions climatiques et en particulier par les précipitations, souvent irrégulières dans les régions semi-arides (FAO, 2006).

Il est donc primordial de prédire l'impact de ces changements à venir sur les espèces, en particulier ayant une importance directe sur notre vie tel que les céréales, afin d'établir les décisions à prendre pour conserver certaines espèces et définir les façon d'agir (Whittaker et *al.*, 2005), ou pour garantir le fonctionnement d'un écosystème, ou d'un agro-système, ou encore prévenir l'arrivée d'espèces à caractère envahissant (Thuiller et *al.*, 2005).

Ce travail préliminaire s'inscrit dans le cadre d'un mémoire qui cherche à détecter en premier lieu le changement et la variabilité du climat en Algérie, puis, il cherche en deuxième lieu à étudier leurs impacts probables sur l'agro-écosystème des régions arides et semi-arides, en particulier, leurs impacts sur le blé dur vu l'importance primordiale dans les systèmes des cultures et dans l'alimentation humaine que constitue cette plante.

Le premier objectif de la présente étude est l'évaluation statistique de la situation météorologique existante en Algérie. Cela est fait en ce qui concerne l'évolution des tendances et les variations constatées dans la moyenne et dans les extrêmes de températures et de précipitations, en fonction de la disponibilité de données, à travers divers indices statistiques, pour la détection d'éventuel changement ou de variabilité climatique. Ensuite, une estimation de l'ampleur du changement est engendrée et enfin, une spatialisation géographique des courbes de tendances est réalisée pour mieux connaître les régions les plus affectées en Algérie.

Le deuxième objectif de l'étude vise à estimer les impacts probables du changement climatique sur l'agro-écosystème en ce qui concerne leurs impacts sur les composantes du rendement, la croissance et le développement et l'écophysiologie d'une variété dominante du blé dur ainsi que sur la séquestration du carbone dans le sol.

Le manuscrit présenté est structuré en plusieurs parties dont la première constitue un rappel bibliographique sur le climat, sa variabilité et ses changements ainsi que les impacts attendus sur les systèmes biologiques. La deuxième partie traite le contrôle de la qualité des données climatologiques et leur homogénéité, ensuite, la troisième partie comprend les résultats obtenus de l'étude des tendances des variables et des indices climatiques. La quatrième partie renferme des simulations sur les impacts attendus du changement climatique sur l'agro-écosystème des régions semi-arides et arides. Les résultats acquis dans la présente étude sont discutés par la suite dans la dernière partie.

Synthèse bibliographique

SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

I- LE CLIMAT

Lors de leurs nombreux voyages, les anciens grecs avaient observé que les conditions atmosphériques, la faune et la flore changeaient en fonction de l'inclinaison des rayons du soleil (Hufty, 2001). Le mot grec κλίμα (inclinaison) a dès lors donné sa racine au mot français "climat" (Fouquart, 2003). Cette notion n'a pas la même acceptation selon que l'on se place suivant le point de vue des géographes, des botanistes ou des météorologistes ainsi, la notion de climat peut recevoir plusieurs définitions (Daget, 1977). Köppen (1937) a associé le point de vue du biologiste et du météorologiste et a défini le climat comme étant l'ensemble des conditions atmosphériques qui rendent un lieu de la surface terrestre plus ou moins habitable pour l'homme, les animaux et les plantes (Huntington, 2008).

1- Définition

Le climat est la description statistique de l'état moyen de l'atmosphère et des variations spatiales et temporelles des variables telles que la température et les précipitations, sur des périodes de quelques heures à plusieurs millions d'années à différentes échelles spatiales (Morin, 2006). Dans un sens plus large, le climat est la description statistique de l'état du système climatique.

Au sens étroit du terme, le climat désigne généralement le «temps moyen»; il s'agit plus précisément d'une description statistique en fonction de la moyenne et de la variabilité de grandeurs pertinentes sur des périodes variant de quelques mois à des milliers, voire à des millions d'années sachant que la période classique définie par l'OMM est de 30 ans (Fouquart, 2003). Ces grandeurs sont le plus souvent des variables de surface telles que la température, les précipitations et le vent (Huntington, 2008).

Quelque soit le point de vue utilisé, il y a trois idées qui interviennent dans la définition du climat; la localisation géographique, la notion de séries d'observations (durée et variabilité) et l'existence de nombreux éléments météorologiques ou non (Hufty, 2001). Ces éléments sont les constituants du climat tandis que les facteurs climatiques sont les causes qui vont être à l'origine de la diversité des climats (Solomon et al., 2007).

2- Notion d'échelle en climatologie

- **Échelle spatiale**

Dans la notion de climat, on doit tenir compte de la situation géographique. Lors des mesures, on constate que certains éléments ont une variation locale très importante comme les précipitations dans un orage ou le changement de la température avec l'altitude (Ahrens, 2000). On doit dès lors moduler la définition du climat selon l'échelle à laquelle on se place (Cao et al., 2007). Si on envisage le climat à l'échelle continentale on parlera de macroclimat qui s'étend sur des distances d'environ 100 à 10 000 km (Saha, 2008). Le mésoclimat constitue l'échelle régionale ou locale allant de 1 à 100

km, il est souvent improprement nommé microclimat dans le langage courant tandis que le microclimat représente l'échelle minimale allant de 0 à 1000 m (Ahrens, 2000 ; Fouquart, 2003).

- **Échelle temporelle**

Les conditions de temps sont très différentes et varient régulièrement d'heure en heure, de jour en jour, de semaine en semaine (Ahrens, 2000).

- La première variabilité observée est celle occasionnée par la rotation de la terre ; l'alternance du jour et de la nuit est à l'origine de la variation diurne de la température.

- La deuxième variabilité à laquelle notre climat est soumis est la variabilité saisonnière ; l'inclinaison des rayons solaires n'est pas la même en été qu'en hiver, de même que la durée du jour et de la nuit change durant les saisons et de ce fait, il en résulte des températures plus basses en hiver qu'en été (Saha, 2008). Pour le météorologiste les saisons ne coïncident pas avec les saisons astronomiques. En effet le maximum de chaleur ne se produit pas au moment du solstice d'été mais aux alentours de la mi-juillet (Fouquart, 2003). De même, la période la plus froide de l'année n'a pas lieu au moment du solstice d'hiver mais vers la mi-janvier. Ce décalage est dû à l'inertie thermique de l'océan et de l'atmosphère (Solomon et *al.*, 2007).

Agassiz a montré que notre climat ne fut pas le même que celui de maintenant mais plutôt plus froides ; les glaciations (Hufty, 2001). D'autres recherches ont montré qu'il y a 125 millions d'années le climat était un peu chaud qu'actuellement. Milankovitch a attribué ces grandes modifications climatiques aux variations des paramètres astronomiques dues à l'excentricité de l'orbite de la terre qui oscille entre quasiment un cercle et une ellipse un peu plus prononcée. La précession des équinoxes, le périhélie (point de l'orbite terrestre qui est le plus proche du soleil) se déplace au cours du temps, et l'obliquité de l'écliptique, l'inclinaison de l'axe de rotation de la terre sur le plan de l'orbite terrestre est plus ou moins importante (Saha, 2008). Cette théorie a été remise à l'honneur par le professeur Berger qui a montré que les variations des paramètres astronomiques de notre planète modifient l'insolation reçue à une latitude donnée et explique ainsi les grandes phases de glaciation (Saha, 2008). Les périodes de ces paramètres sont respectivement de 100.000 ans pour l'excentricité, 41.000 ans pour l'obliquité de l'axe de la terre et plus ou moins 20.000 ans pour la précession de l'équinoxe (Solomon et *al.*, 2007).

3- Les éléments du climat

Le climat est déterminé par un ensemble d'éléments physiques, chimiques et biologiques caractérisant principalement l'atmosphère d'un lieu. Parmi les éléments climatiques, une distinction entre les éléments météorologiques et les non-météorologiques est opérée (Saha, 2008). Les éléments météorologiques sont classés en éléments permanents et ceux qui sont occasionnels ; les premiers sont constitués par la pression atmosphérique, la température, le degré hygrométrique de l'air, la vitesse et la direction du vent, la nébulosité, le rayonnement du ciel et du sol tandis que les éléments accidentels sont les précipitations (neige, pluie, bruine, grêle, grésil) et les autres hydrométéores

(brouillard, brune, rosée, givre, verglas) (Hufty, 2001). Les éléments non-météorologiques se classent en trois groupes : physiques (degré d'ionisation de l'air, rayonnement cosmique, radioactivité, électricité atmosphérique), chimique (composition de l'air et des aérosols en suspension dans l'air) et biologiques (micro-organismes transportés dans l'air) (Saha, 2008). Chacun de ces éléments intervient de façon variable, leur caractérisation statistique se fera dès lors non seulement par la moyenne ou la médiane mais également par leur domaine de variation (Kristjánsson et *al.*, 2005).

4- Les facteurs du climat

Les éléments qui caractérisent le climat d'un lieu sont influencés par différents facteurs qui rendent le climat d'un endroit distinct d'un autre (Hufty, 2001). Les facteurs agissent toujours en même temps et réagissent les uns sur les autres de façon très complexe (Eliseev et Mokhov, 2008). Les causes qui sont à l'origine de la diversité des climats sont : l'énergie solaire, la nature de la surface terrestre et sa couverture, la circulation atmosphérique générale, les cycles de l'eau et le relief. Tous ces facteurs interagissent pour former le système du climat dont le premier moteur est le rayonnement solaire (Berntsen et Fuglestedt, 2008).

5- Les variables climatiques

Les connaissances du temps et du climat met l'accent sur les variables qui influencent directement la vie quotidienne : la température moyenne maximale et minimale, le vent près de la surface de la terre, les précipitations sous ses diverses formes, l'humidité, le type et la quantité de nuages et le rayonnement solaire (Solomon et *al.*, 2007). Toutefois, la croissance, le mouvement et la désintégration des systèmes météorologiques dépendent aussi de la structure verticale de l'atmosphère, l'influence de la terre et la mer, et de nombreux autres facteurs qui ne sont pas directement vécue par les êtres humains (Huntington, 2008).

Le climat est déterminé par la circulation atmosphérique et par ses interactions avec la grande échelle des courants océaniques et de la terre avec ses caractéristiques telles que l'albédo, la végétation et l'humidité du sol (Hufty, 2001). Le climat de la terre dans son ensemble dépend de facteurs qui influencent le bilan radiatif, tels que la composition de l'atmosphère, le rayonnement solaire ou les éruptions volcaniques (Eliseev et Mokhov, 2008).

Pour comprendre le climat et ses variations de notre planète et pour comprendre et éventuellement de prévoir les changements climatiques provoqués par les activités humaines, on ne peut ignorer aucun de ces facteurs et éléments qui déterminent le climat (Solomon et *al.*, 2007).

Nous devons comprendre le *système climatique*, le système complexe composé de divers éléments, y compris la dynamique et la composition de l'atmosphère, les océans, la glace et la neige, la surface des terres et de ses caractéristiques, les nombreuses interactions entre eux, et les grandes variétés de caractéristiques physiques, chimiques et biologiques qui se déroulent dans et entre ces composantes. «Climat» dans un sens plus large, fait référence à l'état du système climatique dans son ensemble, y compris une description statistique de ses variations (Saha, 2008).

II- LE SYSTEME CLIMATIQUE

1- Définition

Si la terre semble bien se réchauffer rapidement depuis un siècle et demi, elle connu dans le passé des variations climatiques autrement plus importantes. Il existe une théorie qui cherche à préciser les caractéristiques des systèmes et, en premier lieu, qui en donne une définition (Solomon et *al.*, 2007). D'après Serge Frontier, un système peut se définir comme étant un ensemble d'éléments interagissant entre eux et éventuellement avec le milieu extérieur dont la systématique comporte trois principes (Fouquart, 2003) :

- 1- La dépendance interactive : aucun élément n'est isolable ou, si on l'isole, on le modifié et on ne peut agir sur l'un sans agir sur les autres.
- 2- L'existence d'une entité globale : « l'ensemble est plus que la somme des parties ».
- 3- Le tout influence les parties.

C'est l'ensemble de la planète dont les sous ensembles ; atmosphère, l'océan, la cryosphère, la biosphère continentale et marine, la géosphère et l'homme. Il évolue avec le temps sous l'influence de sa propre dynamique interne et par suite de forçages externes naturels et humaines. Entre ces éléments, il existe des relations plus ou moins fortes, des couplages (Hufty, 2001). Ces relations sont réciproques ou non ; si la géosphère agit fortement sur l'atmosphère par l'intermédiaire des volcans, la réciproque n'est pas vraie : on imagine mal l'influence de l'atmosphère sur le volcanisme. Lorsque la relation est réciproque, on pourra parler d'interaction (Solomon et *al.*, 2007).

Entre l'atmosphère et l'océan, les interactions sont fortes : transfert d'énergie de l'atmosphère vers l'océan par l'action du vent à la surface, transfert de chaleur par rayonnement électromagnétique depuis l'atmosphère vers l'océan et réciproquement, évaporation, précipitations (Hufty, 2001). A priori, l'homme devrait être inclus au sein de la biosphère, si il est considéré ici en tant que sous système, c'est évidemment parce qu'il nous intéresse tout particulièrement mais c'est surtout qu'au travers de son activité, il exerce une action significative sur les autres composantes du système et donc, en retour sur lui-même (Fouquart, 2003).

2- Les composantes du système climatique

Le système climatique est un système interactif composé de cinq éléments principaux : l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la surface des terres et la biosphère, forcé ou influencé par les divers mécanismes de forçage externe, dont le plus important est le soleil et l'effet direct des activités humaines (Saha, 2008).

- **L'atmosphère** est le plus instable dans le système. Sa composition, qui a changé avec l'évolution de la terre est d'une importance centrale. L'atmosphère sèche est composée principalement d'azote (N₂ 78,1%), de l'oxygène (O₂ 20,9%) et d'argon (Ar 0,93%). Ces gaz ont peu d'interaction avec le rayonnement solaire incident et ils n'ont pas d'interaction avec le rayonnement infrarouge émis par la terre (Solomon et *al.*, 2007). Cependant, il y'a un certain nombre de gaz à effet

de serre comme le dioxyde de carbone (CO₂), méthane (CH₄), oxyde nitreux (N₂O) et l'ozone (O₃) qui absorbent et émettent le rayonnement infrarouge (Hufty, 2001 ; Badarinath et al., 2007).

Ces gaz à effet de serre, avec un volume total dans le rapport de mélange d'air sec de moins de 0,1% en volume, jouent un rôle essentiel dans le bilan énergétique de la terre. De plus, l'atmosphère contient de la vapeur d'eau (H₂O), qui est aussi un gaz à effet de serre naturel, son volume est très variable, mais il est généralement de l'ordre de 1% (Saha, 2008). Étant donné que ces gaz à effet de serre absorbent et émettent des rayonnements infrarouges émis par la terre et par conséquent, ils tendent à augmenter la température à la surface de la terre (Joshi et al., 2006).

La répartition de l'ozone atmosphérique et son rôle dans le bilan énergétique de la terre est unique. L'ozone dans la partie inférieure de l'atmosphère, la troposphère et la stratosphère inférieure, agit comme un gaz à effet de serre (Liao et al., 2006). Plus haut dans la stratosphère, il existe une couche physique de haute concentration d'ozone, qui absorbe les radiations solaires ultraviolettes. De cette façon, ce qu'on appelle la couche d'ozone joue un rôle essentiel dans le bilan radiatif de la stratosphère (Knutti et al., 2008).

L'atmosphère contient également des particules solides et liquides (aérosols) et des nuages, qui interagissent avec les entrées et les sorties de rayonnement dans un espace complexe et de manière très variable (Kristjánsson et al., 2005). La composante la plus variable de l'atmosphère est l'eau dans ses différentes phases ; vapeur, gouttelettes de nuages, et cristaux de glace. La vapeur d'eau est le gaz à effet de serre le plus important. La transition entre ses différentes phases absorbe et libère beaucoup d'énergie, la vapeur d'eau est un élément central pour la variabilité et le changement climatique (Joshi et al., 2006).

- **L'hydrosphère** est la composante qui comprend tous les liquides de surface et les eaux souterraines, tant en eau douce, y compris les rivières, lacs et aquifères, et l'eau salée des mers et des océans. Les océans couvrent environ 70% de la surface terrestre. Ils ont le rôle du stockage et de transport de grande quantité d'énergie et de CO₂. Leur circulation, conduite par le vent et par des contrastes de densité provoquée par la salinité et les gradients thermiques, est beaucoup plus lente que la circulation atmosphérique (Hufty, 2001). Suite à la grande inertie thermique des océans, ils provoquent de grands changements de températures et constituent une source de la variabilité naturelle du climat surtout sur les longues échelles de temps (Solomon et al., 2007).

- **La cryosphère**, y compris les plaques de glace du Groenland et l'Antarctique, les glaciers continentaux et les champs de neige, la glace de mer et le pergélisol, tire son importance pour le système climatique à partir de sa haute réflectivité (albédo) pour le rayonnement solaire, de sa faible conductivité thermique, sa grande inertie thermique et, surtout, son rôle crucial dans la conduite de la circulation d'eau océanique profonde (Hufty, 2001). Parce que les plaques de glace stockent une grande quantité d'eau, les variations de leur volume sont une source potentielle de variations du niveau de la mer (Akbari et al., 2009).

- **La surface de la terre** comporte la végétation et les sols qui contrôlent la façon dont l'énergie reçue du Soleil est retournée à l'atmosphère. Certains sont retournés sous forme de rayonnement à longues ondes (infrarouge). Certains servent à évaporer l'eau, soit dans le sol ou dans les feuilles de plantes vers l'atmosphère (Hufty, 2001). En raison que l'évaporation de l'humidité des sols nécessite de l'énergie, l'humidité du sol a une forte influence sur la température de surface. La texture de la surface du sol et sa rugosité influencent la dynamique de l'atmosphère (Saha, 2008). La rugosité est déterminée à la fois par la topographie et la végétation (Campra et al., 2008).

- **Les biosphères** marines et terrestres ont un impact majeur sur la composition de l'atmosphère. La biosphère influence l'absorption et le rejet de gaz à effet de serre. Grâce à la photosynthèse, les plantes marines et terrestres en particulier les forêts, stockent des quantités importantes de carbone de dioxyde de carbone. Ainsi, la biosphère joue un rôle central dans le cycle du carbone, aussi que dans les budgets de nombreux autres gaz, tels que le méthane et l'oxyde nitreux (Hufty, 2001). Les autres émissions de la biosphère sont ce qu'on appelle des composés organiques volatils (COV) qui ont des effets importants sur la chimie de l'atmosphère, sur la formation d'aérosols, et donc sur le climat, des rétroactions entre le changement climatique et les concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre peuvent se produire (Kristjánsson et al., 2005). L'influence du climat sur la biosphère est préservée dans les fossiles, cernes d'arbres et le pollen, de sorte que beaucoup de ce que l'on sait des climats du passé vient de tels indicateurs biotiques (Solomon et al., 2007).

3- Les interactions entre les composantes du système climatique

Les interactions sont complexes dont certaines sont mal connues ou même inconnues. Plusieurs processus d'interactions physiques, chimiques et biologiques se produisent entre les différentes composantes du système climatique sur une large gamme d'échelles d'espace et de temps, ce qui rend le système extrêmement complexe (Hufty, 2001). Bien que les composantes du système climatique sont très différentes dans leur composition, leurs propriétés physicochimiques, leur structure et leur comportement, ils sont tous liés par des flux de masse et de chaleur, tous les sous-systèmes sont ouverts et interdépendants (Solomon et al., 2007).

L'atmosphère et les océans sont fortement couplés et en échange, entre autres, la vapeur d'eau et la chaleur de l'évaporation. Cela fait partie du cycle hydrologique qui conduit à la condensation, la formation des nuages, des précipitations et du ruissellement, et fournit de l'énergie aux systèmes météorologiques (Hufty, 2001). En revanche, les précipitations ont une influence sur la salinité, la distribution et la circulation thermohaline (Solomon et al., 2007).

La biosphère influence la concentration de dioxyde de carbone par la photosynthèse et la respiration, qui est à son tour influencée par le changement climatique. La biosphère a également des répercussions sur l'apport de l'eau dans l'atmosphère par évapotranspiration, et le bilan radiatif de l'atmosphère grâce à la quantité de lumière réfléchi vers le ciel (albédo) (Hufty, 2001). Tout

changement, qu'il soit naturel ou anthropique, dans les composantes du système climatique et de leurs interactions, ou dans les forces extérieures, peut résulter suite aux variations du climat (Eliseev et Mokhov, 2008).

4- L'équilibre du système Océan Atmosphère

Les mouvements à grande échelle de l'atmosphère et des océans provoqués par le réchauffement différentiel propre à une Terre en rotation et visant à rétablir l'équilibre énergétique du système par transfert de chaleur et de quantités de mouvement est connu sous le nom de la « circulation générale » (Hufty, 2001).

Dans le même but, d'équilibrer la température de la terre, des circulations océaniques sont aussi observées connue sous le nom de « *Circulation thermohaline* » ou « *Jet stream* ». C'est une circulation qui, sous l'effet des variations de densité liées aux différences de température et de salinité. Dans l'Atlantique Nord, la circulation thermohaline consiste en un déplacement vers le nord des eaux chaudes de surface et en un déplacement vers le sud des eaux froides des grands fonds, entraînant un transfert net de chaleur vers le pôle. Les eaux de surface s'enfoncent vers le fond dans des zones très restreintes situées à des latitudes élevées (Hufty, 2001).

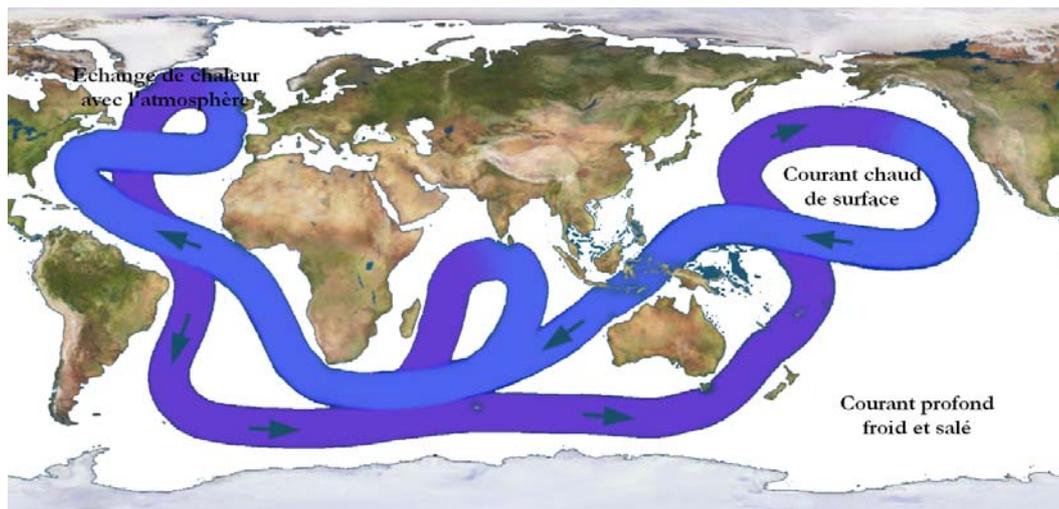


Figure 1 - Circulation thermohaline globale (Ahrens, 2000).

5- Les indices climatiques

Il existe plusieurs oscillations plus ou moins importantes et bien connues; North Atlantic Oscillation (NAO) localisée dans la zone Nord-Atlantique extratropicale, North Pacific Oscillation (NPO) localisée dans la zone Nord-Pacifique extratropicale, El Niño Southern Oscillation (ENSO) localisée dans la zone Pacifique tropicale, Southern Oscillation (SO) localisée dans l'Océan Austral, Pacific Decadal Oscillation (PDO) localisée dans la zone Nord Pacifique (côte américaine), Pacifique tropical. Ces oscillations expliquent une part importante de la variabilité interannuelle climatique (Saha, 2008).

a. Oscillation nord-atlantique (NAO)

L'oscillation nord-atlantique consiste en variations contraires de la pression barométrique près de l'Islande et des Açores. En général, un courant d'ouest entre la zone de basse pression de l'Islande et la zone de haute pression des Açores entraîne vers l'Europe des cyclones accompagnés de leurs systèmes frontaux connexes (Ahrens, 2000). Toutefois, la différence de pression entre l'Islande et les Açores fluctue selon des échelles de temps variant de plusieurs journées à plusieurs décades, et peut parfois s'inverser (Hufty, 2001).

b. El Niño/oscillation australe (ENSO)

El Niño, au sens original du terme, est un courant marin chaud qui se manifeste périodiquement le long de la côte équatorienne et péruvienne, perturbant la pêche locale. Ce phénomène océanique est lié à une fluctuation de la configuration de la pression en surface et de la circulation dans la partie intertropicale des océans Indien et Pacifique, appelée oscillation australe. La combinaison de ces phénomènes atmosphérique et océanique est appelée *El Niño*/oscillation australe, ou ENSO (Ahrens, 2000). Pendant un épisode *El Niño*, les alizés faiblissent et le contre-courant équatorial se renforce, entraînant un déplacement vers l'est des eaux chaudes de surface de la zone indonésienne, qui viennent recouvrir les eaux froides du courant péruvien (Saha, 2008). Ce phénomène exerce une influence considérable sur le vent, la température de la surface de la mer et les précipitations dans la partie tropicale du Pacifique. Il a des effets climatiques sur l'ensemble du bassin du Pacifique et dans de nombreuses autres régions du monde. Le phénomène inverse est appelé *La Niña* (Hufty, 2001)

III- LA VARIABILITE CLIMATIQUE

1- Définition

Par variabilité du climat, on entend généralement les variations de l'état moyen et d'autres variables statistiques (écarts-types, apparition d'extrêmes..) du climat à toutes les échelles temporelles et spatiales autres que celle de phénomènes météorologiques particuliers. La variabilité peut être due à des processus internes naturels au sein du système climatique (*variabilité interne*) ou à des variations du forçage externe naturel ou anthropique (*variabilité externe*) (Ahrens, 2000).

2- Configurations de la variabilité climatique

La variabilité naturelle du système climatique, en particulier lorsqu'on la considère à l'échelle d'une saison ou d'une période plus longue, se manifeste principalement dans des configurations spatiales privilégiées par le biais des caractéristiques dynamiques non linéaires de la circulation atmosphérique et des interactions avec la surface des terres émergées et des océans (Hufty, 2001). Ces configurations spatiales, qui sont également appelées «régimes» ou «modes», consistent par exemple dans l'oscillation nord-atlantique, la téléconnexion Pacifique-Amérique du Nord, le phénomène *El Niño*/oscillation australe (ENSO) et l'oscillation antarctique (Ming et Ramaswamy, 2009).

3- La variabilité climatique naturelle

a. Le forçage naturel du système climatique et le bilan énergétique

L'unique source d'énergie qui anime le système climatique est le rayonnement solaire (Akbari et al., 2009). Environ la moitié des rayonnements sont dans le visible à courtes ondes du spectre électromagnétique. L'autre moitié est dans le proche infrarouge et l'ultraviolet. Chaque mètre carré de la surface sphérique de la terre reçoit en moyenne 342 watts de rayonnement solaire tout au long de l'année, 31% de ce qui est immédiatement renvoyée dans l'espace par les nuages, par l'atmosphère, et par la surface de la terre (Berntsen et Fuglestedt, 2008). Le reste des 235 Wm^{-2} est en partie absorbé par l'atmosphère, mais la plupart (168 Wm^{-2}) réchauffent la surface terrestre ; la terre et l'océan. La surface terrestre renvoie la chaleur dans l'atmosphère sous forme de rayons infrarouges, de sensible chaleur et de vapeur d'eau qui libère de la chaleur quand elle se condense plus haut dans l'atmosphère (Joshi et al., 2006). Cet échange d'énergie entre la surface et l'atmosphère dans les conditions actuelles maintient une température moyenne mondiale à proximité de la surface de 14°C qui diminue rapidement avec l'altitude et atteint une température moyenne de -58°C au sommet de la troposphère. Pour un climat stable, l'équilibre entre le rayonnement solaire entrant et le rayonnement sortant émis par le système climatique est nécessaire. Par conséquent, le système climatique doit émettre en moyenne 235 Wm^{-2} dans l'espace (Andrews et al., 2008).

b. Le forçage radiatif du climat

Dans un état d'équilibre climatique, la radiation nette moyenne au sommet de l'atmosphère est égale à zéro. Un changement que ce soit dans le rayonnement solaire ou le rayonnement infrarouge change forcément la radiation nette (Knutti et al., 2008). Ce déséquilibre est appelé «forçage radiatif».

Les forçages externes tels que le rayonnement solaire ou les grandes quantités d'aérosols éjectées par l'éruption volcanique dans l'atmosphère, peuvent varier sur différentes échelles de temps, entraînant des variations naturelles dans le forçage radiatif (Eliseev et Mokhov, 2008). Ces variations peuvent être négatives ou positives (Andrews et *al.*, 2008).

Dans les deux cas, le système climatique se doit réagir pour rétablir son équilibre. Un forçage radiatif positif a tendance à réchauffer la surface en moyenne, alors qu'un forçage radiatif négatif a tendance à la refroidir (Akbari et *al.*, 2009).

Les processus climatiques internes et les rétroactions peuvent aussi causer des variations dans le bilan radiatif par leur impact sur le rayonnement solaire réfléchi ou le rayonnement infrarouge émis, mais ces variations ne sont pas considérées comme faisant partie du forçage radiatif (Campra et *al.*, 2008).

4- La variabilité climatique induite

Les variations climatiques dans l'état moyen et les autres paramètres statistiques comme l'occurrence d'événements extrêmes peuvent résulter de forçage radiatif, mais aussi des interactions internes entre les composants du système climatique. Une distinction peut donc être faite entre le changement et la variabilité climatique naturels externes et internes induits (Hufty, 2001).

Lorsque les variations dans les forces extérieures se produisent, le temps de réponse des différents composants du système climatique est très différent. En ce qui concerne l'atmosphère, le temps de réponse de la troposphère est relativement court, de jours à plusieurs semaines, alors que la stratosphère est en équilibre sur une échelle de temps de l'ordre de quelques mois (Solomon et *al.*, 2007). En raison de leur grande capacité thermique, les océans ont un temps de réponse beaucoup plus long, généralement pendant des décennies, mais à des siècles ou des millénaires. Le temps de réponse du système fortement couplé surface-troposphère est donc lent par rapport à celui de la stratosphère, et est déterminé principalement par les océans (Campra et *al.*, 2008).

La biosphère peut réagir vite, par exemple, à la sécheresse, mais également très lentement à des changements imposés. Par conséquent, le système peut répondre aux variations de forçage externe sur un large éventail de l'espace et de temps. L'impact des variations de l'énergie solaire sur le climat donne un exemple de ces variations climatiques extérieures. Même sans l'effet des forçages extérieurs, le climat peut varier naturellement, parce que, dans un système de composants très différents avec des temps de réponse et des interactions non-linéaires, les composants ne sont jamais en équilibre et sont constamment variables (Ming et Ramaswamy, 2009).

5- Le temps de réaction du système climatique

Le temps de réaction, ou temps d'ajustement, est le temps nécessaire au système climatique ou à ses composantes pour se réadapter à un nouvel état, après un forçage résultant de processus externes ou internes ou de rétroactions. Il diffère grandement selon les diverses composantes du système climatique (Hufty, 2001). Le temps de réaction de la troposphère est relativement court,

variant de quelques jours à quelques semaines, tandis que la stratosphère recouvre son équilibre dans un laps de temps de quelques mois en général. En raison de leur forte capacité calorifique, les océans ont un temps de réaction beaucoup plus long qui s'énonce généralement en décennies, et parfois en siècles ou en millénaires. Le temps de réaction du système étroitement couplé que forment la surface de la Terre et la troposphère est donc lent par rapport à celui de la stratosphère, étant principalement déterminé par les océans. La biosphère peut réagir rapidement, par exemple aux sécheresses, mais aussi très lentement à des changements imposés (Takemura et *al.*, 2006).

L'expression durée de vie est parfois utilisée, pour des raisons de simplicité, à la place de temps d'ajustement et elle est utilisée pour diverses échelles de temps correspondant au rythme des processus influant sur la concentration des gaz à l'état de trace. On distingue les durées de vie suivantes :

Temps de renouvellement (T) : rapport entre la masse M d'un réservoir ou d'un composé gazeux dans l'atmosphère et le taux d'élimination total S de ce réservoir ($T = M/S$). Pour chaque processus d'élimination, on peut définir des temps de renouvellement distincts. En biologie du carbone du sol, ce temps est appelé temps de séjour moyen (Solomon et *al.*, 2007).

Temps d'ajustement ou temps de réaction (Ta) : échelle de temps caractérisant la désintégration d'un apport instantané dans le réservoir. L'expression temps d'ajustement est également utilisée pour caractériser l'ajustement de la masse d'un réservoir après une variation en plusieurs temps de l'intensité d'une source (Solomon et *al.*, 2007). Les expressions demi-vie et constante de désintégration sont utilisées pour évaluer un processus de désintégration exponentielle du premier ordre (Takemura et *al.*, 2006).

6- La rétroaction climatique et la non-linéarité

La réponse du climat à la variabilité interne du système climatique et aux forçages externes est encore compliquée par des rétroactions et des réponses non-linéaires de ses composants (Hufty, 2001). Un mécanisme d'interaction entre des processus du système climatique est appelé rétroaction climatique lorsque le résultat d'un processus initial provoque, dans un second processus, des changements qui influent à leur tour sur le processus initial qui est son origine (Saha, 2008). Une rétroaction positive intensifie le processus initial, et une rétroaction négative l'atténue (Ming et Ramaswamy, 2009).

Un exemple important d'une rétroaction positive est la rétroaction de la vapeur d'eau dans laquelle le volume de la vapeur d'eau dans l'atmosphère augmente à mesure que la Terre se réchauffe (Joshi et *al.*, 2006). Cette augmentation peut à son tour amplifier le réchauffement, car la vapeur d'eau est un puissant gaz à effet de serre (Colman et *al.*, 2009).

Une rétroaction négative est l'amortissement radiatif : une augmentation de la température augmente très fortement la quantité de rayonnement infrarouge émis. Ce qui limite et contrôle l'augmentation de la température initiale (Hufty, 2001).

Une distinction est faite entre les rétroactions physiques impliquant des processus climatiques physiques, et les rétroactions biogéochimiques impliquant souvent des processus biologiques, géologiques et chimiques couplés (Saha, 2008).

Un exemple d'une rétroaction physique est la complexité d'interactions entre les nuages et le bilan radiatif. Pour les rétroactions biogéochimiques, l'interaction entre la concentration de CO₂ atmosphérique et l'absorption du carbone par la surface terrestre et les océans (Hufty, 2001).

De nombreux processus et interactions dans le système climatique ne sont pas linéaires (Ming et Ramaswamy, 2009). Cela signifie qu'il n'y a pas de relation proportionnelle simple entre la cause et l'effet ce qui est appelé comportement chaotique ; le comportement du système dépend de façon critique de très petites modifications des conditions initiales. Cela n'implique pas, cependant, que le comportement non-linéaire du système chaotique est totalement imprévisible. L'évolution des systèmes météorologiques responsables de la météorologie quotidienne est régie par la dynamique non-linéaire de ces chaotiques. Cela n'empêche pas les succès de la prévision météorologique bien que la prévisibilité soit limitée à une période deux semaines (Colman *et al.*, 2009).

7- L'influence des variations anthropiques sur le système climatique

L'être humain, comme d'autres êtres vivants, a toujours influé sur leur environnement (Colman *et al.*, 2009). Ce n'est que depuis le début de la révolution industrielle, que l'impact des activités humaines a commencé à s'étendre à une échelle beaucoup plus grande, continental ou même mondial (Broecker, 2006). Les activités humaines, en particulier celles impliquant les combustibles fossiles pour l'utilisation industrielle ou domestique, et la combustion de la biomasse, gaz à effet de serre et les aérosols qui ont une incidence sur la composition de l'atmosphère (Berntsen et Fuglestedt, 2008). Les émissions de chlorofluorocarbures (CFC) et autres composés chlorés et bromés ont non seulement un impact sur le forçage radiatif, mais conduisent également à l'appauvrissement de la couche d'ozone stratosphérique (Badarinath *et al.*, 2007).

Le changement d'affectation des terres ; en raison de l'urbanisation, la foresterie ou la déforestation et les pratiques agricoles, affecte les propriétés physiques et biologiques de la surface terrestre et conduit à un impact potentiel sur le climat régional et mondial (Campra *et al.*, 2008).

IV- LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

1- Définition

Les changements climatiques sont des variations statistiquement significatives de l'état moyen du climat ou de sa variabilité, persistant pendant une période prolongée (généralement des décennies ou plus). Les changements climatiques peuvent être dus à des processus internes naturels ou à des forçages externes, ou encore à la persistance de variations anthropiques de la composition de l'atmosphère ou de l'utilisation des sols (Solomon et *al.*, 2007).

On notera que la Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques (CCNUCC), dans son article premier, définit les changements climatiques comme «des changements qui sont attribués directement ou indirectement à une activité humaine altérant la composition de l'atmosphère mondiale et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle du climat observée au cours de périodes comparables» (Hufty, 2001). La CCNUCC fait donc une distinction entre «les changements climatiques» attribuables à l'activité humaine altérant la composition de l'atmosphère et la «variabilité du climat» imputable à des causes naturelles (Broecker, 2006).

Un processus est appelé «non linéaire» lorsqu'il n'existe pas de rapport de proportion simple entre ses causes et ses effets. La non-linéarité du système climatique peut entraîner des changements climatiques rapides, appelés parfois événements brusques, voire surprises (Saha, 2008). Certains de ces événements brusques sont concevables, comme la réorganisation spectaculaire de la circulation thermohaline, la déglaciation rapide ou la fonte massive du pergélisol entraînant des changements dans le cycle du carbone. D'autres peuvent être totalement imprévisibles, par exemple lorsqu'ils sont causés par un puissant forçage, en évolution rapide, d'un système non linéaire (Hufty, 2001).

2- Les causes des changements climatiques

Les émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols dues aux activités humaines continuent de modifier l'atmosphère d'une façon telle qu'il faut s'attendre à ce qu'elles aient des répercussions sur le climat (Kristjánsson et *al.*, 2005). Les changements climatiques sont dus à la fois à la variabilité interne du système climatique et à des facteurs extérieurs (naturels et d'origine anthropique). L'influence des différents facteurs extérieurs sur le climat peut être schématiquement comparée en utilisant la notion de forçage radiatif (Hufty, 2001). Un forçage radiatif positif, tel que celui produit par des concentrations croissantes de gaz à effet de serre, a tendance à réchauffer la surface de la planète. Un forçage radiatif négatif, qui peut être dû à une augmentation de certains types d'aérosols a tendance à refroidir la surface (Badarinath et *al.*, 2007). Des facteurs naturels tels que les changements du rayonnement solaire ou de l'activité volcanique explosive peuvent eux aussi provoquer un forçage radiatif (Eliseev et Mokhov, 2008). Une typologie de ces agents de forçage du climat et de leur évolution au fil du temps est nécessaire pour comprendre les changements climatiques passés dans le contexte des variations naturelles et pour projeter les changements climatiques qui pourraient se produire dans le futur (Andrews et *al.*, 2008).

- **Composition de l'atmosphère**

L'atmosphère n'est pas homogène, tant par sa composition que par ses caractéristiques physiques ; l'air est principalement composé de d'azote, d'oxygène, d'argon et de dioxyde de carbone pour les gaz majeurs. Toutefois, il comporte aussi des traces d'autres éléments chimiques, les gaz mineurs, dont la proportion varie avec l'altitude. Les gaz à effet de serre majeurs sont la vapeur d'eau, le méthane, l'oxyde d'azote et l'ozone (Ahrens, 2000). D'autres éléments d'origine naturelle sont présents en plus faible quantité, dont la poussière, le pollen et les spores. Les polluants industriels sont aussi présents dans l'air, tels que le fluor, le mercure et le soufre (Hufty, 2001).

- **La structure verticale de l'atmosphère**

L'atmosphère est divisée en plusieurs couches concentriques séparées par des étroites zones de transition. Ces couches sont définies par rapport à leur composition chimique et en conséquence, leur structure thermique qui en détermine les propriétés dynamiques. Plus de 99% de la masse totale de l'atmosphère est concentrée dans les premiers 40 km d'altitude (Hufty, 2001). Cette épaisseur est très petite comparée au rayon terrestre (> 6000 km) ainsi l'atmosphère n'est qu'une très fine enveloppe gazeuse de notre globe (Solomon et *al.*, 2007).

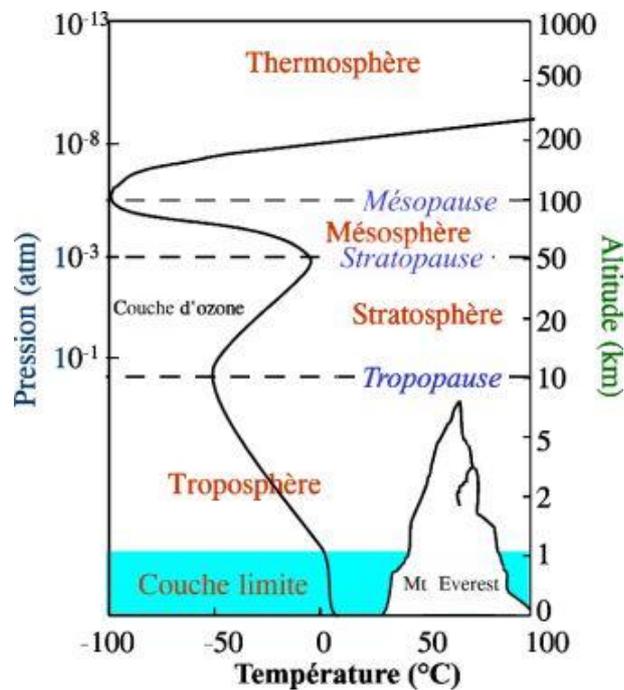


Figure 2- Structure verticale de l'atmosphère (Hufty, 2001).

La structure verticale de l'enveloppe gazeuse de la Terre résulte de l'existence de la force de gravité exercée par le globe qui conduit à un équilibre hydrostatique, au sein duquel, la pression diminue avec l'altitude (divisée par cent à 30 km d'altitude et par un million à 100 km). L'atmosphère terrestre se caractérise également par une distribution verticale de la température qui résulte de l'existence de différentes sources de chaleur entre le sol et les hautes altitudes (Solomon et *al.*, 2007). A l'émission de chaleur par la surface terrestre chauffée par le rayonnement solaire, s'ajoute, à 50 km

d'altitude, une nouvelle source de chaleur liée aux mécanismes de dissociation de l'oxygène moléculaire sous l'influence des radiations solaires de courtes longueurs d'onde, qui aboutit à la constitution de la couche d'ozone (Knutti et *al.*, 2008).

La couche inférieure de l'atmosphère ou troposphère est une couche d'air instable, turbulente. La température de l'air y décroît de 6,5°C par kilomètre jusqu'à la tropopause, sa limite supérieure qui se situe vers 17 km à l'équateur et vers 8 km au-dessus des pôles (Saha, 2008). La vie sur la terre dépend étroitement de cette mince pellicule gazeuse qui contient les trois quarts de l'air atmosphérique et où se trouve concentré l'essentiel de l'oxygène moléculaire (Hufty, 2001).

Au-dessus, s'étend la stratosphère dont la température s'élève rapidement avec l'altitude, conséquence de l'absorption du rayonnement solaire de courte longueur d'onde par la couche d'ozone. La stratosphère est brassée aux moyennes latitudes par de puissants courants atmosphériques qui circulent d'Ouest en est : les courants jets (jet-streams) à des vitesses pouvant atteindre les 500 km/h (Hufty, 2001).

Entre 50 et 80 km d'altitude, se situe la mésosphère où la température diminue jusqu'à la mésopause, pour croître à nouveau très rapidement au-delà, dans la thermosphère (ou ionosphère) où celle-ci peut atteindre, vers 250 km, des valeurs comprises entre 1000°C et 2000°C, suivant l'activité solaire (Saha, 2008).

- **Les gaz à effet de serre**

Les gaz à effet de serre sont les constituants gazeux de l'atmosphère, tant naturels qu'anthropiques, qui absorbent et émettent un rayonnement à des longueurs d'onde données du spectre du rayonnement infrarouge émis par la surface de la Terre, l'atmosphère et les nuages. C'est cette propriété qui est à l'origine de l'effet de serre. La vapeur d'eau (H₂O), le dioxyde de carbone (CO₂), l'oxyde nitreux (N₂O), le méthane (CH₄) et l'ozone (O₃) sont les principaux gaz à effet de serre présents dans l'atmosphère terrestre (Badarinath et *al.*, 2007). L'atmosphère contient en outre un certain nombre de gaz à effet de serre entièrement anthropiques tels que les hydrocarbures halogénés et autres substances contenant du chlore et du brome, dont traite le Protocole de Montréal (Hufty, 2001). Outre le CO₂, le N₂O et le CH₄, le Protocole de Kyoto traite, quant à lui, d'autres gaz à effet de serre tels que l'hexafluorure de soufre (SF₆), les hydrofluorocarbones (HFC) et les hydrocarbures perfluorés (PFC) (Andrews et *al.*, 2008).

- **L'effet de serre**

L'atmosphère contient plusieurs gaz à effet de serre qui absorbent et émettent le rayonnement infrarouge. Ces gaz absorbent le rayonnement infrarouge émis par la surface de la terre, l'atmosphère et les nuages et emprisonnent la chaleur dans l'atmosphère. Ce mécanisme est appelé effet de serre naturel. Le résultat est une augmentation du transfert des rayons infrarouges et un réchauffement près de la surface terrestre (Saha, 2008). Le rayonnement infrarouge est effectivement renvoyé dans l'espace à partir d'une altitude à une température moyenne autour de -19°C, en équilibre avec le

rayonnement reçu, tandis que la surface de la terre est maintenue à une température moyenne de 14°C. Cette température effective des émissions de -19°C correspond aux mi-latitudes avec une hauteur d'environ 5 km (Hufty, 2001). Notant qu'il est essentiel pour l'effet de serre que la température de la basse atmosphère n'est pas constante (isotherme), mais diminue avec l'altitude. L'effet de serre naturel fait partie de l'équilibre énergétique de la terre. Les nuages jouent également un rôle important dans le bilan énergétique de la terre et en particulier dans l'effet de serre naturel. Les nuages absorbent et émettent le rayonnement infrarouge et contribuent ainsi au réchauffement de la surface terrestre, tout comme les gaz à effet de serre (Saha, 2008). D'autre part, la majorité des nuages sont des réflecteurs lumineux du rayonnement solaire et ont tendance à refroidir le système climatique. L'effet net moyen des nuages de la terre dans le climat actuel est un léger refroidissement : la réflexion du rayonnement compense l'effet de serre des nuages, cet effet est très variable, en fonction de la hauteur, le type et les propriétés optiques des nuages (Badarinath et *al.*, 2007).

- **La dégradation de la couche d'ozone**

Un amincissement se produit dans la couche d'ozone à cause de la pollution produite par l'homme, aux niveaux de la stratosphère, 19 à 30 kilomètres au-dessus de la surface de la Terre. La couche d'ozone se dégrade laissant passer les rayonnements ultraviolets (UV) nocif du Soleil (Saha, 2008). Cependant, dans certaines régions du monde, l'amincissement de la couche d'ozone est particulièrement plus importante que dans d'autre, voire grave, et c'est dans ces régions où le terme "trou dans la couche d'ozone" s'applique strictement (Liao et *al.*, 2006).

V- LES EVENEMENTS METEOROLOGIQUES EXTREMES

1- Le changement dans les événements extrêmes

Le climat est associé à une certaine distribution de probabilité des événements météorologiques. Ces événements avec des valeurs bien loin de la moyenne (les vagues de chaleur, sécheresses et inondations) sont, par définition, moins susceptibles de se produire (Hufty, 2001).

Les événements les moins susceptibles sont statistiquement appelés "événements extrêmes". Un événement météorologique extrême est un événement rare selon les statistiques relatives à sa fréquence en un lieu donné. Si les définitions du mot «rare» varient considérablement, un phénomène météorologique extrême devrait normalement être aussi rare, sinon plus, que les 10^{ème} ou 90^{ème} percentiles. Par définition, les caractéristiques de ce qu'on appelle *conditions météorologiques extrêmes* varient d'un endroit à l'autre (Ahrens, 2000).

Un *événement météorologique extrême* correspond à la moyenne d'un certain nombre d'événements météorologiques se produisant sur une certaine période de temps, cette moyenne étant elle-même extrême. On regroupe sous ce terme des phénomènes météorologiques de natures différentes mais ayant en commun une occurrence rare et un impact éprouvant sur les écosystèmes et les humains quand ils se produisent sur les terres émergées. Les extrêmes d'une région peuvent être normaux dans une autre région (Saha, 2008). La nature de la région et la société sont adaptés au climat régional en moyenne sur des périodes plus longues, mais moins aux événements extrêmes (les températures des forêts tropicales Africaines pourraient gravement endommager la végétation et la santé humaine si elles se sont produites dans le Nord de l'Europe) (Ahrens, 2000). On distingue ainsi deux catégories ;

- i) *Les événements spectaculaires* : tornades, tempêtes, orages violents, grêles, pluies diluviennes et,
- ii) *Les événements moins brutaux* : vagues de froid ou de chaleur, sécheresse ou période de pluviométrie intense.

Les impacts des événements extrêmes sont fortement ressentis par les écosystèmes et la société et peuvent être destructifs. Les légers changements dans le climat peuvent, mais pas nécessairement, avoir un grand impact sur la distribution de probabilité spatiotemporelle des événements météorologiques, et sur l'intensité des phénomènes extrêmes (Ahrens, 2000). La nature et la société sont souvent particulièrement vulnérables et mal préparés à ces changements. C'est la raison pour laquelle beaucoup plus d'attention a été accordée à observer les projections et les variations des extrêmes (Hufty, 2001).

2- Le changement dans la variabilité climatique et dans les événements extrêmes

Comprendre les changements dans la variabilité et dans les extrêmes climatiques est rendue difficile par les interactions entre les changements dans la moyenne et la variabilité (Cubasch et *al.*, 2000). Ces interactions varient d'une variable à une autre en fonction de leur distribution statistique ; la distribution des températures est souvent normale, la non-stationnarité de la distribution implique

des changements de la moyenne ou de la variance. Dans une telle distribution, une augmentation de la moyenne conduit à de nouveau enregistrement de hautes températures, mais un changement dans la moyenne n'implique aucun changement de la variabilité (Hufty, 2001).

Une augmentation de la variabilité sans un changement dans la moyenne implique une augmentation de la probabilité des extrêmes chauds et froids ainsi que la valeur absolue de ces extrêmes. Les augmentations de la moyenne et de la variabilité sont également possibles ce qui touche la probabilité des deux extrêmes. D'autres combinaisons de modifications à la fois dans la moyenne et la variabilité aboutiraient à des résultats différents. Par conséquent, il est souvent incertain si les changements sont causés par un changement dans la moyenne, la variance, ou les deux sans faire une analyse (Saha, 2008).

Pour les variables qui ne sont pas bien estimé par les distributions normales, comme les précipitations, la situation est encore plus complexe, en particulier pour les climats secs. Pour les précipitations, les changements dans la moyenne des précipitations totales peuvent être accompagnés par d'autres changements de fréquence des précipitations ou de la forme de la distribution, y compris sa variabilité. Tous ces changements peuvent influencer sur les différents aspects des précipitations extrêmes, y compris l'intensité des précipitations (Hufty, 2001).

Les enjeux de la mesure et l'évaluation des changements dans les extrêmes ont été récemment examinés en détail par Trenberth et Owen (1999), Nicholls et Murray (1999), et Folland et *al.* (2001). En dépit de certains progrès, il subsiste un manque d'accès aux données climatiques quotidiennes qui peuvent être inter-comparer sur de grandes régions (Folland et *al.*, 2001).

Les extrêmes sont l'aspect essentiel du changement climatique. Les changements dans la fréquence de nombreux extrêmes (augmentations ou diminutions) peuvent être grands pour signifier apparemment modestes changements climatiques (Katz, 1999) et sont souvent les aspects les plus sensibles du changement climatique pour les réponses des écosystèmes et de la société (Hufty, 2001).

VI- LA DETECTION ET L'ATTRIBUTION DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

1- Définition

La réponse aux changements climatiques d'origine anthropique survient contre la variabilité interne et externe du climat qui peut se produire sur des échelles temporelles et spatiales. La variabilité interne du climat se produit sur toutes les échelles de temps (Hasselmann, 1976). Ainsi, le climat est susceptible de produire des variations internes d'ampleur considérable à longue échelle de temps sans influences externes (Ahrens, 2000). Les variations climatiques externes peuvent être dues aux changements des facteurs naturels de forçage tels que le rayonnement solaire ou les aérosols volcaniques, ou à l'évolution des facteurs de forçages anthropiques, tels que l'augmentation des concentrations des gaz à effet de serre ou des aérosols sulfatés (Eliseev et Mokhov, 2008).

La présence de cette variabilité climatique naturelle signifie que la détection et l'attribution des changements climatiques anthropiques est un problème statistique de bruit du signal.

La *détection* est le processus de démontrer qu'un changement observé est significativement différent au sens statistique qui peut être expliqué par la variabilité naturelle interne. Cependant, la détection d'un changement climatique ne signifie pas nécessairement que ses causes sont bien comprises (Hufty, 2001).

L'*attribution* du changement climatique à des causes anthropiques, c'est-à-dire l'isolement de la cause et l'effet, requiert l'expérimentation contrôlée avec le système climatique dans lequel les agents du changement sont systématiquement variés afin de déterminer la sensibilité du climat à ces agents.

Ainsi, l'attribution des changements climatiques observés à une combinaison donnée de l'activité humaine et les influences naturelles exige une autre approche. Il s'agit de l'analyse statistique et de l'évaluation minutieuse de multiples sources de données pour démontrer, dans une marge d'erreur, que ces changements :

- ayant peu de chances d'être entièrement attribuables à la variabilité interne ;
- compatibles avec les réponses estimées à la combinaison de forçages anthropiques et naturels, et
- ne sont pas compatibles avec d'autres, explications physiquement plausibles de ces changements climatiques qui excluent les éléments importants de la combinaison de forçages (Ahrens, 2000).

Il est impossible, même en principe, de faire la distinction formelle entre toutes les explications avec de courtes séries de données climatiques. Pour attribuer la totalité ou une partie des récents changements climatiques à l'activité humaine, donc, nous avons besoin de démontrer que la variabilité interne n'est pas susceptible de tenir compte le changement observé. La détection est donc la composante la plus complexe exigée pour l'attribution (Hufty, 2001).

2- Veille de l'atmosphère pour la détection des changements climatiques

Depuis quelques années, l'homme a pris des mesures de certaines variables qui peuvent, elles-mêmes, montrer une variation du climat. Actuellement, les nouvelles techniques nous permettent de constater quelles sont les fluctuations de la température à la surface de la Terre, du niveau de la mer, de la hauteur des précipitations, de la fréquence des phénomènes extrêmes... etc. (Hufty, 2001).

a) Les données paléoclimatiques

Grâce aux mesures indirectes on peut avoir une idée plus générale et plus vaste puisqu'elles donnent informations sur les emplacements où l'homme n'a pas eu accès. De ces mesures indirectes. Même si elles sont des mesures valables, il y a un bruit qui recouvre le changement climatique, donc les variables paléoclimatiques doivent être utilisées avec précaution : calibrage des mesures et validation par plusieurs modèles différents sont donc nécessaires. Pour mesurer le changement climatique il y a plusieurs types de données : celle venant des arbres, des coraux, des carottes de glace et des sédiments trouvés dans les lacs ou les océans. D'autres sources moins fiables peuvent venir corroborer les informations trouvées avec les autres : forages, études des glaciers, sédiments non laminés des océans (Hufty, 2001).

b) Les indices climatiques statistiques

La détection d'un changement dans les tendances des séries chronologiques climatiques à l'aide d'indices, suppose une analyse statistique ainsi que l'évaluation minutieuse de multiples sources de données climatologiques, en vue de démontrer, avec une marge d'erreur définie à l'avance, que le changement observé :

- à peu de chance d'être entièrement dû à la variabilité interne ;
- concorde avec les réactions estimées à une combinaison donnée de forçages anthropiques et naturels ;
- ne concorde pas avec d'autres explications concrètement plausibles de l'évolution récente du climat qui excluent des éléments essentiels de la combinaison donnée de forçages.

D'ailleurs, d'après les relevés instrumentaux, les années 1995, 1997 et 1998 ont été les plus chaudes jamais enregistrées à l'échelle du globe et d'après les estimations effectuées à l'aide des modèles actuels, il est fort peu probable que le réchauffement observé ces 100 dernières années soit uniquement dû à la variabilité interne. On doit donc assumer que l'activité humaine est aussi la responsable d'un changement climatique au niveau globale. Par conséquent, il faut savoir quelles sont les conséquences de cette activité dans les différents systèmes naturels et humains (Hufty, 2001).

VII-LA MODÉLISATION DES AGRO-ÉCOSYSTÈMES

La naissance des modèles qui simulent la croissance et le développement des plantes est initiée par une valorisation des travaux sur la photosynthèse et la respiration (de Wit et *al.*, 1970) avec une mise en relation entre la biomasse accumulée et les processus instantanés relatifs à la production végétale.

L'adaptation des concepts existants (Monteith, 1972) et l'émergence de nouveaux concepts (Sinclair, 1986 ; Spaeth et Sinclair, 1985) ont constitué un référentiel pour l'ensemble des modèles actuels de culture. Ainsi, les hollandais ont développé des modèles, dérivés de SUCROS (Van Ittersum et *al.*, 2002), s'attachant à décrire précisément l'écophysologie des cultures à des fins souvent didactiques. Les américains, avec les modèles GOSSYM/GLICYM (McKinion et *al.*, 1988), CERES (Ritchie et Otter, 1985) dont dérive le modèle australien APSIM (McCown et *al.*, 1996) et la famille de modèles CROPGRO (Boote et *al.*, 1998), se sont approchés d'objectifs agronomiques et ont commencé à introduire les pratiques agricoles. En 1984, le premier modèle générique EPIC (Williams et *al.*, 1984) est développé pour répondre à des préoccupations agroenvironnementales ; il a ensuite donné naissance à CROPSYST (Stöckle et *al.*, 1994). Au début des années 1990, des modèles à vocation uniquement environnementale apparaissent comme par exemple DAISY (Hansen et *al.*, 1990) et PASTIS (Lafolie, 1991). La tendance actuelle est à la mise au point de modèles génériques et agro-environnementaux, qui prennent en compte l'effet des pratiques agricoles. C'est le cas de STICS (Brisson et *al.*, 2002), modèle développé à l'INRA d'Avignon en France depuis 1996.

En dehors de l'intérêt théorique que représentent ces modèles, leur adaptation aux conditions de chaque région s'avère nécessaire avant toute application. Cette contribution peut se faire à deux niveaux (Lahrouni, 1990) :

1. Interprétation des variations régionales de rendement puisqu'il permet de calculer ce qui est attribuable aux conditions climatiques (température, pluie, lumière), aux pratiques agricoles, à certains paramètres variétaux et aux caractéristiques du sol. En cours de saison, il permet d'effectuer des prédictions de stades phénologiques et de rendement.

2. Le modèle, une fois qu'il est bien mis au point et adapté aux conditions particulières de la région, constitue un outil précieux pour permettre de cartographier la région en termes de rendement attendu ou de toutes autres variables d'intérêt (bilan hydrique, bilan azoté...).

1- Concepts de base en modélisation des agro-écosystèmes

Le développement de l'outil informatique a joué un rôle important dans le progrès qu'a connu la recherche scientifique. C'est en particulier le cas pour l'étude des systèmes agronomiques. En effet, les modèles de fonctionnement des cultures sont des outils privilégiés pour simuler le comportement d'une culture et définir son niveau de production. Dans un objectif d'aide à la décision, ces modèles permettent d'analyser de manière systématique les conséquences d'une modification de la conduite d'une culture et d'évaluer les risques associés à de telle modification (Hadria, 2006).

- **L'agro-écosystème**

Les plantes de grandes cultures comme le blé, l'orge et le maïs sont des systèmes insérés dans un milieu hétérogène formé par un ensemble d'entités, appelées composantes ou éléments, en interaction dynamique (Nasro-allah, 1992). Ces systèmes dits naturels interagissent avec l'environnement par le biais d'échange d'énergie et de matière. Quand le système qui nous intéresse est d'intérêt agronomique, il est appelé agro-système, quand il a aussi un intérêt écologique, il est appelé agro-écosystème (Begon et *al.*, 1996).

- **Modèle**

Le modèle est une représentation mathématique d'un phénomène (physique, biologique, social, etc.) réalisé dans le dessein d'étudier celui-ci plus aisément. Pour que cette définition s'applique aux modèles qui nous intéressent ici, il convient de parler plutôt de «système» à la place de « phénomène » car la prétention des modèles de culture est en effet de représenter un ensemble de phénomènes physiques et biologiques caractérisant le fonctionnement du système cultural (Hadria, 2006). D'après la définition de Brisson et *al.* (2002), un modèle de croissance d'une culture est un ensemble de relations mathématiques qui permet de rendre compte, de façon simplifiée, du fonctionnement d'une culture donnée. Un modèle est composé d'un ensemble de variables et de paramètres d'entrée, d'un ensemble de variables de sortie, et d'un ensemble de fonctions et de variables faisant le lien entre les deux.

- **Variables et paramètres**

Ce sont deux types de grandeurs servant à décrire un phénomène modélisé. Quand l'objet de l'étude est fixé, les variables peuvent changer, les paramètres, quand à eux, sont fixés. Une variable est en quelque sorte un élément de base ou une caractéristique à laquelle on peut attribuer différentes valeurs et qui entre dans l'élaboration d'un ensemble. On voit alors que la distinction entre variable et paramètre n'est pas toujours très nette (Hadria, 2006).

- **Module**

Un modèle à structure modulaire est divisé en plusieurs modules ou sous programmes qui communiquent entre eux. Dans ce cas, toutes les variables d'entrée du modèle peuvent ne pas agir

sur tous les modules, mais seulement sur ceux qui leurs correspondent. Les variables de sorties aussi sont propres à chaque module et leurs valeurs sont directement influencées par les valeurs renseignées en entrées. Les modèles de simulation de grandes cultures sont souvent organisés en quatre modules (Gate, 1996).

- un module phénologique qui met en évidence la chronologie d'apparition des organes (succession des stades de développement), afin de régir leur priorité de croissance. Les variables nécessaires au fonctionnement de ce module sont d'ordre climatiques (température en premier lieu) et variétaux (besoin en vernalisation, seuil d'apparition des stades phénologiques).

- un module de production de biomasse faisant intervenir les phénomènes biologiques liés à la photosynthèse : interception du rayonnement solaire par le couvert végétal puis conversion du rayonnement intercepté en matière grâce à son appareil assimilateur.

- un module de répartition et de redistribution de la biomasse produite, régi par les priorités de croissance des différents organes établies par le module phénologique.

- un module de contraintes (ou facteurs limitants), qui interviennent en modifiant les principales fonctions du module de croissance avec des effets plus au moins marqués selon le stade de développement. Généralement, les contraintes sont à caractères hydrique, thermique, azoté ou phytosanitaire.

2- Typologie des modèles de grandes cultures

Comme pour tout modèle, on distingue trois approches possibles pour représenter les processus associés au fonctionnement des cultures (Leenhardt et *al.*, 1995) :

- Approche analogue où les processus sont représentés par d'autres processus considérés comme similaires. La représentation analogique utilise le rapport de similitude entre des grandeurs mesurables dans la réalité et leurs représentants en termes de modélisation (variables et processus associés). Dans ce type d'approche, on représente par exemple, le transfert du flux de sève le long d'une tige de manière similaire à un courant électrique.

- Approche empirique reliant les facteurs explicatifs aux variables à expliquer au moyen d'une loi ajustée à des résultats expérimentaux. De telle loi n'ayant pas nécessairement de signification physique.

- Approche mécaniste (modèle de connaissances) qui décrit chaque processus en accord avec les lois physiques et biologiques qui le contrôlent. Les modèles basés sur cette approche sont très utilisés, en particulier en raison de leur capacité à prendre en compte des conditions aux limites complexes.

Les modèles seront transitoires ou permanents selon que l'on prendra en compte ou non une variation des variables modélisées au cours du temps. Ils seront distribués ou agrégés selon que l'on introduira ou non une variabilité spatiale de leurs paramètres. En regard des différents niveaux de

complexité des processus simulés et/ou de la précision attendue, un modèle de grandes cultures peut regrouper les trois approches décrites auparavant. Les simplifications mises en œuvre dans les modèles sont liées, d'une part aux limites des connaissances concernant certains phénomènes biophysiques, et d'autre part à la simplification ou à l'élimination délibérée de certains processus considérés moins importants aux échelles d'espace et de temps considérées ou à l'objectif fixé. Pour les modèles de grandes cultures comme STICS, qui combinent les trois types d'approches précitées, ces échelles sont généralement la parcelle et le jour.

3- Étapes de simulation

La réussite d'un travail de simulation dépend fortement de la stratégie suivie par le modélisateur ou l'utilisateur. La qualité du résultat final est directement liée à la robustesse de cette stratégie. Indépendamment du domaine d'application d'un modèle, les principales règles à respecter pour réussir un travail de simulation peuvent être résumées comme suit :

- **Analyse du contexte**

L'identification du phénomène à modéliser et l'analyse des objectifs attendus représentent les premières étapes d'une modélisation. Les enjeux sociaux et scientifiques d'un exercice de simulation doivent être connus pour valoriser le recours à un modèle. C'est à ce niveau que le système doit être décrit et ses conditions aux limites bien définies.

- **Choix du modèle**

Le choix du modèle à utiliser est très important. Il est bien connu que la complexité et la précision change d'un modèle à l'autre. C'est à l'utilisateur de faire un choix judicieux de l'outil à utiliser. Ce choix dépendra de la complexité des processus à modéliser, des objectifs attendus, de la précision souhaitée ainsi que des données disponibles.

- **Ajustement**

Avant d'utiliser un modèle, il faut garder à l'esprit que sa conception est fondée sur un ensemble d'hypothèses et qu'il n'a pas été forcément testé pour les conditions de travail de l'utilisateur. Les valeurs des paramètres n'étant pas universelles, il est nécessaire de les ajuster pour adapter le modèle à la situation à modéliser. De plus, le nombre de paramètres d'entrée est souvent élevé et la plupart d'entre eux ne sont pas directement mesurables (Metselaar, 1999). Il est nécessaire d'estimer leurs valeurs, et donc de mettre au point ou d'utiliser des méthodes d'estimation (Wallach et al., 2002). Le choix des paramètres à ajuster est souvent précédé d'une étude de sensibilité dont le principe consiste à estimer l'influence des valeurs des paramètres sur les variables internes ou de sortie du modèle (Saltelli et al., 2000). Cette étape d'ajustement est souvent appelée étalonnage ou calibration du modèle.

- **Validation**

Une fois que le modèle est calibré sur un jeu de données, sa validation consiste à l'appliquer à d'autres jeux de données indépendants pour juger la qualité de sa calibration. L'ajustement est satisfaisant si le modèle arrive à reproduire les variables d'intérêt de sortie et leurs tendances ou si les écarts entre la simulation et l'observation sont conservés. Sinon, un travail supplémentaire de ré-étalonnage est nécessaire.

- **Utilisation du modèle**

Théoriquement, un modèle calibré et validé est considéré prêt à être utilisé pour réaliser des prédictions ou des études de scénarios. La qualité des résultats obtenus est sensée être conservée si les conditions d'utilisation du modèle ne sont pas très différentes de celles de sa calibration et de sa validation. Mais dans la pratique, et surtout dans le domaine de l'agronomie, il est important de savoir qu'un modèle doit toujours rester un simple outil de prédiction et de diagnostic qui n'est pas forcément censé reproduire finement la réalité.

VIII- LA REPOSE DU CLIMAT

La réponse du climat aux forçages anthropiques est compliquée par la forte non-linéarité de nombreux processus et par le fait que les différents composants de couplage du système climatique ont de différents temps de réponse aux perturbations (Boucher et *al.*, 2008). Qualitativement, une augmentation des concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre conduit à une augmentation de la température moyenne du système surface-troposphère. La réponse de la stratosphère est entièrement différente ; la stratosphère est caractérisée par un bilan radiatif principalement dû de l'absorption du rayonnement solaire par l'ozone, et l'émission de rayonnement infrarouge par le dioxyde de carbone (Liao et *al.*, 2006). Une augmentation de la concentration du dioxyde de carbone conduit à une augmentation des émissions et donc à un refroidissement de la stratosphère (Andrews et *al.*, 2008).

Le seul moyen de quantifier la réponse non-linéaire du climat est par les modèles numériques du système climatique basés sur l'établissement des principes physiques, chimiques et biologiques éventuellement en combinaison avec des méthodes statistiques et empiriques.

- **Sur le sol**

La dégradation des sols dans les zones arides, semi-arides et subhumides sèches due à divers facteurs, dont les variations du climat et l'activité humaine. Par ailleurs, la CNULCD définit la dégradation des sols comme la diminution ou la disparition, dans les zones arides, semi-arides et subhumides sèches, de la productivité biologique ou économique et de la complexité des terres cultivées non irriguées, des terres cultivées irriguées, des parcours, des pâturages, des forêts ou des surfaces boisées du fait de l'utilisation des terres ou d'un ou de plusieurs phénomènes, notamment de phénomènes dus à l'activité de l'homme et à ses modes de peuplement, tels que : i) l'érosion des sols causée par le vent et/ou l'eau; ii) la détérioration des propriétés physiques, chimiques et biologiques ou économiques des sols; et iii) la disparition à long terme de la végétation naturelle (Bala et *al.*, 2009).

- **Sur les plantes**

Les variables climatiques varient fortement avec la latitude à l'échelle globale (New et *al.*, 2000). La température connaît de fortes variations latitudinales, à la fois en moyenne (maximale entre les tropiques) et en variance (maximale au niveau des pôles) (Boucher et *al.*, 2008). Les variations longitudinales ne montrent pas de tendance générale car elles sont contingentes de la répartition des terres émergées par rapport aux mers et océans. Enfin les variables climatiques varient avec l'altitude (ainsi la température diminue en moyenne de 0.6°C pour 100 m d'altitude en plus) (Berntsen et Fuglestedt, 2008).

La température est une variable physique de l'environnement qui définit le degré d'agitation thermique des atomes ou molécules qui composent un système. La température ambiante est

généralement la température de l'air dans l'environnement. C'est un paramètre essentiel pour tous les organismes vivants puisqu'elle conditionne tous les processus biochimiques tels que les réactions enzymatiques et l'expression génétique, ainsi que la stabilité membranaire et les échanges cellulaires (Schulze et *al.*, 2005).

Chez les végétaux, à l'échelle de l'organisme, la température a ainsi un effet sur la croissance (Timothy et *al.*, 2009), et est également un facteur important dans le déterminisme de la germination (Thompson et *al.*, 1977). Les végétaux peuvent ainsi influencer la température de leurs tissus, par exemple en augmentant la transpiration pour diminuer la température des feuilles par le fonctionnement des stomates qui pouvant être sélectionné pour favoriser une forte transpiration dans certains milieux (Taiz et Zeiger, 2002). Chez les arbres il a aussi été montré que certaines protections, notamment au niveau des écailles entourant les bourgeons, ont un rôle thermique non négligeable (Larcher, 1975). Cependant la régulation de la température permise par ces processus et ces structures reste limitée, et les végétaux sont donc particulièrement sensibles à la température de l'environnement (Schulze et *al.*, 2005). La température est depuis longtemps considérée comme la variable climatique la plus importante dans la délimitation de la répartition des espèces (Taiz et Zeiger, 2002).

L'eau est le solvant universel dans lequel baigne toute cellule vivante. Ainsi pour un arbre l'approvisionnement en eau est nécessaire pour assurer la photosynthèse, les échanges entre organes (Taiz et Zeiger, 2002), et est donc nécessaire pour sa croissance. L'eau peut également avoir un effet important sur la germination des graines (Bradford, 1986). La principale voie d'absorption en eau se fait par le système racinaire. Son approvisionnement en eau sera dépendant de l'eau contenue dans le sol, elle-même dépendante dans la plupart des cas des précipitations, mais aussi de la réserve utile du sol, c'est-à-dire de la quantité d'eau que le sol peut localement contenir. Des études ont ainsi montré que cet approvisionnement pourra s'avérer limitant en présence d'un fort gradient hydrique, comme c'est le cas en région méditerranéenne par exemple (Pigott et Pigott, 1993).

Enfin d'autres paramètres climatiques peuvent aussi affecter les organismes, comme la couverture neigeuse (qui peut fortement diminuer les capacités photosynthétiques des végétaux par son recouvrement, mais aussi engendrer des contraintes mécaniques comme la casse de branches par exemple), le vent (qui peut jouer un fort rôle dans la dispersion des graines et du pollen, mais qui peut aussi déraciner ou briser des arbres lors de tempêtes), et la lumière (dont l'intensité peut varier selon la couverture nuageuse) (Morin, 2006).

- **Sur les animaux**

La diversité, les habitats et la distribution des espèces animales connaîtront des changements. De nombreux animaux doivent leur survie à la productivité biologique des écosystèmes, qui dépendent toutes deux fortement des conditions climatiques (Gaston et Spicer, 2004). Les

changements de température constituent une importante menace sur la biologie de croissance et de développement des populations animales (Begon et *al.*, 1996). Une diminution de certains types de végétation aurait une incidence sur les animaux qui s'en nourrissent (Begon et *al.*, 2006). Les écosystèmes d'eau douce, tels que les rivières, les lacs et les zones humides, abritent une grande variété d'animaux. Ceux-ci souffriraient d'une augmentation de la température de l'eau, d'un dégel des sols gelés en permanence et d'une fonte plus précoce de la couche de glace au printemps (Chapman et Reiss, 1999).

- **Sur l'être humain**

En effet, l'être humain subit sans doute ces effets indirects de l'évolution du climat, par exemple l'élévation du niveau de la mer et les changements dans l'humidité des sols, les conditions terrestres et aquatiques, la fréquence des incendies et des invasions d'animaux nuisibles, la répartition des vecteurs, des hôtes des maladies infectieuses... D'abord, l'évolution mondiale du climat aura des effets divers sur la santé, certains bénéfiques mais la plupart néfastes. Les changements dans la fréquence des journées de chaleur ou de froid extrême, dans la fréquence des inondations et des sécheresses et dans le profil de la pollution locale de l'air et des aéroallergènes devraient avoir un impact direct sur la santé (Jacobson, 2009). D'autres conséquences découleraient de l'incidence des changements climatiques sur les systèmes écologiques et sociaux : cas de maladies infectieuses, production locale de nourriture et sous-alimentation, diverses conséquences des déplacements de population et des perturbations économiques... Par ailleurs, si les vagues de chaleur augmentaient en fréquence et en intensité, les risques de mortalité et de maladie grave augmenteraient, surtout chez les personnes âgées et chez les pauvres en milieu urbain. Les changements climatiques diminueront la qualité de l'air dans les zones urbaines confrontées à des problèmes de pollution (Jacobson, 2009).

Dans certains contextes, les effets des changements climatiques pourraient causer des perturbations sociales, un déclin économique et des déplacements de population nuisibles à la santé humaine. Les déplacements de population provoqués par les catastrophes naturelles ou par la détérioration de l'environnement ont de vastes répercussions sur la santé (Huntington, 2008).

D'autre part, on perçoit des tendances en matière d'écoulement fluvial (augmentations et diminutions du volume) dans de nombreuses régions. Les débits de pointe seront décalés du printemps à l'été dans beaucoup de régions où les chutes de neige occupent une place importante dans l'équilibre hydrologique. Quand la température s'élève, une plus grande proportion des précipitations hivernales survient sous forme de pluie plutôt que sous forme de neige (Berntsen et Fuglestedt, 2008). Il est probable que l'ampleur et la fréquence des inondations augmenteront dans la plupart des régions et que les basses eaux diminueront dans de nombreuses régions (Bala et *al.*, 2009).

Les changements climatiques pourraient diminuer les ressources en eau dans certaines régions soumises à un stress hydrique, les augmenter dans d'autres. Il est peu probable que ces changements aient des effets majeurs sur la demande municipale et industrielle, mais ils pourraient affecter fortement les prélèvements pour l'irrigation (Bala *et al.*, 2009).

Ensuite, en ce qui concerne le système alimentaire on peut dire que la réaction des cultures aux changements climatiques varie beaucoup selon les espèces, les modes de culture, les conditions du sol, la gestion des effets directs du CO₂ et d'autres facteurs locaux. Il est établi, avec un degré de confiance moyen, qu'un réchauffement de quelques degrés entraînerait une hausse générale du rendement dans les zones tempérées, avec quelques variations régionales. Advenant une élévation plus forte des températures, la réaction devient globalement négative (Hufty, 2001). La dégradation des sols et des ressources en eau est l'un des grands problèmes que devra surmonter l'agriculture mondiale. On a établi avec un degré élevé de confiance que cette dégradation s'intensifiera en raison des changements attendus dans les températures et les précipitations (Huntington, 2008).

Pour conclure, bien que cela soit étonnant, le secteur des services financiers défini de façon générale comme les institutions privées et publiques qui offrent des services en matière d'assurance, de secours en cas de catastrophe, d'opérations bancaires et de gestion des biens est un excellent indicateur de l'incidence socio-économique potentielle des changements climatiques parce qu'il est sensible à ces derniers et intègre les effets subis par d'autres secteurs.

Ainsi, le changement climatique se révèle un événement d'importance de nos jours dont les causes semblent être reconnues. En revanche, les conséquences sont toujours très ambiguës dans la mesure où on n'est même pas encore capable de prédire, à un degré élevé de confiance, quel sera le comportement du climat dans l'avenir à cause des nombreuses nouvelles variables qu'il faut mettre en jeu (Huntington, 2008).

IX- L'ACTION MONDIALE FACE AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES

Tenant compte du rôle des gaz à effet de serre dans le phénomène de changement climatique, et prenant conscience de la nécessité d'une action concertée à l'échelle de la planète, les pays ont fait des négociations pour réduire les émissions ces gaz (Broecker, 2006).

- **Le protocole de Montréal**

Le Protocole de Montréal relatif à des substances qui appauvrissent la couche d'ozone, qui a été adopté à Montréal en 1987, puis actualisé et amendé à Londres (1990), Copenhague (1992), Vienne (1995), Montréal (1997) et Beijing (1999), régleme nte la consommation et la production de produits chimiques chlorés et bromés qui détruisent l'ozone stratosphérique, tels que les CFC, le trichloroéthane ou le tétrachlorure de carbone.

- **La Convention Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques**

Convention adoptée le 9 mai 1992 à New York et signée par plus de 150 pays et par la Communauté européenne lors du Sommet Planète Terre, qui s'est tenu à Rio de Janeiro en 1992. Son objectif ultime est de «stabiliser les concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère à un niveau qui empêche toute perturbation anthropique dangereuse du système climatique». Elle contient des engagements pour toutes les Parties. Aux termes de la Convention, les Parties concernées doivent s'employer à ramener en 2000 les émissions de gaz à effet de serre non réglementées par le Protocole de Montréal à leurs niveaux de 1990. La Convention est entrée en vigueur en mars 1994.

- **Le protocole de Kyoto**

Le Protocole de Kyoto à la Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques (CCNUCC) a été adopté lors de la troisième session de la Conférence des Parties à la Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques, qui s'est tenue en 1997 à Kyoto, Japon. Il comporte des engagements contraignants, en plus de ceux qui figurent dans la CCNUCC. Les pays visés du Protocole ; la plupart des pays de l'OCDE et des pays à économie en transition se sont engagés à ramener leurs émissions anthropiques de gaz à effet de serre (CO₂, CH₄, N₂O, HFC, PFC et SF₆) à 5 % au moins au-dessous de leurs niveaux de 1990 pendant la période d'engagement 2008 à 2012.

Contrôle de qualité et homogénéité de données

CONTRÔLE DE QUALITÉ ET ÉTUDE DE L'HOMOGENÉITÉ DES DONNÉES CLIMATIQUES

I- Introduction à l'homogénéité des données climatiques

Les conditions de mesure d'une station peuvent varier au cours du temps. Les modifications des conditions de mesure (déplacement de stations, remplacement d'instruments de mesure, changement des heures d'observations ou encore modification de l'environnement immédiat de l'instrument de mesure) peuvent introduire des ruptures artificielles dans les données qui ne reflètent pas les variations réelles du climat (Beaulieu et *al.*, 2007). De ce fait, il arrive régulièrement que les séries de données climatiques contiennent des ruptures artificielles qui sont dues aux modifications des conditions de mesure et qui ne reflètent pas les variations réelles du climat (Beaulieu et *al.*, 2008).

Au cours des dernières décennies, plusieurs méthodes ont été développées pour corriger les ruptures artificielles des séries climatiques. En effet, le besoin de longues séries de données climatiques fiables se fait de plus en plus sentir dans divers domaines. Les études des changements climatiques nécessitent la création de bases de données complètes avec lesquelles on pourra analyser de manière adéquate le signal climatique, suivre son évolution dans le temps et prévoir les changements futurs avec une incertitude minimale (Asselin et *al.*, 1999)

Il est alors très important de développer des techniques robustes de détection de ces biais artificiels pour que les données utilisées se rapprochent le plus possible des observations qui auraient été faites sans perturbation des conditions de mesure. Le processus de détection et de correction des ruptures d'origine non climatique est appelé homogénéisation (Beaulieu et *al.*, 2007).

Le terme "inhomogénéités" représente les variations non naturelles qui sont causées par des modifications dans les réseaux d'observations, l'homogénéisation consiste à détecter puis à corriger ces variations (Aguilar et *al.*, 2003). Les *sauts de moyenne* et les *tendances* sont les deux types d'inhomogénéités les plus communes (Sensoy et *al.*, 2008). Par exemple, les mesures de précipitations sont perturbées par le vent et l'effet Venturi produit au dessus du cône du pluviomètre. Donc, toute modification ayant un effet sur le vent induira des sauts dans les données. Une modification dans l'environnement immédiat d'une station, induite par exemple par l'urbanisation, la reforestation, ou l'industrialisation, suscite des changements plus graduels (Peterson et *al.*, 2001) et ce, en particulier sur les températures. Une tendance est plus délicate à quantifier car il faut identifier correctement le début et la fin de cette tendance ainsi que son amplitude.

En pratique, il est assez difficile de déterminer si une rupture dans une série représente un changement dans le climat régional ou une inhomogénéité. Deux types d'informations permettent de pencher pour l'une ou l'autre des explications : les enregistrements aux stations voisines (s'il y en a) et les métadonnées (s'il y en a également).

II- Contrôle de qualité et étude de l'homogénéité des données climatologiques

La méthodologie adoptée dans ce travail consiste à sélectionner les ou la méthode d'homogénéisation qui semble la plus prometteuse pour les séries de données journalières et annuelles de températures et de précipitations.

1- Description de la base de données climatologiques

Les séries chronologiques climatologiques homogènes sont nécessaires pour l'étude de la variabilité et du changement climatique (Dewi *et al.*, 2007). Les données climatologiques retenues dans cette étude comprennent les observations journalières et annuelles de températures maximales et minimales mesurées sous abri ainsi que les précipitations enregistrées en différentes stations du réseau d'observation de l'Office National de la Météorologie (O.N.M). Outre les données recueillies auprès de l'ONM, nous avons également utilisé celles de NOAA qui collationne les données climatologiques des stations météorologiques à travers le monde. Les séries recueillies servent à calculer les tendances récentes des températures et des précipitations extrêmes en l'Algérie et un certain nombre d'indices climatologiques mensuels et annuels (Fig. 3).

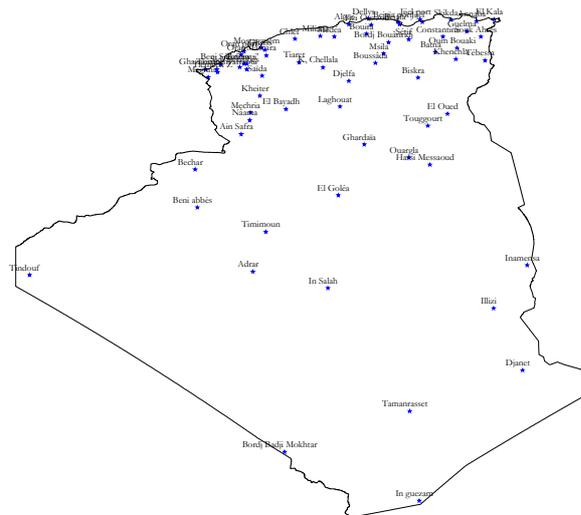


Figure 3- Répartition géographique des stations d'observation météorologique étudiées

Environ de soixante dix stations sont en cours d'exploitation, que les stations avec un enregistrement relativement long et complet sont retenues. Ces stations ont été inspectées afin de déterminer leur aptitude à l'emploi dans cette étude, deux exigences de base sont nécessaires :

- l'enregistrement, doit être aussi long que possible et,
- doit être aussi complet que possible avec le minimum de données manquantes.

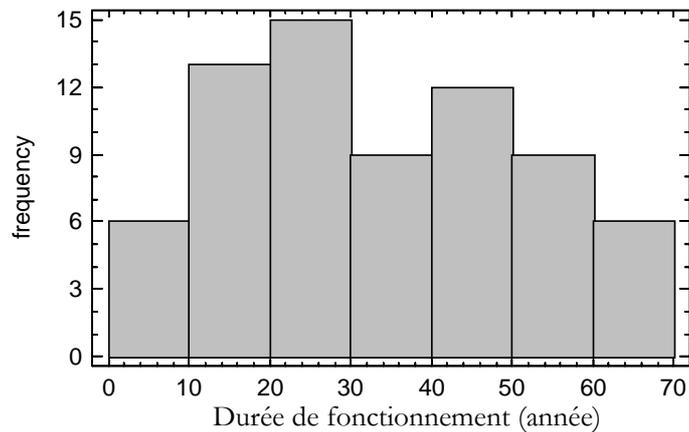


Figure 4- Histogramme des durées de fonctionnement des stations d'observation météorologique en Algérie

Un grand nombre de stations d'observation météorologiques en Algérie fonctionnaient depuis 1915 (Benaïchata, 2003), les séries présentent des irrégularités et des coupures dans le fonctionnement des stations d'observation ainsi, seuls qui répondent aux critères ont été retenus.

2- Contrôle de la qualité de données

Le soin d'évaluer et contrôler la qualité de données requiert de nombreux graphiques détaillés des observations journalières afin de détecter d'éventuels problèmes de qualité de ces données (Brunet et *al.*, 2006), ainsi que pour identifier statistiquement les valeurs aberrantes (Sensoy et *al.*, 2008) dans la température (Alexander et *al.*, 2006) et les précipitations (Groisman et *al.*, 2005).

Les procédures du contrôle de la qualité (QC) sont les suivantes :

a) Les valeurs incohérentes

Les valeurs aberrantes sont des erreurs fréquentes et facilement détectables, Alexander et *al.* (2007) préjugent que :

- ◆ Si la valeur de précipitations est négative (-), elle est supposée une valeur manquante (-99.9),
- ◆ Si la température maximale est inférieure à la température minimale ; $T_{max} < T_{min}$, les deux enregistrements sont considérées comme des valeurs aberrantes et sont substituées par le code de la valeur manquante (-99.9).

Ces erreurs ne sont pas toujours dues à des fautes de frappe mais résultantes ainsi de mauvaises interprétations ou définitions de la période d'enregistrement des variables considérées puisque certains observateurs ont considéré que la période de la température maximale et minimale du jour sont entre 0 et 24 heure selon le temps local alors que d'autres critères sont stipulés par OMM vers 1982 requièrent de reporter ces variables comme suit : la température maximale à 00 UTC et la température minimale à 12 UTC (Temps Universel Coordonné). Après l'an 1982, le code est modifié, l'observateur dut envoyer les valeurs journalières de la température maximale et

minimale à 12 et 00 UTC ce qui génère des confusions dans la digitalisation des données car ils ont quatre valeurs pour chaque jour.

b) La consistance interne des données

Des seuils d'admet sont établis pour maintenir la consistance des séries de données des variables climatiques étudiées selon les critères adoptés par Rusticucci et Barrucand (2001). La valeur d'en dehors du seuil (moyenne $\pm 4 \times$ écart type) ou $(\mu \pm 4 \times \sigma)$ est considérée comme une valeur aberrante. Cette méthodologie discerne les événements ayant une faible probabilité d'occurrence et qui ne sont pas toujours des valeurs erronées ce qui requiert l'analyse de ces dernières cas par cas.

c) Les données manquantes

Dans une première lecture de données recueillies, un certain pourcentage de données manquantes est constaté. Le taux de valeurs manquantes des données journalières est observé aussi pour les précipitations que pour les températures maximales et minimales. Bien que ce pourcentage soit variable selon la station d'observation, le problème majeur est que les données manquantes sont regroupées en jours ou en mois ce qui affecte considérablement certains tests d'homogénéité et quelques analyses statistiques. Dans de nombreuses stations il y a des périodes de perte de données qu'ils peuvent atteindre plusieurs mois.

Les séries chronologiques des variables climatiques analysées doivent être consécutives à l'égard des dates d'enregistrement des données et dans l'ordre du calendrier (Alexander et *al.*, 2006). Les séries chronologiques sont complétées jour par jour tout en comblant le manque de donnée par un code de la valeur absente (-99.9) qui sera exclu des analyses par la suite.

Les données enregistrées auprès des stations du réseau de l'O.N.M présentent plusieurs lacunes, le taux des valeurs manquantes diminue significativement lorsqu'elles sont complétées par celles de NOAA ou lorsque des segments sont sectionnés complètement de la série chronologique.

La figure 4 montre le pourcentage de données manquantes pour chaque variable climatique soit la température maximale et minimale et les précipitations avant et après l'ajustement.

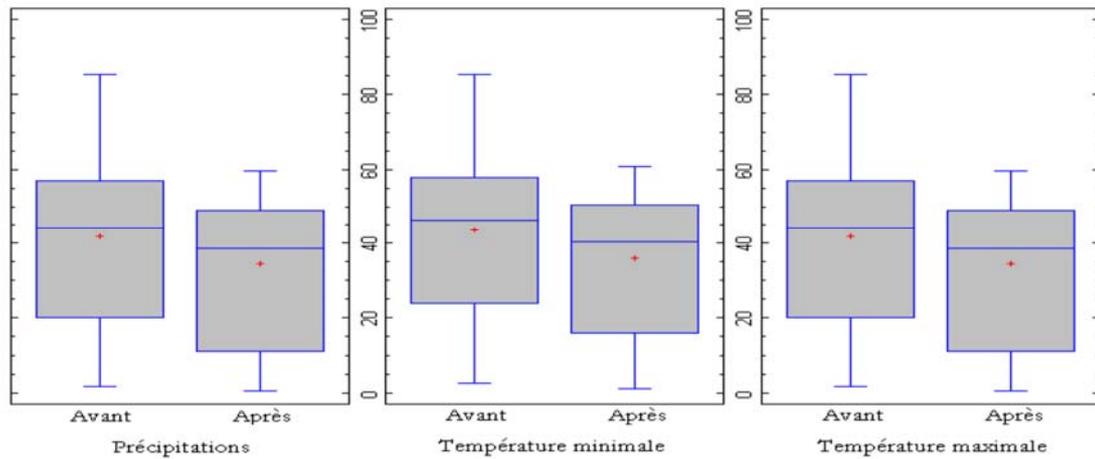
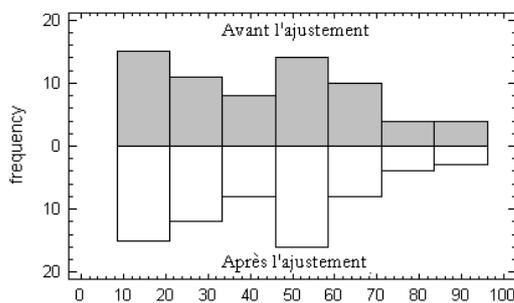
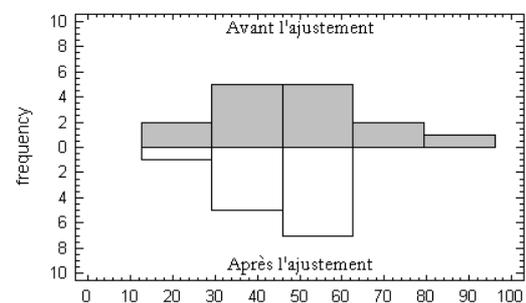


Figure 5- Taux de données manquantes les variables climatiques température et précipitations avant et après l'ajustement.

Les données manquantes sont beaucoup plus prononcées dans les variables précipitations et température maximale que dans la variable température minimale. La comparaison puis l'adjonction des données issues de l'ONM et celles dégagées de NOAA pour le comblement des lacunes dans l'observation a permis de réduire significativement le taux des valeurs manquantes dans quelques stations météorologiques (Fig. 6, 7 et 8).



a. Distribution fréquentielle des taux de données manquantes chez toutes les séries chronologiques



b. Distribution fréquentielle des taux de données manquantes chez les séries chronologiques corrigées

Figure 6- Histogramme des taux de données manquantes de la variable précipitation avant (a.) et après (b.) l'ajustement.

Le taux moyen des données manquantes (Fig. 6) a diminué pour la variable précipitation de 41.66% à 39.75% tandis que le taux des valeurs maximales de données manquantes a significativement diminué après cet ajustement, il est dévalé de 1.76% à 0.52%.

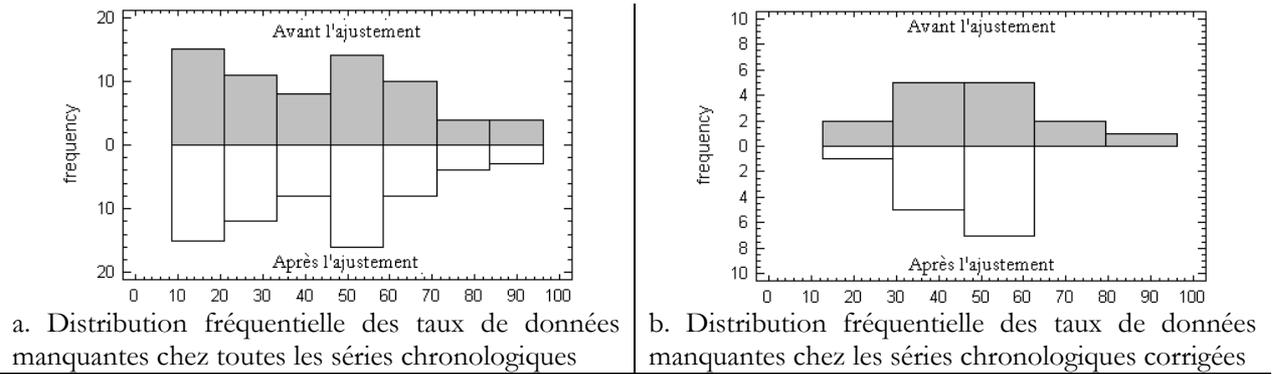


Figure 7- Histogramme des taux de données manquantes de la variable température maximale avant (a.) et après (b.) l'ajustement.

Le taux moyen des données manquantes a diminué de 41.67% à 39.77% pour la variable température maximale (Fig. 7), en outre, le taux des valeurs maximales de données manquantes a chuté significativement de 1.77% à 0.52%.

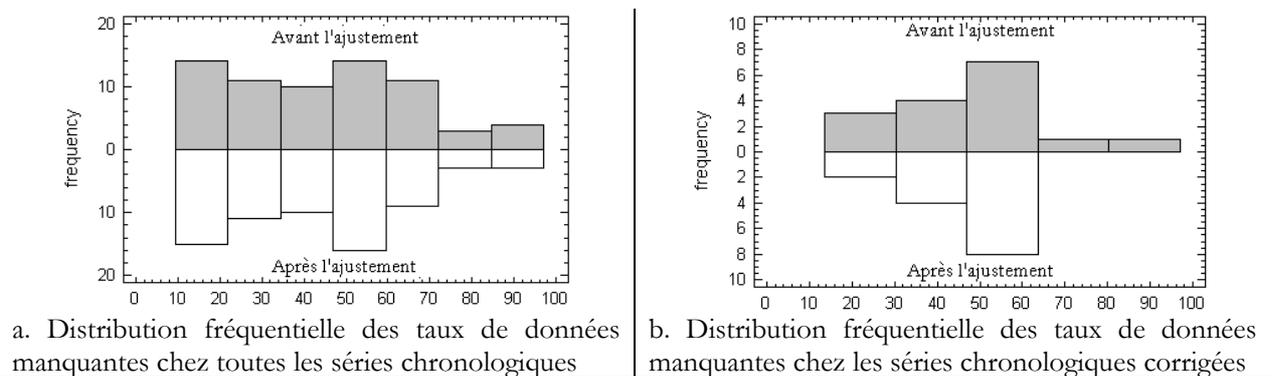


Figure 8- Histogramme des taux de données manquantes de la variable température minimale avant (a.) et après (b.) l'ajustement.

De légère réduction du taux moyen des données manquantes de 43.18% à 41.21% est constatée pour de la variable température minimale (Fig. 8), cependant, le taux des valeurs maximales de données manquantes significativement diminué de 2.86% à 1.38%.

La sélection des stations météorologiques est réalisée sur la base des critères généraux utilisés par la NOAA-NCDC (Peterson et Vose, 1997), et l'ECAD (Klein Tank et *al.*, 2002b) d'une façon pas assez vigoureuse vu la qualité de nos données, ces critères compromettent que :

- (i) durant la période de l'enregistrement, les données de la série chronologique doivent être disponibles pour au moins 30 ans,
- (ii) les données manquantes ne doivent pas être plus de 10%, (iii) les données manquantes de chaque année ne doivent pas excéder 20%, (iv) ou plus de 3 mois consécutifs.

En combinant ces critères, le nombre et la durée de fonctionnement des stations gardés pour la présente étude vont être limité, notamment que les stations qui ne répondent pas aux normes ont

été soit retirés complètement de l'analyse, ou seulement la période après la rupture a été conservée si elle est suffisamment longue.

La figure 9 illustre les taux de données manquantes pouvant être acceptés dans les stations météorologiques qui vont être retenues après l'application des critères de sélection adoptés pour les variables températures maximales et minimales et précipitations.

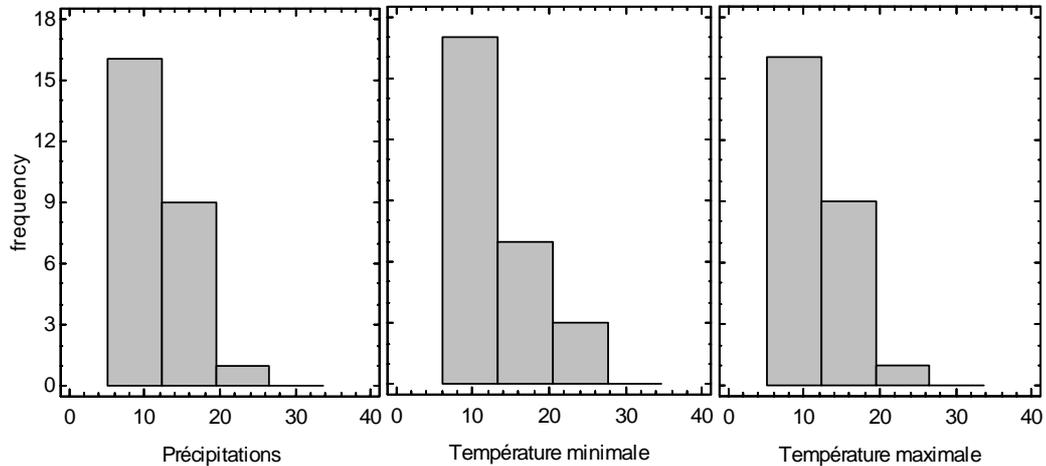


Figure 9- Histogrammes des taux finaux de données manquantes pour la température et les précipitations après l'application des critères de sélection

Lorsqu'on tient en compte les taux des données manquantes cités ci-dessus, les séries chronologiques qui répondent à ces normes présentent des temps d'enregistrement plus au moins variables mais satisfaisantes dans l'ensemble aux besoins de l'étude (Fig. 10.b.).

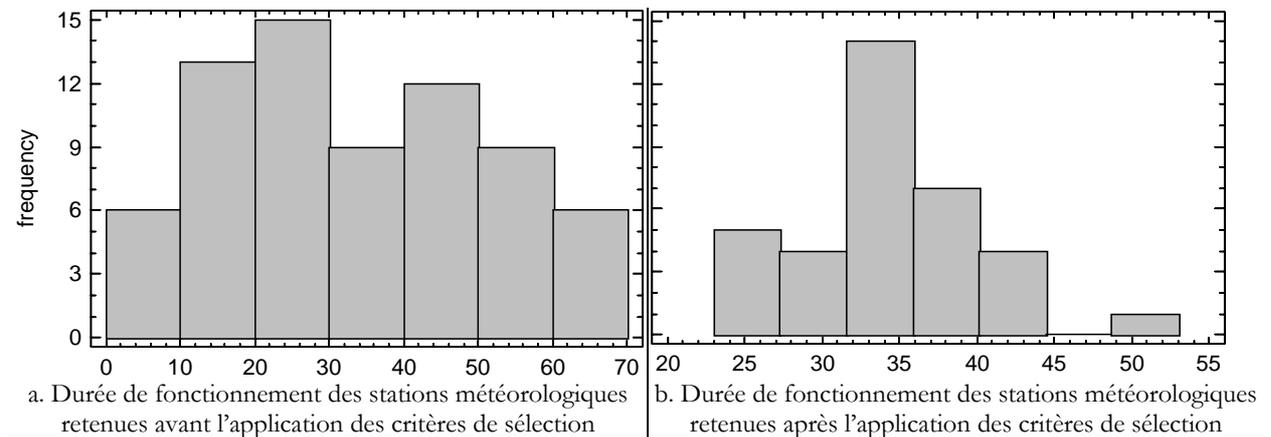


Figure 10- Durées de fonctionnement des stations d'observation météorologique retenues avant (a.) et après (b.) l'application des critères de sélection.

L'examen de la figure 10.b. indique que la sélection des stations météorologiques à retenir, en fonction du taux de données manquantes, a permis de dégager des séries chronologiques ayant des périodes d'enregistrement situées principalement entre 35 ans et 40 ans, une période satisfaisante aux besoins des études climatologiques (Storch et Zwiers, 2003).

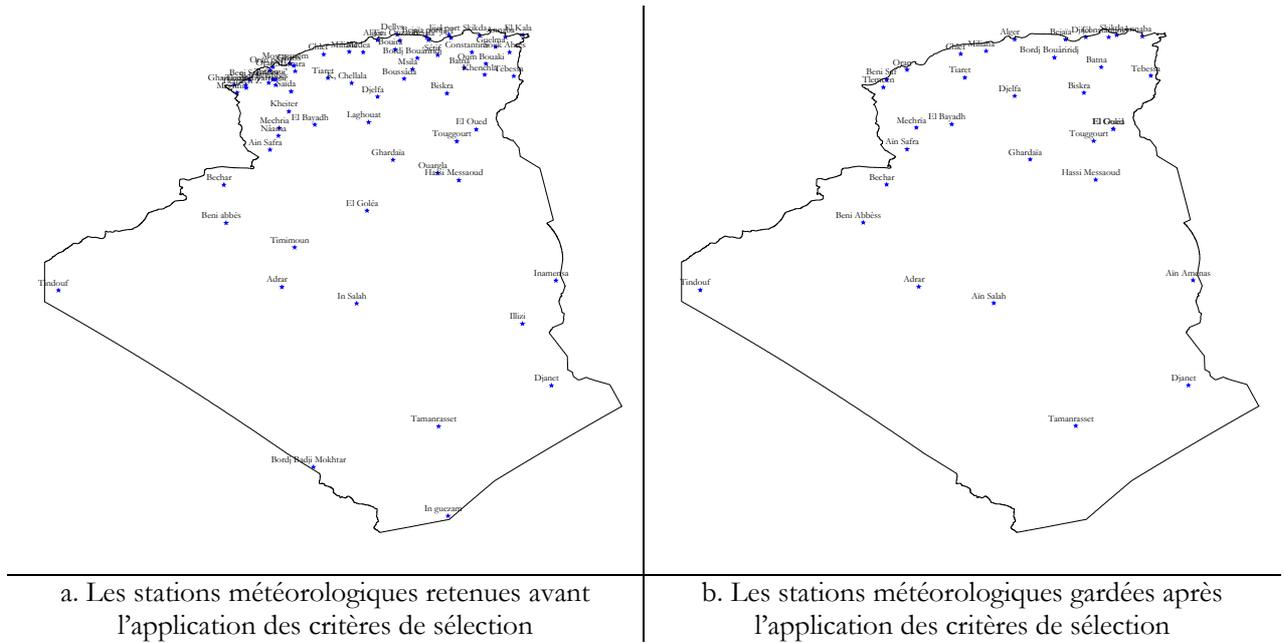


Figure 11- Répartition géographique des stations d'observation météorologiques retenues avant (a.) et après (b.) l'application des critères de sélection

La figure 11.b. montre la répartition géographique des stations météorologiques retenues dans cette étude sur le territoire Algérien. Même si leur distribution est relativement faible et ne constitue pas un réseau assez dense, c'est la plus raisonnable que nous puissions trouver pour satisfaire aux besoins du présent travail.

3- Étude de l'homogénéité statistique des données climatiques

1- Choix des méthodes d'homogénéisation

Dans le but d'identifier les méthodes qui semblent les plus prometteuses pour l'étude de l'homogénéité des données climatiques, un certain nombre de méthodes est retenu sur la base de leur potentiel d'applicabilité. Les techniques d'homogénéisation sont sélectionnées généralement selon les critères suivants :

- ◆ Objectivité
- ◆ Capacité de détecter un ou plusieurs sauts de moyenne
- ◆ Utilisation d'au moins une série voisine
- ◆ Algorithme disponible dans la littérature

Plusieurs techniques performantes de détection de ruptures ne sont pas choisies parce que leur formulation ne permet pas la prise en compte des séries voisines. C'est le cas de la technique de segmentation des séries hydrologiques (Hubert et *al.*, 1989; Kehagias, 2004) qui s'applique directement sur la série que l'on veut segmenter sans utiliser de séries voisines. Il en est de même également pour les méthodes Bayésiennes présentées par Perreault et *al.* (1999 ; 2000), Thyer et Kuczera (2000, 2003a, 2003b) et Fortin et *al.* (2004). La technique Bayésienne développée par Lee et Heghinian (1977) et présentée dans Ouarda et *al.* (1999) a été adaptée pour l'utilisation d'une série de référence dans Ducré-Robitaille et *al.* (2003). Cependant, certaines techniques présentées dans la littérature qui satisfont ces critères ne sont pas choisies parce qu'elles ne semblent pas adaptées parfois aux types de données. La technique de Caussinus et Mestre (2004) n'est pas utilisée puisqu'elle nécessite l'usage d'au moins six séries voisines pour bien performer (Slonosky et *al.*, 1999) ce qui n'est pas toujours réaliste.

2- Homogénéité des données journalières

- Le test de Wang

Le test appliqué pour tester l'homogénéité des séries journalières de températures maximales, minimales et de précipitations est le test F maximal avec pénalité ou PMFT de Wang et Feng (2004) déjà appliqué par NCC pour homogénéiser des séries chronologiques journalières de ETP (Jovanovic et *al.*, 2007).

Le test est basé sur la méthode de régression biphasique introduite par Solow (1987) modifiée par Lund et Reeves (2002) puis Wang (2003), désignée pour détecter multiples points de changement dans une série à des temps inconnus. Le modèle de régression biphasique est décrit :

$$X_t = \begin{cases} \mu_1 + \alpha_1 t + \varepsilon_t, & 1 \leq t \leq c \\ \mu_2 + \alpha_2 t + \varepsilon_t, & 1 < t \leq n \end{cases} \quad (1)$$

Où $\{\varepsilon_t\}$ est l'erreur aléatoire indépendante de la moyenne nulle avec une covariance constante σ_c^2 qui permet aux types de saut et de tendance des points de changement. Le temps c est appelé point de changement si $\mu_1 \neq \mu_2$ (saut de moyenne) et/ou $\alpha_1 \neq \alpha_2$ (tendance).

La statistique F pour un point de changement à temps $c \in \{2, \dots, n-1\}$ est

$$F_c = \frac{(SSE_{Red} - SSE_{Full})/2}{SSE_{Full}/(n-4)}, \quad (2)$$

Où SSE_{Full} est la somme des carrés des erreurs du modèle complet.

$$SSE_{Full} = \sum_{t=1}^c \left(X_t - \hat{\mu}_1 - \hat{\alpha}_1 t \right)^2 + \sum_{t=c+1}^n \left(X_t - \hat{\mu}_2 - \hat{\alpha}_2 t \right)^2 \quad (3)$$

et SSE_{Red} est la somme des carrés des erreurs du modèle réduit.

$$SSE_{Red} = n \sum_{t=1}^c \left(X_t - \hat{\mu}_{Red} - \hat{\alpha}_{Red} t \right)^2 \quad (4)$$

Où $\hat{\mu}_{Red}$ et $\hat{\alpha}_{Red}$ sont estimés sous les conditions $\mu_1 = \mu_2 = \mu_{Red}$ et $\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_{Red}$.

L'hypothèse nulle décrit l'absence de changement dans la série et assume des erreurs gaussiennes ε_t , F_c ayant une distribution F de 2 numérateurs de degré de liberté et $(n-4)$ dénominateurs de degré de liberté, noté comme suit $F_{(2, n-4)}$.

L'existence d'un point de changement undocumenté est conclu lorsque $F_{\max} = \max_{1 \leq c \leq n} F_c$, trop grand pour être attribuer au hasard. Le point de changement le plus important est estimé comme l'argument(s) c qui maximise F_c .

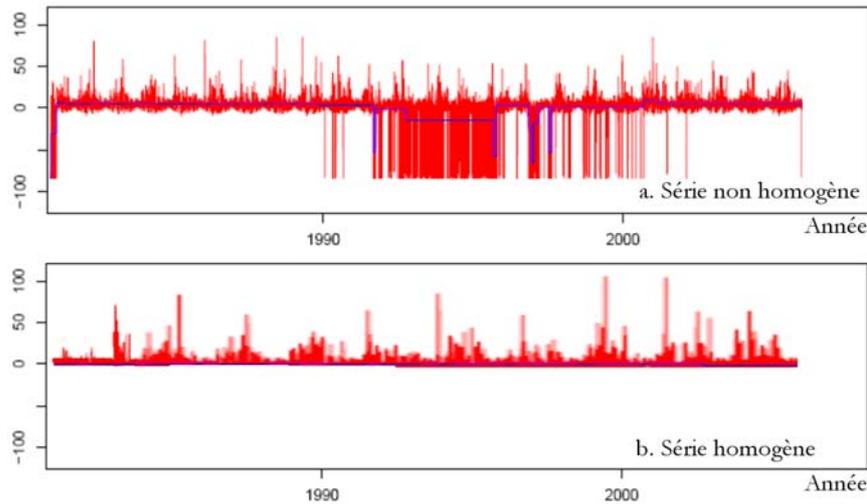


Figure 12- Représentation graphique d'une série non homogène (a.) et une série homogène de précipitations.

S'il n'y a pas de point de changement significatif identifié, la série temporelle testée est déclarée homogène et il n'est pas nécessaire d'appliquer d'autres tests à cette série (Wang, 2007b).

3- Homogénéité des données annuelles

- Le test d'Alexandersson

Alexandersson (1986) a développé le Standard Normal Homogeneity Test (SNHT) qui est largement employé pour tester l'homogénéité des séries de précipitations et de températures. Le test est actuellement modifié pour tenir compte plusieurs discontinuités afin de vérifier les tendances inhomogènes plutôt que les ruptures seules et les inclusions du changement de la variance (Alexandersson et Moberg, 1997). Ce test a été appliqué successivement sur toutes les séries mensuelles et annuelles au seuil critique de 5%.

Le SNHT est représenté par une série de ratio ou de différence entre la série de base et une série considérée de référence. La série chronologique résiduelle se forme comme suit :

$q_i = (p_0)_i - \hat{p}_i$ Sachant que $(p_0)_i$ indique la série de base et \hat{p}_i est la moyenne ajustée de la série de référence. D'abord, cette série est standardisée par la soustraction de la moyenne de chaque valeur et la division sur l'écart type : $z_i = (q_i - \bar{q}) / \sigma_q$

Permettre la simple formulation des deux hypothèses qui caractérisent le test. On teste l'hypothèse que les ratios standardisés suivent une distribution normale de moyenne nulle et de variance 1 alors que la contre-hypothèse est qu'il y a un changement de moyenne dans la série.

$$\begin{aligned}
 H_0 : & \quad z_i \in N(0,1) & i \in \{1, \dots, n\} \\
 H_1 : & \quad z_i \in N(\mu_1, 1) & i \in \{1, \dots, a\} \\
 & \quad z_i \in N(\mu_2, 1) & i \in \{a+1, \dots, n\}
 \end{aligned} \tag{5}$$

n est la longueur de la série chronologique.

Pour repérer les points de changement, une série de moyennes pondérées est créée :

$$T(a) = a.(\bar{z}_1)^2 + (n-a).(\bar{z}_2)^2, \quad i = 1, \dots, n-1 \quad (6)$$

Où \bar{z}_1 est la moyenne de la série des rapports standardisés pour les segments de 1 jusqu'à la valeur a et \bar{z}_2 est la moyenne de la série chronologique de la valeur a jusqu'à n , le nombre total d'années dans la série. La décision entre les hypothèses peut être obtenue sur une base objective :

$$a \in (1, \dots, n) \quad T(a) = \max |T(a)|, \text{ la rupture la plus probable,}$$

$\bar{z}_{1,2}$ la valeur moyenne respectivement avant et après a .

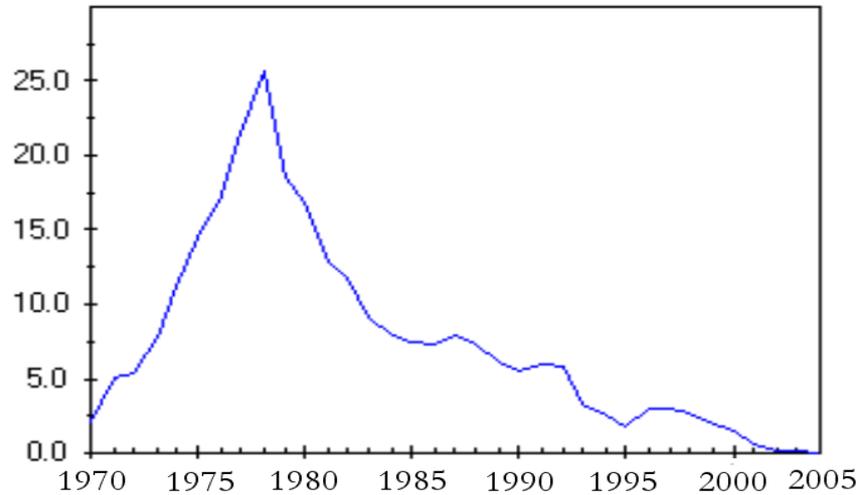


Figure 13- Représentation graphique de la statistique d'Alexandersson appliqué sur une série de cumul annuel de précipitations.

La statistique du test est significative si elle dépasse la valeur critique donnée par Alexandersson (1986) au niveau de signification 5% (T_{95}). Si (T_{max}) est significatif, a va indiquer le temps du changement et la rupture va être corrigée par $\bar{z}_{1,2}$. Pour la signification de la rupture, des niveaux critiques sont adoptés pour un grand nombre d'observations n . Si la rupture est détectée avec succès, elle peut être enlevée en ajustant la valeur moyenne avant et après la rupture ou en supprimant la partie qui précède la rupture. La procédure est répétée par des déterminations itératives pour corriger les changements supplémentaires.

4- Résultats de l'homogénéité des données

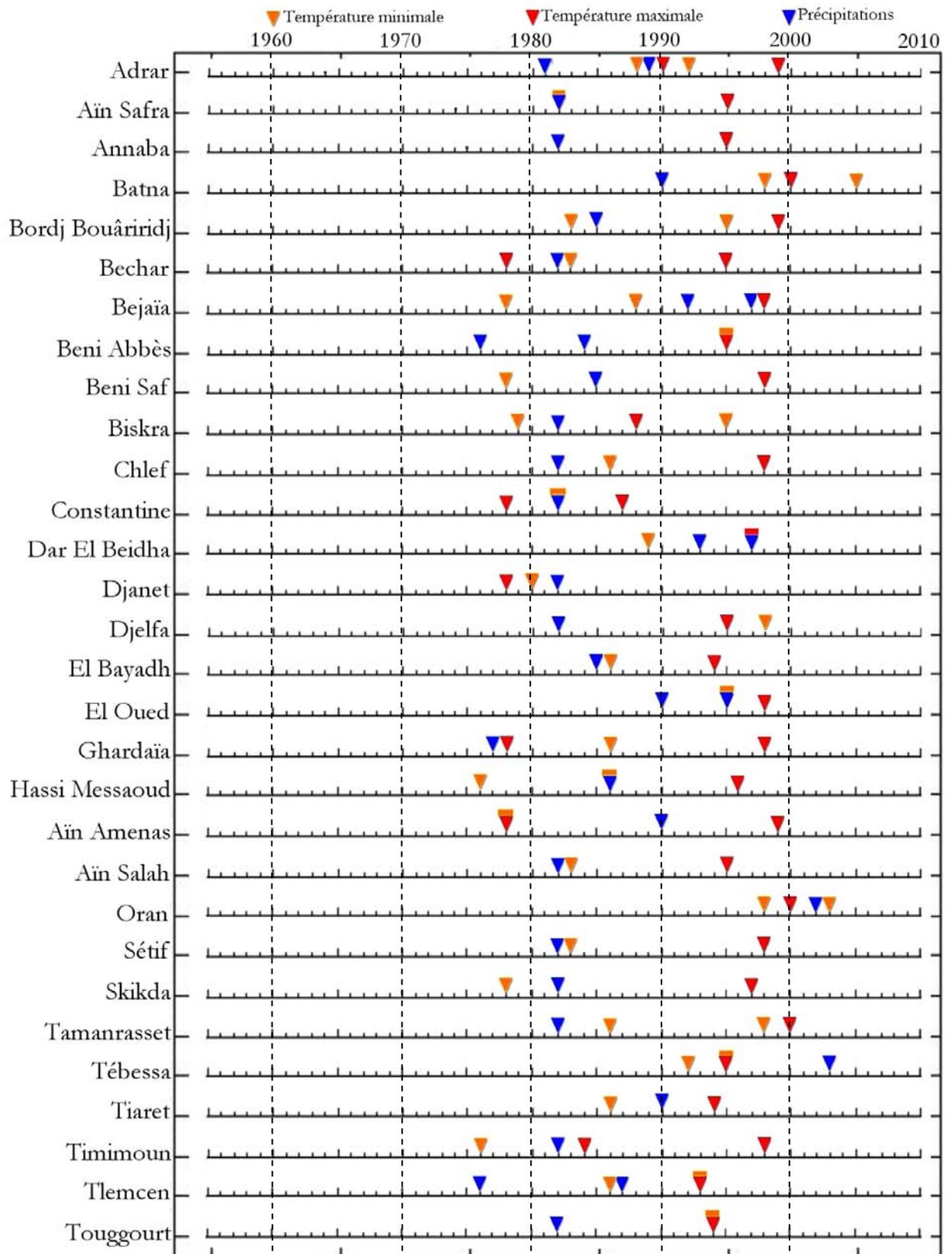


Figure 14- Les inhomogénéités détectées dans les séries chronologiques des variables climatiques.

Les résultats des tests d'homogénéité appliqués sur les séries chronologiques retenues dans cette étude sont représentés sur la figure 14. La grande variabilité spatiale des précipitations fait en sorte que ce paramètre est plus difficile à homogénéiser. Il est à noter que le réseau d'observation de l'ONM est peu dense et que les stations voisines sont éloignées, ce qui a affecté la performance des techniques d'homogénéisation. Il était difficile de déterminer si ces ruptures sont dues au changement dans le climat régional ou se sont des inhomogénéités artificielles notamment en l'absence de métadonnées permettant de fournir les explications nécessaires.

Le recours aux enregistrements des stations géographiquement voisines supposées être climatiquement similaires a servi de bien élucider et d'éliminer l'essentiel du signal climatique ainsi de faire ressortir les ruptures dans les séries chronologiques.

Les ruptures observées dans les séries de précipitations sont dans leur majorité enregistrées vers l'année 1982 et légèrement autour de l'année 1991, par contre, pour les séries de températures maximales et minimales, les ruptures sont observées durant les années 1978, 1995 et 1999. Ces ruptures sont confrontées significativement avec les épisodes de sécheresses qu'a subi l'Afrique en 1973-1974 ; 1982-1984 ; 1992-1994, 1999-2000 (OMM, 2000 ; ONU, 2002). Les sauts de moyennes statistiquement significatifs sont rigoureusement corrigés tandis que les tendances qui sont conservées pour des analyses ultérieures plus approfondies.

Étude des tendances des indices et des variables climatiques

ÉTUDE DES TENDANCES DES INDICES ET DES VARIABLES CLIMATIQUES

Avoir accès à des données climatiques grâce à des mesures provenant de stations météorologiques est traditionnellement moins problématique que de sélectionner les variables les plus pertinentes qui expliquent au mieux la variabilité et le changement climatique. La température et les précipitations peuvent potentiellement conduire à des centaines de variables ; il suffit de considérer les valeurs minimales, maximales ou moyennes des valeurs journalières, mensuelles ou annuelles, ainsi que leurs combinaisons pour créer divers indices climatiques calculés de manière spécifique pour chaque étude envisagée. L'évolution des variables climatiques étudiées autant que les indices dérivés est contrôlée par des tests statistiques de tendances.

1- Étude des tendances des variables climatiques

- **Test de Mann-Kendall**

L'ajustement linéaire des tendances est souvent utilisé pour décrire le changement dans une série climatique. Toutefois, il est également influencé par les valeurs aberrantes telles que les grandes valeurs produites pendant les années El Niño et de la non-normalité de la distribution, qui est souvent trouvée dans les valeurs extrêmes (Zhang *et al.*, 2000 ; Wang et Swail, 2001). La signification statistique des tendances a été évaluée au niveau de confiance de 95%. Nous avons utilisé une statistique de tendance non paramétrique. Le test de Mann-Kendall sert à repérer une tendance ; pour chaque élément X_i d'une série de n termes qui s'étend de 1 jusqu'à $i = n$, on calcule combien d'éléments précédents lui sont inférieurs, soit C_i (Mann, 1945 ; Kendall, 1970 ; Alexander *et al.*, 2007). Le test va porter sur la grandeur t qui est le cumul des C_i :

$$t = \sum_{i=1}^n C_i \quad (7)$$

Lorsque le nombre d'éléments dépasse 10, la grandeur t suit une distribution normale de moyenne E et de variance var :

$$E(t) = \frac{i(i-1)}{4} \quad (8)$$

$$var(t) = \frac{i(i-1)(2i+5)}{72} \quad (9)$$

La statistique réduite du test est donnée par l'écart $U(t)$ entre t et $E(t)$ soit :

$$U(t) = \frac{t - E(t)}{\sqrt{var(t)}} \quad (10)$$

À l'aide de la table de la loi normale réduite, cet écart est comparé à la probabilité d'obtenir au hasard une valeur supérieure à $U(t)$. En pratique, l'existence d'une tendance n'est acceptée (au niveau 0,05) que si $U(t)$ est supérieur à $\pm 1,96$. Seule est considérée la dernière valeur de la série; mais

le graphique des valeurs de $U(t)$ et celui du test rétrograde $U^*(t)$ augmentent la compréhension de la structure, surtout si deux courbes se croisent (Sneyers, 1975; Vandiepenbeeck, 1995; Hamed, 2008).

2- Étude des tendances des indices climatiques

Pour des raisons pratiques, les indices ne sont pas tous calculés sur une base mensuelle. Les indices mensuels sont calculés si pas plus de 3 valeurs journalières sont manquantes dans un mois, tandis que les valeurs annuelles sont calculées si pas plus de 15 jours sont manquants en un an. Aucune valeur annuelle ne sera calculée si un mois de données est manquant.

Les indices des extrêmes sont calculés si au moins 70% des données sont présentes. Pour préciser la durée des indices marqués par un (*), une durée ou une période peut se continuer dans l'année suivante et est comptabilisé contre l'année où la période se termine par exemple une vague de froid (CSDI) dans l'hémisphère nord, début le 31 Décembre d'une année et se termine le 6 Janvier de l'année suivante, cette vague de froid sera compté dans la deuxième année.

Seize des vingt sept indices recommandés par l'ETCCDMI sont liées à la température et onze sont liées aux précipitations. Ils sont dérivés des observations journalières de température maximale et minimale et de précipitations.

Les indices ont été choisis principalement pour évaluer les différents aspects du changement climatique mondial, incluant les changements dans l'intensité, dans la fréquence et dans la durée des événements thermiques et pluvieux.

Les indices peuvent être divisés en 5 catégories différentes :

- **Les indices basés sur les percentiles**

Ces indices estiment les extrêmes de la distribution d'une période. Les indices des percentiles de la température incluent l'occurrence des jours froids (TX10p) et chauds (TX90p) ainsi que les nuits froides (TN10p) et chaudes (TN90p).

Ils illustrent les déciles froids et chauds pour la température maximale et minimale, permettant d'évaluer l'ampleur des extrêmes qui sont en train de changer. Les indices de précipitations dans cette catégorie représentent la quantité de pluie tombant au-dessus de la 95^{ème} (R95p) et 99^{ème} (R99p) percentiles et interceptent la majorité des événements pluvieux extrêmes dans une année.

- **Les indices absolus**

Ces indices représentent les valeurs maximale ou minimale de la variable climatique dans une saison ou une année ; les indices de température dans cette catégorie sont représentés par le maxima de température maximale journalière (TXx), le minima de température maximale journalière (TXn), le maxima de température minimale journalière (TNx) et le minima de température minimale journalière (TNn). Les indices de précipitations dans cette catégorie sont représentés par le

maximum de précipitations dans une période définie relevant plus de 1 jour (RX1day) ou 5 jours consécutifs (RX5day).

- **Les indices des extrêmes**

Ils sont définis comme étant le nombre de jours où les enregistrements de la température ou de la précipitation sont supérieurs ou inférieurs d'un seuil fixe. Ces indices ne sont pas nécessairement significatifs pour tous les types de climat car les seuils ne peuvent pas être applicables sur tout le globe. Toutefois, les études préalables de Frich et *al.* (2002) et Kiktev et *al.* (2003) ont montré que les indices de température telle que l'occurrence annuelle des jours de gelé (FD), le nombre de jours pendant lesquels la température minimale chute au au-dessous de 0°C, ont exhibé des tendances cohérentes dans les latitudes moyennes au cours de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle. En outre, l'évolution de ces indices peut avoir de profondes répercussions sur des secteurs particuliers de la société ou des écosystèmes. En conséquence, nous avons inclus dans les indices de notre étude, même s'ils ne sont pas véritablement de couverture spatiale "mondiale". Les autres indices de température sont ; l'occurrence annuelle des jours de glace (ID), les jours d'été (SU) et les nuits tropicales (TR), tandis que les indices de précipitations sont le nombre de jours où les précipitations totales journalières étaient au moins égales à 10 mm (R10) ou 20mm (R20).

- **Les indices de durée**

Ces indices définissent les périodes excessivement chaudes, froides, humides ou sèches ou dans le cas de la longueur de la saison de croissance, des périodes de douceur. Plusieurs indices ont été utilisés par Frich et *al.* (2002). L'indice de la durée des vagues de chaleur (HWDI) défini par Frich et *al.* (2002) a été démontré statistiquement non robuste car sa tendance est presque nulle (Kiktev et *al.*, 2003). C'est parce que Frich et *al.* (2002) a utilisé un seuil fixe de 5°C au-dessus de la climatologie pour calculer l'indice. Ce seuil est trop élevé dans de nombreuses régions, telles que les tropiques, où la variabilité de la température journalière est faible. Pour surmonter cet obstacle, l'ETCCDMI a remplacé cet indice par l'indice de la durée de la période chaude (WSDI), qui est calculée au moyen du percentile. Comme cet indice évalue le maxima d'une journée, nous avons également choisi d'analyser les périodes minima des nuits (CSDI).

L'indice CDD est la longueur de la plus longue période sèche au cours d'une année alors que CWD est défini comme étant la plus longue période humide dans une année. Cette catégorie inclut également les indices de la durée de la saison de croissance (GSL).

- **Autres indices**

Il s'agit notamment des indices qui n'entrent dans aucune des catégories ci-dessus, mais les changements pourraient avoir d'importantes répercussions sociales. Ils comprennent le cumul total annuel des précipitations (PRCPTOT), la gamme de températures diurnes (DTR) et une mesure de l'intensité des précipitations journalières (SDII).

Certains de ces indices ont le même nom et la même définition que les indices utilisés dans les études de Frich et *al.* (2002), Klein Tank et *al.* (2002), mais ils diffèrent légèrement dans la manière dont ils sont calculées. Des études récentes ont montré que des inhomogénéités existent aux extrémités de la période climatologique utilisée pour définir les indices de température à base de percentiles ; TN10p, TN90p, TX10p et TX90p, en raison de l'incertitude d'échantillonnage (Zhang et *al.*, 2005b). Une méthode bootstrap proposée par Zhang et *al.* (2005b) a été mis en œuvre dans RClimDex et est utilisée pour calculer les indices analysés dans cette étude. La procédure de bootstrap supprime les inhomogénéités et élimine donc de possibles aptitudes dans l'estimation de la tendance des indices pertinents. Un autre avantage de cette étude par rapport aux études "globales" précédentes, c'est qu'elle analyse les indices, y compris les indices basés sur les percentiles, les indices de la température absolue et DTR de façon saisonnière, ainsi que sur une base annuelle.

3- Spatialisation des tendances climatiques et méthode d'interpolation

L'approche de ce travail, se fait grâce à l'élaboration des cartes de pentes des indices de détection de changement climatique. Les données climatologiques observées proviennent uniquement des stations météorologiques retenues dans cette étude. Toutefois, la densité du réseau de stations est faible. Le nombre de stations fournissant des données est donc souvent en deçà du nombre total de stations disponibles sur le territoire. Il faut également souligner que la qualité des mesures prises peut être mise en doute. Notamment, la localisation de certaines stations a été choisie pour leur accessibilité et non pour leur exposition adéquate. Ces observations doivent d'abord être interpolées sur une grille couvrant entièrement la région d'étude. De cette interpolation découle donc une incertitude supplémentaire.

Les méthodes statistiques d'interpolation spatiale multivariable pouvant résoudre cette problématique sont la régression locale et le krigeage. En krigeage, la valeur de la variable d'intérêt est prévue en un point par une somme pondérée des observations ponctuelles disponibles. Les poids des données sont choisis de façon à ce que l'interpolation soit sans biais et à variance minimale (Matheron, 1963). Il s'agit de la première méthode d'interpolation à tenir compte de la structure de dépendance spatiale des données. Notons que le krigeage repose sur les mêmes bases théoriques que l'«interpolation optimale» employée en météorologie (Gandin, 1965). Il existe plusieurs types de krigeage, qui diffèrent selon la forme de l'espérance de la variable d'intérêt. Lorsqu'il est supposé que l'espérance soit constante et connue, on parle de krigeage simple. S'il est postulé qu'elle soit constante mais inconnue, il s'agit de krigeage ordinaire. Enfin, le krigeage universel repose sur l'hypothèse que cette espérance soit une fonction des coordonnées spatiales. Ainsi, ce dernier type de krigeage n'est pas stationnaire par rapport à l'espérance contrairement aux deux autres. La stationnarité se définit ici par la constance de l'espérance, mais aussi par la covariance entre deux observations qui dépend uniquement de la distance entre ces observations (Gratton et *al.*, 2002).

I- Étude des tendances climatiques

1- Étude des tendances de précipitations

• Caractéristiques des séries pluviométriques

Les précipitations sont un des paramètres les plus difficiles à mesurer. Cependant, ce n'est pas le total des pluies qui intéresse l'agropasteur, l'agriculteur et l'éleveur, mais surtout, leurs répartitions dans l'année. Selon Despois (1955) l'étude du régime des pluies est plus instructive que de comparer des moyennes ou des totaux annuels. La figure 15 montre une statistique descriptive des séries chronologiques examinées.

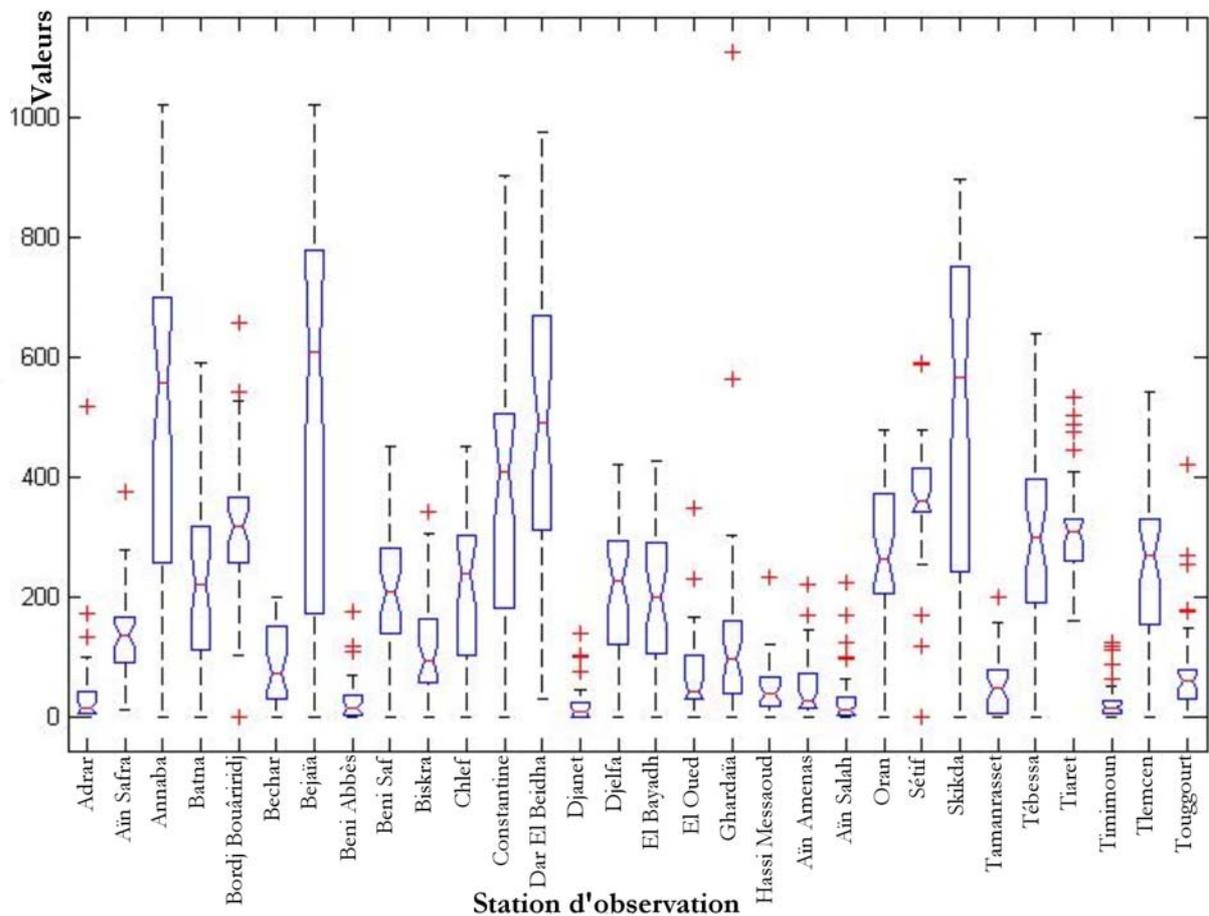


Figure 15- Paramètres statistiques des séries pluviométriques annuelles (mm) des stations météorologiques.

La présentation sous forme graphique de boîte à moustache ou Box plot permet de visualiser la dispersion des valeurs autour d'une valeur moyenne. L'examen de la figure 15 indique que les stations situées au bord de la mer et en particulier dans le Nord Est du pays sont très pluvieuses que celles dans le Nord Ouest avec des moyennes et des cumules annuelles élevés.

• **Évolution de la variabilité interannuelle**

Différentes approches ont servi à suivre l'évolution interannuelle des précipitations, la variabilité interannuelle est mesurée par le coefficient de variation (CV) qui est le quotient de l'écart type sur la moyenne, exprimé en pourcentage (Hirche et *al.*, 2007).

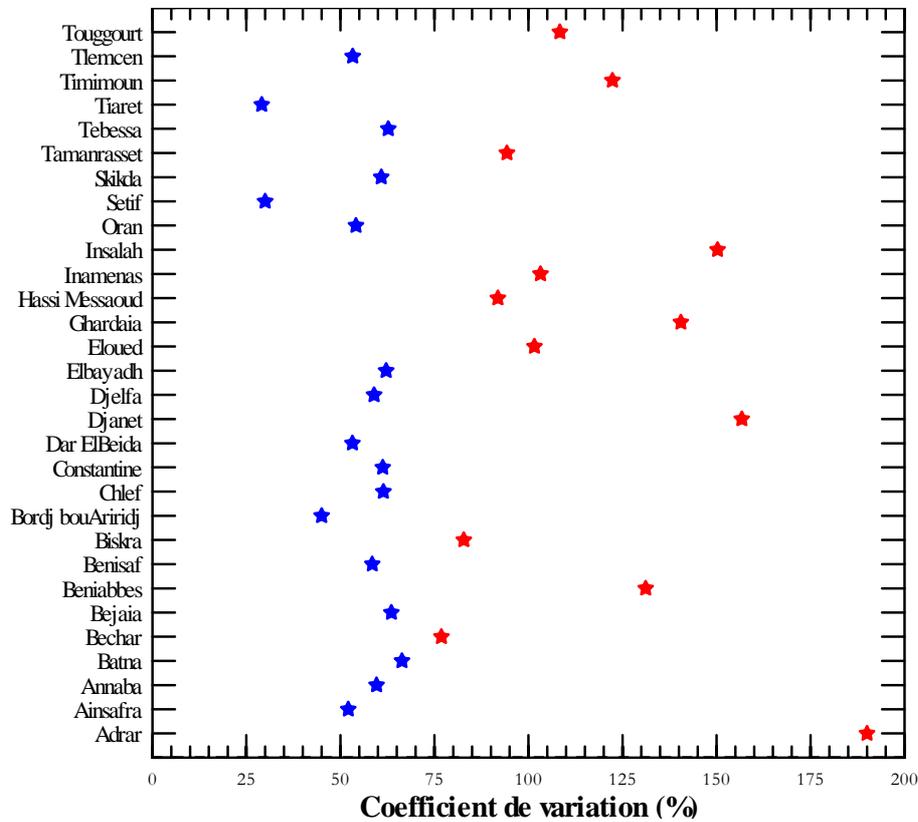


Figure 16 : Variabilité interannuelle des séries pluviométriques annuelles mesurée par le coefficient de variation.

La figure 15 montre que le coefficient de variation diminue du Sud vers le Nord, les valeurs de cet indice sont sensiblement identiques pour les stations de l'intérieur avec des taux qui varient entre 50% et 70 % notant que les stations de Tiaret et de Sétif expriment les plus faibles valeurs de ce coefficient (25%).

Les variations interannuelles sont à leur maximum au Sahara Algérienne avec des taux qui dépassent 75% et peuvent même atteindre 190% exprimant de grandes fluctuations de ce paramètre vue la situation géographique et les caractéristiques climatiques de la région. Ces grandes valeurs indiquent une faible consistance du paramètre précipitation et expriment de sévères fréquentes sécheresses prolongées.

• **Tendances annuelles de précipitations**

Le test de Mann-Kendall et le test de Spearman sont souvent utilisés en climatologie pour décrire le changement dans une série climatique (Zhang et *al.*, 2000 ; Wang et Swail, 2001). Ces deux tests sont appliqués simultanément sur les séries chronologiques retenues dans cette étude, les résultats sont mentionnés dans le tableau 1.

Tableau 1- Résultats des tests statistiques non-paramétriques de tendance pour la variable précipitation.

Station	Coefficient		Station	Coefficient	
	Mann-Kendall	Spearman		Mann-Kendall	Spearman
Adrar	0.98	0.85	El Bayadh	2.72**	2.83**
Ain safra	1.11	1.82	El Oued	2.94**	3.03**
Annaba	2.86**	3.05**	Ghardaïa	1.63	1.83
Batna	3.40**	3.30**	Hassi Messaoud	1.60	1.82
Bordj Bouâriridj	0.16	0.43	In amenas	0.46	0.38
Bechar	1.58	1.69	In Salah	0.35	0.52
Bejaia	2.75**	2.95**	Oran	2.77**	2.88**
Beni Abbes	3.32**	3.24**	Sétif	0.57	1.04
Beni Saf	3.07**	3.05**	Skikda	3.05**	3.16**
Biskra	2.91**	3.04**	Tamanrasset	1.38	1.64
Chlef	1.93	2.30**	Tébessa	3.65**	3.59**
Constantine	2.53**	2.87**	Tiaret	0.38	0.49
Dar El Beida	1.66	1.90	Timimoune	0.43	0.50
Djanet	2.04**	2.34**	Tlemcen	2.53**	2.81**
Djelfa	2.42**	2.77**	Touggourt	1.19	1.10

Les résultats présentés (Tab. 1) dévoilent que toutes les séries chronologiques subissent des pentes positives dont la plupart sont statistiquement significatives exprimant des tendances à l'élévation des cumuls annuels de pluies des stations étudiées durant la période d'analyse. Les tendances les plus marquées sont notées dans les stations situées dans le Nord Est du pays.

Afin de mieux élucider ces tendances, un graphique des valeurs de $U(t)$ est établi pour augmenter la compréhension de la structure dans les échelles de temps (Sneyers, 1963, 1975) (Fig. 17).

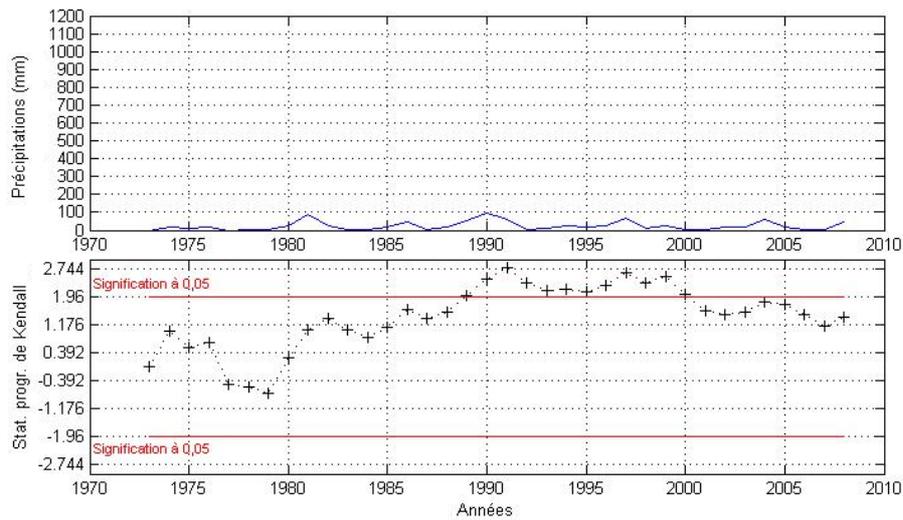


Figure 17- Structure graphique de la statistique progressive de Mann-Kendall

La figure 17 développe la structure graphique de la statistique progressive de Mann-Kendall et leur signification statistique au seuil de sécurité 95%. La tendance est statistiquement significative si elle dépasse $\pm 1,96$ (les lignes colorées en rouge). Puisque l'analyse des tendances de toutes les stations météorologiques exige de nombreux graphiques, la figure 17 est montrée pour résumer ces tendances. Les signes (+) indiquent les segments de tendances positives à la hausse tandis que les signes (-) montrent les segments de tendances négatives à la baisse.

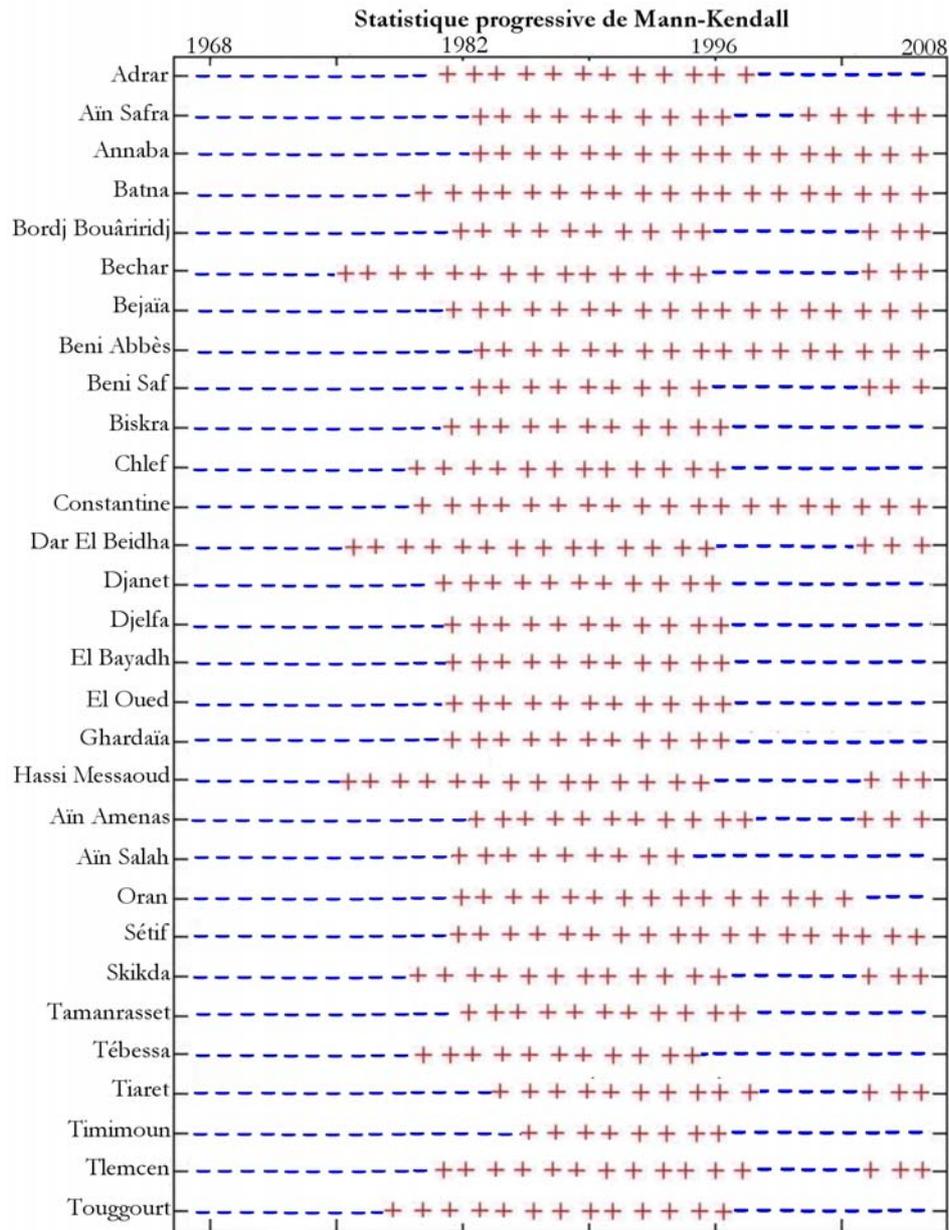


Figure 18- Résultats de la statistique progressive de Mann-Kendall pour les précipitations

L'analyse des résultats de la statistique progressive de Mann-Kendall montre très nettement que la majorité des séries chronologiques ont subi trois périodes tendancielle (Fig. 18) ;

- La longueur de la première période est très variable et dépend de la date du début d'enregistrement de la station météorologique, cette période dans son ensemble est à la baisse sans aucune signification statistique, elle se termine souvent vers l'année 1982 chez la plupart des stations.
- La deuxième période commence d'une manière générale en 1982 et se termine vers l'an 1996, les tendances enregistrées durant cette période sont significativement à la hausse.
- La dernière période s'étale de 1996 jusqu'à l'an 2008, elle est très variable et n'a pas une allure constante chez l'ensemble des stations, les tendances observées sont significativement à la hausse

chez quelques stations en particulier celles situées dans le Nord Est de l'Algérie, elles sont à la baisse pour d'autres stations notamment celles situées dans le Nord Ouest de l'Algérie, et sans disposition dans le reste des stations.

2- Étude des tendances de température

Le test de Mann-Kendall et le test de Spearman sont également appliqués sur les séries de températures maximales et minimales (Alexander et *al.*, 2007).

- **Température minimale**

Les résultats mentionnés sur le tableau 2 indiquent des tendances à la baisse exprimant une aptitude au refroidissement dans les stations d'Ain Safra, Djanet et Sétif sachant que seulement celle de Djanet est statistiquement significative. La statistique de Mann-Kendall exprime une tendance non significative à la baisse pour la station de Tiaret tandis que la statistique de Spearman décrit une tendance non significative à la hausse.

Tableau 2- Résultats des tests statistiques non-paramétriques de tendance pour la variable température minimale.

Station	Coefficient		Station	Coefficient	
	Mann-Kendall	Spearman		Mann-Kendall	Spearman
Adrar	3.70**	3.59**	El Bayadh	4.57**	4.39**
Ain safra	-1.44	-0.92	El Oued	3.78**	3.71**
Annaba	2.66**	2.69**	Ghardaïa	3.45**	3.54**
Batna	0.54	0.46	Hassi Messaoud	4.27**	4.12**
Bordj Bouâriridj	2.53**	2.79**	In amenas	4.46**	4.22**
Bechar	0.57	0.44	In Salah	3.24**	3.10**
Bejaïa	3.67**	3.78**	Oran	3.81**	3.74**
Beni Abbes	4.87**	4.21**	Sétif	-0.98	-1.12
Beni Saf	2.99**	3.36**	Skikda	4.19**	4.07**
Biskra	1.93	1.88	Tamanrasset	2.09**	1.99*
Chlef	3.97**	3.74**	Tébessa	4.68**	4.45**
Constantine	3.51**	3.57**	Tiaret	-0.13	0.52
Dar El Beida	2.34**	2.42**	Timimoune	3.86**	3.68**
Djanet	-4.52**	-4.40**	Tlemcen	1.90	1.66
Djelfa	3.45**	3.47**	Touggourt	3.35**	3.40**

Les tendances observées dans le reste des séries chronologiques des autres stations sont toutes à la hausse dont la plupart sont statistiquement significatives indiquant un réchauffement de la température de ces régions.

- **Température maximale**

Les résultats dégagés par les deux tests statistiques pour les séries de température maximale (Tab. 3) exposent des tendances à la hausse statistiquement significatives dans toutes les stations analysées à l'exception de la station de Djelfa.

Tableau 3- Résultats des tests statistiques non-paramétriques de tendance pour la variable température maximale.

Station	Coefficient		Station	Coefficient	
	Mann-Kendall	Spearman		Mann-Kendall	Spearman
Adrar	4.60**	4.36**	El Bayadh	3.10**	3.23**
Ain safra	1.58	2.46**	El Oued	4.76**	4.48**
Annaba	4.67**	4.89**	Ghardaïa	3.13**	3.40**
Batna	5.12**	4.75**	Hassi Messaoud	4.46**	4.24**
Bordj Bouâriridj	2.17**	2.63**	In amenas	4.82**	4.48**
Bechar	3.10**	3.15**	In Salah	4.57**	4.19**
Bejaïa	4.35**	4.15**	Oran	4.74**	4.41**
Beni Abbes	4.35**	4.08**	Sétif	2.20**	2.84**
Beni Saf	3.92**	3.95**	Skikda	3.16**	3.34**
Biskra	4.60**	4.45**	Tamanrasset	4.00**	3.78**
Chlef	2.23**	2.40**	Tébessa	4.05**	3.92**
Constantine	4.44**	4.29**	Tiaret	2.28**	3.36**
Dar El Beïda	4.46**	4.26**	Timimoune	3.92**	3.70**
Djanet	4.11**	3.88**	Tlemcen	4.14**	3.98**
Djelfa	1.28	1.71	Touggourt	3.07**	3.40**

II- Étude des tendances des indices climatiques

1- Étude de l'évolution de l'indice d'aridité de De Martonne

L'indice d'aridité est une valeur numérique sensée représenter le degré de sécheresse du climat à un endroit donné, plusieurs méthodes de calcul ont été proposées. Ces indices ont pour la première fois été calculés au début du XX siècle par Wladimir Köppen et Rudolf Geiger, plus tard d'autre scientifique comme Charles Warren Thornthwaite puis Mikhaïl Ivanovitch Budyko ont proposés les leurs.

Parmi les différentes méthodes repérées dans la bibliographie, on prend en considération l'indice annuel d'aridité proposé par De Martonne (1926 et 1941) qui utilise un indice synthétique regroupant des données hydrométriques et thermiques, en particulier l'expression analytique

$$IA = P / (T + 10) \quad (11)$$

où P et T sont respectivement les valeurs annuelles des précipitations et des températures.

Les climats sont classés selon cet indice en :

Indice de De Martonne	Climat
0-10	Aride à extrêmement aride
10-20	Semi-aride
20-30	Semi-humide
30-60	Humide
>60	Très humide

Les gradients de ces indices peuvent également servir à délimiter des zones en fonction de leur pluviométrie.

La cartographie de l'indice de De Martonne (Fig. 19) sur les deux dernières périodes détectées par les tests non paramétriques indique un déplacement significatif des types du climat dans un gradient Sud-Nord et Ouest-Est, le type de climat aride à extrêmement aride s'est avancé pour atteindre les régions d'intérieur jusqu'à la station de Ghardaïa et les régions voisines.

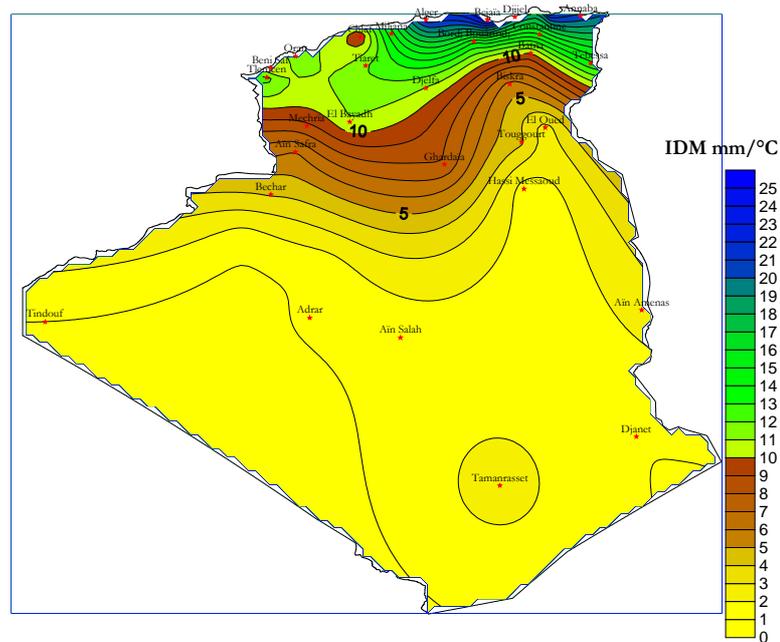


Figure 19.a- Répartition géographique de l'indice d'aridité de De Martonne en Algérie durant la période 1982-1996

Le type de climat semi-aride a dominé le Nord Ouest de l'Algérie allant de Mechria, Aïn Safra et El Bayadh jusqu'à la station de Tlemcen. On peut remarquer aussi le même type de climat dans la région de Chlef. De ce fait, que les stations du Nord Est qui n'ont pas subi vraiment de changements vers l'aridité.

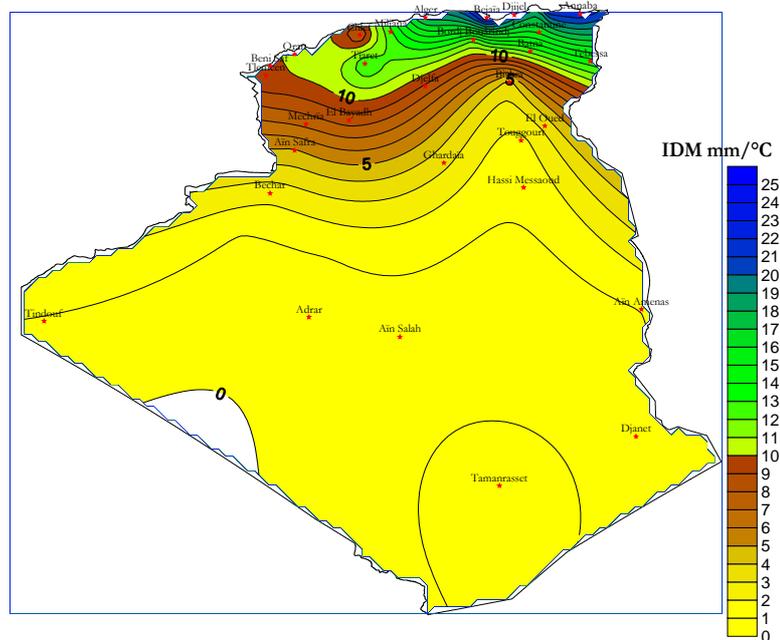


Figure 19.b- Répartition géographique de l'indice d'aridité de De Martonne en Algérie durant la période 1996-2008

2- Étude des tendances des indices de précipitations

2-1- Les indices basés sur les percentiles

- Les jours très pluvieux (R95p)

Soit RR_{wj} le cumul journalier des précipitations d'une journée pluvieuse $w(RR \geq 1.0mm)$ en période j et soit RR_{wn95} le 95^{ème} percentile de précipitations des jours pluvieux durant la période 1961-1990. Si W représente le nombre de jours pluvieux de la période, alors :

$$R95p_j = \sum_{w=1}^w RR_{wj} \quad \text{où} \quad RR_{wj} > RR_{wn95} \quad (12)$$

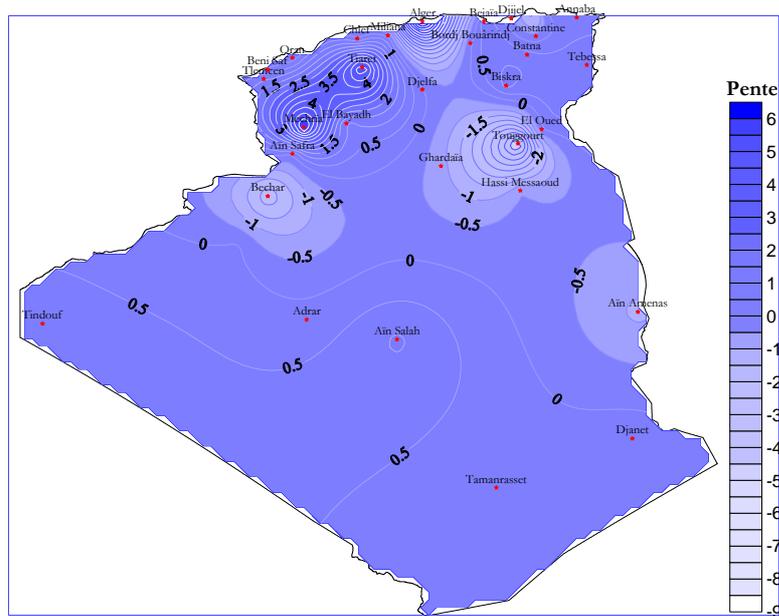


Figure 20- Évolution des tendances de l'indice des jours très pluvieux (R95p)

L'analyse des résultats obtenus pour l'indice des jours très pluvieux, représenté sous forme de tendances tracées sur la carte de la figure 20, montre que la région Nord Ouest du pays et en particulier les stations de Mechria, Tiaret, El Bayadh et Tlemcen ont révélés des tendances à la hausse pour cet indice dont les pentes fluctuent de $+6^\circ$ à $+1^\circ$ durant la période d'enregistrement. Ces tendances sont les plus élevées parmi toutes les stations étudiées quoique ces élévations demeurent statistiquement non significatives ($P > 0.05$). Cela reflète une tendance à l'humidification de la région considérée par les pluies dépassants le 95^{ème} percentile.

Par contre, les stations d'Algier, Touggourt, Bechar, Constantine, Hassi Messaoud, Ghardaia et Oran ont divulgués des tendances à l'abaissement non significatives pour l'ensemble ($P > 0.05$) et hautement significative à Alger ($P < 0.01$), les valeurs des pentes oscillent entre -8° et -1° durant la période d'enregistrement ce qui se traduit par une diminution des pluies dépassant le seuil du 95^{ème} percentile.

Il semble que les tendances de cet indice soient un peu moins marquées sur le reste des stations aussi bien qu'elles sont positives, elles changent sensiblement autour du zéro. Le fait marquant de cette carte est le gradient Ouest-Est des tendances estimées pour cet indice. Cela permis mieux appréhender l'amplitude des variations des tendances sur les séries dans le temps et dans l'espace.

• **Les jours extrêmement pluvieux (R99p)**

Soit RR_{wj} le cumul journalier des précipitations d'une journée pluvieuse $w(RR \geq 1.0mm)$ en période j et soit RR_{wn99} le 99^{ème} percentile de précipitations des jours pluvieux durant la période 1961-1990. Si W représente le nombre de jours pluvieux de la période, alors :

$$R95p_j = \sum_{w=1}^w RR_{wj} \quad \text{où} \quad RR_{wj} > RR_{wn99} \quad (13)$$

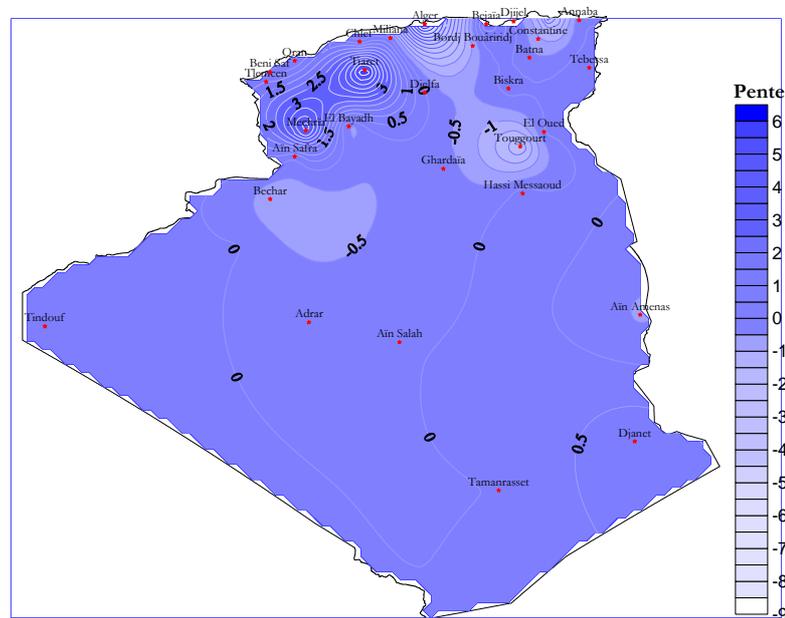


Figure 21- Évolution des tendances de l'indice des jours extrêmement pluvieux (R99p)

La cartographie des pentes de l'indice des jours extrêmement pluvieux (Fig. 21) indique également que les stations de Tiaret et Mechria situées au Nord Ouest du pays ont démontrés des tendances à l'augmentation très élevées pour cet indice. Ces valeurs sont respectivement de l'ordre de 6° et 5° statistiquement hautement significatives ($P < 0.01$).

Les stations de Skikda, Touggourt, Djijel et Constantine ont exposés des tendances à la diminution non significatives ($P > 0.05$) notant que la diminution de la pente de l'indice (-7°) est hautement significative dans la station d'Alger ($P < 0.01$).

Les tendances de l'indice des stations de Bechar, Ghardaïa, Hassi Messaoud, El Bayadh et Annaba restent non décelables et à la baisse tandis que les autres stations réparties sur le territoire du pays manifestent des tendances positives non perceptibles.

2-2- Les indices absolus

- La quantité maximale de précipitations en une journée (RX1day)

Soit RR_{ij} le cumul journalier des précipitations du jour i de la période j . Alors, les valeurs maximales d'une seule journée pour la période j sont :

$$Rx1day_j = \max(RR_{ij}) \quad (14)$$

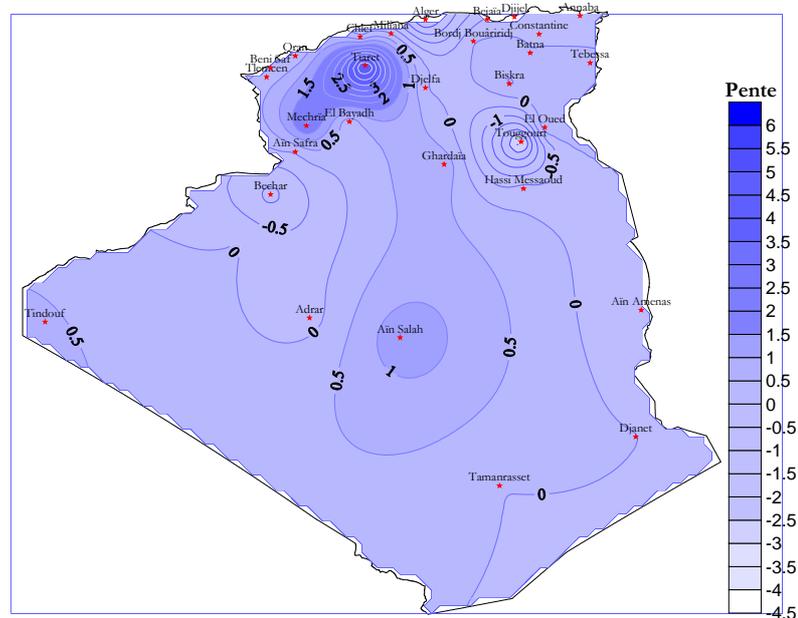


Figure 22- Évolution des tendances de l'indice de la quantité maximale de précipitations en une journée (RX1day)

Les résultats obtenus pour l'indice de la quantité maximale de précipitations enregistrée au bout d'une journée (Fig. 22) dévoilent des tendances à l'augmentation très prononcées dans les stations de Tiaret (5.4°) et Mechria (2.1°) avec une probabilité statistiquement significative ($P < 0.05$) ce qui caractérise cette région par les pluies torrentielles. Les stations d'Ain Salah, El Oued, Ghardaïa, Tindouf et Biskra soutiennent des tendances positives qui varient entre +1° et +0.5° non significatives du point de vue statistique ($P > 0.05$).

Dans l'autre partie, les stations de Touggourt, Alger et Bechar subissent des diminutions respectives -3°, -2° et -1° dans la pente de l'indice en étude traduisant la douceur du temps dans ces régions. Le reste des stations acquiescent des tendances négligeables non significatives ($P > 0.05$) variant au tour du zéro beaucoup plus énoncées dans le sens positif que dans le sens négatif.

• La quantité maximale de précipitations de cinq jours consécutifs (RX5day)

Soit RR_{kj} le cumul de précipitations de la fin d'intervalle de 5 jours k , période j . Ensuite, les valeurs maximales de 5 jours pour la période j sont :

$$Rx5day_j = \max(RR_{kj}) \quad (15)$$

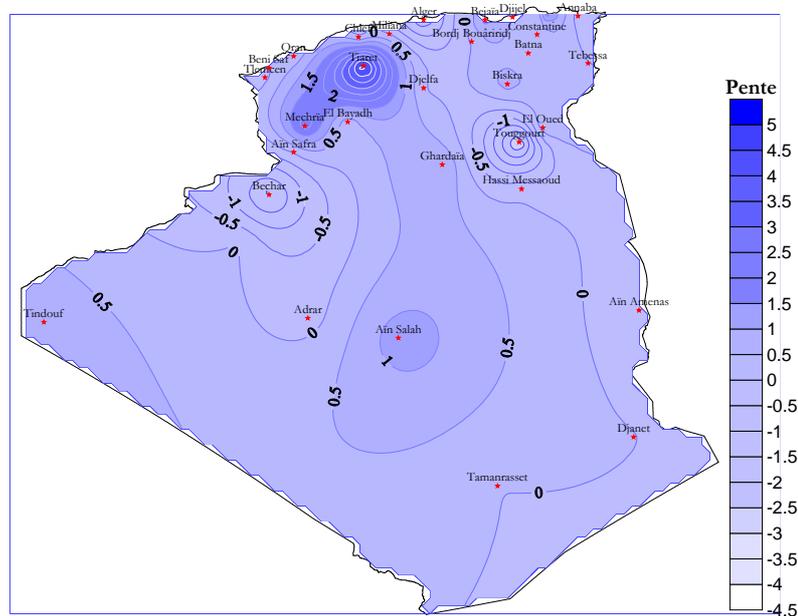


Figure 23- Évolution des tendances de l'indice de la quantité maximale de précipitations en cinq jours consécutifs (RX5day)

L'analyse des tendances obtenues (Fig. 23) pour l'indice qui représente la quantité maximale de précipitations enregistrée dans cinq jours consécutifs durant le mois montre une augmentation très significative (+5°) dans la station de Tيارت, aussi bien les stations du Sud ; Mechria, El Oued, Aïn Salah, Tindouf et Ghardaïa ainsi que les stations du Nord Est ; Bejaïa et Skikda subissent des tendances à l'élévation pour ce paramètre dont les valeurs de la pente oscillent entre +2° et +1°.

Les tendances à la diminution pour cet indice tiennent non significatives ($P > 0.05$) plus soutenues à Touggourt (-3°), Bechar (-2°), et Alger (-2°).

Les stations situées au littoral telle que Tlemcen, Oran, Djijel et Annaba ainsi que les stations de l'intérieur El Bayadh et Constantine consentent des tendances sensibles et négligeables n'ayant aucune signification statistique ($P > 0.05$).

2-3- Les indices des extrêmes

- Le nombre de jours à de fortes pluviométries dépassants 10mm (R10)

Soit RR_{ij} le cumul journalier des précipitations du jour i de la période j . Comptant le nombre de jours où : $RR_{ij} \geq 10mm$ (16)

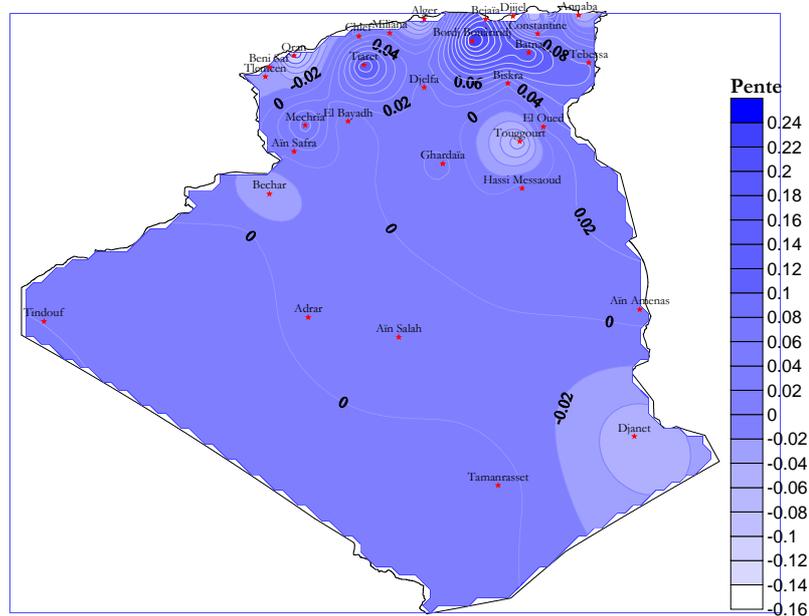


Figure 24- Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours à de fortes précipitations dépassants les 10mm (R10)

L'examen des résultats acquis pour l'indice qui représente le nombre de jours à fortes précipitations dépassants les 10mm, figuré sous forme de tendances tracées sur la carte (Fig. 24) montre que la variabilité spatiale de l'indice étudié est très faible dont les pentes fluctuent tout autour de $\pm 0.2^\circ$.

Les stations situées sur les hauts plateaux ; Tiaret et Mechria dans l'Ouest, Bordj Bouâriridj, Batna et Tébessa dans l'Est ainsi que les stations du littoral Est ; Bejaïa, Skikda et Djijel ont soutenu de sensibles tendances positives statistiquement insignifiantes ($P > 0.05$).

Or, les autres stations situées au bord de la méditerranée telle que Tlemcen, Oran, Alger et Annaba aussi bien les stations de Constantine, Touggourt, Bechar et El Bayadh ont supporté de légères tendances à la diminution pour les pluies excédentaires à 10mm demeurent pareillement non significatives pour la majorité des stations mais hautement significative pour la station d'Oran ($P < 0.05$).

• Le nombre de jours à de très fortes pluviométries dépassants 20mm (R20)

Soit RR_{ij} le cumul journalier des précipitations du jour i de la période j . Comptant le nombre de jours où :

$$RR_{ij} \geq 20mm \quad (17)$$

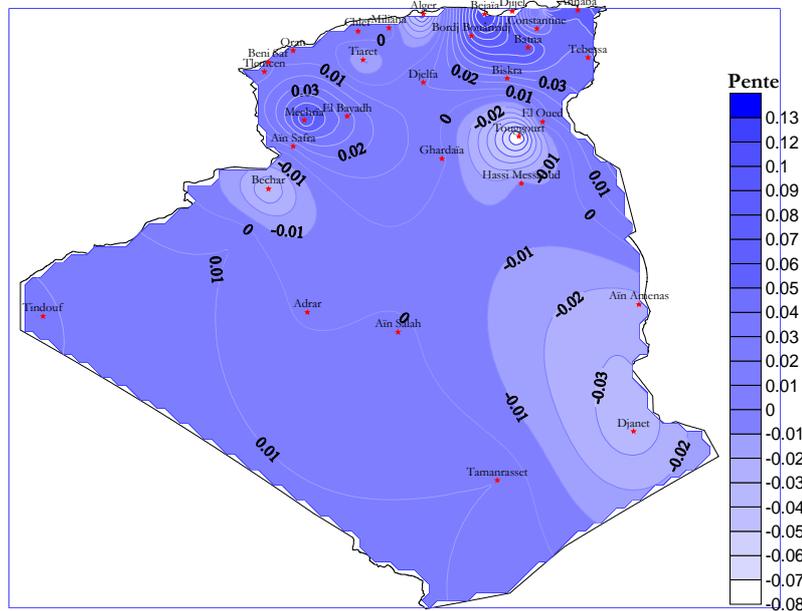


Figure 25- Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours à de très fortes précipitations dépassants les 20mm (R120)

Lors l'analyse des tendances de l'indice qui représente le nombre de jours à de très fortes pluviométries dépassants les 20mm (Fig. 25), il semble également que la variabilité spatiale des tendances de l'indice indiqué est très faible et changent entre $+0.2^\circ$ et -0.1° .

Les stations situées dans la région Nord Est du pays notant Djijel, Bejaïa, Annaba, Bordj Bouâriridj, Batna et Tébessa ont toutes subi une tendance à l'accroissement du nombre de jours de pluies supérieures à 20mm durant la période d'enregistrement. Également, les stations de Mechria, El Bayadh et les stations du littoral (Tlemcen et Oran) quoique ces évolutions sont statistiquement non significatives ($P > 0.05$).

Néanmoins, les stations d'Alger, Tiaret et Constantine situées au Nord ainsi que Bechar, Touggourt et Djanet ont tenus des tendances négatives non significatives pour cet indice.

Toutefois, les tendances du reste des stations demeurent négligeables et non significatives.

2-4- Les indices de durée

• La longueur de la saison de croissance (GSL)

Soit T_{ij} la température moyenne du jour i de la période j . Compter le nombre de jours entre la première occurrence d'au moins 6 jours consécutifs avec : $T_{ij} > 5^{\circ}C$ et la première occurrence après le 1^{er} Juillet (1^{er} Janvier dans l'hémisphère Sud) d'au moins 6 jours consécutifs avec : $T_{ij} < 5^{\circ}C$ (18)

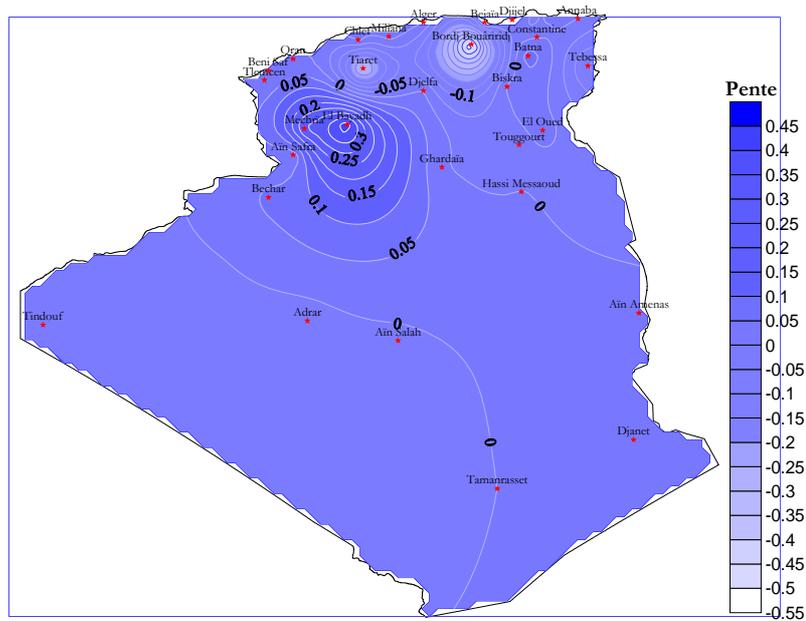


Figure 26- Évolution des tendances de l'indice de la longueur de la saison de croissance (GSL)

L'ampleur de la variabilité spatiale enregistrée pendant l'étude de l'évolution de l'indice qui représente la longueur de la saison de croissance est très sensible et peut être même négligeable mais son impact sur les écosystèmes est trop important. L'analyse des tendances illustrées dans la figure 26 montre que les stations de Tiaret, Bordj Bouâriridj, Djijel, Constantine, Tébessa et Touggourt subissent des diminutions non significatives des tendances reflétant un raccourcissement alarmant de la longueur de la saison de croissance.

En outre, le reste des stations du pays sont soumises un allongement de la longueur de la saison de croissance exprimé en tendances positives beaucoup plus marquées dans la station d'El Bayadh (+4°) et celle de Mechria (+0.3°).

• Le nombre de jours secs consécutifs (CDD*)

Soit RR_{ij} le cumul journalier des précipitations du jour i de la période j . Comptant le plus grand nombre de jours consécutifs où : $RR_{ij} < 1mm$ (19)

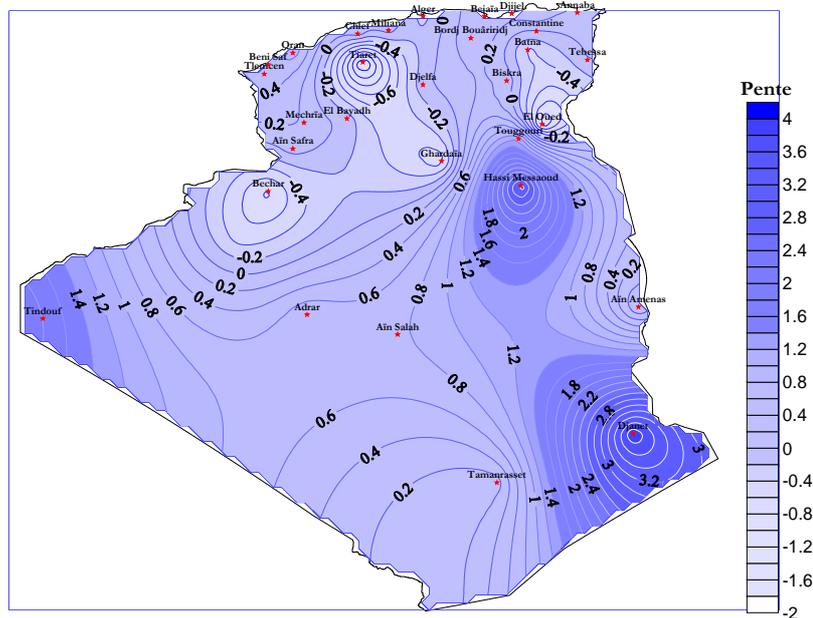


Figure 27- Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours secs consécutifs (CDD*)

L'étude des tendances de l'indice cartographiées sur la carte (Fig. 27) indique que le nombre de jours secs consécutifs diminue significativement ($P < 0.05$) dans la station de Tiaret (-1.7°), ensuite légèrement à El Goléa (-1.2°), puis sensiblement dans les stations de Bechar, Ghardaïa, Batna, Alger et Djijel entre (-0.8°) et (-0.03°).

Ce nombre augmente dans la majorité des stations examinées ce qui s'exprime par les tendances positives qui semblent plus accentuées dans les stations du Sud notant Djanet ($+4^\circ$), Hassi Messaoud ($+3^\circ$) et Tindouf ($+2^\circ$) bien que les valeurs des pentes du reste des stations d'observation sont infimes et statistiquement insignifiantes ($P > 0.05$).

• Le nombre de jours humides consécutifs (CWD*)

Soit RR_{ij} le cumul journalier des précipitations du jour i de la période j . Comptant le plus grand nombre de jours consécutifs où : $RR_{ij} \geq 1mm$ (20)

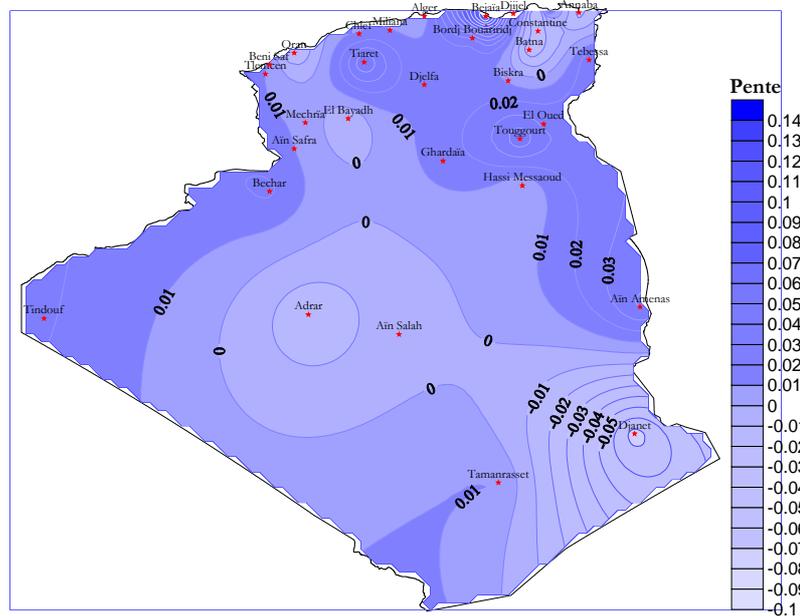


Figure 28- Évolution des tendances de l'indice du nombre de jours humides consécutifs (CWD*)

La cartographie des tendances de l'indice (Fig. 28) montre que l'écart de variation enregistré pour cet indice est très réduit et les pentes varient entre $+0.1^\circ$ et -0.1° . Aussi bien, le nombre de jours humides consécutifs diminue dans quelques stations situées dans le Nord Est du pays consignant Annaba (-0.02°), Batna (-0.02°) et Constantine (-0.04°) ainsi que la station de Djanet (-0.07°) au Sud.

Or, les autres stations ont subi un accroissement du nombre de jours humides consécutifs représenté par les légères tendances positives qui ont apparu suite aux manipulations surtout dans les régions du centre et de l'Est du pays bien qu'elles restent statistiquement non significatives ($P > 0.05$).

2-5- Autres indices

• Les précipitations totales annuelles (PRCPTOT)

Soit RR_{ij} le cumul journalier des précipitations du jour i de la période j . Si I représente le

nombre de jours de la période j , alors : $PRCPTOT_j = \sum_{i=1}^I RR_{ij}$ (21)

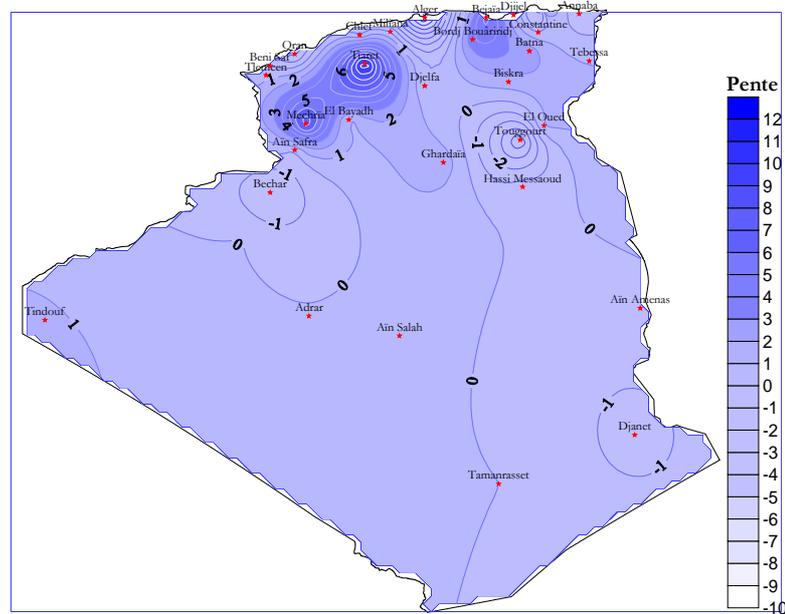


Figure 29- Évolution des tendances de l'indice des précipitations totales annuelles (PRCPTOT).

L'examen des résultats obtenus pour l'indice des précipitations totales annuelles (Fig. 29) montre une grande variabilité des tendances résultantes de l'évolution de cet indice durant la période d'enregistrement dans les différentes stations d'observation varie entre $+11^\circ$ et -8° .

Les stations d'Oran, Alger, Annaba et Constantine ont soutenu des tendances négatives remarquables expliquant une diminution des cumuls totales annuels de précipitations. La même chose est remarquée pour les stations de Touggourt, Bechar, Djanet et Hassi Messaoud situées au Sud du pays.

Les autres stations ont supporté des tendances à l'augmentation avec des amplitudes variables entre 0° et $+1^\circ$ pour les stations de Tlemcen, El Goléa, El Bayadh, Tébessa et Aïn Salah. Entre $+1^\circ$ et $+2^\circ$ pour les stations de Skikda, Batna, Biskra, Ghardaïa et Tindouf. Et enfin, entre $+3^\circ$ et $+8^\circ$ pour les stations de Bordj Bouarridj, Djijel, Bejaia et Mechria bien que la tendance la plus élevée ($+11^\circ$) est enregistrée dans la station de Tيارت avec une probabilité très hautement significative ($P < 0.01$).

• Le simple indice d'intensité journalière (SDII)

Soit RR_{wj} le cumul journalier des précipitations des jours pluvieux, $w(RR \geq 1mm)$ au cours de la période j . Si W représente le nombre de jours pluvieux, alors :

$$SDII_j = \frac{\sum_{w=1}^W RR_{wj}}{W} \quad (22)$$

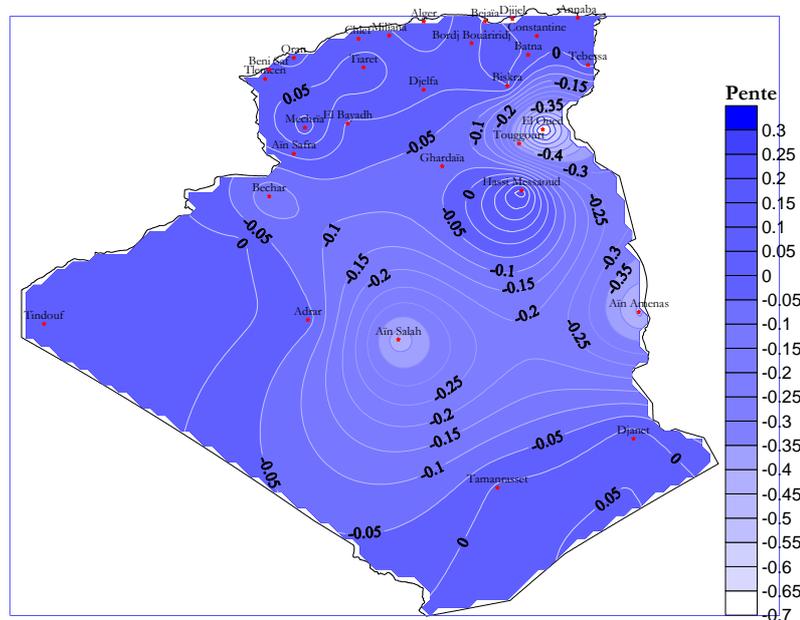


Figure 30- Évolution des tendances de l'indice des précipitations totales annuelles (PRCPTOT).

L'étude de l'évolution de l'indice du rapport entre le cumul pluviométrique et le nombre de jours pluvieux permet d'envisager la répartition temporelle des précipitations dans les différentes régions d'étude. La figure 30 indique que les stations du Sud ; El Goléa, Aïn Salah, Touggourt, Bechar, El Oued, Ghardaïa et Adrar ont démontrés des tendances à la baisse pour cet indice dont les pentes varient entre 0° et -0.7° durant la période d'enregistrement. La même allure est constatée également dans les stations d'Oran, Alger et El Bayadh pour ce paramètre.

Par contre, les autres stations ont supporté des tendances à la hausse quoiqu'elles ne sont pas significatives, elles expliquent un accroissement des jours pluvieux dans l'année accompagné d'une diminution des cumuls pluviométriques.

Il est a noter que l'écart entre les tendances positives et les tendances négatives est très infimes puisque les pentes varient entre $+0.1^\circ$ et -0.1° sans aucune signification statistique.

3- Étude des tendances des indices de température

3-1- Les indices basés sur les percentiles

3-1-1- Les extrêmes froids

- Les nuits froides (TN10p)

Soit T_{nij} la température journalière minimale du jour i de la période j et T_{in10} est le 10^{ème} percentile du jour où le pourcentage du temps est déterminé par : $T_{nij} < T_{in10}$ (23)

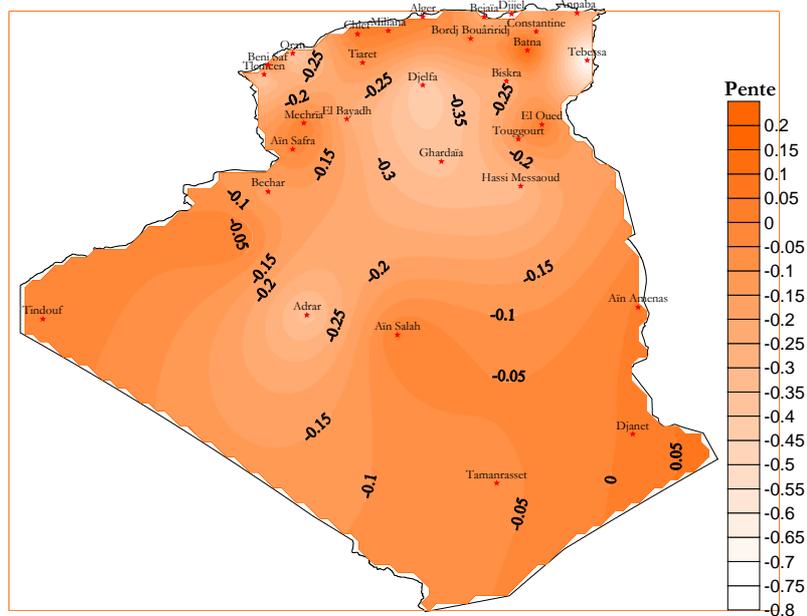


Figure 31- Évolution des tendances de l'indice des nuits froides (TN10p).

Les résultats obtenus pour l'indice des nuits froides exposent des pentes statistiquement hautement significatives ($P < 0.01$) ayant des tendances à la hausse dans les stations de Batna ($+0.2^\circ$) et de Djijel ($+0.6^\circ$) pour cet indice désignant que les nuits froides sont à l'augmentation dans ces régions (Fig. 31).

Par contre, 80% des stations étudiées réparties sur le territoire du pays soutiennent des tendances à la hausse dont 60% sont statistiquement très hautement significatives ($P < 0.001$). Ces pentes varient entre 0° et -0.8° quoique qu'elles soient bien marquées à Tébessa (-0.8°), elles sont d'ampleurs égales à Djelfa, Oran, Tlemcen, Ghardaïa et les stations du Sud (-0.4°). La station de Tiaret a subi une diminution de -0.1° pour cet indice.

Ces diminutions constatées dans le pays pour les pentes de l'indice examiné expliquent une tendance au réchauffement des températures minimales nocturnes sur toute l'Algérie.

• Les jours froids (TX10p)

Soit Tx_{ij} la température journalière maximale du jour i de la période j et Tx_{in10} est le 10^{ème} percentile du jour où le pourcentage du temps est déterminé par : $Tx_{ij} < Tx_{in10}$ (24)

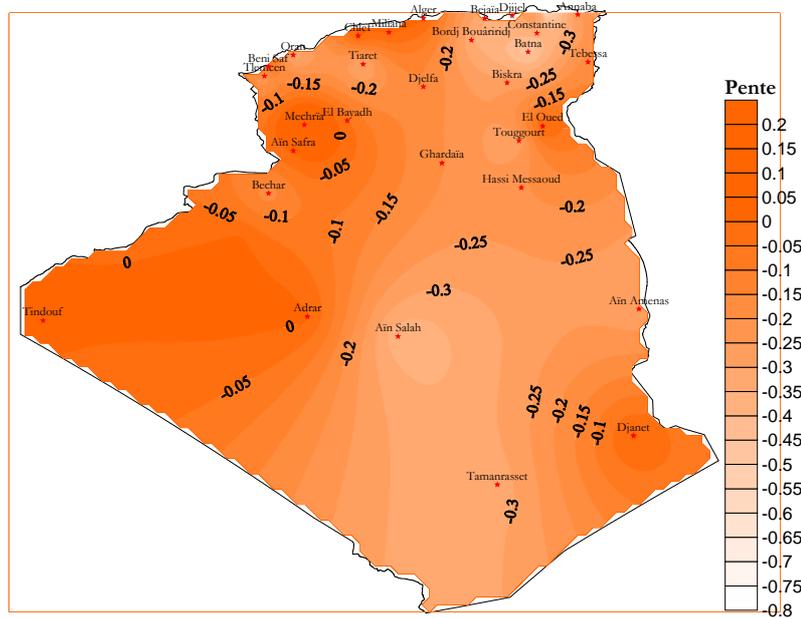


Figure 32- Évolution des tendances de l'indice des jours froids (TX10p).

Le traitement des résultats obtenus pour l'indice des jours froids (Fig. 32) illustre des tendances très hautement significatives ($P < 0.001$) sur l'ensemble des stations étudiées. Que la station de Mechria parmi les stations analysées qui a subi une tendance positive ($+0.1^\circ$) tandis que les autres ont soutenu des tendances à la diminution dont les valeurs fluctuent entre 0° et -0.6° .

Les stations situées dans le Nord Est du pays notant Skikda, Batna, Bordj Bouâriridj et Bejaia ont supporté les tendances négatives les plus culminantes de -0.5° d'ampleur.

Les stations situées dans la région Nord Ouest de l'Algérie ; Tlemcen, Oran et Tiaret ont soutenu des tendances d'ordre -0.3° à -0.2° tandis que les stations de Bechar, Ghardaïa, El Bayadh, Djelfa et Tébessa ont exposé de légères tendances de -0.1° .

Les résultats de l'indice des jours froids traduisent un réchauffement des températures minimales diurnes étalé sur tout le territoire Algérien.

3-1-2- Les extrêmes chauds

• Les nuits chaudes (TN90p)

Soit Tn_{ij} la température journalière minimale du jour i de la période j et Tn_{in90} est le jour du 90^{ème} percentile centré dans cinq jours. Le pourcentage du temps est déterminé par: $Tn_{ij} > Tn_{in90}$ (25)

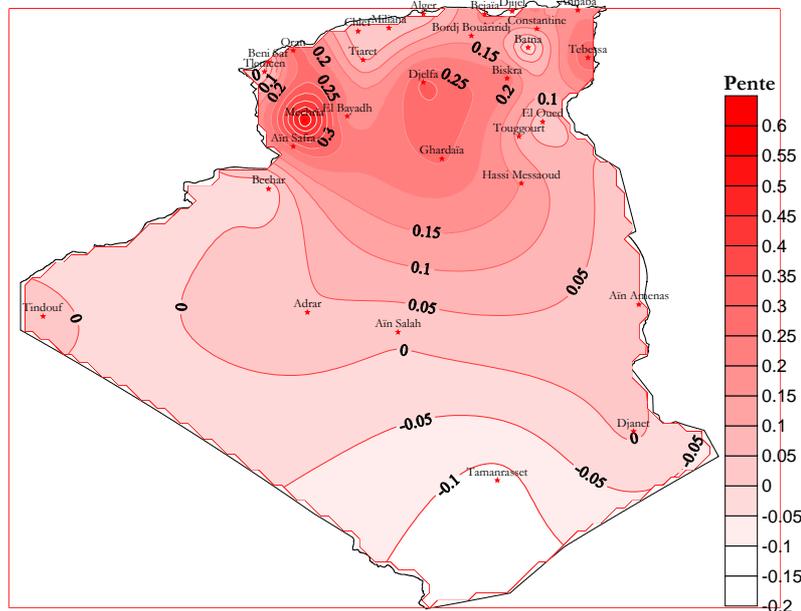


Figure 33- Évolution des tendances de l'indice des nuits chaudes (TN90p).

La cartographie des pentes de l'indice des nuits chaudes (Fig. 33) illustre que 15% des stations analysées desquelles Tlemcen, Bechar, Djijel, Batna et Tamanrasset ont soutenu des tendances négatives pour cet indice dont celle de Djijel seule a une signification statistique ($P < 0.001$). Les valeurs des pentes pour ces stations sont de l'ordre de -0.01° et -0.5° .

Les stations de Mechria, Djelfa, Tébessa, Oran, Ghardaïa, Aïn Salah, Biskra, Constantine ont supporté les tendances positives les plus élevées variant entre $+0.5^\circ$ à $+0.2^\circ$ respectivement, ces pentes sont très hautement significatives du point de vue statistiques ($P < 0.001$).

Les pentes enregistrées dans les stations de Bejaïa, Skikda, Bordj Bouâriridj, et Touggourt sont de $+0.1^\circ$ d'ampleur et n'expriment aucune variation significative.

Les résultats dégagés lors l'analyse de cet indice expriment également un réchauffement des températures maximales nocturnes envisagées en tant que nuits chaudes sur l'ensemble des régions du pays.

• Les jours chauds (TX90p)

Soit T_{xij} la température journalière maximale du jour i de la période j et T_{xin90} est le jour du 90^{ème} percentile centré dans cinq jours. Le pourcentage du temps est déterminé par: $T_{xij} > T_{xin90}$ (26)

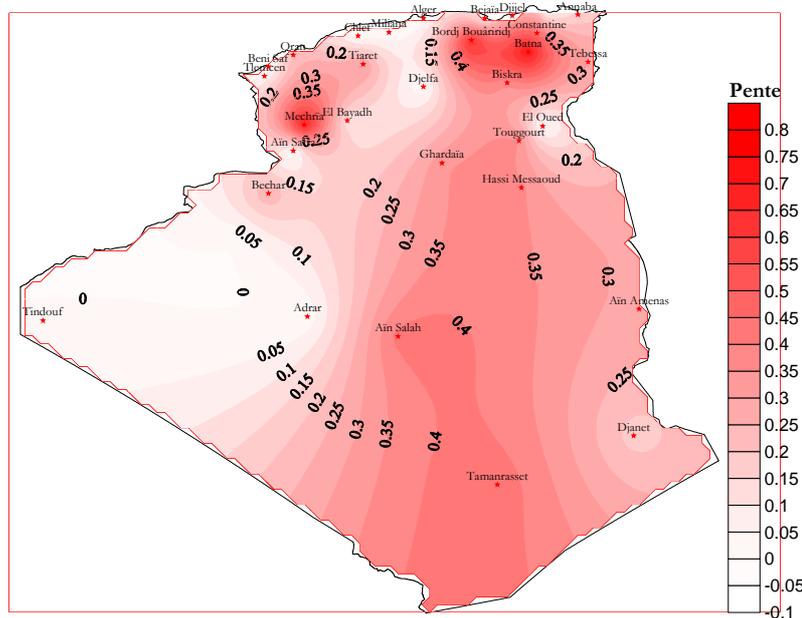


Figure 34- Évolution des tendances de l'indice des jours chauds (TX90p).

Les résultats obtenus pour l'indice des jours chauds (Fig. 34) dévoilent des tendances à la hausse sur toutes les stations étudiées dont 80% présentent des variations statistiquement très hautement significatives ($P < 0.001$). L'échelle de variabilité est comprise entre $+0.05^\circ$ et $+0.7^\circ$, les tendances les plus prononcées sont notées dans les régions de l'Est et du Sud Algérien à savoir les stations de Batna ($+0.7^\circ$), Bordj Bouairidj ($+0.6^\circ$), Djijel ($+0.5^\circ$) dans le Nord et les stations de Mechria ($+0.7^\circ$), Tamanrasset, Aïn Salah et Biskra ($+0.4^\circ$) dans le Sud.

Les stations du littoral desquelles Tlemcen, Oran, Bejaïa, Skikda et Annaba ont soutenu des tendances fluctuent entre $+0.1^\circ$ et $+0.05^\circ$ tandis que les stations de l'intérieur à savoir El Bayadh, Djelfa, Constantine et Bechar supportent des tendances de l'ordre de $+0.1^\circ$ à $+0.2^\circ$. Ces résultats reflètent aussi le réchauffement des températures maximales diurnes.

3-2- Les indices absolus

3-2-1- Les extrêmes froids

- Le minimum mensuel des températures maximales (TXn)

Soit Tx_{kj} les températures maximales journalières du mois k , de la période j . Le minimum de température maximale journalière de chaque mois est alors : $TXn_{kj} = \min(Tx_{kj})$ (27)

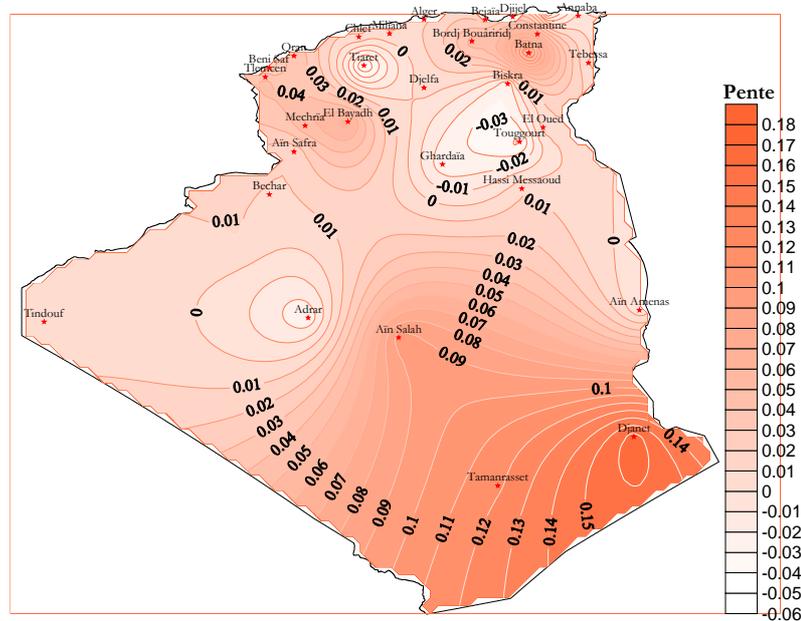


Figure 35- Évolution des tendances de l'indice du minimum mensuel des températures maximales (TXn).

L'examen des résultats obtenus pour l'indice du minimum mensuel des températures maximales (Fig. 35) montre que les stations situées dans le Nord Est et dans le Sud Est du pays ayant des tendances à la baisse statistiquement non significatives pour cet indice ; les stations de Skikda, Annaba, Djijel et Tébessa supportent des tendances négatives de pentes inférieures à -0.01° . Au contraire, les stations de Constantine, Bordj Bouâriridj, Bejaïa inscrivent des tendances positives de l'ordre de $+0.04^\circ$ bien que la station de Batna expose la pente de tendance la plus élevée ($+0.13^\circ$) tandis que les stations de Touggourt, Adrar, Biskra, Ghardaïa et El Oued ont soutenu des pentes de -0.02° . Notant ainsi que les pentes des tendances négatives les plus élevées sont enregistrées à Tiaret (-0.06°) et à Skikda (-0.05°).

Les stations situées dans le Nord Ouest et le Sud Ouest ainsi que le centre de l'Algérie à savoir Tlemcen, Oran, Mechria, Tindouf, Bechar, El Bayadh, Djelfa, Alger et Tamanrasset ont subi des tendances à l'élévation pour cet indice dont les pentes fluctuent entre $+0.004^\circ$ et $+0.06^\circ$.

• **Le minimum mensuel des températures minimales (TNn)**

Soit Tn_{kj} les températures minimales journalières du mois k , de la période j . Le minimum de température minimale journalière de chaque mois est alors : $TNn_{kj} = \min(Tn_{kj})$ (28)

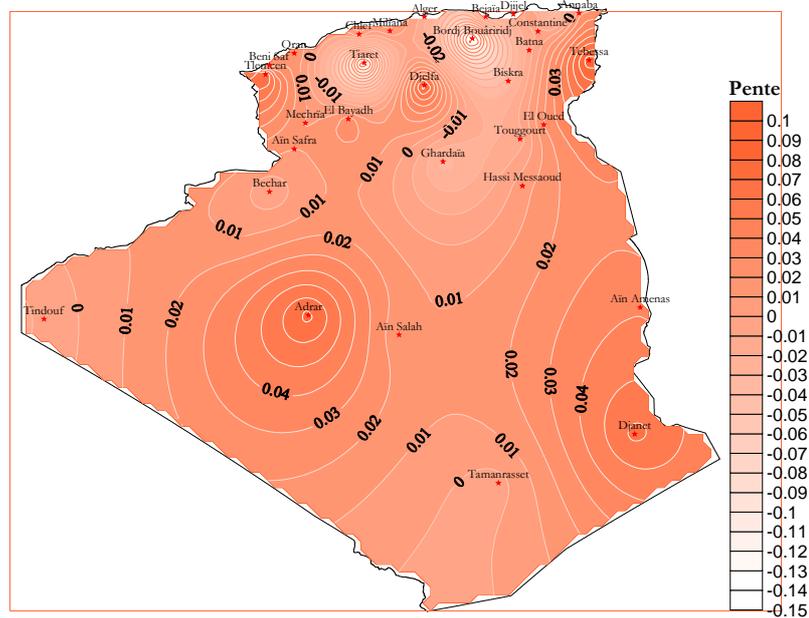


Figure 36- Évolution des tendances de l'indice du minimum mensuel des températures minimales (TNn).

Il semble que les tendances de l'indice du minimum mensuel des températures minimales soient un peu moins marquées sur les stations étudiées (Fig. 36) ; elles changent sensiblement autour du zéro et les valeurs oscillent entre -0.15° et $+0.08^\circ$.

Les stations situées dans le Nord Est du pays ; Bejaïa, Skikda, Djijel, Bordj Bouâriridj et Batna supportent des tendances négatives de pentes variables entre -0.015° et -0.15° . Au contraire, les stations de Constantine, Annaba et Tébessa situées dans la même région géographique marquent des tendances positives de $+0^\circ$, $+0.01^\circ$ et $+0.08^\circ$ respectivement notant que la station de Tébessa expose la pente de tendance la plus élevée.

Dans l'Ouest du pays, les stations de Tiaret, Bechar et Tindouf supportent des tendances négatives alors que les stations de Tlemcen, Oran, Mechria, El Bayadh et Aïn Salah ont subi des tendances à l'élévation pour cet indice.

3-2-2- Les extrêmes chauds

- **Le maximum mensuel des températures maximales (TXx)**

Soit TX_{kj} les températures maximales journalières du mois k , de la période j . Le maximum de température maximale journalière de chaque mois est alors :

$$TX_{xkj} = \max(TX_{kj}) \quad (29)$$

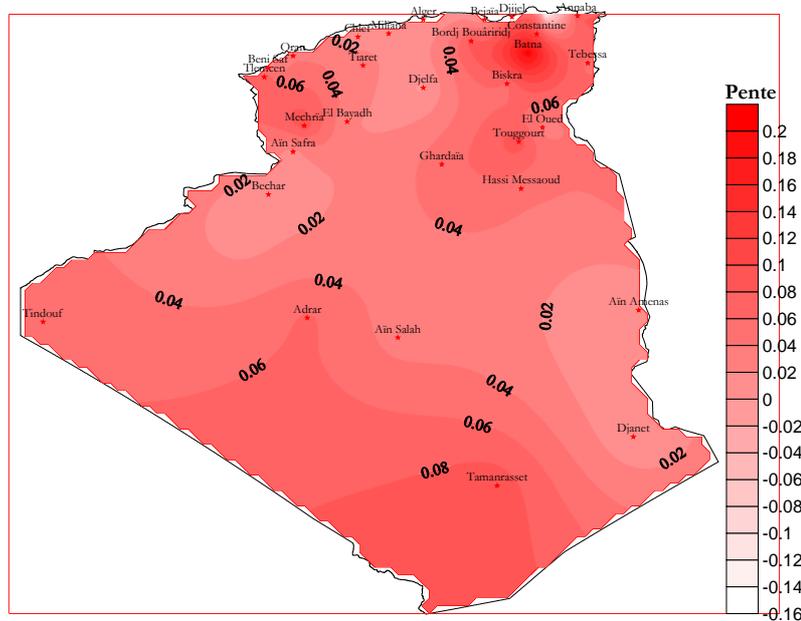


Figure 37- Évolution des tendances de l'indice du maximum mensuel des températures maximales (TXx).

L'analyse des tendances obtenues (Fig. 37) pour l'indice du maximum mensuel des températures maximales montre une augmentation très hautement significative ($P < 0.001$) dans la totalité des stations à l'exception de Skikda, Djelfa et Alger qui ont supporté des tendances négatives plus prononcées à Skikda (-0.14°) qu'aux deux autres stations (-0.004°).

Néanmoins, les stations de Djijel et Batna inscrivent les pentes positives les plus élevées de $+0.2^\circ$. Ensuite ; Mechria, Touggourt, Tamanrasset, Bordj Bouâriridj, Tlemcen, Annaba et Constantine soutiennent des tendances de $+0.8^\circ$ d'ampleur.

Toutefois, les stations d'Oran, Tiaret, El Bayadh, Tindouf et Ghardaïa ainsi que Tébessa, Biskra et El Goléa subissent des tendances à l'élévation de $+0.3^\circ$ à $+0.6^\circ$.

• **Le maximum mensuel des températures minimales (TN_x)**

Soit Tn_{kj} les températures minimales journalières du mois k , de la période j . Le maximum de température minimale journalière de chaque mois est alors : $TNx_{kj} = \max(Tn_{kj})$ (30)

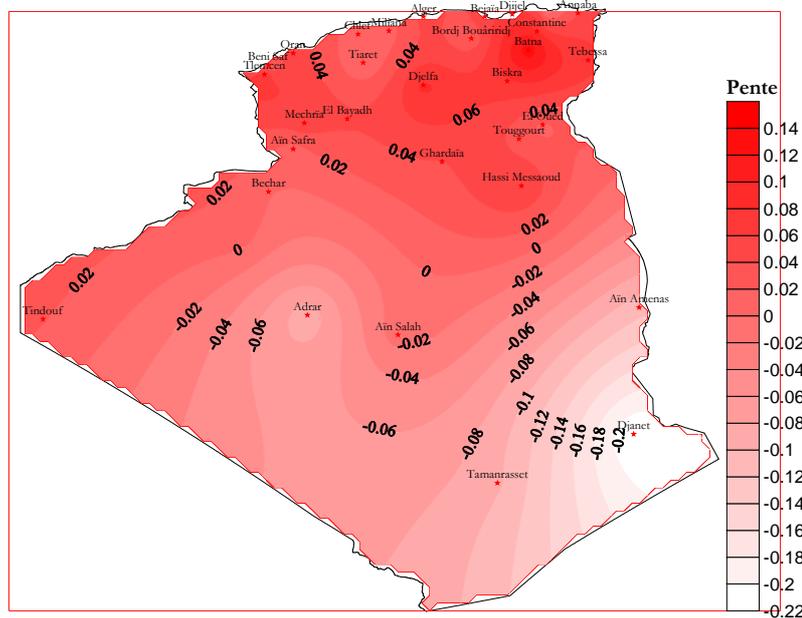


Figure 38- Évolution des tendances de l'indice du maximum mensuel des températures minimales (TN_x).

L'étude des tendances de l'indice du maximum mensuel des températures minimales (Fig. 38), indique que les tendances à la diminution pour cet indice tiennent non significatives ($P > 0.05$) à Tiaret (-0.002°), Skikda (-0.01°), et Tamanrasset (-0.1°).

Or, les stations d'Oran, Tlemcen, Alger, Djelfa, Biskra et Constantine soutiennent des tendances positives statistiquement significatives ($P < 0.05$) d'ampleur différentes demeure toujours inférieures à 0.1° . Les autres stations étudiées consentent des tendances sensibles et négligeables n'ayant aucune signification statistique ($P > 0.05$).

3-3- Les indices des extrêmes

3-3-1- Les extrêmes froids

- Les jours de glace (ID)

Cet indice est adapté puisqu'on n'a pas dans nos régions des températures maximales inférieures à zéro. Soit Tx_{ij} la température journalière maximale du jour i de la période j . Compter le nombre de jours où cette dernière est inférieure au 5^{ème} percentile des températures journalières maximales d'une année, soit : $Tx_{ij} < 5pTx_j$ °C (31)

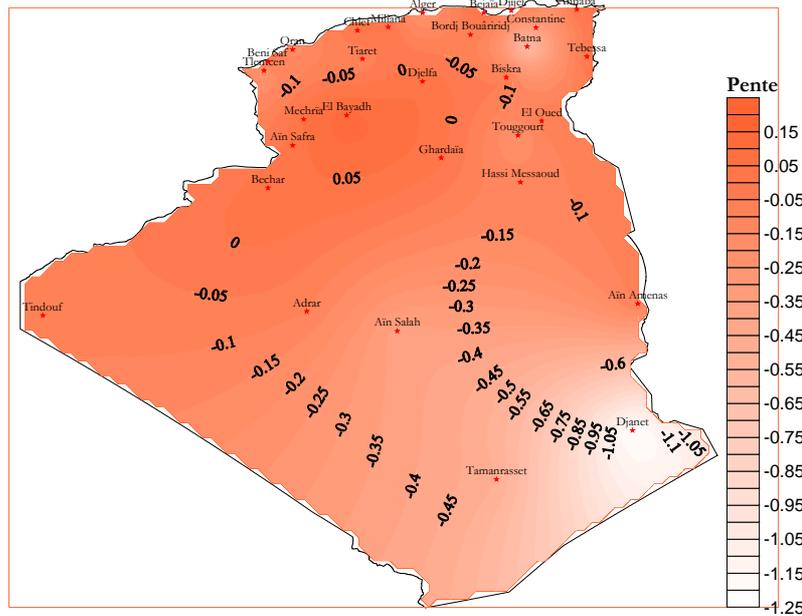


Figure 39- Évolution des tendances de l'indice des jours de glace (ID).

L'échelle de la variabilité des pentes enregistrée durant l'étude de l'évolution de l'indice des jours de glace varie entre +0.1° et -1.2°. Environ 20% des stations analysées ont subi des tendances statistiquement non significatives à la hausse à savoir El Bayadh (+0.1°), Mechria (+0.06°), Bejaïa (+0.05°) et Djelfa (+0.04°). Ces tendances peuvent être négligeables à Ghardaïa (+0.01°) et Annaba (+0.005°) (Fig. 39).

En outre, le reste des stations du pays soit environ 80% sont soumises un réchauffement de cet indice exprimé par des tendances positives hautement significatives ($P < 0.01$) beaucoup plus marquées dans la station de Djanet (-1.2°), Batna (-0.6°), Tamanrasset (-0.5°) et Djijel (-0.4°). Les tendances enregistrées dans les stations de Tlemcen, Oran, Alger et Skikda sont de l'ordre de -0.2° bien que celles des stations du Sud telle que Hassi Messaoud, Adrar et Tindouf sont autour de -0.1°.

• Les jours de gelé (FD 0)

L'indice des jours de gelé, représente le nombre de jours par an où les températures minimales journalières sont au dessous de 0°C. Soit T_{nij} la température journalière minimale du jour i de la période j . Comptant le nombre de jours où $T_{nij} < 0^{\circ}C$ alors : $FD0(Jours) = \sum (T_{nij} < 0^{\circ}C)$ (32)

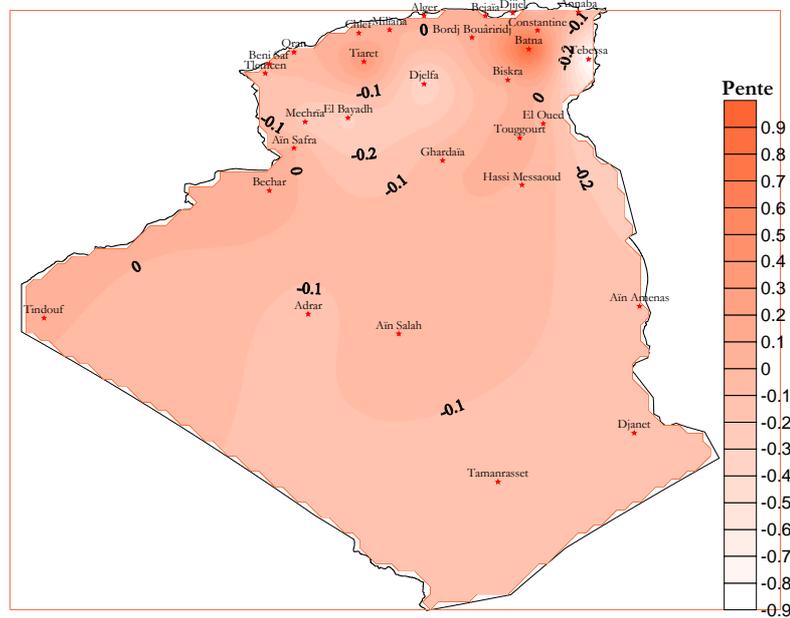


Figure 40- Évolution des tendances de l'indice des jours de gelé (FD 0).

L'étude des tendances de l'indice des jours de gelé (Fig. 40) montre une variation des pentes de l'indice très faible comprise entre +0.9° et -0.9°. La tendance négative la plus élevée (-0.9°) est enregistrée à Tébessa. Les stations situées à l'intérieur à savoir Mechria, El Bayadh et Djelfa subissent des tendances de -0.4° demeurent plus élevées que celles consignées dans la région Sud (-0.1°) dans Tamanrasset, Adrar et Djanet.

La station de Batna a enregistré la pente positive la plus élevée (+0.9°) à $P < 0.01$ puis Tiaret (+0.3°) ensuite, Touggourt, Bordj Bouâriridj, Alger et Bechar qui ont subi une tendance à l'accroissement d'ordre +0.06°, ces évolutions restent statistiquement non significatives ($P > 0.05$).

Néanmoins, les autres stations dévoilent des tendances négligeables et non significatives.

3-3-2- Les extrêmes chauds

- Les jours d'été dépassants le seuil 25°C (SU 25)

L'indice de jours d'été dépassant 25°C représente le nombre de jours par an où la température journalière maximale est supérieure à 25°C. Soit Tx_{ij} la température journalière maximale du jour i de la période j . Compter le nombre de jours où : $Tx_{ij} > 25^{\circ}\text{C}$ (33)

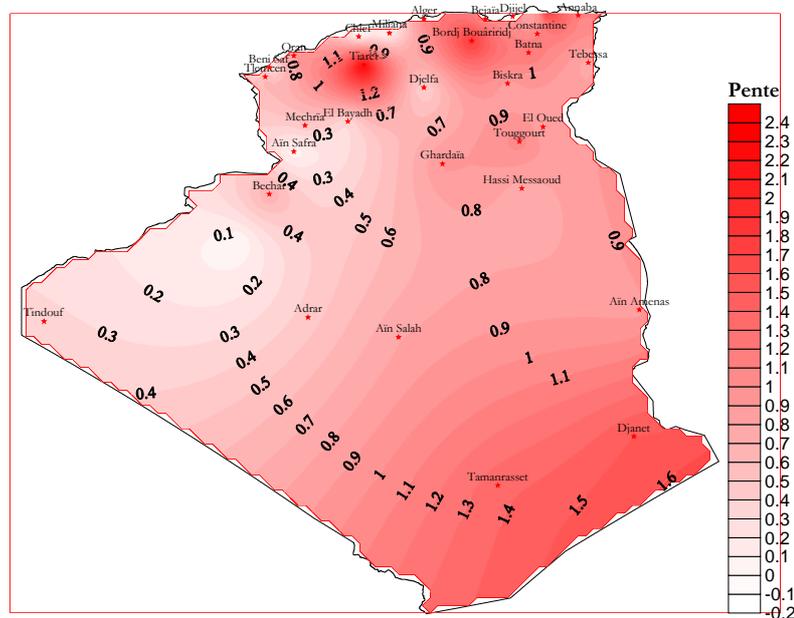


Figure 41- Évolution des tendances de l'indice des jours d'été dépassants 25°C (SU 25).

L'étude des tendances de l'indice des jours d'été cartographiées sur la carte de la figure 41 montre des tendances positives très hautement significatives ($P < 0.001$) pour ce dernier expliquant un réchauffement significatif de la zone d'étude. Ce réchauffement est plus prononcé dans la station de Djijel (+2.8°) puis à Tiaret (+2.4°). De même les stations de Bordj Bouâriridj et Skikda soutiennent des tendances élevées autour de +2.8°.

Les stations du littoral à savoir Oran, Alger et Annaba ainsi que Batna, Biskra, Ghardaïa et Touggourt subissent des tendances à la hausse d'ordre 1°. En outre, les stations situées à l'Ouest ; Tlemcen, Mechria, El Bayadh et Djelfa supportent les tendances positives les plus faibles d'ordre de +0.2°.

• Les jours d'été dépassants le 95^{ème} percentile de température (SU95p)

L'indice de jours d'été dépassants le 95^{ème} percentile représente le nombre de jours par an où la température journalière maximale est supérieure au 95^{ème} percentile de l'année. Soit Tx_{ij} la température journalière maximale du jour i de la période j . Compter le nombre de jours où :

$$Tx_{ij} > 95pTx_j \text{ } ^\circ\text{C} \quad (34)$$

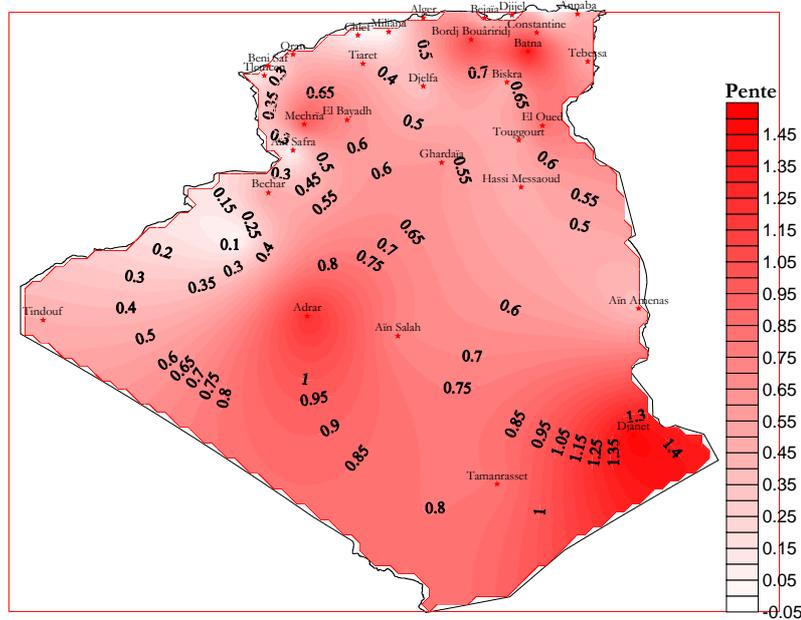


Figure 42- Évolution des tendances de l'indice des jours d'été dépassants le 95^{ème} percentile de température (SU95p).

Pareillement à l'indice SU 25, l'étude des tendances de l'indice qui analyse les jours d'été dépassant le 95^{ème} percentile de température (Fig. 42) montre des tendances positives très hautement significatives ($P < 0.001$) expliquent une augmentation des températures maximales extrêmes dans la zone d'étude.

Ces augmentations sont beaucoup plus signées dans les stations de Batna (+1.4°), Djijel (+1.3°) et Bordj Bouairidj (+1.2). Les stations de Mechria, El Bayadh, Ghardaia, Aïn Salah et Tamanrasset supportent des pentes de +0.8°.

En outre, les stations du littoral à savoir Tlemcen, Oran, Alger, Bejaia et Annaba ainsi que Djelfa subissent de légères tendances à la hausse d'ordre +0.4°.

• Les nuits tropicales (TR20)

L'indice des nuits tropicales représente le nombre de jours par an où les températures journalières minimales excèdent un seuil donné de 20°C. Soit Tn_{ij} la température journalière minimale du jour i de la période j . Compter le nombre de jours où : $Tn_{ij} > 20^{\circ}\text{C}$ (35)

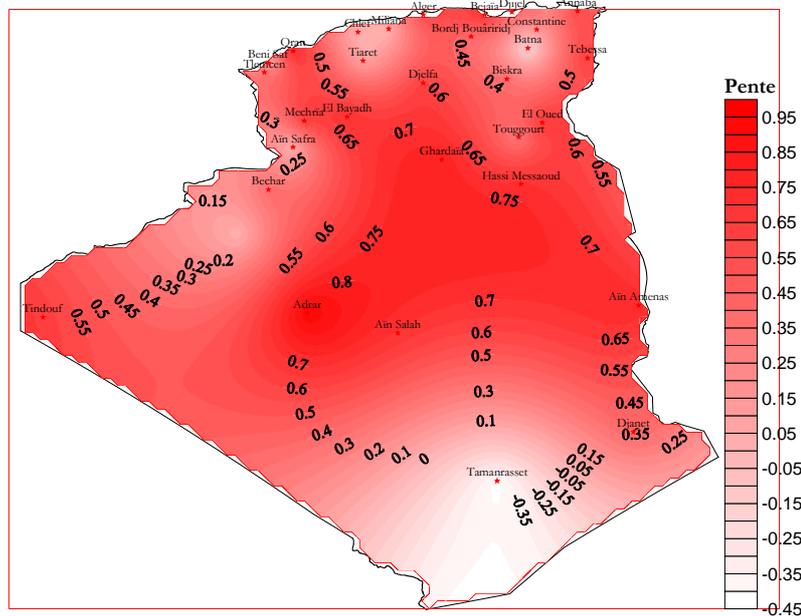


Figure 43- Évolution des tendances de l'indice des nuits tropicales (TR 20).

La cartographie des tendances de l'indice des nuits tropicales (Fig. 43) montre un écart de variation de 1.5° très hautement significatif entre les pentes exposées dans les différentes stations analysées.

Que trois stations ont supporté des tendances négatives d'ampleur différentes ; la station de Djijel a exprimé la valeur de pente la plus élevée de -2°, ensuite la station de Tamanrasset enregistre une valeur de pente de -0.4° durant la période d'enregistrement tandis que la pente marquée par station de Batna est négligeable (-0.07°).

Or, les autres stations ont subi un accroissement du nombre de des nuits tropicales représenté par les tendances positives exprimées lors la manipulation des données surtout dans la région Sud du pays à savoir Adrar (+0.9°), Ghardaïa (+0.8°), Hassi Messaoud (+0.7°), Tindouf (+0.7°), Ain Salah, El Goléa et Mechria (+0.6°). Aussi bien pour la région des hauts plateaux ; El Bayadh (+0.7°), Djelfa (+0.6°) et Constantine (+0.4°).

• **Les nuits tropicales dépassant le 95^{ème} percentile des températures minimales (TR95p)**

L'indice des nuits tropicales aux températures excédant le 95^{ème} percentile représente le nombre de jours par an où les températures journalières minimales excèdent le 95^{ème} percentile des températures minimales. Soit Tn_{ij} la température journalière minimale du jour i de la période j . Compter le nombre de jours où : $Tn_{ij} > 95pTn_j \text{ } ^\circ\text{C}$ (36)

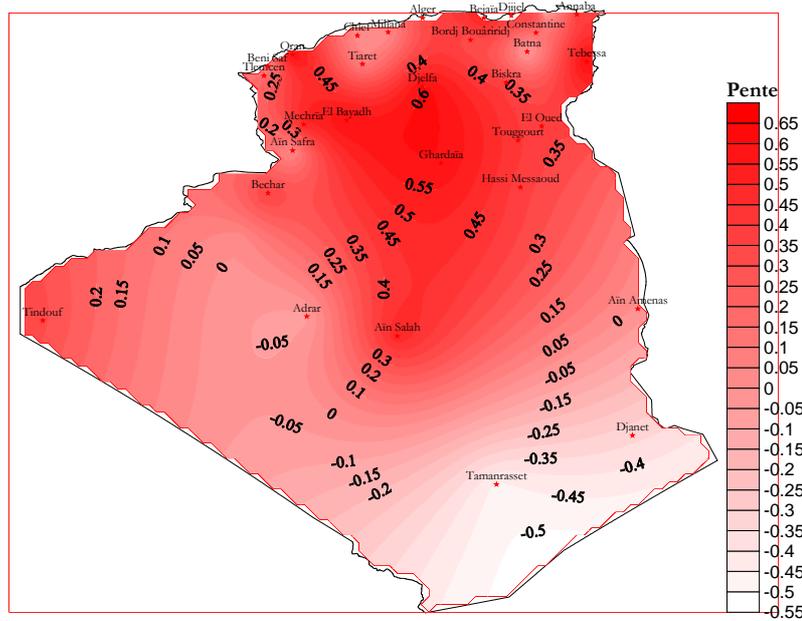


Figure 44- Évolution des tendances de l'indice des nuits tropicales excédant le 95^{ème} percentile des températures minimales (TR95p).

Également à l'indice TR20, l'étude des tendances de l'indice des nuits tropicales (Fig. 44) montre un écart de variation hautement significatif et très réduit varie entre -0.9° et $+0.6^\circ$ entre les différentes pentes exposées dans les stations étudiées.

Les mêmes stations qui ont supporté des tendances négatives pour l'indice TR20 ont manifesté des pentes d'ampleur de -0.9° pour Djijel qui a exprimé la valeur de pente la plus élevée, -0.4° pour la station de Tamanrasset et -0.2° pour les stations de Batna et Skikda.

Par contre, les autres stations ont soutenu des tendances positives pour cet indice surtout à Tébessa, Djelfa, Oran, El Bayadh, Ghardaïa, Mechria et Bejaia ayant supporté des pentes d'ordre de $+0.6^\circ$ pendant la durée d'observation. Ainsi, les stations d'Algier, Annaba, Constantine et Bordj Bouâriridj ont tenu des tendances positives de $+0.4^\circ$.

3-4- Les indices de durée

3-4-1- Les extrêmes froids

- L'indicateur des séquences froides (CSDI*)

L'indice des séquences froides CSDI représente le nombre de jours par année ayant au moins six jours consécutifs où leurs températures minimales sont inférieures au 10^{ème} percentile. Soit T_{nij} la température journalière minimale du jour i de la période j et T_{xin10} est le jour du 10^{ème} percentile centré dans cinq jours. Ensuite, le nombre de jours par période est résumé dans des intervalles d'au moins six jours consécutifs : $T_{nij} < T_{in10}$ (37)

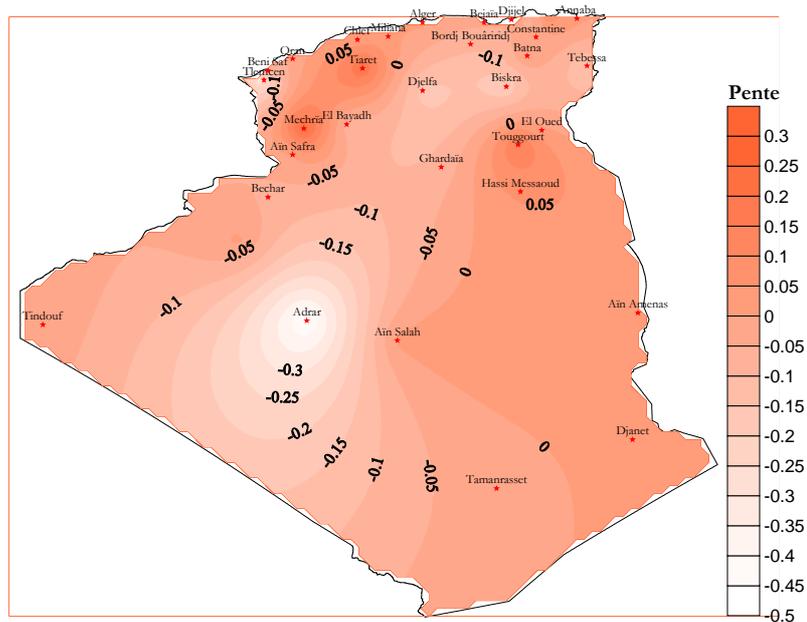


Figure 45- Évolution des tendances de l'indice des séquences froides (CSDI).

L'étude de l'évolution de l'indice des séquences froides permet d'envisager de fortes tendances à la baisse dans les différentes régions d'étude reflétant une diminution des séquences sèches en Algérie. La figure 45 indique que les stations de l'Est ; Djijel, Annaba et Skikda ont soutenu des tendances positives de +0.7° statistiquement non significatives ($P > 0.05$).

Par contre, les autres stations ont supporté des tendances à la baisse statistiquement significatives. La station de Tlemcen a subi la tendance à l'abaissement la plus élevée (-0.3°).

Ainsi, les stations de Biskra, Tébessa, Djelfa et El Oued ont supporté des tendances négatives d'ordre de -0.1°. Il est à noter que l'écart entre les tendances positives et les tendances négatives est presque négligeable puisque les pentes varient entre +0.2° et -0.4°.

3-4-2- Les extrêmes chauds

• L'indicateur des séquences chaudes (WSDI*)

L'indice des séquences chaudes WSDI* représente le nombre de jours par année ayant au moins six jours consécutifs où leurs températures maximales sont supérieures au 90^{ème} percentile. Soit Tx_{ij} la température journalière maximale du jour i de la période j et Tx_{in90} est le jour du 90^{ème} percentile centré dans cinq jours. Ensuite, le nombre de jours par période est résumé dans des intervalles d'au moins six jours consécutifs : $Tx_{ij} > Tx_{in90}$ (38)

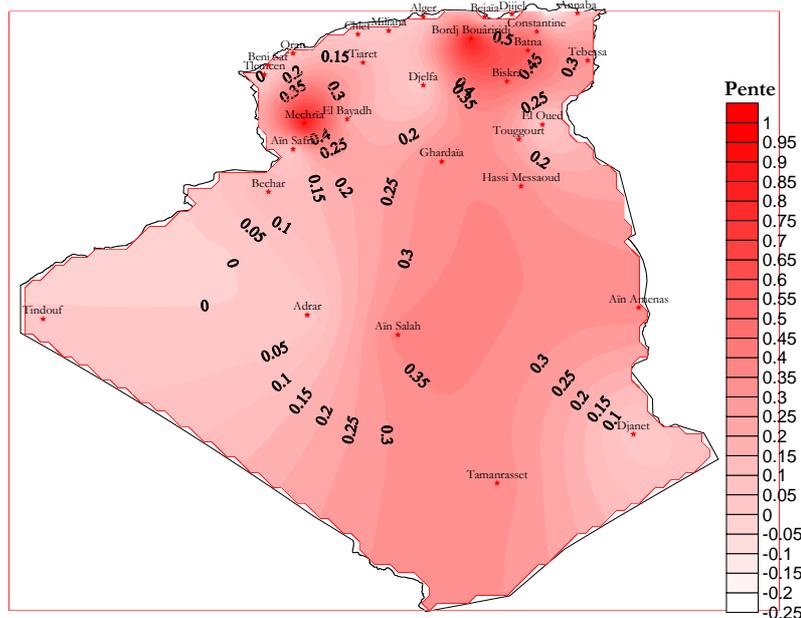


Figure 46- Évolution des tendances de l'indice des séquences chaudes (WSDI).

L'examen des résultats obtenus pour l'indice des séquences chaudes (Fig. 46) montre des tendances significatives à la hausse résultantes de l'évolution de cet indice pendant la période d'enregistrement des stations d'observation.

On note deux stations seulement qui ont manifesté des tendances négatives qui sont Skikda (-0.2°) et Tlemcen (-0.02°). Par contre, les stations de Mechria et de Bordj Bouarridj ont supporté successivement les tendances positives les plus élevées +0.9° et +0.8°. Ainsi, les stations de Biskra et Batna ont soutenu des tendances de +0.5°.

Les stations du Sud à savoir Aïn Salah, Ghardaïa, Tamanrasset, Hassi Messaoud et Touggourt ont enregistré des tendances de +0.3°. Les pentes signalées dans les stations du littoral telles que Bejaia, Oran, Djijel et Annaba sont de petite ampleur qui n'excèdent guère +0.05°.

3-5- Autres indices

• L'amplitude thermique diurne (DTR)

L'indice de l'amplitude thermique diurne représente la différence moyenne mensuelle entre la température maximale et la température minimale. Soit Tx_{ij} et Tn_{ij} la température maximale et minimale journalière respectivement du jour i de la période j . Si I représente le nombre de jours dans j , alors :

$$DTR_j = \frac{\sum_{i=1}^I (Tx_{ij} - Tn_{ij})}{I} \quad (38)$$

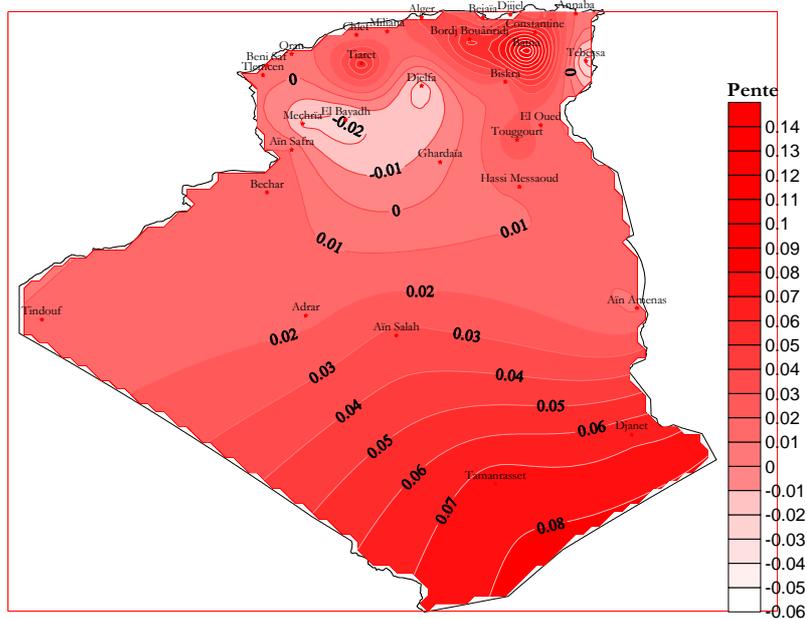


Figure 47- Évolution des tendances de l'indice d'amplitude thermique diurne (DTR).

Le traitement des résultats de l'indice d'amplitude thermique diurne (Fig. 47) nous indique que peu de stations ont supporté des tendances négatives pour cet indice ; ces tendances sont hautement significatives ($P < 0.01$) à Tébessa (-0.4°) et Djelfa (-0.3°) et insignifiantes ($P > 0.05$) à El Bayadh (-0.3°), Mechria (-0.02°) et Ghardaïa (-0.003°).

Les autres régions du pays ont révélés des tendances hautement significatives à la hausse pour cet indice dont les pentes fluctuent de $+0.002^\circ$ à $+0.2^\circ$ durant la période d'enregistrement. Les pentes les plus élevées sont notés pour Djijel ($+0.2^\circ$) et Batna ($+0.14^\circ$). Les stations de Tiaret, Bordj Bouâriridj, Skikda et Alger ont soutenu des tendances autour de $+0.5^\circ$, tandis que les tendances des autres stations qui restent sont toutes inférieures à $+0.01^\circ$.

**Étude de l'impact des
changements
climatiques sur l'agro-
écosystème**

ÉTUDE DE L'IMPACT DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR L'AGRO-ÉCOSYSÈME

Les aspects généraux de l'impact du changement climatique sur la production agricole ont fait l'objet, ces dernières années, de plusieurs ouvrages permettant d'avoir une vision exhaustive des processus mis en jeu et de leurs caractéristiques par grands groupes de production et grandes zones géographiques à l'échelle mondiale.

Les impacts du changement climatique sur la production végétale peuvent s'évaluer en s'appuyant sur l'ensemble des connaissances disponibles dans le domaine de l'écophysiologie, intégrées au sein des modèles de fonctionnement des couverts végétaux qui traduisent l'effet du climat sur les fonctions élémentaires.

Il est nécessaire d'y joindre les changements de températures et de précipitations en Algérie, qui ont fait l'objet de la partie précédente, durant les trente dernières années, d'un ensemble de travaux à caractère expérimental, au laboratoire en conditions contrôlées ou dans les conditions naturelles en plein champ afin d'évaluer les impacts probables de ces changements.

En considérant comme données d'entrée le climat de la Wilaya de Tiaret, dont les études préliminaires ont démontrées le changement climatique, et les travaux expérimentaux habituels de l'institut national des grandes cultures (I.T.G.C. de Sebaïne - Tiaret -), portant sur le continuum climat-sol-plante, pour un modèle de simulations de cultures permettant de prévoir les grandes lignes de l'évolution de l'agroécosystème.

Il faut souligner que nos travaux tiennent compte les effets possibles au niveau des bilans hydriques et minéraux et de leur interaction, ainsi que les modifications éventuelles des facteurs climatiques, qui jouent également sur le fonctionnement écophysiologique.

Les éléments de réponse qui viennent d'être présentés au niveau du fonctionnement écophysiologique du blé peuvent être traduits en termes de conséquences sur la production des grandes cultures et des prairies, qui occupent une part prépondérante de la superficie agricole utile en Algérie.

I- Le modèle STICS

1- Description du modèle

Le modèle STICS (**S**imulateur mul**T**idisciplinaire pour des **C**ultures **S**tandards), développé à l'Institut National de la Recherche Agronomique d'Avignon en France depuis 1996, est un modèle de fonctionnement des cultures conçu comme un outil de simulation opérationnel en conditions agricoles (Ruget et *al.*, 2002 ; Brisson et *al.* 2002 ; Brisson et *al.* 2003). Son objectif principal est de simuler les effets liés au climat, au sol, aux techniques culturales et à la plante sur la production (qualité et quantité) ainsi que sur l'environnement.

Les principaux processus simulés sont le développement et la croissance du couvert puis les bilans hydrique et azoté dans le sol et dans la plante. STICS est un modèle générique adaptable à plusieurs types de culture.

Le modèle STICS a une structure modulaire : il est organisé sous forme de plusieurs modules représentant chacun un ou plusieurs processus liés au système sol-plante-atmosphère. Chaque module fait appel à un certain nombre de sous-modules traitant des mécanismes spécifiques. Un premier ensemble, de trois modules, traite de l'écophysologie des parties aériennes des plantes (développement, croissance aérienne, élaboration du rendement), un second ensemble de quatre modules décrit le fonctionnement du sol en interaction avec les parties souterraines des plantes (croissance racinaire, bilan hydrique, bilan azoté, transferts). A l'interface se trouve un module de gestion des interactions entre les techniques culturales et le système sol-culture, qu'il s'agisse des apports d'eau ou d'engrais.

Cette structure modulaire facilite l'évolution du modèle. STICS est écrit en FORTRAN 77 et tourne sur un micro-ordinateur standard compatible PC dans un environnement convivial sous Windows (interface utilisateur *WINSTICS*). Une version qui fonctionne sous UNIX est aussi disponible.

STICS est un modèle journalier qui simule le comportement du système sol plante durant une ou plusieurs saisons agricoles. Le système simulé est limité supérieurement par l'atmosphère caractérisée par les variables climatiques standards (températures maximale et minimale de l'air, rayonnement, pluie, vent et évapotranspiration potentielle) et limité inférieurement par l'interface sol/sous-sol. Le modèle simule le comportement d'une plante moyenne. La culture est caractérisée principalement par ses biomasses souterraine et aérienne (dont celles des organes récoltés) ainsi que par son indice foliaire (LAI, *Leaf Area Index*) défini comme étant la surface totale des feuilles par unité de surface du sol, en m^2/m^2 (Watson, 1947). La croissance des plantes est basée sur le bilan de carbone (photosynthèse). La température (degré-jours) et la photopériode contrôlent la phénologie de la culture. Le module de développement est utilisé pour simuler la dynamique de l'indice foliaire et définir ou calculer les dates des principaux stades phénologiques. Le sol est considéré comme une succession de couches horizontales, chacune caractérisée par ses teneurs en eau et en azote minéral

et organique. Les racines, qui assurent l'interaction plante-sol, sont définies par leur distribution en longueur dans le profil du sol. Les stress hydrique et azoté sont pris en compte au moyen de trois indices associés à la description des effets d'un déficit hydrique, d'un excès d'eau et d'une carence en azote. Ces indices réduisent la croissance foliaire et par conséquent la fraction du rayonnement utile à la photosynthèse.

2- Choix du modèle

D'un point de vue conceptuel, STICS comporte quelques parties originales mais la plupart des autres parties font appel à des formalismes classiques ou sont issues de modèles existants. Ses points forts sont les suivants :

Sa généricité : adaptabilité à des cultures variées (blé, maïs, soja, sorgho, lin, prairies, tomate, betterave, tournesol, pois, colza, banane, canne à sucre, carotte, laitue...)

Sa robustesse : capacité à simuler des conditions pédoclimatiques variées sans générer de biais importants, au détriment parfois de la précision locale.

Sa modularité « conceptuelle » : possibilité d'ajouter de nouveaux modules (ex : volatilisation de l'ammoniac, fixation symbiotique de l'azote, mulch végétal, sols caillouteux, résidus organiques multiples...). Cette modularité a pour objectif de faciliter les évolutions ultérieures.

3- Mise en œuvre

- *Les variables climatiques*

Les variables climatiques indispensables à l'exécution du modèle sont le rayonnement solaire global journalier, les températures minimale et maximale journalières et le cumul journaliers des précipitations. L'évapotranspiration potentielle peut être aussi utilisée comme une entrée du modèle s'elle est disponible. Dans le cas contraire, elle peut être calculée selon trois méthodes proposées dans le modèle : la méthode de Priestley-Taylor (Priestly et Taylor, 1972), la méthode de Penman (Penman, 1948) et le modèle résistif de Shuttleworth-Wallace (Brisson et *al.*, 2002). Dans ce cas, il est nécessaire de connaître la vitesse du vent et la pression de vapeur d'eau dans l'air (ou humidité relative de l'air) en plus des variables climatiques. Les unités des variables doivent être celles du système international, sinon, l'utilisateur doit préciser ses unités de travail lors de la création des fichiers climatiques pour que le modèle les transforme en unités internationales.



Figure 48- Localisation de la station d'expérimentation de l'ITGC de Tiaret.

Les entrées climatiques sont collectées localement près des parcelles d'étude de la station I.T.G.C. de Tiaret. Elles ont servi à construire les fichiers climatiques nécessaires au fonctionnement de STICS après leurs mises en format utilisé par le modèle.

- *L'itinéraire technique*

On entend par itinéraire technique la succession des opérations agricoles menées pendant la conduite de la culture. Les renseignements associés comprennent la date du travail du sol, la date et la densité de semis, les dates d'irrigation et d'apport d'azote ou de résidus organiques, etc.

Ces données sont servies par le service technique de la station I.T.G.C. de Tiaret qui s'occupe de ce genre de travaux.

- *Les paramètres liés au sol*

Le sol dans STICS est composé d'une succession de couches, cinq au maximum, caractérisée chacune par son épaisseur, ses humidités à la capacité au champ et au point de flétrissement et sa densité apparente.

Les données fournies par la station I.T.G.C. de Tiaret au modèle ont été tirées des différentes analyses effectuées sur des échantillons collectés dans les parcelles étudiées. Ces données sont relatives à la texture et aux propriétés hydriques et chimiques du sol, en particulier la teneur en argile, les humidités à la capacité au champ et au point de flétrissement, la densité apparente et le pH mais ne couvrent que trois couches.

- *Les paramètres liés à la plante*

Les caractéristiques des espèces et des variétés sont décrites dans un fichier plante. Les paramètres contenus dans ce fichier sont relatifs aux fonctions physiologiques suivantes : la levée, le développement post-levée, l'évolution de l'indice foliaire et la sénescence des feuilles, l'interception du rayonnement, la croissance en biomasse, les composantes du rendement, la dynamique des racines, les fonctionnements hydrique et azoté.

Que les dates des stades phénologiques et les composantes de rendements sont disponible auprès de la station I.T.G.C. de Tiaret de plusieurs lignées locales et introduites de céréales et de légumes secs, le choix s'est focalisé sur le blé dur *Triticum durum* Desf vu son importance stratégique qu'il occupe dans l'économie, l'agriculture et la culture alimentaire du pays.

Parmi les variétés que dispose le service d'amélioration des plantes de la station I.T.G.C, la lignée locale « Waha » est sélectionnée puisqu'elle est la mieux adaptée aux conditions ambiantes locales et elle se distingue par une tolérance élevée au déficit hydrique et un rendement relativement stable.

Les autres entrées manquantes nécessitent des travaux approfondies et un laboratoire plus performant, elles sont estimées à partir des variétés généalogiquement plus proches cultivées dans des conditions partiellement similaires sous le climat méditerranéen en France (I.N.R.A France).

Il est à noter que selon les options de simulation choisies, certains paramètres sont facultatifs, puisqu'ils ne sont pas forcément actifs pour la plante considérée ou non utilisés dans le formalisme correspondant à l'option choisie.

4- Calibration et validation du modèle STICS

La méthodologie d'étalonnage suivie consiste à calibrer les stades phénologiques puisqu'ils contrôlent l'évolution de l'indice foliaire, une entrée qu'ont ne la dispose pas. La calibration du stade de début de remplissage des grains est une composante nécessaire pour caler le rendement en grains de la plante. Le choix de ces paramètres a été basé sur les études de sensibilité du modèle effectuées par Frappart (2002), Ruget *al.* (2002) et par Tourino-Soto (2001).

Les paramètres relatifs aux pratiques agricoles ont été fournis au modèle pour chaque parcelle étudiée. Il s'agit des dates de semis, d'irrigation et d'apport d'azote et des densités de semis. Ces informations ont été collectées par observations sur le terrain faites durant les différentes campagnes de mesures de l'ITGC.

Un premier travail d'évaluation a permis de montrer que le modèle fonctionnait globalement bien en milieu semi-aride, malgré les spécificités climatiques (pluie faible et irrégulière, dynamique forte des températures, fort rayonnement d'origine solaire) (Hadria, 2006).

L'analyse statistique basée sur le test de Khi deux a permis de constater que le modèle STICS arrive à estimer d'une façon acceptable le rendement du blé dur dans nos régions une fois qu'il dispose les entrées indispensables à la bonne simulation.

Ce résultat a été le point de départ pour lancer les simulations par le modèle STICS. Le travail de calibration et de validation nous a permis en outre de caractériser en terme de phénologie, la variété Waha de blé dur. Il s'agissait de décrire l'écophysiologie et la succession des principaux stades végétatifs et reproductifs de la plante.

II- Impact du changement climatique sur les composantes de rendement du blé dur

- **Le rendement en grains**

La comparaison entre la quantité des rendements collectés sur le terrain et les rendements simulés par le modèle de simulation depuis 1996 pour la calibration du modèle, une étape très indispensable avant de faire les simulations, indique une bonne corrélation entre les valeurs observées et simulées exprimant un bon fonctionnement du modèle de simulation.

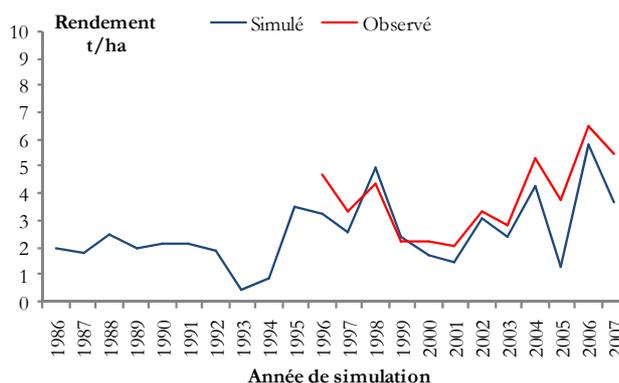


Figure 49- Évolution du rendement en grains simulé de la variété Waha de blé dur dans la station ITGC de Tiaret (t.ha⁻¹).

Les simulations produites sur le rendement en grains de la variété Waha de blé dur, sur la période allant de 1986 jusqu'à 2007, montrent que la production est une fonction des variables climatiques, elle varie entre 0,54 t.ha⁻¹ durant les années sèches 1993-1994 et 5,84 t.ha⁻¹ dans les meilleures années (2006). L'analyse statistique basée sur la régression linéaire montre que la production annuelle augmente significativement durant cette période, elle est estimée par la fonction $Production = 0,088 \text{année} + 1,547$.

- **La biomasse sèche aérienne**

L'analyse de la biomasse sèche aérienne de la variété Waha de blé dur issue des simulations, durant la période 1986 jusqu'à 2007, montre également une augmentation très nettement remarquable ces dernières années et pendant les années 1997 et 1998.

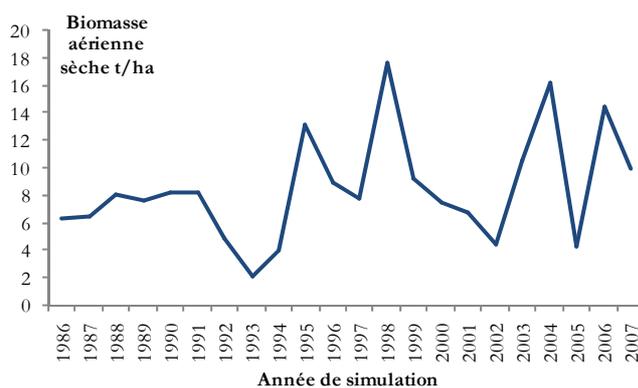


Figure 50- Évolution de la biomasse sèche aérienne simulée pour la variété Waha de blé dur dans la station ITGC de Tiaret (t.ha⁻¹).

La biomasse sèche aérienne fluctue entre 1 t.ha⁻¹ durant les mauvaises années (1993 et 2002) et 17 t.ha⁻¹ lorsque les conditions redeviennent favorables. La fonction qui met en relation par régression linéaire l'évolution de ce paramètre dans le temps est définie comme étant Biomasse= 0,184année+6,169.

III- Impact du changement climatique sur la croissance et le développement du blé dur

- La longueur du cycle de développement

L'examen du graphe (Fig. 51) indique nettement que le cycle de développement de la variété Waha de blé dur a subi un raccourcissement de son cycle au cours des années de simulations depuis 1986 jusqu'à l'an 2008. La fonction déterminée par la régression linéaire est donnée comme suit : Longueur du cycle de développement= -0,468année+243,7.

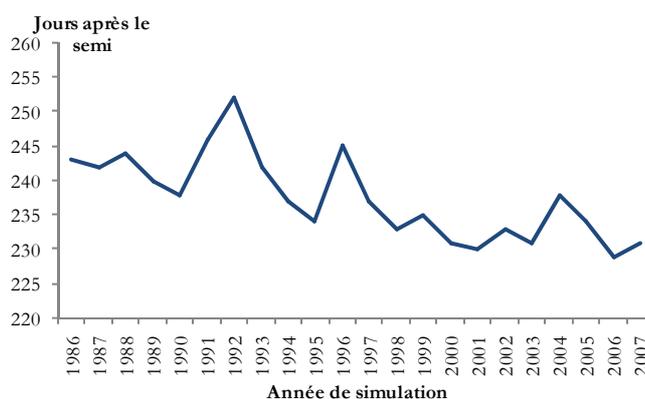


Figure 51- Évolution de la longueur du cycle de développement simulée pour la variété Waha de blé dur depuis 1986 jusqu'à 2008 dans la station ITGC de Tiaret (jours).

Le cycle de vie simulé a fluctué entre 244 jours et 238 jours durant les années de 1986 à 1990, puis a augmenté pour atteindre un pic maximal de 252 jours en 1992. Des diminutions sont simulées par la suite pour atteindre des valeurs minimales durant les dernières années de 229 jours.

- **Les dates des stades végétatifs**

- a. **La levée**

La date de levée des graines de la variété Waha du blé dur a significativement changé durant les années de simulations depuis 1986 à 2007. La tendance de ce changement est décrite par la fonction Date de levée = $-1,101 \text{ année} + 49,35$ selon la régression linéaire.

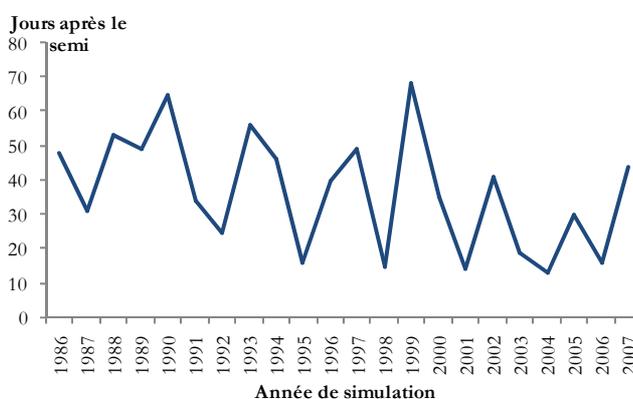


Figure 52- Évolution de la date de levée simulée de la variété Waha de blé dur depuis 1986 jusqu'à 2008 dans la station ITGC de Tiaret (jours après la date de semis).

Au cours des dernières années, la levée s'est significativement accélérée. Au cours des années 1980, la levée simulée a duré 40 jours en moyenne, elle est accélérée à 30 jours en moyenne durant les années 1990 tandis qu'elle est autour de 20 jours en moyenne durant la dernière décennie avec un seuil minimale estimé à 13 jours.

- b. **La fin du stade juvénile**

Les dates simulées, estimant la fin du stade juvénile, sont très variables et ne présentent pas une allure distinctement notable, qu'elles sont de type Fin du stade juvénile = $-0,433 \text{ année} + 137,4$ avec un très faible coefficient de corrélation $r^2=0.07$.

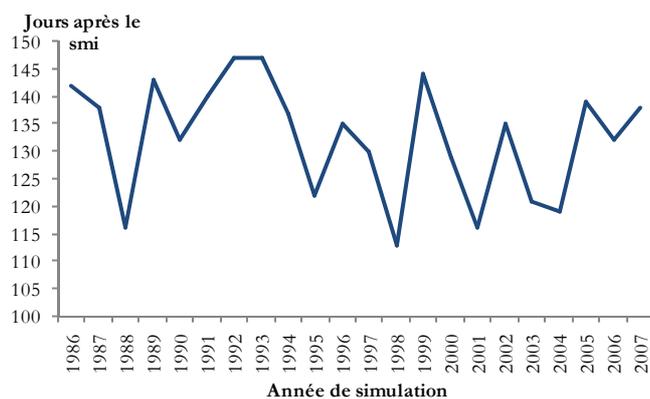


Figure 53- Évolution de la date de la fin du stade juvénile simulée pour la variété Waha de blé dur depuis 1986 jusqu'à 2008 dans la station ITGC de Tiaret (jours après la date de semis).

La comparaison entre les dates moyennes par décennie montre que ce stade est estimé autour de 140 jours après le semis durant les années 1980. Autour de 135 jours pendant les années 1990 et au voisinage de 130 jours pendant la dernière décennie en notant une valeur minimale de 113 jours estimée durant la deuxième période.

c. Stade de l'indice foliaire maximal

Ce stade désigne la pleine croissance de la plante, il est fortement dépendant de la disponibilité de nutriments dans le milieu et l'aptitude des variables climatiques qui l'entourent. Également, une tendance à la baisse est ressortie par la régression linéaire pour ce stade défini comme Indice foliaire maximale = $-0,236 \text{ année} + 192,2$ avec un coefficient de corrélation $r^2 = 0,05$.

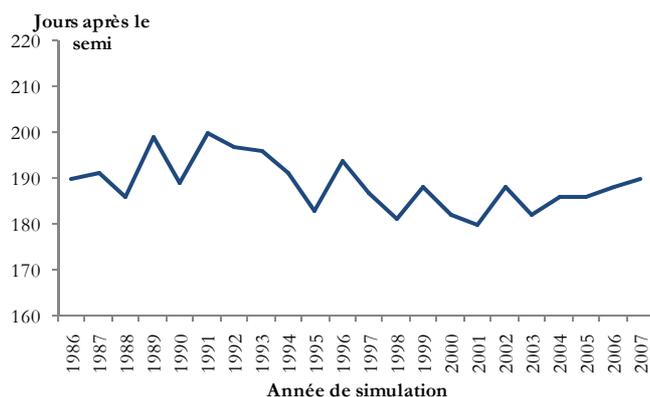


Figure 54- Évolution de la date du jour du stade de l'indice foliaire maximal simulée de la variété Waha de blé dur depuis 1986 jusqu'à 2008 dans la station ITGC de Tiaret (jours après la date de semis).

Les valeurs estimées pour cette variable oscillent entre 180 jours après le semi comme seuil minimal et 206 jours après le semi comme seuil optimal. Les valeurs les plus élevées sont estimées entre l'année 1989 et l'année 1993.

- **Les dates des stades reproducteurs**

- a. La floraison**

Le stade floraison est le plus critique pour les céréales. Les simulations estiment que la tendance est au recule pour ce stade qui est déterminé par la fonction déduite de la régression linéaire $\text{Floraison} = -0,724\text{année} + 213,6$ avec un coefficient de corrélation $r^2 = 0,6$.

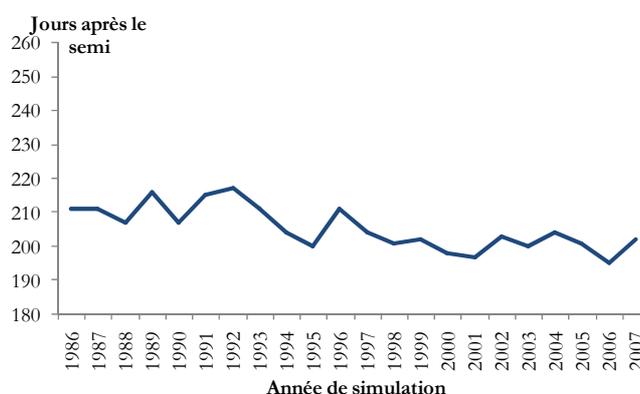


Figure 55- Évolution de la date de floraison simulée chez la variété Waha de blé dur depuis 1986 jusqu'à 2008 dans la station ITGC de Tiaret (jours après la date de semi).

La floraison s'est produite après 210 jours environ de la date de semi pendant les années 1980. Une valeur maximale indiquant un retard de ce stade pendant l'année 1992 avec une date moyenne durant cette période estimée à 205 jours après la date de semi. La date la plus précoce est estimée en 2006 par 217 jours après la date de semi.

- b. La maturité physiologique des graines**

L'analyse de l'évolution des dates de la maturité physiologiques des graines de blé estime une tendance à la baisse traduisant une précocité de la maturité des graines depuis 1986 jusqu'à 1998, puis, une tendance à la hausse exprimant un retard de la maturité physiologiques des graines de la variété Waha depuis 1999 à 2007.

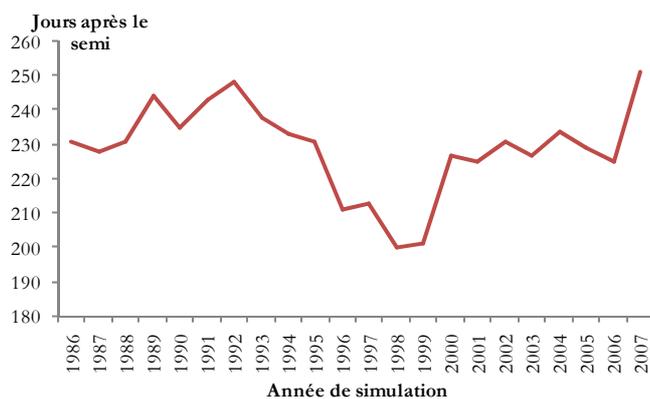


Figure 56- Évolution de la date de la maturité physiologique des graines simulée pour la variété Waha de blé dur depuis 1986 jusqu'à 2008 dans la station ITGC de Tiaret (jours après la date de semi).

La maturité physiologique des graines de blé est estimée à 240 jours après la date de semi pendant les années 1980. Elle est estimée à 220 jours après la date de semi pour les années 1990 et à 235 jours après la date de semi pour la dernière décennie.

- **La vitesse de croissance du blé dur**

La longueur du cycle phénologique des plantes est fortement corrélée avec leur vitesse de croissance. Une tendance à l'élévation traduisant une accélération de la vitesse de croissance des plantes est estimée, elle définit par la fonction Vitesse de croissance = $0,191 \text{année} + 5,684$ avec un coefficient de corrélation élevé $r^2=0.57$.

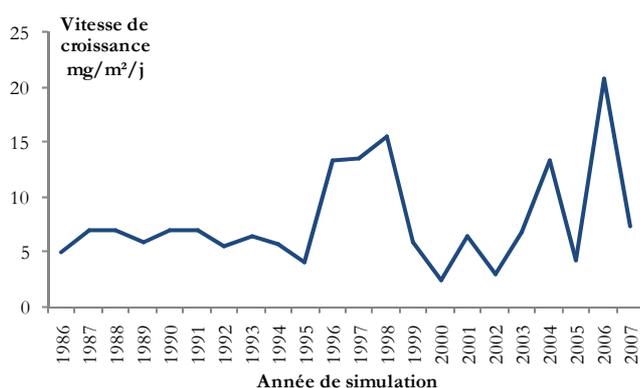


Figure 57- Évolution de la vitesse de croissance simulée pour la variété Waha de blé dur depuis 1986 jusqu'à 2008 dans la station ITGC de Tiaret ($\text{mg.m}^{-2}.\text{j}$).

La vitesse de croissance est estimée maintenue autour de $5 \text{ mg.m}^{-2}.\text{jour}$ depuis 1986 à 1995. Elle augmente à $15 \text{ mg.m}^{-2}.\text{jour}$ de 1996 à 1998 puis diminue significativement à $3 \text{ mg.m}^{-2}.\text{jour}$ en 2000 pour ré-augmenter significativement et atteindre un pic maximal de $20 \text{ mg.m}^{-2}.\text{jour}$ en 2006.

IV- Impact du changement climatique sur l'écophysologie du blé dur

- **L'écart de la température entre la surface du couvert végétal et l'air**

Les simulations produites indiquent un écart thermique trop important entre la surface du couvert végétal et l'air beaucoup plus prononcé pendant la phase reproductrice que pendant la phase végétative.

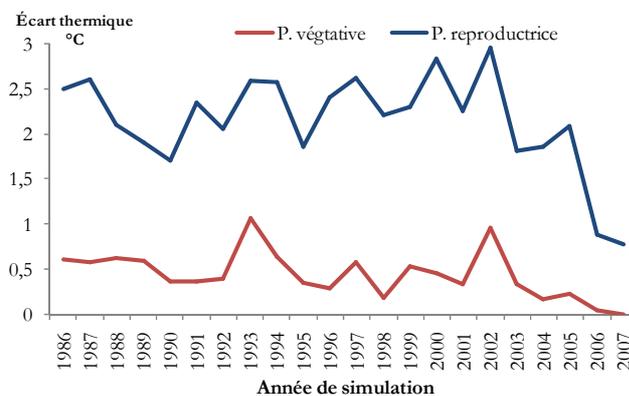


Figure 58- Évolution de l'indice du stress hydrique stomatique simulé chez la variété Waha de blé dur depuis 1986 jusqu'à 2008 dans la station ITGC de Tiaret.

L'analyse statistique basée sur la régression linéaire estime une fonction définie comme étant $\text{Écart thermique} = -0,032 \text{année} + 2,521$ avec un faible coefficient de corrélation $r^2 = 0,15$ pendant la phase reproductrice, et définie comme étant $\text{Écart thermique} = -0,020 \text{année} + 0,673$ avec un coefficient de corrélation légèrement élevé $r^2 = 0,3$ pendant la phase végétative.

- **L'indice de stress hydrique stomatique**

L'indice de stress hydrique stomatique semble estimé plus important pendant la période reproductrice que durant la période végétative. Les valeurs de l'indice sont évaluées plus élevées durant les années de 1992 à 1997 alors qu'elles sont considérées plus faibles durant la dernière décennie.

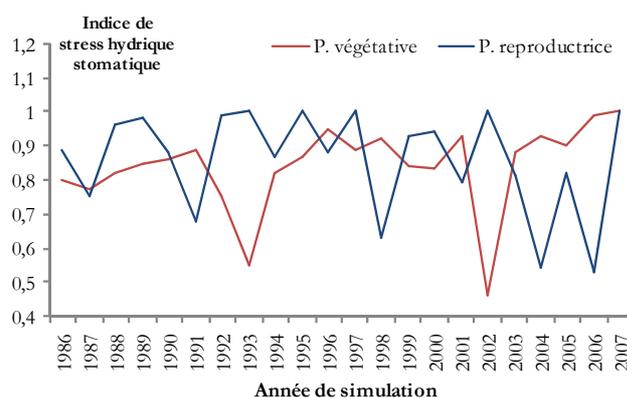


Figure 59- Évolution de l'indice du stress hydrique stomatique simulé chez la variété Waha de blé dur depuis 1986 jusqu'à 2008 dans la station ITGC de Tiaret.

La modélisation statistique de l'évolution de cet indice produit une fonction de : Indice de stress hydrique stomatique = $-0,006 \text{année} + 0,93$ avec un coefficient de corrélation élevé $r^2 = 0,57$ pendant la phase reproductrice et une autre fonction de : Indice de stress hydrique stomatique = $0,005 \text{année} + 0,77$ avec un coefficient de corrélation $r^2 = 0,38$ pendant la phase végétative.

- **Production cumulée de CO₂ par le sol**

La simulation de la quantité cumulée produite dans le sol évalue une tendance à l'élévation traduisant une séquestration du carbone dans le sol céréalière qui ne cesse à augmenter. La tendance déduite par la régression linéaire est définie comme étant : Quantité de carbone dans le sol = $27,33 \text{année} + 14$ avec un coefficient de corrélation $r^2 = 0,3$.

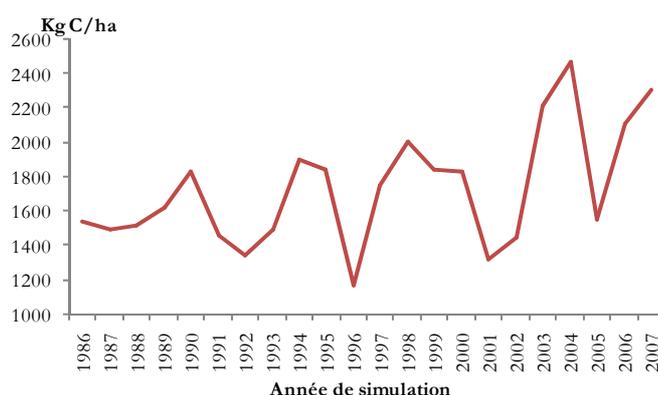


Figure 60- Évolution de la production cumulée de CO₂ par le sol simulée pour la variété Waha de blé dur depuis 1986 jusqu'à 2008 dans la station ITGC de Tiaret (Kg C.ha⁻¹).

La quantité de carbone simulée est estimée à 1500 Kg C.ha⁻¹ avant les années 1990. Elle oscille entre 1166 Kg C.ha⁻¹ et 2000 Kg C.ha⁻¹ durant les années 1990 et augmente pour atteindre son pic de 2466 Kg C.ha⁻¹ en 2005.

L'agriculture algérienne est très diverse du point de vue des spéculations entreprises, des conditions pédoclimatiques dans lesquelles elle s'exerce, du niveau de son intensification. Dans de nombreux cas, elle est très mal adaptée à son environnement physique et biologique.

Ces impacts sont de complexité diverse, et leur étude a été abordée de façon peu profonde. En ce qui concerne les productions agricoles proprement dites, on ne dispose pas d'outils de modélisation qui sont souvent mis au point pour atteindre les objectifs escomptés.

Condensant les connaissances accumulées en matière d'influence du climat, du sol, des pratiques culturales sur les productions par ce modèle peuvent, au moins dans le cas des productions végétales fournir ainsi des prédictions de production par type de culture, mais aussi de quantités d'eau ou de fertilisants consommées, et permettent de tester des stratégies d'adaptation aux modifications de l'environnement.

Discussion

DISCUSSION

1- Caractéristiques climatiques de l'Algérie

L'Algérie a beaucoup de caractéristiques morphologiques, géographiques, historiques et sociales qui rendent son climat scientifiquement intéressant (Lionello et *al.*, 2006). Une caractéristique spécifique est sa morphologie complexe, en raison de la présence de nombreuses formes orographiques, des bassins de différentes tailles, de hautes chaînes de montagne ayant une tendance à produire de larges différences climatiques (Hirche et *al.*, 2007). Le territoire algérien s'étend sur 2,4 millions de km². Du Nord au Sud, on trouve trois ensembles très contrastés, différents par leur relief et leur morphologie. Tout d'abord, la chaîne du Tell et le littoral, puis la chaîne de l'Atlas qui longe les Hautes Plaines plus au Sud, enfin, le désert saharien qui s'étend au-delà du massif de l'Atlas.

Ces caractéristiques ont des conséquences importantes sur la circulation atmosphérique, car elles déterminent une grande variabilité spatiale et la présence de nombreuses subrégions et méso-échelles climatiques déterminant le potentiel agricole, la productivité des écosystèmes et les ressources en eau du pays.

La circulation atmosphérique est fortement affectée par la topographie complexe de la terre qui joue un rôle crucial dans le pilotage des flux d'air, de sorte que les caractéristiques dynamiques des méso-échelles sont présentes (Lionello et *al.*, 2006). Le gradient méridien est indiqué par une transition des régions chaudes et arides vers les régions humides et de climat des montagnes. Les températures sont relativement élevées, ce qui cause une évapotranspiration importante. La variabilité interannuelle des précipitations augmente avec l'aridité de la région concernée. Elle augmente au fur et à mesure que l'on se déplace vers le Sud.

Le processus de réchauffement dû aux changements climatiques est susceptible d'entraîner une aridité encore plus importante, et de conduire par conséquent à une aggravation de la dégradation des écosystèmes et à une destruction plus importante des forêts résultant du plus grand nombre d'incendies. La tendance actuelle à des inondations plus intenses pourrait entraîner une érosion et une dégradation des sols plus importantes.

En outre, de fortes différences existent dans l'albédo, dans la direction Sud-Nord (Bolle, 2003). Les hauts plateaux Algériens sont situés dans une zone de transition où la variabilité climatique est à la fois importante et en concurrence (Alpert et *al.*, 2004; Trigo et *al.*, 2004).

Ainsi, d'après la classification de Koppen, la partie Sud de la Méditerranée est caractérisée par un climat subtropical désertique. En outre, le climat méditerranéen est exposé à la mousson d'Asie du Sud en été et à la forte pression du système de Sibérie en hiver (Lionello et *al.*, 2006). L'intérieur du pays est le plus souvent sous l'influence de la branche descendante de la cellule

de Hadley, tandis que la partie Nord est plus liée à la variabilité des latitudes moyennes, qui se caractérise par la NAO (Oscillation Nord-Atlantique) et d'autres latitudes moyennes des modèles de téléconnexion (Xoplaki et *al.*, 2003, 2004 ; Hoerling et *al.*, 2004). Une conséquence importante est que l'analyse du climat méditerranéen, pourrait être utilisée pour identifier les changements dans l'intensité et l'extension de l'échelle globale du climat, comme la NAO, ENSO et la mousson (Lionello et *al.*, 2006). La téléconnexion dans la région de la Méditerranée présente une grande variabilité spatiale (de l'échelle synoptique et à la méso-échelle) et temporelle (avec un cycle saisonnier modulés sur plusieurs décennies jusqu'à des échelles de temps centenaires) (Artale et *al.*, 2006).

Cependant, il est important de considérer le rôle de la mer Méditerranée en tant que réservoir de chaleur et source d'humidité pour les zones environnantes ; comme source d'énergie et de chaleur latente pour le développement des cyclones (Lionello et *al.*, 2006), et de son possible effet sur la les régions voisines (Li et *al.*, 2006) et sur la circulation de l'Atlantique (Artale et *al.*, 2006).

Sur la base des études de Guiot et *al.*, (2005), Touchan et *al.* (2005) sur la température et les précipitations, on peut étudier la variabilité du climat passé, des tendances, des incertitudes et de les comparer avec le climat actuel ainsi, de comparer la région de la Méditerranée avec d'autres régions.

Il est observé que l'albédo a changé en raison du changement de la végétation, de l'affectation des terres et les effets de la pression démographique sur l'environnement (Lionello et *al.*, 2006). Ceci a modifié de manière significative la circulation atmosphérique sur l'Afrique du Nord et la mer Méditerranée (Reale et Dirmeyer, 2000). Le déboisement autour de la Méditerranée au cours des dernières années constitue un facteur majeur causant la sécheresse du climat actuel dans ces régions (Reale et Shukla, 2000). L'importance de la déforestation dans la région méditerranéenne est confirmée par plusieurs études de modélisation qui suggèrent que la baisse de l'évapotranspiration des plantes et l'évaporation des sols, sont susceptibles de réduire les précipitations en été (Dümenil-Gates et Liess, 2001).

À l'échelle du bassin Méditerranéen, la circulation est composée de trois cellules thermohalines ; la première est une cellule de circulation "ouverte" relie l'Est à l'Ouest de la Méditerranée et est associée à l'afflux d'eau de l'Atlantique à Gibraltar dans la couche de surface et le flux de retour de Levantine Intermediate Water (LIW) dans le couche intermédiaire (Lionello et *al.*, 2006). Les autres sont les deux cellules méridiennes verticales limitées à l'Est et à l'Ouest du bassin méditerranéen. Ils sont animés par des événements localisés de convection profonde, qui se produisent dans le Nord du Méditerranée, conduisant à la formation de masses d'eau dense, qui se propagent dans les couches les plus profondes, avec la remontée et le retour d'eau froide à la couche intermédiaire dans la région de convection (Ahrens, 2000 ; Lionello et *al.*, 2006). L'importance des processus de convection localisés est déterminée par l'interaction air-mer et le préconditionnement à long terme.

2- Les processus régionaux et les liens avec le climat global

Le climat de l'Algérie est associé à de grands forçages. L'orographie et la distribution terrestre jouent un rôle important instituant le climat. Le plus grand nombre d'études font référence au rôle de la NAO, qui détermine un grand et puissant signal sur les précipitations hivernales, qui est corrélée négativement avec NAO sur l'Afrique du Nord (Xoplaki, 2002; Trigo et *al.*, 2004). Ce lien est dû au contrôle exercé par la NAO sur la branche de la tempête affectant la voie de la Méditerranée, principalement dans sa partie occidentale. Outre les NAO, d'autres modes d'influence du climat méditerranéen (Xoplaki et *al.*, 2004).

Le rôle de la Mer Méditerranée comme source d'humidité et d'advection par la circulation atmosphérique implique un concept plus complexe, où la circulation Atlantique joue un rôle important (Fernandez et *al.*, 2003). En général, la circulation Atlantique décrit bien des anomalies de précipitations dans l'ensemble du Nord Algérien qui ne peuvent pas être attribués à la NAO (Quadrelli et *al.*, 2001).

L'influence de l'ENSO dans l'Atlantique a été identifiée principalement en hiver, au cours de ses phénomènes extrêmes (Pozo-Vazquez et *al.*, 2001). En fait, l'ENSO joue un rôle important dans les précipitations en hiver dans l'Est du pays où le rôle de la NAO est faible (Price et *al.*, 1998).

La NAO étend son influence sur l'Afrique du Nord et sur d'autres régions du monde ; il est intéressant d'étudier la relation entre la NAO et la pluviométrie pour faire le point sur la nature de la liaison qui peut exister sur l'Algérie. L'étude menée par Ketrouci et *al.* (2003), sur la relation entre cet indice et la pluviométrie de l'Ouest Algérien, a montré l'existence d'une corrélation significative (test de Student) entre la NAO et la pluviométrie annuelle. Cette relation significative peut expliquer en partie l'évolution du régime pluviométrique. Mais, la variabilité de la pluviométrie n'est pas expliquée uniquement par ce facteur, elle est influencée par d'autres indices climatiques.

Plus précisément, des précipitations supérieures ou inférieures à la normale en Israël sont attribuées pour les années El Nino/La Nina (Lionello et *al.*, 2006). Le lien le plus solide est celui des précipitations moyennes en automne, qui ont une forte corrélation positive avec l'ENSO. Une corrélation inférieure, de signe opposé, est présente au printemps, mais elle est confinée à l'Ouest (Mariotti et *al.*, 2002a). En été, quand l'advection de l'humidité de l'Atlantique est plus faible, la cellule de Hadley se déplace vers le Nord et sa puissance diminue, il existe des preuves de connexions plus forte dans l'Afrique du Nord (Lionello et *al.*, 2006).

Ziv et *al.* (2004), dans leur étude sur la circulation atmosphérique de l'été, ont souligné le rôle de la cellule de Hadley dans l'Afrique du Nord, reliant l'Est de la Méditerranée avec la Monsoon de l'Afrique. Cette influence ne s'étend pas à la variabilité des précipitations au Nord de la Méditerranée en été.

L'influence de la NAO sur la température d'hiver est plus faible que sur les précipitations (Lionello et *al.*, 2006). Dans l'Ouest de la région Méditerranéenne, la distribution spatiale de la corrélation avec la température a un aspect positif plus faible que la corrélation négative avec les précipitations. L'effet de NAO est jugée non-linéaire et non-stationnaire (Pozo-Vazquez et *al.*, 2001).

En outre, le contrôle exercé par NAO sur la couverture nuageuse et le bilan radiatif des régions de la Méditerranée implique l'apparition d'un modèle d'impact asymétrique de NAO sur les températures maximales et minimales (Trigo et *al.*, 2002).

D'autres études (Frias et *al.* 2005) suggèrent que la variabilité de la température moyenne mensuelle d'hiver dans la partie Nord Ouest de l'Afrique est principalement contrôlée par la variabilité de l'Est Atlantique (EA) et que la NAO ne joue qu'un rôle secondaire. Cette variabilité est contrôlée par un sensible transport de chaleur, toutefois, l'influence de l'EA ne peut pas être étendu complètement à la partie Est (Hasanean, 2004).

Les températures estivales ne sont pas liés au NAO, au contraire, les étés chauds sont caractérisés par de fortes anomalies géopotentielle positives, associées à des conditions de blocage, subsidence, stabilité, petits gradients de pression au niveau de la mer (Xoplaki et *al.*, 2003).

Un rôle important de la mer Méditerranée sur le climat des autres régions est associé à la connexion entre SST (Sea Surface Temperature) de la Méditerranée et les précipitations au Sahel. Les étés chauds et secs dans le Nord Afrique et le régime de la mousson en Afrique de l'Ouest sont corrélées par le biais d'un mécanisme positif (Lionello et *al.*, 2006). Lorsque les SST de la Méditerranée sont plus élevées que la normale, l'humidité de la Méditerranée occidentale est introduite dans le Sahel en favorisant les précipitations (Rowell, 2003). À son tour, l'abondance de la pluviométrie dans le Sahel augmente la pression au Nord de l'Afrique via les ondes de Rossby (Rodwell et Hoskins, 1996), l'amélioration de la subsidence dans la Méditerranée occidentale, en favorisant la pénétration de l'humidité de l'air de l'Atlantique dans le Sahel et en augmentant les précipitations dans cette région.

Jung et *al.*, (2005) confirment que le changement des SST méditerranéennes sont associées à une intensification des précipitations au Sahel. D'autres études suggèrent que les changements de SST dans la Méditerranée, peuvent avoir des conséquences sur la circulation atmosphérique, qui touche des régions relativement voisines (Li, 2005).

La dynamique du climat méditerranéen comprend également l'identification des processus agissant à l'intérieur de la région. Un équilibre hydrique s'établit lorsque l'humidité est libérée par l'évaporation et redistribuée par la circulation atmosphérique (Fernandez et *al.*, 2003).

Ces processus pourraient jouer un rôle dans la variabilité couplée Atmosphère-Océan, qui pourrait être importante pour le cycle hydrologique régional et le bilan hydrique (Krichak et Alpert, 2005).

L'étude de la variabilité a pour but d'identifier les forçages qui lui sont responsables, en particulier en ce qui concerne les tendances à long terme et les caractéristiques des masses d'eau, les changements au niveau de la mer. L'interaction entre le climat de la Méditerranée avec la circulation thermohaline du Nord Atlantique impose la possibilité de mécanismes de rétroaction, éventuellement à des échelles de temps différentes ayant des implications climatiques potentiellement importantes (Artale et *al.*, 2002).

3- Les tendances de la variabilité et du changement climatique

Les variations dans la température globale sont bien connues (Jones et Moberg, 2003) quoiqu'il demeure inconnu si ces changements dans la moyenne affectent la variance de la distribution. D'autres travaux ont montrés que les extrêmes de la distribution de température et de précipitations ont aussi changés (Frich et *al.*, 2002) et peut être avec un taux supérieur à la moyenne (Alexander et *al.*, 2005).

Cependant, plusieurs études à l'échelle régionale confirment ces résultats (Brunet et *al.*, 2005) mais cela reste non prouvé sur plusieurs régions dans le monde. L'étude des extrêmes climatiques requière du temps et des efforts considérables pour analyser les extrêmes de températures minimales et maximales et de précipitations.

Des tendances sont calculées pour suivre l'évolution du changement moyen ainsi que pour les extrêmes de chaque variable climatique, les résultats ont montré une consistence entre les deux tendances ; la température maximale manifeste un réchauffement autant que la température minimale s'accroît rapidement à des taux élevés indiquant que le climat deviendra plus chaud qu'avant et considérablement moins frais. Les précipitations annuelles suivent des augmentations significatives, or, les précipitations extrêmes sont devenues beaucoup plus alarmantes (Alexander et *al.*, 2006).

Alexander et *al.* (2006) montrent que les extrêmes froids ont diminué tandis que les extrêmes chauds ont augmenté dans leur étude globale. Ils ont constaté que les diminutions des extrêmes de la température minimale sont plus grandes que les augmentations de la température maximale, ces résultats s'accordent avec ceux de Jones et *al.* (1999) qui ont travaillé sur une échelle globale et ceux de Yan et *al.* (2002) et Brunet et *al.* (2005) qui ont travaillé sur des échelles régionales et suggéraient qu'il est préférable de dire que le climat mondial est devenu moins frais que de dire il est devenu plus chaud.

Des fluctuations importantes sont enregistrées pour les extrêmes de précipitations et supportent généralement que le monde va devenir plus humide (Alexander et *al.*, 2007).

Les précipitations et la température montrent des tendances significatives au cours du 20^{ème} siècle dans le contour méditerranéen. Les tendances négatives de précipitations ont été présents à différentes échelles spatiales et temporelles (New et *al.*, 2000). Giorgi (2002a) a trouvé une tendance

négative pour les précipitations hivernales sur la Méditerranée durant le 20^{ème} siècle. Toutefois, la variabilité sub-régionale est grande et les tendances ne sont pas statistiquement significatives dans de nombreuses régions en raison de la grande variabilité spatiale (Xoplaki, 2002). Giorgi (2002a) a analysé aussi la variabilité de la température de l'air et l'évolution des tendances au cours du 20^{ème} siècle selon les données de New et *al.* (2000). Il a trouvé une tendance significative au réchauffement de 0.75°C durant 100 ans dont la plupart sont au début et à la fin des décennies du siècle. Les valeurs les plus élevées ont été observées pendant l'hiver et l'été. La structure des séries climatiques diffère considérablement entre les régions montrant une variabilité à différentes échelles.

Le réchauffement est enregistré principalement durant deux phases : à partir du milieu des années 1920 aux années 1950 et depuis le milieu des années 1970 (Brunet et *al.*, 2001 ; Xoplaki et *al.*, 2003). En outre, la disponibilité des documents et des proxies naturelles dans la région méditerranéenne a permis la construction saisonnières des cartes de température et de précipitations depuis plus de 500 ans avec des incertitudes associées (Pauling et *al.*, 2005 ; Xoplaki et *al.*, 2005).

L'analyse de la température et des précipitations d'hiver révèle que les dernières décennies de la fin de XX^{ème} siècle et le début de ce siècle ont été les plus chaudes et les plus sèches, en accord avec les résultats récents de l'hémisphère Nord l'Europe. Il est évidemment important d'étudier l'évolution future de ces tendances et à produire des simulations fiables. D'importants changements environnementaux sont observés dans la circulation du bassin méditerranéen au cours des dernières décennies. Des tendances au réchauffement sont enregistrées aussi bien dans les eaux profondes et intermédiaires (Bethoux et *al.*, 1990, 1998).

Le niveau de la mer a augmenté avec une moyenne mondiale estimée de 1,8 mm/an jusqu'à 1960, mais il a ensuite chuté de 2 cm à 3 cm au début des années 1990 (Tsimplis et Baker, 2000). Au cours de la dernière décennie du 20^{ème} siècle, le niveau de la mer a augmenté dix fois plus que sur l'échelle de la planète (Ashkenazy et Stone, 2003).

La quantification et la compréhension des changements climatiques à l'échelle régionale est l'un des plus importants et plus incertains au sein du débat sur le changement global (Kattenberg et *al.*, 1996 ; Cubasch et *al.*, 2001). Une étape importante vers la compréhension des changements climatiques régionaux et des impacts est l'évaluation des caractéristiques de la variabilité naturelle du climat et de la performance des AOGCM à reproduire (Giorgi, 2002a, b).

En général, dans la région méditerranéenne, les simulations du changement climatique produisent un signal dans la gamme de +3 à +7 Kelvin pour la température et de -40% à 20% pour les précipitations (Giorgi et Francisco, 2000a, b) en un siècle.

Le signal du changement climatique dans les précipitations hivernales dépend essentiellement de la NAO prédit par des simulations (Ulbrich et Christoph, 1999), qui diminue les précipitations dans le Sud-Est et les fait augmenter dans le Nord-Ouest de la région méditerranéenne (Parry, 2000).

En été, tous les modèles de prévision acceptent des tendances à un climat plus sec avec une réduction des précipitations aussi grande que 50% (Parry, 2000).

La régionalisation des études confirme le réchauffement de la région méditerranéenne, prévue par AORCM, plus l'été que l'hiver, sur la terre que sur la mer, s'intensifiant de plus en plus avec le forçage radiatif produit par les scénarios d'émission (Déqué et *al.*, 1998 ; Giorgi et *al.*, 2004). La forte réduction des précipitations estivales est confirmée en utilisant MRC, mais l'incertitude sur les valeurs de l'hiver reste élevée (Raisänen et *al.*, 2004).

Au cours de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, une tendance de réduction des précipitations hivernales dans le bassin méditerranéen est indiquée en relation avec une diminution significative des cyclones (Trigo et *al.*, 2000). En même temps, une augmentation de la fréquence relative des pluies torrentielles est suggérée, mais seulement pour certaines régions de la région Nord Ouest de l'Afrique (Alpert et *al.*, 2002). Des indices d'une tendance négative dans les cyclones suggèrent de continuer dans les scénarios climatiques futurs (Lionello et *al.*, 2002), tandis que le changement de la fréquence des extrêmes de cyclones ne sont pas identifiées.

Plusieurs sources indiquent le changement de température (Jones et Mann, 2004 ; Guiot et *al.*, 2005 ; Xoplaki et *al.*, 2005 ; Alexander et *al.*, 2007). La vague de chaleur de l'été 2003 est une expression régionale d'un événement extrême, beaucoup plus important dans son amplitude que dans ses extrêmes (Trigo et *al.*, 2005).

La température moyenne pendant Juin-août 2003 pour la plus grande Méditerranée superficielle dépassait la période de référence 1961-1990 de près de 2.3°C, et en fait le plus chaud été pour les dernières 500 années, l'influence anthropique a probablement doublé le risque (Stott et *al.*, 2004).

4- Impacts du changement climatique sur l'agro-écosystème

L'utilisation de modèles de croissance apporte des éléments de réflexions et s'accordent que la précocité phénologique augmentera. Par ailleurs, ces modèles prévoient une hausse de la production de biomasse (rendements plus élevés), en réponse, notamment, à l'augmentation de la teneur atmosphérique en dioxyde de carbone. Les manifestations récentes du réchauffement climatique ont induit un raccourcissement du cycle végétatif du blé, qui s'accroîtra très certainement dans le futur. La probabilité d'occurrence est élevée (Garcia de Cortazar Aauri, 2006).

De nombreux exemples de réponses écologiques des espèces à l'augmentation de température sont clairement visibles depuis le niveau de l'espèce jusqu'aux communautés (Walther et *al.*, 2002), avec notamment :

- *Des problèmes de survie des espèces*

Le climat peut affecter directement la survie des organismes végétaux par l'action des températures extrêmes (froides ou chaudes) ou par des événements de sécheresse (Schulze et *al.*,

2005). Cependant, pour certaines espèces à faible résistance, les évènements de gel létal seraient impliqués dans la limitation géographique comme pour *Olea europea* en zone méditerranéenne, ou *Carnegiea gigantea* dans le désert du Sonoran (Hastings et Turner, 1965). Le gel peut néanmoins être impliqué dans la survie d'un individu en interaction avec d'autres facteurs comme le stress hydrique (Larcher, 1995). S'existe très peu d'exemples de limitation directe par le stress hydrique en termes de survie de plantes adultes, ce facteur peut être important pour les jeunes plantules (Schulze et al., 2005), en interaction avec la température (Pigott et Pigott, 1993).

- *Des changements dans la croissance des espèces*

Il a été montré une augmentation globale de la croissance de la végétation sur l'ensemble de l'hémisphère Nord (Keeling et al., 1996). Cet accroissement serait plus important aux hautes latitudes (Myneni et al., 1997), ce qui est cohérent avec le fait que le réchauffement mesuré au cours des dernières décennies soit plus fort dans les zones boréales (IPCC, 2001). Cette tendance à l'accroissement a été également trouvée à l'échelle de l'espèce, comme par exemple pour des Conifères (Cannell et al., 1998) et pour *Acer saccharum* (Goldblum et Rigg, 2005). Le climat affecte la croissance des individus, en conditionnant l'acquisition des photosynthétats par l'action de la température et de la disponibilité en eau sur les processus biochimiques, ou en entraînant la nécrose des jeunes feuilles, dans le cas d'un gel printanier tardif (Klotke et al., 2004), une croissance réduite se traduisant par une réduction des ressources acquises aurait pour effet de baisser la capacité maximale de résistance de l'arbre et potentiellement de réduire sa survie. Une faible croissance peut également entraîner une baisse de la quantité de ressources allouées aux organes reproducteurs et donc un moindre succès reproducteur. Dans un cas extrême, une année de faible croissance peut même totalement empêcher l'allocation de ressources à la reproduction (Koenig et Knops, 2000).

- *Des changements dans la phénologie des espèces*

La phénologie est l'étude de l'apparition d'évènements biologiques, souvent en relation avec les paramètres climatiques (Schwartz, 2003), et par abus de langage les dates d'apparition de ces évènements. L'interaction entre la durée du cycle végétatif et la température étant très forte, on s'attend à une évolution de la phénologie en réponse au réchauffement climatique.

Les performances végétatives et reproductives régissent l'existence de l'individu :

- La période de reproduction doit se situer en dehors des périodes gélives et en accord avec la période d'activité des pollinisateurs,

- La longueur du cycle végétatif et son occurrence relativement aux évènements de gel et de sécheresse affectent la productivité primaire qui doit être maximisée afin d'assurer la croissance (Kikuzawa, 1995).

L'effet de la température sur la phénologie des plantes est largement démontré (Oliveira, 1998). Les observations récentes des évènements phénologiques des plantes montrent que les stades phénologiques ont subi d'importants changements lors des dernières décennies. Ainsi Root et al.

(2003) ont montré qu'entre 1950 et 2000, la floraison d'espèces d'arbres avait été avancé de 3 jours par décennie en moyenne et pour comparaison, le taux moyen d'avancement des plantes herbacées a été estimé à 5.1 jours par décennie. En compilant les études qui ont considéré les tendances des arbres européens et nord-américains depuis 50 ans, Chuine et *al.* (2004) a calculé un taux moyen d'avancement de 2.9 jours par décennie pour le débourrement de 17 espèces, et de 3.4 jours pour la floraison de 46 espèces. Les résultats de Gordo et Sanz (2005) montrent également pour des espèces méditerranéennes une forte tendance à une plus grande précocité de leurs stades phénologiques.

Une étude portant sur 50 ans et sur 13 espèces de plantes a révélé une tendance globale à des floraisons de plus en plus précoces (Menzel et Fabian, 1999). Une autre étude portant sur 385 espèces du Royaume-Uni a confirmé cette tendance (Fitter et Fitter, 2002) ainsi que Abu-Asab et *al.* (2001) pour des arbres nord-américains. Enfin Root et *al.* (2003) ont montré par une méta-analyse portant sur de nombreux types d'organismes (animaux et végétaux), qu'ils avaient avancé leur phénologie en moyenne de 2.3 jours par décennie.

5- Changement climatique et réponses adaptatives des espèces

Certains auteurs ont argumenté que le rôle des processus adaptatifs dans la réponse des espèces et des populations au climat était probablement sous-estimé (Davis et Shaw, 2001 ; Davis et *al.*, 2005), et que les migrations actuellement observées n'excluaient pas une évolution génétique en réponse au réchauffement. Certaines études ont montré que le changement climatique actuel avait d'ores et déjà amorcé des changements génétiques dans les populations (Jump et Penuelas, 2005). Cependant, des études expérimentales simulant un changement climatique ont généralement montré que les niveaux de variabilité génétique des plantes, même s'ils sont souvent élevés, seraient insuffisants pour permettre une rapide adaptation des espèces aux nouvelles conditions (Savolainen et *al.*, 2004). Compte tenu de la rapidité du changement climatique, l'évolution génétique des traits en réponse à ce changement risque donc d'être compromise (Etterson et Shaw, 2001).

Même si les semis vont être fortement sélectionnés par les nouvelles conditions climatiques, la variabilité génétique risque d'être trop faible pour que soient sélectionnés des semis adaptés aux nouvelles conditions. De plus les changements climatiques vont concerner les moyennes de température, mais aussi l'amplitude thermique, avec une plus grande variance prévue (IPCC, 2001). Ainsi il a été supposé que les semis seront particulièrement sensibles à cette augmentation de variabilité, ce qui pourrait poser des problèmes de régénération (Vetaas, 2002).

Il est donc fort probable que la réponse des organismes impliquera en premier lieu la plasticité phénotypique des individus (Jump et Penuelas, 2005), même si certains auteurs ont pointé la nécessité que cette plasticité soit très importante, ce qui n'est en général pas le cas (Penuelas et Boada, 2003), malgré le coût engendré par de forts niveaux de plasticité (DeWitt et *al.*, 1998).

Conclusion générale

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les variations dans la température globale sont bien connues (Jones et Moberg, 2003) quoiqu'il demeure inconnu si ces changements dans la moyenne affectent la variance de la distribution. D'importants changements environnementaux sont observés dans le bassin méditerranéen au cours des dernières décennies (Lionello et *al.*, 2006).

L'évaluation statistique de la situation météorologique actuelle en Algérie, par l'étude de l'évolution des tendances et des variations enregistrées dans la moyenne et dans les valeurs extrêmes de températures et de précipitations, à travers plusieurs indices statistiques, pour la détection d'éventuel changement ou variabilité climatique, a démontré une cohérence spatiale des tendances de températures maximale et minimale. Cependant, les stations ayant des tendances significatives de précipitations sont faibles et mal-réparties.

Vu la grande variabilité des précipitations dans le temps et dans l'espace, seules quelques stations ont manifesté des amplitudes significatives. Les précipitations annuelles suivent des augmentations significatives, or, les précipitations extrêmes sont devenues beaucoup plus alarmantes et de ce fait, très inquiétantes.

Les résultats ont montré une consistance entre les tendances des indices de la température maximale et minimale qui en majorité ont une tendance au réchauffement puisque la fréquence de jours chauds a augmenté significativement alors que la fréquence de jours froids a baissé significativement. Les extrêmes de températures et leur amplitude sont tous à la hausse, ce qui se traduit souvent par des canicules dangereuses fréquentes. On constate que les diminutions des extrêmes de la température minimale sont plus grandes que les augmentations de la température maximale, ces résultats s'accordent avec ceux de Jones et *al.* (1999) qui ont travaillé sur une échelle globale et ceux de Klein Tank et Können (2003), Manton et *al.* (2001), Vincent et Mekis (2006), Yan et *al.* (2002) et Brunet et *al.* (2005) qui ont travaillé sur des échelles régionales et suggéraient aussi que le climat est devenu moins frais et plus chaud. Autrement dit, la température maximale manifeste un réchauffement autant que la température minimale s'accroît énormément à des taux élevés indiquant que le climat deviendra plus chaud qu'avant et considérablement moins frais.

La réalisation d'une première approche pour évaluer les impacts du changement climatique sur l'agro-écosystème, à l'aide du modèle STICS, a permis de simuler un raccourcissement très nettement prononcé du cycle de développement de la variété Waha du blé accompagné par une avancée des dates de tous les stades phénologiques végétatifs et reproductifs, néanmoins, la réduction du cycle de la plante était en faveur d'une amélioration de la quantité de la récolte et les composantes du rendement. Les résultats obtenus montrent également une augmentation de la production cumulée du CO₂ dans le sol.

Le nombre de travaux scientifiques sur les impacts du changement climatique sur les espèces a cru de façon spectaculaire depuis les dernières décennies pour répondre à une forte demande sociétale, afin d'ajuster des mesures en terme de gestion et de conservation des écosystèmes, il ne s'agit pas d'un simple effet de mode ayant pour simple but d'établir dans l'urgence des prévisions d'évolution des systèmes écologiques.

En effet, les processus ont toujours été considérés selon une approche d'équilibre (Kingsland, 1995 ; Kunstler, 2005). Ainsi même si l'effet des perturbations a été pris en compte, il l'a toujours été dans un contexte global considérant par définition l'équilibre des systèmes écologiques avec leur environnement. Avec le contexte de changement global, c'est le cadre même de l'écologie qui est bouleversé, notamment parce qu'une caractéristique commune à tous les écosystèmes terrestres, le climat, n'est plus stable, mais changeant.

PERSPECTIVES

Les agro-écosystèmes tels qu'ils sont actuellement nécessitent de réflexions, en considérant implicitement leur stabilité géographique. À ce niveau, il s'agit essentiellement de mobiliser l'expertise agronomique au sens large pour les adapter aux conditions climatiques modifiées.

Cela passe, en premier lieu, par le recours au matériel génétique approprié, mieux adapté aux températures plus élevées, et valorisant au mieux l'augmentation de la photosynthèse et de l'efficacité de l'eau, tout en minimisant l'effet du raccourcissement du cycle. Puis par la mise au point d'itinéraires techniques révisés, incluant les apports d'intrants (irrigation, fertilisation).

De façon générale, on peut estimer que l'adaptation des grandes cultures pourrait s'effectuer sans trop de problèmes, dans la mesure où les années passées ont montré leurs capacités à évoluer rapidement en fonction. Il faut cependant relativiser cette vision optimiste sur une capacité d'ajustement rapide, en soulignant une fois de plus les incertitudes actuelles sur la pluviométrie et le bilan hydrique. Pour les cultures pérennes, si le diagnostic sur l'adaptation des systèmes de culture reste identique dans ses grandes lignes, la capacité d'adaptation nécessite de prendre en compte une durée plus longue.

Au-delà de ce premier niveau, il doit être envisagé, cependant, un deuxième niveau d'adaptation, passant par un déplacement géographique des zones de production qui était la solution essentiellement retenue dans le passé lointain, pour s'adapter aux fluctuations climatiques en interaction avec les fluctuations économiques, avant que les progrès de l'agronomie ne permettent de disposer d'une plasticité plus grande vis-à-vis de ces contraintes.

L'adaptation des systèmes de production agricole au changement climatique doit prendre en compte, en premier lieu, l'impact prévisible sur la production végétale à partir des connaissances disponibles sur l'écophysiologie des cultures, appliquées à la simulation des effets des scénarios climatiques (incluant l'augmentation du CO₂ atmosphérique). À partir d'une présentation générale des conséquences attendues et, par ailleurs, des observations concernant les évolutions récentes du climat et de ses conséquences sur la phénologie de certaines cultures pérennes (arbres fruitiers et vigne), ces effets sont précisés pour les grandes catégories de production au niveau de la France (grandes cultures annuelles, prairies et élevage, cultures pérennes).

Subséquent, cependant, il convient de considérer un deuxième niveau, qui pourrait passer par un déplacement des systèmes de production en latitude ou en altitude et l'introduction de nouvelles espèces, puis celui correspondant à l'adaptation au niveau des territoires.

Les modèles de fonctionnement des cultures peuvent jouer un rôle important dans la bonne gestion des milieux agricoles semi-arides tant en terme de coût qu'en terme de l'obtention d'un meilleur rendement.

Références bibliographiques

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abu-Asab M.S., Peterson P.M., Shetler S.G. and Orli S.S., 2001. Earlier plant flowering in spring as a response to global warming in the Washington, DC, area. *Biodivers Conserv* (10), 597-612.
- Aguilar E., Auer I., Brunet M., Peterson T.C. and Wieringa J., 2003. Guidelines on climate metadata and homogenization. Report WMO-TD 1186, *World Meteorological Organization*, Geneva, Switzerland, 55 pp.
- Ahrens C.D., 2000. *Essentials of Meteorology : An Invitation to the Atmosphere* (Broché). Edition 3 Brooks Cole. ISBN 0534372007. p 464 pages.
- Akbari H., Surabi M. and Arthur R., 2009. Global cooling: increasing world-wide urban albedos to offset CO₂, *Clim Change*, 94(3-4), 275.
- Alexander L.V., Hope P., Collins D., Trewin B., Lynch A. and Nicholls N., 2007. Trends in Australia's climate means and extremes: a global context. *Aust. Met. Mag.* (56), 1-18.
- Alexander L. V., Zhang X., Peterson T. C., Caesar J., Gleason B., Klein Tank A. M. G., Haylock M., Collins D., Trewin B., Rahimzadeh F., Tagipour A., Rupa Kumar K., Revadekar J., Griffiths G., L. Vincent, Stephenson D. B., Burn J., Aguilar E., Brunet M., Taylor M., New M., Zhai P., Rusticucci M. and Vazquez-Aguirre J.L., 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 111, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Alexander L.V., et al., 2005. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *Journal of Geophysical Research*.
- Alexandersson H. and Moberg A., 1997. Homogenization of Swedish temperature data. Part 1: Homogeneity test for linear trends. *Int. J. Climatol.* (17), 25–34.
- Alexandersson H., 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. *J. Climatol.* (6), 661–675.
- Alpert P., Ben-Gai T., Baharad A., Benjamini Y., Yekutieli D., Colacino M., Diodato L., Ramis C., Homar V., Romero R., Michaelides S. and Manes A., 2002. The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophys. Res. Lett.*, 29(11), 31-1–31-4, (June issue).
- Alpert P., Osetinsky I., Ziv B. and Shafir H., 2004. A new seasons definition based on the classified daily synoptic systems: an example for the EM. *Int. J. Climatol.*, (24), 1013–1021.
- Andrews T. and Piers M.F., 2008. CO₂ forcing induces semi-direct effects with consequences for climate feedback interpretations, *Geophys Res Lett*, (35), L04802.
- Artale V., Calmanti S., Malanotte-Rizzoli P., Pisacane G., Rupolo V. and Tsimpli M., 2006. The Atlantic and Mediterranean Sea as Connected Systems in Mediterranean climate variability. *Developments in Earth and Environmental Sciences*, 4. Edition Elsevier. pp 383-323.
- Artale V., Calmanti S. and Sutera A., 2002. North Atlantic THC sensitivity to intermediate level anomalies. *Tellus*, (54A), 159–174.
- Ashkenazy Y., and Stone P.H., 2003. Box modelling of the Eastern Mediterranean. *J. Phys. Oceanogr.* (12), 103–121.
- Asselin J., Ouarda T.B., Fortin V. and Bobée B., 1999. Une procédure Bayésienne bivariée pour détecter un décalage de la moyenne. Rapport de recherche R-528, INRS-Eau, Chaire en hydrologie statistique, 33 pp., *Eau, Terre et Environ.*, *Inst. Natl. de la Rech. Sci.*, Quebec, Que., Canada.

- Badarinath K.V.S., Kharol S.K., Latha K.M., Chand T.R.K., Prasad V.K., Jyothsna A.N. and Samatha K., 2007. Multiyear ground-based and satellite observations of aerosol properties over a tropical urban area in India, *ASL*, 8(1), 1-7.
- Bala G., Caldeira K. and Nemani R., 2009. Fast versus slow response in climate change: implications for the global hydrological cycle, *Clim Dyn.* (24), 13–21
- Bartholy J. and Pongrácz R., 2007. Regional analysis of extreme temperature and precipitation indices for the Carpathian Basin from 1946 to 2001. *Global and Planetary Change* (57) 83–95.
- Beaulieu C., Ouarda J. and Seidou O., 2007. Synthèse des techniques d'homogénéisation des séries climatiques et analyse d'applicabilité aux séries de précipitations, *Hydrol. Sci. J.*, 52(1), 18–37.
- Beaulieu C., Ouarda J., Seidou O., Zhang X., Boulet G. and Yagouti A., 2008. Intercomparison of homogenization techniques for precipitation data. *Water Resources Research*, Vol. 44, W02425, doi: 10.1029/2006WR005615, 2008.
- Begon M., Harper J.L., Townsend C.R., 1996. Ecology: individuals, populations, and communities. Édition 3 Wiley-Blackwell. ISBN 0632038012, 9780632038015. p 1068 pages.
- Benaichata L., 2003. Prévision statistique de la précipitation à l'échelle saisonnière. Exemple de l'Algérie du Nord. Mémoire de Magister de Paléontologie Stratigraphie et Paléoenvironnement, Université d'Oran, p 131.
- Berntsen T. and Fuglestvedt J., 2008. Global temperature responses to current emissions from the transport sectors, *Proc Natl Acad Sci*, 105(49), 19154.
- Bethoux J.P., Gentili B. and Tailliez D., 1998. Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since the 1940s, their possible relation to the greenhouse effect. *Geophys. Res. Lett.*, (25), 1023–1026.
- Bethoux J.P., Gentili B., Raunet J. and Tailliez D., 1990. Warming trend in the Western Mediterranean deep water. *Nature*, (347), 660–662.
- Bolle H.-J., 2003. Mediterranean Climate – Variability and Trends. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. p 396.
- Boote K.J., Jones J.W. and Hoogenboom G., 1998. Simulation of crop growth : CROPGRO Model. Chapter 18. pp 651-692. In : R.M. Peart and R.B. Curry (eds.). *Agricultural Systems Modeling and Simulation*. Marcel Dekker, Inc, New York
- Boucher O., Andy j. and Richard A., 2009. Climate response to the physiological impact of carbon dioxide on plants in the Met Office Unified Model HadCM3, *Clim Dyn.* (32), 237-249.
- Bradford K.J., 1986. Manipulation of Seed Water Relations Via Osmotic Priming to Improve Germination under Stress Conditions. *Hortscience*, (21), 1105-1112.
- Brisson N., Gary C., Justes E., Roche R., Mary B, Ripoche D., Zimmer D., Sierra J., Bertuzzi P., Burger P., Bussiere F., Cabidoche Y.M., Cellier P., Debaeke P., Gaudillere J.P., Henault C., Maraux F., Seguin B., Sinoquet H., 2003. An overview of the crop model STICS. *Europ. J. Agronomy* (18), 309-332.
- Brisson N., Ruget F., Gate P., Lorgeou J., Nicoullaud B., Tayot X. , Plenet D., Jeuffroy M.-H., Bouthier A., Ripoche D., Mary B., Justes E., 2002. STICS : a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances. II. Evaluation with comparison to actual experiment. *Agronomie*, (22), 1.
- Broecker W. S., 2006. Global warming : Take action or wait?, *Chinese Sci Bull*, 51(9), 1017.
- Brunet R., Ferras R. et Thery H., 2005, Les mots de la géographie, Reclus-La documentation française, Montpellier-Paris, 520p

- Brunet M., Aguilar E., Saladie O., Sigro J. and Lopez D., 2001. The Spanish diurnal warming : a different pattern to the observed on a global scale. *Geophysical Research Abstracts*, (3) 5332.
- Brunet M., Jones P.D., Sigro J., Saladie O., Aguilar E., Moberg A., Della-Marta P.M., Lister D., Walther A. and Lopez D., 2007. Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850-2005. *Journal of Geophysical Research*, (112), D12117, [doi:10.1029/2006JD008249](https://doi.org/10.1029/2006JD008249).
- Brunet M., Saladie O., Jones P.D., Sigro J., Aguilar E., Moberg A., Lister D.H., Walther A., Lopez D. and Almarza C., 2006. The development of a new dataset of Spanish daily adjusted temperature series (SDATS) (1850-2003). *International Journal of Climatology*, (26) 1777-1802.
- Campra P., Monica G., Yolanda C. and Palacios-Orueta A., 2008. Surface temperature cooling trends and negative radiative forcing due to land use change toward greenhouse farming in southeastern Spain. *J Geophys Res*, (113), D18109.
- Cannell M.G.R., Thornley J.H.M., Mobbs D.C. and Friend A.D., 1998. UK conifer forests may be growing faster in response to increased N deposition, atmospheric CO₂ and temperature. *Forestry*, (71), 277-296.
- Caussinus H. and Mestre O., 2004. Detection and correction of artificial shifts in climate series. *J. Roy. Statist. Soc. Series C: Applied Statistics* (53), 405–425.
- Chapman J. L. and Reiss M. J., 1999. Ecology: principles and applications. Édition: 2, Cambridge University Press- ISBN 0521588022, 9780521588027. p 330 pages.
- Chuine I., Yiou P., Viovy N., Seguin B., Daux V. and Le Roy Ladurie E., 2004. Historical phenology : Grape ripening as a past climate indicator. *Nature*, (432), 289.
- Colman R. and Bryant McA., 2009. Climate feedbacks under a very broad range of forcing, *Geophys Res Lett*, (36), L01702.
- Cubasch U., Meehl G. A., Boer G. J., Stouffer R. J., Dix M., Noda A., Senior C. A., Raper S. and Yap K. S., 2001. Projections of future climate change. In: J. T. Houghton, Yihui Ding, and M. Noguer (Eds), *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, (Cambridge University Press, pp. 525–582).
- Daget P., 1977. Le bioclimat Méditerranéen : Analyse des formes climatiques par le système d'Emberger. *plant ecology*. Vol 34 (2), 87-103.
- Davis M.B. and Shaw R.G., 2001. Range shift and adaptive responses to Quaternary climate change. *Science*, (292), 673-679.
- Davis M.B. and Zabinski C., 1992. Changes in geographical range from greenhouse warming: effects on biodiversity in forests. In *Global Warming and Biological Diversity* (eds R.L. Peters & T.E. Lovejoy), pp. 297-309. Yale University Press, Yale.
- Davis M.B., Shaw R.G. and Etterson J.R., 2005. Evolutionary responses to changing climate. *Ecology*, (86), 1704-1714.
- De Wit C.T., Brouwer R. and Penning de Vries F.W.T., 1970. The simulation of photosynthetic systems. In: Setlik, I. (Ed.), *Prediction and measurement of photosynthetic productivity*. Proceeding IBP/PP Technical Meeting Trebon 1969. Pudoc, Wageningen, The Netherlands, pp. 47-50. de Wit, 1978
- De Witt, T.J., Sih A. and Wilson D.S., 1998. Costs and limits of phenotypic plasticity. *Trends in Ecology & Evolution*, (13), 77-81
- Déqué M., Marquet P. and Jones R. G., 1998. Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution General Circulation Model. *Clim. Dyn.*, (14), 173–189.

- Desonie D., 2008. Our fragile planet, Climate: causes and effects of climate change. Edition Library of Congress Cataloging-in-Publication Data. P 217 pages.
- Despois J., 1955. La Tunisie Orientale : Sahel et Basses Steppes. PUF, Paris, 2e édition, 550 pp.
- Dewi G.C.K. and Roger N.J., 2007. A bivariate test for detecting inhomogeneities in pan evaporation time series. *Climate Change Impacts and Risk, CSIRO Marine and Atmospheric Research. Australia.* (56), 93–103.
- Djellouli Y., 1981. Étude climatique et bioclimatique des hauts plateaux du Sud oranais (Wilaya de Saida). Thèse de doctorat de 3e cycle, université des sciences et de la technologie Houari Boumédiène, Alger, p 181.
- Ducré-Robitaille J. F., Boulet G. and Vincent L. A., 2003. Comparison of techniques for detection of discontinuities in temperature series. *Int. J. Climatol.* (23), 1087–2003.
- Dümenil-Gates L. and Liess S., 2001. Impacts of deforestation and afforestation in the Mediterranean region as simulated by the MPI atmospheric GCM. *Global and Planetary Change*, (30), 309–328.
- Easterling D.R., Meehl D.A., Parmesan C., Changnon S.A., Karl T.R. and Mearns L.O., 2000. Climate extremes: Observations, modeling, and impacts. *Science*, (289), 2068-2074.
- Eliseev A. V. and Mokhov I. I., 2008. Influence of volcanic activity on climate change in the past several centuries: Assessments with a climate model of intermediate complexity, *Izv Atmos Ocean Phys*, 44(6), 671.
- Etterson J.R. and Shaw R.G., 2001. Constraint to adaptive evolution in response to global warming. *Science*, (294), 151-154.
- Fernandez J., Saez J. and Zorita E., 2003. Analysis of wintertime atmospheric moisture transport and its variability over the Mediterranean basin in the NCEP-Reanalyses. *Clim. Res.*, (23), 195–215.
- Fitter A.H. and Fitter R.S.R., 2002. Rapid changes in flowering time in British plants. *Science*, (296), 1689-1691.
- Foelsche U., Kirchengast G. and Steiner A., 2006. Atmosphere and Climate, Studies by Occultation Methods. Edition Springer-Verlag Berlin Heidelberg. P 331 pages.
- Fortin V., Perreault L. and Salas J.D., 2004. Retrospective analysis and forecasting of streamflows using a shifting level model. *Journal of Hydrology*, (296), 135-163.
- Fouquart Y., 2003. Le climat de la Terre: Fonctionnement de la machine climatique, influence humaine et évolution probable. Ed Presses Univ. Septentrion, ISBN 2859397930, 9782859397937, p 168.
- Frappart F., 2002. Bilan hydrique de cultures céréalières en région semi-aride, rapport de stage de DEA océan., Atmosphère et environnement : 31pp. Université Paul Sabatier. Toulouse III. France.
- Frias M. D., Fernandez J., Saenz J. and Rodriguez-Puebla C., 2005. Operational predictability of monthly average maximum temperature over the Iberian Peninsula using DEMETER simulations and downscaling, *Tellus A*, (in press).
- Frich P., Alexander L. V., Della-Marta P., Gleason B., Haylock M., Klein Tank A. M. G. and Peterson T., 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the 2nd half of the 20th century, *Climate Res.*, (19), 193-212.
- Gandin L.S., 1965. Objective Analysis of Meteorological fields. *Israel Program for Scientific Translations*, (1373), 242 p.
- Garcia de Cortazar Aauri I., 2006. Adaptation du modèle STICS a la vigne (*Vitis vinifera* L.). Utilisation dans le cadre d'une étude d'impact du changement climatique a l'échelle de la

- France.(Agronomy). Montpellier, Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier. PhD. 292 p.
- Gaston K.J. and Spicer J.I., 2004. Biodiversity: an introduction. Édition 2 Wiley-Blackwell. ISBN 1405118571, 9781405118576. p 191 pages.
- Gate P., 1996. Ecophysiologie du blé : de la plante à la culture *ITCF & Lavoisier (eds) 429 pp*
- GIEC/IPCC, Climate change 2001: impacts, adaptation and vulnerability, Contribution of Working Group II to the third assessment report of IPCC, Cambridge University Press, Cambridge, 2001.
- Giorgi F., 2002a. Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part I: observations. *Clim. Dyn.*, (18), 675–691.
- Giorgi F., 2002b. Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part II: AOGCM simulations. *Clim. Dyn.*, (18), 693–708.
- Giorgi F. and Francisco R., 2000a. Evaluating uncertainties in the prediction of regional climate change. *Geophys. Res. Lett.*, (27), 1295–1298.
- Giorgi F. and Francisco R., 2000b. Uncertainties in regional climate prediction: a regional analysis of ensemble simulations with the HADCM2 coupled AOGCM. *Clim. Dyn.*, (16), 169–182.
- Giorgi F., Bi X. and Pal J., 2004. Mean interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. II climate change scenarios (2071–2100). *Climate Dynamics*, (23), 839–858.
- Goldblum D. and Rigg L.S., 2005. Tree growth response to climate change at the deciduous-boreal forest ecotone, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Forest Research*, (35), 2709-2718.
- Gordo O. and Sanz J.J., 2005. Phenology and climate change: a long-term study in a Mediterranean locality. *Oecologia*, (146), 484-495.
- Gratton Y., Prieur L., Ingram R.G. et Lafleur C., 2002. Les courants en mer d'Alborán Est pendant la campagne Almofront-I. Rapport interne, INRS-ETE.
- Groisman P.Y., Knight R.W., Easterling D.R., Karl T.R., Hegerl G.C., Razuvaev V.N., 2005. Trends in intense precipitation in the climate record. *J. Clim.*, (18), 1326-1350.
- Guiot J., Nicault A., Rathgeber C., Edouard J. L., Guibal F., Pichard G. and Till C., 2005. The last millennium summer temperature variations in Western Europe as based on proxy data. *The Holocene*, (15), 489, doi: 10.1191/0959683605hl819rp.
- Hadria R., 2006. Adaptation et spatialisation du modèle stics pour la gestion d'un périmètre cerealier irrigué en milieu semi-aride. Thèse de Doctorat en Mécanique des Fluides et Énergétique. Université Cadi AYYAD. Marrakech. Maroc, p 216.
- Hamed K.H., 2008. Trend detection in hydrologic data: The Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis. *Journal of Hydrology*, (349), 350– 363.
- Hansen S., Jensen H.E., Nielsen N.E. and Swenden H., 1990. DAISY - Soil Plant Atmosphere System Model NP0 Research in the NAEP report. The royal veterinary and agricultural university (ed) Nr A10, 272 pp.
- Hardy J.T., 2003. Climate Change: Causes, Effects, and Solutions. Edition John Wiley and Sons Ltd. ISBN 0-470-85018-3. P 260 pages.
- Hasanean H. M., 2004. Wintertime surface temperature in Egypt in relation to the associated atmospheric circulation. *Int. J. Climatol.*, (24), 985–999.
- Hasselmann K., 1976. Stochastic climate models. Part I. Theory. *Tellus*, (28), 463-485.
- Hastings J.R. and Turner R.M., 1965. Seasonal precipitation regimes in Baja California, Mexico. *Geografiska Annaler* 47 (ser. A), 204-223.

- Hirche A., 1995. Contribution à l'étude de l'image satellitaire à l'inventaire cartographique et phytoécologique d'une zone présaharienne. *Cas de Ouled Djellal*. Thèse de magister, université des sciences et de la technologie Houari Boumédiène, Alger.
- Hirche A., Boughani A. et Salamani M., 2007. Évolution de la pluviosité annuelle dans quelques stations arides algériennes. *Sécheresse* 18 (4), 314-20
- Hoerling M. P., Hurrell J. W., Xu T., Bates G. T. and Phillips A. S., 2004. Twentieth century North Atlantic climate change. Part II: understanding the effect of Indian Ocean warming. *Clim. Dyn.*, (23), 391–405.
- Hooper D. U., Chapin F. S., Ewel J. J., Hector A., Inchausti P., Lavorel S., Lawton J.H., Lodge D. M., Loreau M., Naeem S., Schmid B., Setälä H., Symstad A.J., Vandermeer J. and Wardle D. A., 2005. Effects of biodiversity on ecosystem functioning : a consensus of current knowledge. *Ecological Monographs*, (75), 3-23.
- Hubert P., Carbonnel J. P. and Chaouche A., 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques-application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *J. Hydrol.* (110), 349–367.
- Huft A., 2001. Introduction à la climatologie : le rayonnement et la température, l'atmosphère, l'eau, le climat et l'activité humaine. Édition Presses Université Laval, ISBN 276377783X, 9782763777832. p 542 pages.
- Huntington E., 2008. Civilization and Climate, Édition READ BOOKS, ISBN 1443729256, 9781443729253. p 484 pages
- Hutchinson C.F. and Herrmann S.M., 2004. The Future of Arid Lands–Revisited. Edition Springer. ISBN 978-1-4020-6688-7. p 239 pages.
- IPCC (2001). Climate Change 2001: impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of the Working Group II to the third assessment report of IPCC, Cambridge.
- Jacobson M.Z., 2009. Review of solutions to global warming, air pollution, and energy security, *Energy Environ Sci*, 2(2), 148.
- Jones P. D. and Mann M. E., 2004. Climate over past millennia. *Rev. Geophys.*, 42, 2002, doi: 10.1029/2003RG000143.
- Jones P.D. and Moberg A., 2003. Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *J. Climate* (16), 206-223.
- Jones P.D., New M., Parker D.E., Martin S. and Rigor I.G., 1999. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Reviews of Geophysics* (37), 173-199.
- Jovanovic B., Jones D.A. and Collins D., 2007. A high quality pan evaporation dataset for Australia. *Climatic Change*. In press.
- Jump A.S. and Penuelas J., 2005. Running to stand still: adaptation and the response of plants to rapid climate change. *Ecology Letters*, (8), 1010-1020.
- Kattenberg A., Giorgi F., Grassl H., Meehl G. A., Mitchell J. F. B., Stouffer R. J., Tokioka T., Weaver A. J. and Wigley T. M. L., 1996. Climate models – projections of future climate, in climate change, p 199.
- Katz R. W. and Brown B. G., 1992. Extreme events in changing climate: variability is more important than averages. *Climatic Change*, (21), 289.
- Katz R.W. and Zheng X., 1999. Mixture model for overdispersion of precipitation. *Journal of Climate*, (12), 2528-2537.
- Keeling C.D., Chin J.F.S. and Whorf T.P., 1996. Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO₂ measurements. *Nature*, (382), 146-149.

- Kehagias A., 2004. A hidden Markov Model Segmentation procedure for hydrological and environmental time series, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 18(2): 117-130.
- Kendall M.G., 1970. Rank Correlation Methods, Griffin, London, 202 pp.
- Ketrouci K, Meddi M, Matari A., 2003. La variabilité de la pluviométrie dans le nord-ouest Algérien. Séminaire national sur l'eau et l'environnement, Bechar, 12 et 13 octobre 2003.
- Kiktev D., Sexton D.M.H., Alexander L. and Folland C.K., 2003. Comparison of modeled and observed trends in indices of daily climate extremes, *J. Climate.*, (16), 3560-3571
- Kikuzawa K., 1995a. The basis for variation in leaf longevity of plants. *Vegetatio*, (121), 89-10.
- Kikuzawa K., 1995b. Leaf phenology as an optimal strategy for carbon gain in plants. *Canadian Journal of Botany*, (73), 158-163.
- Klotke J., Kopka J., Gatzke N. and Heyer A.G., 2004. Impact of soluble sugar concentrations on the acquisition of freezing tolerance in accessions of *Arabidopsis thaliana* with contrasting cold adaptation evidence for a role of raffinose in cold acclimation. *Plant Cell Environ.* (27), 1395–1404.
- Knutti R. and Gabriele C.H., 2008. The equilibrium sensitivity of the Earth's temperature to radiation changes, *Nature Reports Climate Change*, 1(11), 735.
- Koenig W.D. and Knops J.M.H., 2000. Patterns of annual seed production by northern hemisphere trees: a global perspective. *American Naturalist*, (155), 59-69.
- Köppen W., 1936. Das geographische System der Klimate. In: (Köppen, W. & R. Geiger) (Eds). *Handbuch der Klimatologie 3*. (Gebrueder Borntraeger, Berlin, 46 pages).
- Krichak S. O. and Alpert P., 2005a. Decadal trends in the East Atlantic/West Russia pattern and the Mediterranean precipitation. *Int. J. Climatol.*, (25), 183–192.
- Kristjánsson J. E., Iversen T., Kirkevåg A., Seland S. and Debernard J., 2005. Response of the climate system to aerosol direct and indirect forcing: Role of cloud feedbacks, *J Geophys Res*, (110), D24206.
- Lafolie F., 1991. Modelling water flow, nitrogen transport and root uptake including physical non-equilibrium and optimization of the root water potential, *Fertilizer Research* (27), 215-231
- Lahrouni A., 1990. Critique et adaptation du modèle, Application à l'étude des variations de rendement de maïs en Belgique. Thèse de Doctorat, Université Catholique de Louvain. P 125.
- Larcher W., 1975. The temperature limits for plant life. In *Physiological plant ecology*. Springer Verlag, Berlin.
- Larcher W., 1995. *Physiological Plant Ecology* Springer-Verlag, New York/Heidelberg.
- Lee A. F. S. and Heghinian S. M., 1977. A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables: a Bayesian approach. *Technometrics* (19), 503–506.
- Leenhardt D., Voltz M. and Rambal S., 1995. A survey of several agroclimatic soil water balance models with reference to their spatial application, *European Journal Agronomy*, vol. 4, n°1, 1- 14.
- Leroux M., 2005. Global warming, Myth or reality? The erring ways of climatology. Edition Springer-Verlag Berlin Heidelberg. p 521 pages.
- Li L., Bozec A., Somot S., Béranger K., Bouruet-Aubertot P., Sevault F. and Crépon M., 2006. Regional Atmospheric, Marine Processes and Climate Modelling in Mediterranean climate variability. *Developments in Earth & Environmental Sciences*, 4. Edition Elsevier. pp 373-397.

- Liao H., Wei-Ting C. and John H. S., 2006. Role of climate change in global predictions of future tropospheric ozone and aerosols, *J Geophys Res*, (111), D12304.
- Lionello P., Malanotte-Rizzoli P. and Boscolo R., 2006. Mediterranean climate variability. *Developments in Earth & Environmental Sciences*, 4. Edition Elsevier. p 439 pages.
- Lionello P., Dalan F. and Elvini E., 2002. Cyclones in the Mediterranean region: the present and the doubled CO2 climate scenarios. *Clim. Res.*, (22), 147–159.
- Low P.S., 2005. *Climate change and Africa*. Édition Cambridge University Press. P 413 pages.
- Lund R. and Reeves J., 2002. Detection of undocumented changepoints: a revision of the two-phase regression model. *J. Climate* (15), 2547–2554.
- Mann H.B., 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica* (13), 245–259.
- Mariotti A., Zeng N. and Lau K. M., 2002a. Euro-Mediterranean rainfall and ENSO – a seasonally varying relationship. *Geophys. Res. Lett.*, (29), 1621.
- Matheron G., 1963. *Traité de géostatistique appliquée*, Tome II : Le Krigeage, Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, no. 24, Éditions B. R. G. M., Paris.
- McCown R.L., Hammer G.L., Hargreaves J.N.G., Holtzworth D.P. and Freebairn D.M., 1996. APSIM: a novel software system for model development, model testing and simulation in agricultural systems research. *Agric. Syst.* (50), 255-271.
- McKinion J.M., Baker D.N., Whisler F.D. and Lambert J.R., 1988. Application of the GOSSYM/COMAX system to cotton crop management. ASAE Paper No. 88-7532. St. Joseph, MI.
- Meehl G. A., Zwiers F., Evans J., Knutson T., Mearns L. and Whetton P., 2000. Trends in extreme weather and climate events: Issues related to modeling extremes in projections of future climate change. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, (81), 427–436.
- Mekis É. et Vincent L.A., 2005. Precipitation and temperature related climate indices for Canada. Dans *Proceedings of the 16th Symposium on Global Change and Climate Variations*. Documents préliminaires de la 85e assemblée annuelle de l'AMS, San Diego, Californie.
- Menzel A. and Fabian P., 1999. Growing season extended in Europe. *Nature*, (397), 659.
- Metselaar K., 1999. *Auditing predictive models: A case study in crop growth*. Doctoral thesis Wageningen Agricultural University.- With ref.- With summary in Dutch. ISBN 90-5485-977-6
- Ming Y. and Ramaswamy V., 2009. Nonlinear Climate and Hydrological Responses to Aerosol Effects, *J Clim*, 22(6), 1329.
- Monteith J.L., 1972. Solar radiation and productivity in tropical ecosystems. *J. appl. ecol.*, (9), 747-766.
- Morin X., 2006. *Biogéographie des espèces d'arbres européens et nord américains : déterminisme et évolution sous l'effet du changement climatique*. Thèse doctorat en Biologie des Systèmes Intégrés Agronomie & Environnement, Université Montpellier II. p 468.
- Myneni R.B., Keeling C.D., Tucker C.J., Asrar G. and Nemani R.R., 1997. Increasing plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature*, (386), 698-702.
- Nasro-allah A., 1992. *Simulation de chaînes de Markov et techniques de réduction de la variance*. Thèse de Doctorat, Université de Rennes I. France.
- New M., Hulme M. and Jones P., 2000. Representing twentieth century space-time climate variability. Part II: development of a 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate*, (13), 2217-2238.
- New M., Todd M., Hulme M. and Jones P. D., 2001. Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *Int. J. Climatol.*, (21), 1899–1922.

- Oliveira M., 1998. Calculation of budbreak and flowering base temperatures for *Vitis vinifera* cv. Touriga Francesa in the Douro Region of Portugal. *American Journal of Enology and Viticulture* 49(1) p.74-78.
- OMM, 2000. Guidelines on climate metadata and homogenization. WCDMP-No. 53, WMO-TD No. 1186, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 51 pp.
- Organisation des Nations Unies (ONU), 2002. Programme des Nations Unies pour l'environnement, Collectif. L'avenir de l'environnement mondial, GEO-3. Edition De Boeck Université, ISBN 2804140040, 9782804140045. p 480 pages.
- Ouarda T. B. M. J., Rasmussen P. F., Cantin J.-F., Bobée B., Laurence R., Hoang V. D. and Barabé G., 1999. Identification d'un réseau hydrométrique pour le suivi des modifications climatiques dans la province de Québec. *Rev. Sci. Eau* (12), 425–448.
- Owen A.D. and Hanley N., 2004. The Economics of Climate Change. Edition published in the Taylor and Francis e-Library. p 309 pages.
- Parry M. L., 2000. The European ACACIA Project. Jackson Environment Institute, University of Norwich, Anglia, UK, 320 pp.
- Pauling A., Luterbacher J., Casty C. and Wannner H., 2005. 500 years of gridded highresolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation. *Clim. Dyn.* accepted.
- Penman H.L., 1948. Natural Evaporation from Open Water. *Bare Soil. And Grass. Proc. R. Soc. London*, (A193). 116-140.
- Penuelas J. and Boada M., 2003. A global change-induced biome shift in the Montseny mountains (NE Spain). *Global Change Biology*, (9), 131-140.
- Perreault L., Haché M., Slivitzky M. and Bobée B., 1999. Detection of changes in precipitation and runoff over eastern Canada and US using a Bayesian approach. *Stochast. Environ. Res. Risk Assessment* (13), 201–216.
- Perreault L., Parent É., Bernier J., Bobée B. and Slivitzky M., 2000. Retrospective multivariate Bayesian change-point analysis: a simultaneous single change in the mean of several hydrological sequences. *Stochast. Environ. Res. Risk Assessment* (14), 243–261.
- Peterson T.C. and Vose R.S., 1997. An overview of the Global Historical Climatology Network temperature data base. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78 (12), 2837-2849.
- Peterson T. C., Folland C., Gruza G., Hogg W., Mokssit A. and Plummer N., 2001. Report of the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs, World Meteorological Organization Technical Document No. 1071, World Meteorological Organization, Geneva, 146 pp.
- Pigott C.D. and Pigott S., 1993. Water as a determinant of the distribution of trees at the boundary of the Mediterranean zone. *Journal of Ecology*, (81), 557-566.
- Pozo-Vazquez D., Esteban-Parra M. J., Rodrigo F. S. and Castro-Diez Y., 2001. A study of NAO variability and its possible non-linear influences on European surface temperature. *Clim. Dyn.*, (17), 701–715.
- Price C., Stone L., Rajagopalan B. and Alpert P., 1998. A possible link between El Nino and precipitation in Israel. *Geophys. Res. Lett.*, (25), 3963–3966.
- Pugnaire F.I. and Valladares F., 2007. Functional Plant Ecology, *Second Edition*, edited by CRC Press, Taylor and Francis Group, p 748.
- Quadrelli R., Pavan V. and Molteni F., 2001. Wintertime variability of Mediterranean precipitation and its links with large-scale circulation anomalies. *Clim. Dyn.*, (17), 457–466.

- Raisänen U., Hansson J., Ullerstig U., Doscher A., Graham R., Jones L. P., Meier C., Samuelsson H. E. M. and Willen P., 2004. European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Clim. Dyn.*, (22), 13–32.
- Reale O. and Dirmeyer P., 2000. Modeling the effects of vegetation on Mediterranean climate during the Roman Classical Period – Part I: climate history and model sensitivity. *Global Planet*, (25), 163–184.
- Reale O. and Shukla J., 2000. Modeling the effects of vegetation on Mediterranean climate during the Roman Classical Period: Part II: model simulation. *Global Planet*, (25), 185–214.
- Ritchie J.T., 1985. A user-oriented model for the soil water balance in wheat. In: Fry, E., Atkin, T.K. (Eds.), *Wheat Growth and Modeling* (NATO-ASI Series). Plenum Publishing Corporation, pp. 293-305.
- Rodwell M. J. and Hoskins B. J., 1996. Monsoons and the dynamic of deserts. *Quar. J. Roy. Meteorol. Soc.*, (122), 1385–1404.
- Root T.L., Price J.T., Hall K.R., Schneider S.H., Rosenzweig C. and Pounds J.A., 2003. Fingerprints of global warming on wild animals and plants. *Nature*, (421), 57-60.
- Rowell D. P., 2003. The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *J. Climate*, (16), 849–862.
- Ruget F., Delecolle R., Le Bas I., Duru M., Bonneville N., Rabaud E., Donet I., Pérarnaud V., Paniagua C., 2002. L'estimation régionale des productions fourrageuses. In: Malezieux, E., Trebuil, G., Jaeger, M. (Eds.), *Modélisation des agro-écosystèmes et aide à la décision*. CIRAD-INRA, Collection Reperes, pp. 263-282.
- Rusticucci M. and Barrucand M., 2001. Climatología de temperaturas extremas en la Argentina. Consistencia de datos. Relación entre la temperatura media estacional y la ocurrencia de extremos. (Climatology of Extreme temperatures in Argentina. Data Quality. Relationship between mean seasonal temperature and the occurrence of extremes). *Meteorologica*, (26), 69–84.
- Saha K., 2008- *The Earth's Atmosphere. Its Physics and Dynamics*. Edition Springer-Verlag Berlin Heidelberg. ISBN: 978-3-540-78426-5. p 374.
- Saltelli A., Chan K. and Scott M., 2000. Sensivity analysis. Probability and statistics series. *New York :John Willy*. 475p.
- Savolainen R., Ruohonen K., Railo E., 2004. Effect of stocking density on growth, survival and cheliped injuries of stage 2 juvenile signal crayfish *Pacifastacus leniusculus* Dana. *Aquaculture*, (231), 237–248.
- Scheller R.M. and Mladenoff D.J., 2005. A spatially dynamic simulation of climate change, harvesting, wind, and tree species migration and projected changes to forest composition and biomass in northern Wisconsin, USA. *Global Change Biology* (11), 307-321.
- Schulze E.-D., Beck E. and Müller-Hohenstein K., 2005. *Plant Ecology*. Springer, Berlin/Heidelberg. P 669.
- Schwartz M.D., 2003. *Phenology : An integrative Environmental Science*. *Kluwer Academic Publishers*. P 332.
- Sensoy S., Demircan M. and Alan I., 2008. Trends in Turkey Climate Extreme Indices from 1971 to 2004. Turkish State Meteorological Service, P.O.Box: 401, Ankara, Turkey. *BALWOIS 2008 – Obrid, Republic of Macedonia – 27, 31 May 2008*

- Shugart H.H., 1990. Using ecosystem models to assess potential consequences of global climatic change. *Trends in Ecology & Evolution*, (5), 303-307.
- Sinclair T.R., 1986. Water and nitrogen limitations in soybean grain production I - Model development. *Field Crops Research* (15), 125-141
- Slonosky V. C., Jones P. D. and Davies T. D., 1999. Homogenization techniques for European monthly mean surface pressure series. *J. Climate* (12), 2658–2672.
- Sneyers R., 1975. Sur l'analyse statistique des séries d'observation. Note technique OMM n°143, 190p.
- Sneyers R., 1963. Sur la stabilité des séries climatologiques. *Recherche sur la zone aride, XX. Les changements de climat* (Actes du Colloque de Rome organisé par l'Unesco et l'O.M.M.), p. 38.
- Solomon S., Qin D., Manning M., Marquis M., Averyt K., Tignor M.M.B., Miller H.L.Jr. and Chen Z., 2007. Climate change: the physical science basis. Edition Cambridge Univ. Press. ISBN 978-0-521-70596-7. p 696 pages.
- Solow A. R., 1987. Testing for climate change: an application of the two-phase regression model. *J. Clim. Appl. Met.* (26), 1401–1405.
- Spaeth S.C. and Sinclair T.R., 1985. Linear increase in soybean harvest index during seed-filling. *Agron. J.* (77), 207-211.
- Sprenst P., 1967. Pratiques des statistiques non paramétriques. Paris : Inra éditions, p 375.
- Stöckle C.O., Martin S. and Campbell G.S., 1994. CropSyst, a cropping systems model: water/nitrogen budgets and crop yield. *Agric. Syst.* (46), 335-359.
- Storch H.v and Zwiers F.W., 2003. Statistical Analysis in Climate Research. Edition Cambridge University Press (Virtual Publishing). ISBN 0 521 45071. p 495 pages.
- Stott P. A., Stone D. A. and Allen M. R., 2004. Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature*, (432), 610, doi: 10.1038/nature03089.
- Taiz L. and Zeiger E., 2002. Plant Physiology Sinauer Associates, Inc., Sunderland. P 459.
- Takemura T., Yoko T., Tokuta Y., Toru N., Tatsuya N. and Teruyuki N., 2006. Time evolutions of various radiative forcings for the past 150 years estimated by a general circulation model, *Geophys Res Lett*, (33), L19705.
- Thompson K., Grime J.P., and Mason G., 1977. Seed-Germination in Response to Diurnal Fluctuations of Temperature. *Nature*, (267), 147-149.
- Thorhallsdottir T.E., 1998. Flowering phenology in the central highland of Iceland and implications for climatic warming in the Arctic. *Oecologia*, (114), 43-49.
- Thuiller W., Lavorel S., Araujo M.B., Sykes M.T., Prentice I.C., 2005. Climate change threats to plant diversity in Europe. *PNAS* (102), 8245–8250.
- Thyer M. and Kuczera G., 2000. Modelling long term persistence in hydro-climatic time series using a hidden state Markov model, *Water Resources Research*, 36(11): 3301-3310.
- Thyer M. et Kuczera G., 2003a. A hidden Markov model for modelling long-term persistence in multi-site rainfall time series 1, *Journal of Hydrology*, (275), 12-26.
- Thyer M. et Kuczera G., 2003b. A hidden Markov model for modelling long-term persistence in multi-site rainfall time series Real data analysis, *Journal of Hydrology*, (275), 27-48.
- Timothy A., Forster P.M. and Gregory J.M., 2009. A Surface Energy Perspective on Climate Change, *J Clim*, 22(10), 2557.

- Touchan R., Xoplaki E., Funkhouser G., Luterbacher J., Hughes M. K., Erkan N., Akkemik U. and Stephan J., 2005. Reconstructions of spring/summer precipitation for the Eastern Mediterranean from tree-ring widths and its connection to large-scale atmospheric circulation, *Clim. Dyn.*, doi: 10.1007/s00382-005-0016-5.
- Tourino-Soto I., 2001. Capacité de STICS à prévoir le rendement dans une parcelle de blé d'hiver: étude des effets liés à la variabilité des conditions de sol, Rapport de DEA Biosphère continentale: sols, écosystèmes, atmosphère, Université Paris. France.
- Trigo I. F., Davies T. D. and Bigg G.R., 2000. Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones. *Geophys. Res. Lett.*, (27), 2913–2916.
- Trigo R. M., Garcia-Herrera R., Diaz J., Trigo I. F. and Valente A., 2005. How exceptional was the early August 2003 heatwave in France. *Geophys. Res. Lett.*, (32), L10701, doi:10.1029/2005GL022410.
- Trigo R. M., Pozo-Vazquez D., Osborn T. J., Castro-Diez Y., Gamiz-Fortis S. and Esteban-Parra M. J., 2004. North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.*, (24), 925–944.
- Tsimplis M. N. and Baker T. F., 2000. Sea level drop in the Mediterranean Sea: an indicator of deep water salinity and temperature changes. *Geophys. Res. Lett.*, (27), 1731–1734.
- Turan M. and Sezen S., 2007. Effect of salt stress on plant nutrition uptake. University of Atatürk, Faculty of Agriculture, Turkey. P 29.
- Ulbrich U. and Christoph M., 1999. A shift in the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas. *Clim. Dyn.*, (15), 551–559.
- Van Ittersum M.K., Leffelaar P.A., van Keulen H., Kropff M.J., Bastiaans L. and Goudriaan J., 2002. On approaches and applications of the Wageningen crop models. *European Journal of Agronomy* (18), 201-234
- Vandiepenbeeck M., 1995. Practice climate change detection in the case of a special alternative to randomness, Proceedings of the 6th International Meeting on Statistical Climatology, University College Galway, Ireland, 5- 8
- Vetaas O.R., 2002. Realized and potential climate niches: a comparison of four Rhododendron tree species. *Journal of Biogeography*, (29), 545-554.
- Vitousek P. M., Mooney H. A., Lubchenco J. and Melillo J. M., 1997. Human domination of Earth's ecosystems. *Science* (277), 494-499.
- Vitousek P.M., 1994. Beyond global warming: ecology and global change. *Ecology*, (75), 1861-1876.
- Wallach D., Goffinet B., Bergez J-E., Debaeke P., Leenhardt J-N.A.D., 2002. The effect of parameter uncertainty on a model with adjusted parameters. *Agronomie* (22), 159-170.
- Walther G.-R., Post E., Convey P., Menzel A., Parmesan C., Beebee T.J.C., Fromentin J.-M., Hoegh-Guldberg O. and Bairlein F., 2002. Ecological responses to recent climate change. *Nature*, (416), 389-395.
- Wang X.L., 2003. Comments on "Detection of undocumented changepoints: a revision of the two-phase regression model". *J. Climate* (16), 3383–3385.
- Wang X.L., 2007b. Accounting for autocorrelation in detecting mean-shifts in climate data series using the penalized maximal *t* or *F* test. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, accepté.
- Wang X.L. and Feng Y., 2004. RHTest User manual. Available from <http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/RHTestUserManual.doc>.
- Warner T.T., 2004. Desert Meteorology. Ed Cambridge University Press. p 612 pages.

- Watson D.J., 1947. Comparative physiological studies in the growth of field crops. I.- Variation in net assimilation rate and leaf area between species and varieties, and within and between years, *Ann. Bot.*, (11) 41-76.
- Williams J.R., Jones C.A. and Dyke P.T., 1984. A modeling approach to determining the relationship between erosion and soil productivity, *Transactions of the ASAE* (27) 129-144.
- Xoplaki E., 2002. Climate variability over the Mediterranean. PhD Thesis, University of Bern, Switzerland. Available through: http://sinus.unibe.ch/klimet/docs/phd_xoplaki.pdf.
- Xoplaki E., Gonzalez-Rouco F.J., Luterbacher J. and Wanner H., 2003. Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Clim. Dyn.*, 20, 723–739, doi: 10.1007/s00382-003–0304-x.
- Xoplaki E., Gonzalez-Rouco F.J., Luterbacher J. and Wanner H., 2004. Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics. *Clim. Dyn.*, 23, 63–78, doi: 10.1007/s00382-004–0422-0.
- Xoplaki E., Luterbacher J., Paeth H., Dietrich D., Steiner N., Grosjean M. and Wanner H., 2005. European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L15713, doi: 10.1029/2005GL023424.
- Zhang X. et al., 2005, Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003, *J. Geophys. Res.*, 110, D22104, doi: 10.1029/2005JD006181.
- Zhang X., Vincent L.A., Hogg W.D. and Nitssoo A., 2000. Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th century. *Atmos. Ocean*, (38), 395–429.
- Ziv B., Saaroni H. and Alpert P., 2004. The factors governing the summer regime of the Eastern Mediterranean. *Int. J. Clim.*, (24), 1859–1871.