

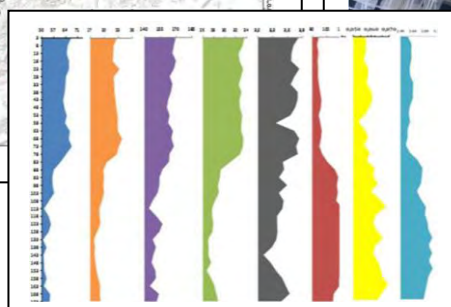
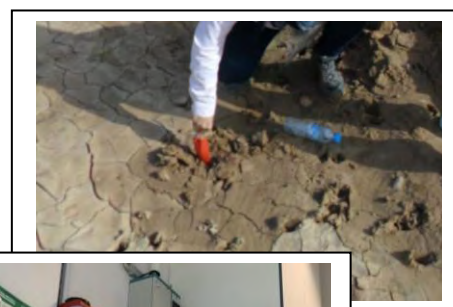
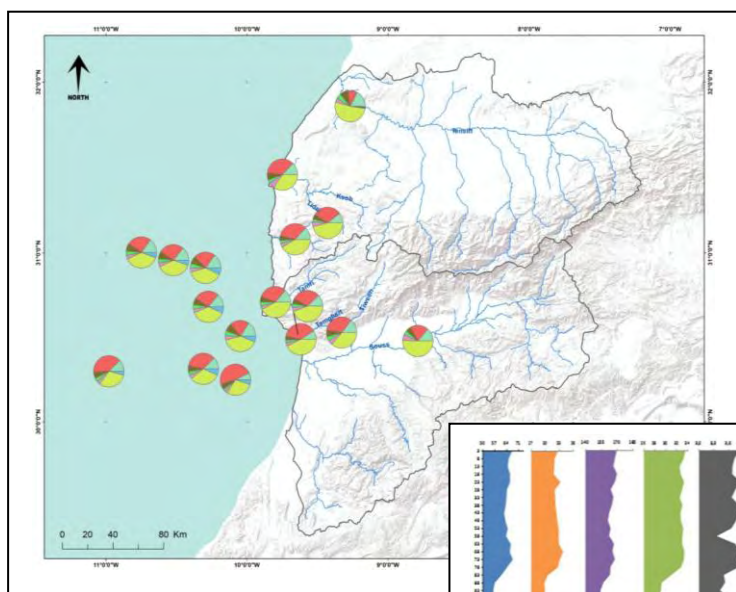
**Thèse de doctorat de l'université
Sultan Moulay Slimane**

Centre doctoral des Lettres et des
Sciences Humaines

Formation :
Dynamique des Paysages et Patrimoine

Discipline : Géographie Physique

**Vers une meilleure compréhension de l'évolution du climat
actuel et ancien (2000 ans) dans le sud-ouest du Maroc :
approche statistique, sédimentologique et géochimique
(Cas du bassin de Tensift, de Souss-Massa, et de la côte atlantique, Maroc)**



**Préparée par :
Jawad EL HAWARI**

**Sous la direction de :
Pr. Mohamed EL GHACHI**

2021-2022

Je dédie ce travail

A

La mémoire de mon cher père

*Ma très chère mère : Sans elle rien n'aurais pu être
fait*

Ma chère épouse

Mes chères sœurs et mon cher frère

Aux êtres qui me sont les plus chers

Jawad

REMERCIEMENTS

A la fin de ce travail, il m'est agréable de remercier de nombreuses personnes qui grâce à leur aide, ce travail a pu voir le jour :

Je remercie en premier lieu, Pr. Mohamed El GHACHI, qui m'a fait confiance en acceptant de m'encadrer. Je suis ravie d'avoir travaillé en sa compagnie, il a toujours été là pour me soutenir et me conseiller au cours de l'élaboration de ce travail. Je suis persuadée de sa sympathie, de sa gentillesse et de ses qualités humaines. Je le remercie vivement de sa patience avec moi au cours de mes années de la thèse et je lui exprime ma profonde gratitude.

Je remercie vivement les membres du projet « ECHO » : les Professeurs du département de la géographie-FLSH Béni Mellal-Maroc : Pr. Yahia EL KHALKI, Pr. Hanan REDAD, Pr. Mohamed El GHACHI, Pr. Abdellatif HAFID. Les Professeurs du centre MURUM-Allemand : Pr. Ilham BOUIMETARHAN, Pr. Martin KOELLING et Pr. Jeroen GROENEVELD qui m'ont accueilli dans leur laboratoire dans le cadre du projet ECHO, m'ont réservé des moments précieux de discussion et m'ont facilité toutes les conditions pour mener une partie de ce travail à bien. Je les remercie infiniment pour leur disponibilité et leur sympathie.

Un grand merci aux deux responsables du projet « ECHO », le Pr. Ilham BOUIMETARHAN (MURUM-Allemand) et Pr. Hanan REDAD (département de la géographie-Flsh Béni Mellal-Maroc).

Un grand merci également à Pr. Martin KOELLING pour la mise en place de la technique XRF. J'ai très apprécié travailler avec lui de par sa rigueur et sa gentillesse. Merci aussi à Jeroen GROENEVELD qui, après avoir découvert les foraminifères, a pris la suite du laboratoire.

Je remercie également l'organisme ayant fourni les données sur lesquelles reposent ces travaux de thèse : Centre MURUM, Agence Hydraulique du bassin de Tensift et de Souss-Massa.

Je tiens tout particulièrement à remercier le professeur Touria et Pr. Halim qui m'ont aidé et m'encouragé.

Mes remerciements seraient incomplets sans exprimer ma profonde reconnaissance à mes parents sans lesquels ce travail n'aurait pas vu le jour. Je les remercie de m'avoir encouragé à mener cette aventure et pour leur soutien tout au long de ma vie. Je les remercie d'avoir été à mes côtés à chaque instant et surtout durant les moments difficiles. Je les remercie d'être les merveilleux parents qu'ils sont. Les mots ne peuvent exprimer mes sentiments envers eux, Dieu seul peut les récompenser. Je remercie également ma femme, mon frère Nour-Eddine et mes sœurs Bouchra et Fatiha d'avoir été à mes côtés durant cette période et de m'avoir soutenu.

J'exprime tous mes remerciements à l'ensemble des amies et collègues qui m'ont aidé et pour avoir entretenu une ambiance conviviale.

Jawad

RÉSUMÉ

Le changement climatique aujourd'hui soulève des questions quant à la dynamique des variations climatiques et aux impacts qu'elles pourraient avoir sur notre monde. Dans ce contexte, le Maroc, vu sa position géographique, reste l'un des pays les plus vulnérables aux effets néfastes du changement climatique. Ce dernier devient sans aucun doute un sujet de grande préoccupation du pouvoir public au Maroc comme dans toutes les régions du globe.

Le choix du domaine d'étude se justifie par le fait que le sud-ouest du Maroc est également subi aux événements extrêmes, désertifications, de la succession des années de sécheresse, dégradation des terres et stresse socio-économique due au changement climatique. D'autre part, les études sur le climat marocain et les changements environnementaux ont principalement focalisés sur les régions du nord du pays, à l'inverse, les études sur le sud-ouest du Maroc restent rares et largement inconnues. La zone d'étude qui fait partie du sud-ouest du Maroc est constituée de deux parties, une partie continentale (bassin versant de Tensift et de Souss-Massa) et une partie marine (la côte atlantique marocaine entre 30°-32°N et 7.2°-11.4°W).

Le présent travail a été réalisé dans le but d'une contribution à la meilleure compréhension du climat actuel et de leur variabilité saisonnière et interannuelle pendant quarante-huit ans, et l'extraction des extrêmes climatiques dans deux grandes régions du Maroc. D'autre part cette étude vise à retracer l'histoire du climat du Sud-ouest du Maroc et donc fournir des informations sur les changements climatiques et océaniques au cours des derniers 2000 ans. De plus, cette étude tente également de souligner l'importance des outils utilisés dans l'étude du climat, en particulier dans les zones où il est difficile d'obtenir des informations précises sur les éléments du climat.

L'approche adoptée dans cette étude s'est concentrée sur trois moteurs, un moteur statistique, en utilisant des séries climatiques reconstruites à partir des données instrumentales enregistrées par les stations de mesures (1968-2015) et un moteur sédimentologique et géochimique, en analysant des indicateurs (proxy) tirés d'enregistrements marins et continentaux.

L'étude de l'évolution climatique actuelle, montre que les zones d'étude ont des climats sensiblement similaires. Des tendances générales à la hausse des températures extrêmes et à la baisse des événements froids au cours des saisons chaude et froide sont observées. En outre, l'étude des indices de la sécheresse a montré également des liaisons statistiquement significatives avec l'évolution des régimes thermiques et pluviométriques au sein des zones d'étude.

Par ailleurs, ce travail apporte de nouvelles informations sur le changement climatique passé au sud-ouest du Maroc. Une analyse géochimique des sédiments de la carotte sédimentaire GeoB8601-3 récupérée au large du Maroc documente une augmentation abrupte de l'humidité entre ± 1191 et 1034 AP ans avant le présent (AP). Cette période peut être reconnue comme une période de transition aride/humide au sud-ouest du Maroc. De plus, cette période peut être caractérisée par une augmentation de ruissellement continental interrompu par de courts épisodes secs, est clairement reflété par les fluctuations de l'apport terrigène au large du sud-ouest du Maroc. Ça pourrait aussi expliquer par des effets locaux dans un paysage montagneux, puisque

cet enregistrement provient de l'océan et que les sédiments sont dérivés à la fois des montagnes de l'Atlas et du désert saharien. On note ici que la variabilité climatique observée dans nos enregistrements est plus représentative et est cohérente avec les enregistrements paléoclimatiques et paléohydrologiques à l'intérieur de notre domaine d'étude.

Cette étude a produit des résultats importants à l'échelle régionale et locale. D'après les preuves présentées dans cette étude, il est possible de classer le sud-ouest du Maroc en fonction de sa vulnérabilité climatique passée, puis d'évaluer la sensibilité/résilience aux impacts futurs. Par conséquent, la gestion et l'atténuation de la dégradation des terres et des écosystèmes dans ces régions doivent tenir compte de la longue histoire du changement climatique afin d'établir les données de références sur les écosystèmes et la résilience des écosystèmes.

Mots clés : *Sud-ouest du Maroc, Climat actuel et passé, Sédiments continentaux et marins, Analyse statistique et géochimique, Apports terrigènes, Changement climatique.*

Abstract

Climate change today raises questions about the dynamics of climate variations and the impacts they could have on our world. In this context, Morocco, given its geographical position, remains one of the countries most vulnerable to the adverse effects of climate change. The latter is undoubtedly becoming a matter of great concern for the public authorities in Morocco, as in all regions of the globe.

The choice of the field of study is justified by the fact that the south-west of Morocco is also subjected to extreme events, desertification, succession of years of drought, land degradation and socio-economic stress due to climate change. On the other hand, studies on the Moroccan climate and environmental changes have mainly focused on the northern regions of the country; in contrast, studies on the south-west of Morocco remain rare and largely unknown. The study area that is part of the south-west of Morocco consists of two parts, a continental part (Tensift and Souss-Massa catchment area) and a marine part (the Moroccan Atlantic coast between 30°-32°N and 7.2°-11.4°W).

The present work was carried out with the aim of contributing to a better understanding of the current climate and their seasonal and interannual variability for forty-eight years, and the extraction of climate extremes in two major regions of Morocco. On the other hand, this study aims to trace the history of the climate of southwestern Morocco and therefore provide information on climate and oceanic changes over the last 2000 years. In addition, this study also tries to emphasize the importance of the tools used in the study of climate, especially in areas where it is difficult to obtain accurate information about the elements of the climate.

The approach adopted in this study focused on three sources, a statistical source, using climate series reconstructed from instrumental data recorded by measurement stations (1968-2015) and a sedimentological and geochemical source, analyzing indicators (proxy) from marine and continental records.

The study of current climate change shows that the study areas have substantially similar climates. General trends of increasing extreme temperatures and decreasing cold events in the hot and cold seasons are observed. In addition, the study of drought indices also showed statistically significant links with the evolution of thermal and rainfall regimes within the study areas.

In addition, this work provides new information on past climate change in the south-west of Morocco. A geochemical analysis of sediments from the GeoB8601-3 sedimentary core recovered off Morocco documents a steep increase in moisture between ± 1191 and 1034 BP years before the present (BP). This period can be recognized as a period of arid-wet transition in the south-west of Morocco. In addition, this period may be characterized by an increase in continental runoff interrupted by short dry episodes, are clearly reflected by fluctuations in the supply terrigen off the southwest of Morocco. This could also be explained by local effects in a mountainous landscape, since these deposits originate from the ocean and the sediments are derived from both the Atlas Mountains and the Saharan desert. We noted here, that the climatic

variability observed in our records is more representative and are consistent with the paleoclimatic and paleohydrological records within our field of study.

This study has produced important results at the regional and local level. Based on the evidence presented in this study, it is possible to classify southwestern Morocco according to past climate vulnerability and then assess the sensitivity/resilience to future impacts. Therefore, the management and mitigation of land degradation and ecosystems in these regions must take into account the long history of climate change in order to establish baseline data on ecosystems and ecosystem resilience.

Key words: *Southwest Morocco, Current and past climate, Continental and marine sediments, Statistical and geochemical analysis, Terrigenous inputs, Climate change.*

يثير تغير المناخ اليوم تساؤلات عديدة حول دينامية التغيرات المناخية والآثار التي يمكن أن تحدثها على كوكبنا. في هذا السياق، لا يزال المغرب، نظرا لموقعه الجغرافي، واحدا من أكثر البلدان تعرضا لآثار التغير المناخي. ومما لا شك فيه أيضا أن هذا الأخير أصبح مصدر قلق كبير للسلطات العامة بالمغرب كما هو الحال في جميع مناطق العالم.

يبرر اختيار مجال دراستنا حقيقة أن جنوب-غرب المغرب يتعرض أيضا لأحداث متطرفة، التصحر، وتتابع سنوات الجفاف، وتدهور الأراضي والضغط الديمغرافية والاقتصادية بسبب تغير المناخ. من ناحية أخرى، ركزت العديد من الدراسات السابقة حول المناخ المغربي والتغيرات البيئية بشكل رئيسي على المناطق الشمالية للبلاد، على العكس من ذلك، لا تزال الدراسات حول جنوب-غرب المغرب قليلة وغير معروفة إلى حد كبير. تتكون منطقة الدراسة التي هي جزء من جنوب-غرب المغرب من جزأين، جزء قاري (الحوض النهري لتانسيفت وسوس ماسة) وجزء بحري (الساحل الأطلسي المغربي بين 30° - 32° N و 7.2° - 11.4° W).

تم انجاز هذا العمل بهدف المساهمة في فهم أفضل للمناخ الحالي وتقلباته الموسمية والسنوية لمدة ثمانية وأربعين عاما، واستخراج فترات التطرف المناخي في منطقتين رئيسيتين في المغرب. من ناحية أخرى، تهدف هذه الدراسة إلى تتبع تاريخ مناخ جنوب-غرب المغرب، وبالتالي توفير معلومات عن التغيرات المناخية والمحيطية على مدار 2000 سنة الماضية. نحاول أيضا من خلال هذه الدراسة التأكيد على أهمية الأدوات المستخدمة في دراسة المناخ، خاصة في المناطق التي يصعب فيها الحصول على معلومات دقيقة حول عناصر المناخ.

ركزت المنهجية المعتمدة في هذه الدراسة على ثلاثة محركات رئيسية، محرك إحصائي، باستخدام سلسلة مناخية من البيانات التي سجلتها محطات القياس ما بين 1968-2015 بمجال الدراسة، ومحرك يعتمد على تحليل المؤشرات والعناصر الجيوكيميائي للتوضعات الرسوبية البحرية والقارية.

تظهر دراسة تغير المناخ الحالي أن مناطق الدراسة لها مناخات متشابهة إلى حد كبير. ويلاحظ أن الاتجاهات العامة نحو زيادة درجات الحرارة القصوى وانخفاض معدل الفترات الباردة. بالإضافة إلى ذلك، أظهرت دراسة مؤشرات الجفاف أيضا روابط ذات دلالة إحصائية مع تطور النظم الحرارية وهطول الأمطار داخل مناطق الدراسة.

وبالإضافة إلى كل ذلك، يوفر هذا العمل معلومات جديدة عن تغير المناخ في الماضي في جنوب-غرب المغرب. يوثق التحليل الجيوكيميائي للرواسب من موقع GeoB8601-3 المستخرجة من سواحل المغرب زيادة حادة في الرطوبة بين سنوات 1191 و 1034 قبل الحاضر. يمكن التعرف على هذه الفترة كفترة انتقالية (جافة/رطبة) في جنوب-غرب المغرب. علاوة على ذلك، يمكن أن نلاحظ أن هذه الفترة تميزت بزيادة في الجريان المائي السطحي القاري، وهو ما يفسر من خلال تزايد كمية التوضعات الرسوبية قبالة سواحل جنوب-غرب المغرب خاصة عند مصب كل من واد سوس وواد تانسيفت وروافدهما. ويمكن تفسير ذلك أيضا بالتأثيرات المحلية المرتبطة بالطبيعة الجبلية للمنطقة، حيث أن هذه الرواسب تنشأ من المحيط وتستمد الرواسب من كل من جبال الأطلس والصحراء. وتجدر الإشارة هنا إلى أن التقلبات المناخية في الماضي والتي لوحظت في سجلاتنا خلال هذه الدراسة هي أكثر تعبيراً وتتماشى أيضا مع العديد من السجلات المناخية القديمة المنجزة حول مجال دراستنا.

خلفت هذه الدراسة نتائج هامة على الصعيدين الإقليمي والمحلي. واستنادا إلى الأدلة المقدمة في هذه الدراسة، من الممكن تصنيف جنوب-غرب المغرب وفقا للهشاشة المناخية في السابق، ومن ثم تقييم الحساسية/المرونة للتأثيرات المستقبلية. ولذلك، فإن إدارة وتخفيف تدهور الأراضي والنظم الإيكولوجية في هذه المناطق يجب أن تأخذ بعين الاعتبار التاريخ الطويل لتغير المناخ من أجل وضع بيانات صحيحة عن النظم الإيكولوجية ومدى قدرة هذه النظم الإيكولوجية على الصمود.

الكلمات الرئيسية: جنوب-غرب المغرب، المناخ الحالي والقديم، الرواسب القارية والبحرية، التحليل الإحصائي والجيوكيميائي، التوضعات الرسوبية، تغير المناخ.

AVANT PROPOS

Cette thèse intitulée « *Vers une meilleure compréhension de l'évolution du climat actuel et ancien (2000ans) dans le sud-ouest du Maroc-Approche statistique, sédimentologique et géochimique : cas du bassin de Tensift, de Souss-Massa, et de la côte Atlantique Marocaine* » a été réalisée au sein du laboratoire de la dynamique des paysages, risques et patrimoine, le département de géographie à l'université Sultan Moulay Slimane, faculté des lettres et des sciences humaines-Béni Mellal. Sous la direction de Mn. EL GHACHI Mohamed, Professeur à la Faculté des lettres et sciences humaines de Béni Mellal. Une partie de cette thèse a été réalisé dans le cadre du projet ECHO « Environmental-Climate-Human interactions in Southern Morocco during the past 2000 years : inferences from hight-resolution marine records ». Ce projet s'inscrit dans le programme Morocco-allemand pour la recherche scientifique PMARS III financé par le BMBF (Bundesministeriums für Bildung und Forschung-Ministère Fédéral de l'Éducation et de la Recherche).

TABLE DES MATIERES

Remerciements.....	1
Résumé.....	2
Abstract.....	4
ملخص.....	6
Avant propos.....	7
Table des matières.....	10
Introduction générale.....	15
I. Contexte de l'étude : Projet ECHo et stage à l'université de Brême.....	18
II. Présentation du domaine d'étude.....	18
III. Problématique de l'étude.....	21
IV. Méthodes et approches de travail.....	22
V. Données utilisées.....	24
VI. Les difficultés spécifiques à ce travail.....	25
VII. Les objectifs de la thèse.....	26
VIII. Les hypothèses de la thèse.....	27
IX. Synthèse sur les études antérieures en climatologie et en paléoclimatologie dans le domaine d'étude.....	27
X. Mots clés de la thèse.....	28
XI. La structure de la thèse.....	29

Partie 1 : État des connaissances sur le domaine d'étude

Introduction.....	34
Chapitre 1 : Présentation générale des deux bassins versants et de la côte atlantique marocaine	
Introduction.....	35
Axe 1 : Les caractéristiques générales du domaine continental : le bassin versant de Tensift et de Souss-Massa.....	36
I. Contexte général des deux bassins versants.....	38
1. Le bassin versant de Tensift.....	38
2. Le bassin versant de Souss-Massa.....	39
II. Aperçu morphométriques des deux bassins versants : Tensift et Souss-Massa.....	40
1. Le bassin versant de Tensift.....	40
2. Le bassin versant de Souss-Massa.....	42
II. L'organisation du réseau hydrographique dans les deux bassins versants.....	45
1. Dans le bassin versant de Tensift.....	45
2. Dans le bassin versant de Souss-Massa.....	47
IV. Les caractéristiques géologiques des deux bassins versants.....	49
1. Le bassin versant de Tensift.....	49
2. Le bassin versant de Souss-Massa.....	51
a. Dans le versant nord d'Anti-Atlas.....	51
c. Dans la plaine du Souss.....	51
V. La végétation dans les deux bassins versants.....	53
1. Dans le bassin versant de Tensift.....	53
2. Dans le bassin versant de Souss-Massa.....	55
VI. Contexte climatique général des deux bassins versants.....	57
1. Contexte climatique général dans le bassin versant du Tensift.....	57
2. Contexte climatique général dans le bassin versant de Souss-Massa.....	58

Axe 2 : Description générale du domaine marin : la côte atlantique au sud-ouest du Maroc.....	60
I. La côte atlantique Marocaine : localisation et présentation.....	60
1. La topographie du plateau continental.....	62
2. La bathymétrie.....	63
3. La circulation océanique.....	63
II. Aperçu sur les courants généraux de la côte atlantique Marocaine.....	65
1. Courant des Canaries.....	65
2. Courants parallèles au trait de côte.....	66
Axe 3 : Les caractéristiques humaines des deux bassins versants.....	70
I. Le cadre administratif et démographique du bassin de Tensift.....	70
II. Aperçu sur les activités socio-économiques dans le bassin versant de Tensift.....	71
1. Agriculture et Élevage.....	71
2. Activité touristique.....	72
III. Contexte administratif et démographique du bassin de Souss-Massa.....	72
IV. Potentialités économiques dans le bassin de Souss-Massa.....	74
1. L'agriculture.....	74
2. Pêches maritimes.....	74
3. Activité touristique.....	75
Conclusion.....	77
Chapitre 2 : Comprendre le fonctionnement climatique du passé à l'actuel : cadre conceptuel, théorique et méthodologique	
Introduction.....	79
Axe 4 : Comprendre l'évolution du climat actuel : Cadre théorique.....	80
I. La notion de la variabilité climatique au changement climatique.....	80
1. Définition du Changement Climatique.....	80
II. Aperçu sur l'évolution du climat actuel à l'échelle globale.....	82
III. L'évolution des extrêmes climatiques actuels à l'échelle globale.....	84
IV. Le point sur l'évolution du climat actuel à l'échelle du Maroc.....	85
1. Caractérisation de la variabilité climatique récente au Maroc.....	86
2. L'évolution des changements climatiques récents observés au Maroc.....	86
3. Les principaux indices climatiques affectant le Maroc.....	87
Axe 5 : Enseignement scientifique sur les changements climatiques passés.....	92
I. Aperçu sur les changements climatiques au cours de l'holocène.....	92
1. Le contexte climatique général depuis derniers 20 000 ans.....	94
2. Le changement climatique au cours des derniers 2000 ans.....	94
II. Généralité sur les principales causes des changements climatiques de l'holocène.....	95
1. Le forçage orbital.....	95
2. Le forçage solaire.....	96
3. Le forçage volcanique.....	97
Axe 6 : Aperçu sur les méthodes d'observation du climat passé.....	99
I. Généralité sur les indices des variations climatiques passées : les archives du climat.....	99
1. Archives naturelles continentales.....	100
2. Archives naturelles marines.....	101
3. Archives glaciaires.....	103
II. Les enregistrements marins : En tant qu'archive palé-océanographique et paléo-climatique.....	104
1. La géochimie marine : les assemblages des foraminifères.....	105
Axe 7 : Matériels et méthodes adoptés dans cette thèse.....	110
I. Matériels et méthodes adoptés pour l'étude du climat récent (variabilité climatique).....	110
1. Les stations thermométriques.....	110

II. Matériels et méthodes adoptés pour l'étude paléoclimatique.....	112
1. Présentation du matériel d'étude.....	114
2. Techniques et méthodes d'analyses utilisées (méthode XRF et Mg/Ca)	117
2.3. Protocole d'analyse par la spectrométrie de fluorescence X.....	118
3. Contexte technique et analytique de la méthode Mg/Ca.....	119
III. Procédure de préparation et nettoyage des échantillons de foraminifères.....	122
b. Extraction des argiles	124
c. Extraction de la matière organique	125
d. Attaque à l'acide faible	125
e. Dissolution	126
f. Dilution	126
IV. Méthode de datation : Modèles d'âge de la carotte 8601-3 adopté.....	128
Conclusion.....	130
Conclusion de la première partie.....	131

Partie 2 : Le fonctionnement climatique actuel dans la zone d'étude (1968-2015) : compréhension et analyse

Introduction.....	133
Chapitre 3 : Les données climatiques : présentation des stations et critiques des données	
Introduction.....	135
Axe 8 : présentation des stations retenues.....	136
I. Présentation des stations pluviométriques retenus.....	136
II. Présentation des stations thermométriques retenus.....	136
III. Le choix des stations étudiées.....	137
IV. Le choix de la chronique étudiée.....	138
Axe 9 : critiques et homogénéisations des données climatiques.....	140
V. Le comblement des lacunes.....	140
VI. Analyse statistique d'homogénéité pluviométrique.....	141
1. Méthode de « CUSUM »	142
2. Méthodes statistiques utilisées.....	145
3. Interprétation des résultats des tests de rupture des stations du bassin versant de Tensift..	147
4. Interprétation des résultats des tests de rupture des stations du bassin versant de Souss-Massa.....	149
Conclusion.....	153
Chapitre 4 : Mise au point sur la variabilité climatique récente des bassins de Tensift et de Souss-Massa (1968-2015)	
Introduction.....	155
Axe 10 : les caractéristiques pluviométriques des bassins de Tensift et de Souss-Massa.....	156
I. Étude de l'évolution du climat récent dans les bassins versants de Tensift et de Souss-Massa.....	156
1. Spatialisation des précipitations pluviométriques annuelles dans le domaine d'étude.....	156
2. Les caractéristiques pluviométriques des bassins versants de Tensift et de Souss-Massa..	157
Axe 11 : les caractéristiques thermiques des bassins de Tensift et de Souss-Massa.....	167
II. La variabilité de la température dans le bassin versant de Tensift.....	167
1. La température à l'échelle annuelle dans le bassin versant de Tensift.....	167
2. La température à l'échelle mensuelle dans le bassin versant de Tensift.....	168
III. La variabilité de la température dans le bassin versant de Souss-Massa.....	169
1. La température à l'échelle annuelle dans le bassin versant de Souss-Massa.....	169
2. La température à l'échelle mensuelle dans le bassin versant de Souss-Massa.....	170

Axe 12 : Contribution à l'étude du bilan hydrique des bassins de Tensift et de Souss-Massa...	172
I. Bilan hydrique : Estimation de l'évapotranspiration (ETP et ETR)	172
II. Évapotranspiration : Aperçu globale.....	172
1. Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP)	173
2. Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR)	174
III. Interprétation des résultats du bilan hydrique.....	175
Conclusion.....	178
Chapitre 5 : Les extrêmes climatiques dans les bassins de Tensift et de Souss-Massa : extraction, analyse de la sécheresse climatique actuelle	
Introduction.....	180
Axe 13 : Caractérisation des occurrences de sécheresse dans les bassins de Tensift et de Souss-Massa.....	181
I. Généralités sur la sécheresse au Maroc.....	181
II. Les indices de la sécheresse utilisés.....	182
1. Indice de Rapport à la normale des précipitations (RN).....	183
2. Indice de l'écart à la moyenne (Em)	183
3. Indice normalisé (Standardisé) des précipitations (SPI).....	184
III. Analyse de la variabilité et calcul des indices de la sécheresse.....	185
IV. Analyse de la sécheresse annuelle dans le bassin versant de Tensift.....	185
1. Indice de rapport à la normale des précipitations (RN) des stations d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna.....	185
2. L'écart à la moyenne pour les trois stations d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna.....	186
3. L'indice de SPI des trois stations d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna	187
V. Analyse de la sécheresse annuelle dans le bassin versant de Souss-Massa.....	190
1. Indice de rapport à la normale des précipitations (RN) des trois stations d'Aoulouz, Taroudant et d'Agadir.....	190
2. Indice de l'écart à la moyenne des stations d'Aoulouz, Taroudant et d'Agadir.....	191
3. L'indice de SPI des trois stations d'Aoulouz, Taroudant et d'Agadir.....	192
Axe 14 : Corrélations des modes de téléconnexion de l'hémisphère nord avec l'indice de sécheresse (SPI) au sud-ouest du Maroc.....	196
I. Identification des modes de téléconnexion étudiés.....	197
II. L'oscillation Nord Atlantique (NAO)	197
1. Oscillation de la Méditerranée occidentale (WeMOI).....	198
2. Indice d'oscillation australe (SOI)	199
III. Corrélation et analyse de la variabilité des indices climatiques (modes de téléconnexion) en relation à l'indice de précipitations standardisé (SPI).	200
1. Bassin versant de Souss-Massa.....	201
2. Bassin versant de Tensift.....	203
Axe 15 : Le domaine d'étude face aux changements climatiques.....	206
I. Le bassin versant du Tensift.....	206
1. L'impact des changements climatiques sur les secteurs socio-économiques dans le bassin versant du Tensift.	206
II. Le bassin versant de Souss-Massa.....	207
1. L'impact des changements climatiques sur les secteurs socio-économiques dans le bassin de Souss-Massa.....	207
III. La côte atlantique Marocaine et le défi du changement climatique.....	209
Conclusion.....	211
Conclusion de la deuxième partie.....	212

Partie 3 : Les changements climatiques au cours des deux derniers millénaires au sud-ouest du Maroc

Introduction.....	215
Chapitre 6 : Apport de l'étude géochimique des sédiments de la surface continentale et marine du domaine d'étude : cartographie et analyse	
Introduction.....	217
Axe 16 : Les bassins de Tensift et de Souss-Massa : analyse de la variation géochimique spatiale et temporelle des sédiments de surface continentaux.....	219
I. La répartition spatiale des éléments majeurs et traces dans les sédiments continentaux.....	219
1. Échantillon ECHO 1-1.....	219
2. Échantillon ECHO 1-2	220
3. Échantillon ECHO 2-1	220
4. Échantillon ECHO 2-2	221
5. Échantillon ECHO 2-3	221
6. Échantillon ECHO 2-4.....	222
7. Échantillon ECHO 3-1	222
8. Échantillon ECHO 3-3	223
9. Échantillon ECHO 3-4	223
Axe 17 : La côte atlantique Marocaine : analyse de la variation géochimique spatiale et temporelle des sediments de surface marins.....	226
I. La répartition spatiale des éléments majeurs et traces dans les sédiments marins.....	226
1. Échantillon GéoB8606-2	226
2. Échantillon GéoB8607-2	226
3. Échantillon GéoB8604-3.....	227
4. Échantillon GéoB8601-3.....	227
5. Échantillon GéoB6009-1.....	228
6. Échantillon GéoB6011-2.....	228
7. Échantillon GéoB4210-2	229
8. Échantillon GéoB6010-1	229
Conclusion du chapitre 6.....	234
Chapitre 7 : Explication et interprétation des éléments géochimiques des sédiments de la surface marins au sud-ouest du Maroc : significations climatiques	
Introduction.....	236
Axe 18 : Généralités sur la distribution des sédiments marins : présentation et explication.....	238
I. Les sources des sédiments terrigènes au large des côtes au sud-ouest du Maroc.....	238
1. Les apports fluviaux.....	238
2. Les apports éoliens.....	239
II. Généralités sur la distribution des sédiments marins.....	240
Axe 19 : Analyse et interprétation des composants géochimiques en tant qu'indicateur du climat terrestre au sud-ouest du Maroc.....	242
I. Distribution des éléments géochimiques en tant que données indirectes du climat terrestre au sud-ouest du Maroc.....	242
II. Les rapports chimiques des sédiments marins représentent un autre traceur des apports terrestres.....	248
1. Distribution de fer/calcium (Fe/Ca) et potassium/calcium (K/Ca)	248
2. Distribution de potassium/aluminium (K/Al)	250
3. Distribution de titane/aluminium (Ti/Al)	250
4. Distribution de silicium/aluminium Si/Al.....	251
Conclusion du chapitre 7.....	255

Chapitre 8 : Contribution à la reconstitution du climat des deux derniers millénaires au sud-ouest du Maroc

Introduction.....	258
Axe 20 : La reconstitution des caractéristiques paléoclimatiques au sud-ouest du Maroc.....	260
I. Matériels et méthodes de ce travail.....	260
II. Les éléments géochimiques en tant qu'indicateur « proxy » du changement paléoclimatique au sud-ouest du Maroc.....	261
Axe 21 : Contribution à détermination des paléo-températures de l'océan au sud-ouest du Maroc à partir du rapport Mg/Ca des foraminifères.....	272
I. Généralités sur l'eau de l'océan à la côte Atlantique au sud-ouest du Maroc.....	274
II. Rapport Mg/Ca des foraminifères planctoniques comme indicateur «proxy» de paléo-température de l'océan au sud-ouest du Maroc.	275
1. Matériels et méthodes de ce travail.....	276
2. Caractérisation des températures de surface marine au sud-ouest du Maroc.....	278
3. Essaie de reconstituer des températures des eaux profondes au sud-ouest du Maroc au cours des 2000 dernières années à partir du rapport Mg/Ca des foraminifères (G.buloides).....	280
Axe 22 : Discussion et interprétation.....	284
I. Comparaison des résultats XRF et Mg/Ca de cette étude et des autres enregistrements climatiques au large du sud-ouest du Maroc.	284
1. Premier scénario : changement de climat/précipitations.....	288
2. Deuxième scénario : changement d'occupation des sols (Facteur anthropique).....	291
Conclusion de la troisième partie.....	296
Conclusion et perspectives.....	298
Table des figures.....	301
Table des tableaux.....	306
Références bibliographiques.....	308

INTRODUCTION GÉNÉRALE

**PROBLÉMATIQUE, OBJECTIFS, MÉTHODES,
APPROCHES ET CONTEXTE DE L'ÉTUDE**

INTRODUCTION

Tout au long de l'histoire de la terre, le climat de notre planète varie selon les époques et les lieux (Ladurie, 2004). Ces changements sont généralement observés sur de longues périodes et permettent d'atténuer la perception de l'homme sur le climat. Cependant, depuis le milieu du 19^{ème} siècle, nous assistons à une accélération de ces changements et à l'apparition de véritables crises du climat (White, 2014). Ces observations ont amené l'homme à s'interroger sur la réalité de ces changements, leurs causes, leur devenir et plus encore sur leurs impacts immédiats et lointains sur les modes de vie, les écosystèmes et l'économie. Face à ces diverses interrogations, les scientifiques ont apporté des réponses, qui restent encore aujourd'hui partielles et sujettes aux controverses. Malgré cela, notre compréhension du système climatique s'affine de plus en plus, au point de générer certaines certitudes (Bolzano, 1994). Ces changements climatiques sont devenus aujourd'hui un thème d'actualité majeur à la fois dans les débats scientifiques mais aussi politiques et économiques, aussi un domaine d'études et de recherches prioritaire à l'échelle internationale vu leurs impacts étendus sur les différents secteurs socioéconomiques des pays. Le changement climatique global donc soulève des questions quant à la dynamique des variations climatiques et aux impacts qu'elles pourraient avoir sur notre monde. Une meilleure compréhension des variations climatiques dans le passé est donc nécessaire.

Si le changement climatique demeure un sujet de discussions et de controverses, il demeure une notion très difficile à définir de par la complexité et les incertitudes tant spatiales que temporelles qu'il recouvre. Malgré cela, il est possible de définir trois niveaux d'acceptation :

- ❖ Selon les météorologues et les climatologues : le changement climatique c'est lorsque « *le climat global de la Terre ou l'ensemble des climats régionaux subissent une modification durable sur une durée de dix ans* » ;
- ❖ Selon la Convention Cadre des Nations-Unies sur les changements climatiques (CCNUCC, 1998) : son article I, 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 des périodes comparables* ».
- ❖ Selon le Groupe des experts Intergouvernementaux sur l'Évolution du Climat (GIEC, 2001) : les changements climatiques sont « *des variations statistiques indicatives de l'état 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 des variations anthropiques de la composition de l'atmosphère ou de l'utilisation des sols* ».

Avec le début de l'industrialisation, vers le milieu du 18^{ème} siècle, l'impact de la pollution atmosphérique et l'augmentation des Gaz à Effet de Serre ont conduit progressivement à des changements, à grande échelle, du forçage radiatif sur le système climatique mondial (Crutzen, 2002). Durant les dernières décennies, le débat sur le climat et ses changements s'est diffusé d'une manière sporadique dans la communauté scientifique internationale. Le dernier rapport du Groupe d'Experts Intergouvernementale sur l'Évolution du Climat (GIEC) paru en 2014 a démontré que la tendance linéaire du réchauffement entre 1880 et 2012 a été en

moyenne de 0.85°C, augmentation majoritairement enregistrée au cours des trois dernières décennies, successivement plus chaude l'une après l'autre. Depuis le rapport de 2007 du GIEC, l'influence des activités anthropiques sur le réchauffement postindustriel a été démontrée. Ces récents constats justifient les craintes des climatologues concernant le climat futur et ses impacts possibles sur les sociétés humaines et les poussent à développer de nouvelles méthodes et techniques pour pouvoir résoudre la grande énigme climatique.

Les perturbations du système climatique mondial, initialement prévues par les scientifiques pour la fin du 21^{ème} siècle sévissent déjà dans plusieurs régions du monde : ouragans et tempêtes dévastateurs, sécheresses persistantes et montée du niveau de la mer, frappent tour à tour de nombreuses populations de par le monde (Cléroux, 2007). Dans tous les pays de la Méditerranée, situés en zone subtropicale, la pluviométrie est le paramètre climatique dominant, étant d'une part, généralement insuffisante, et d'autre part, beaucoup plus variable que la température (Bolle, 2002). Généralement, le changement climatique entraînera le déplacement des zones climatiques et la modification des régimes pluviométriques (GIEC, 2007). Par ailleurs, durant ces dernières décennies, le prolongement des épisodes secs est devenu une réalité dans cette partie du globe, notamment le Maroc (Sebbar et al, 2011).

Le Maroc, vue sa position géographique, reste l'un des pays les plus vulnérables aux effets néfastes des changements climatiques. Les premiers signes de changements climatiques se manifestent déjà au Maroc à travers à la fois les évolutions des températures et des précipitations. Le quatrième rapport du GIEC (Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'Évolution du Climat) prévoit une diminution au niveau des précipitations qui peut atteindre 20% pour la fin du siècle courant sur le Maroc. L'augmentation au niveau des températures est prévue d'atteindre 2,5 °C à 5,5°C suivant les mêmes scénarios du GIEC, (2007) vers la fin du siècle courant.

Le changement climatique devient sans aucun doute un sujet de grande préoccupation du pouvoir public au Maroc comme dans toutes les régions du globe. Notre pays ressent déjà, comme beaucoup de pays, l'impact de l'altération des régimes pluviométriques, de phénomènes météorologiques extrêmes et de la montée du niveau de la mer (GIEC, 2007).

Le Maroc reste influencé par une irrégularité annuelle et une variabilité interannuelle très marquées des précipitations et une hétérogénéité de leur distribution. L'alternance de séquences de forte hydraulité et de séquences de sécheresse d'intensité et de durée variables est également un trait dominant des régimes hydrologiques du pays, avec les conséquences associées sur les secteurs économiques clés (Driouech, 2010, Sebbar et al, 2012).

A l'instar d'autres régions du Maroc, le sud-ouest du Maroc (domaine d'étude) est soumis à des conditions naturelles et climatiques généralement assez sévères. La majeure partie de ses territoires étant situés dans des zones bioclimatiques difficiles. Son climat, semi-aride à aride, est influencé par trois principaux facteurs : le relief, la côte océanique et le Sahara. Dans cette région, le changement climatique se fait sentir depuis des années. Il se manifeste par des sécheresses plus fréquentes et plus longues et par des précipitations de plus en plus irrégulières par rapport à des observations de longue date (Gräbener, 2009). D'autre part, la zone côtière au sud-ouest du Maroc possède l'un des plus importants systèmes d'upwelling marin au monde avec forte productivité océanique. En effet, la variabilité climatique et son impact sur les écosystèmes et les populations humaines ont été largement étudié à l'échelle

régionale et mondiale. Comprendre les interactions passées entre l'homme, climat et l'environnement est essentiel pour caractériser la vulnérabilité des écosystèmes aux changements climatiques. Ici, c'est particulièrement important pour le sud-ouest du Maroc, cette région actuellement soumise à de sévères sécheresses, la désertification, la dégradation des terres, stress socio-économique, et la pression démographique. Toutefois, les études antérieures sur le climat Marocain et les changements environnementaux ont principalement focalisées sur les régions du nord du pays. Au contraire, l'histoire du climat et de l'environnement au sud-ouest du Maroc est presque inconnue.

L'éveil des consciences vis-à-vis de ces changements à venir, a été possible grâce au travail de la communauté scientifique spécialisée dans la reconstruction et la compréhension des événements climatiques passés, dans leur quantification, et dans la prévision des variations futures du climat. Par ailleurs, sans la présence des données météorologiques couvrant une large période et avec une forte résolution spatiale, c'est impossible de retracer l'histoire du climat et donc comprendre le climat futur, alors que les plus anciennes mesures météorologiques datent du début de 1700 en Europe. Pourtant, la paléoclimatologie est une science qui s'est développée rapidement et qui est capable, à partir de plusieurs sources de données (les sédiments marins et lacustres, les carottes de glace ...), de nous fournir des informations sur les conditions du climat passé (Bradley, 1999). Les données paléoclimatiques déterminées en utilisant les indicateurs climatiques "Proxies", sont reconnues par les gestionnaires des ressources naturelles, les autorités gouvernementales et les organisations internationales comme alternative permettant l'établissement d'une base de données sur le climat durant des millénaires afin de pouvoir, via leur analyse, de comprendre et évaluer les changements récents du climat. Bref, la reconstitution du paléoclimat permet la compréhension du changement climatique naturel avec le temps et la prédiction des scénarios climatiques futurs (Stine et al, 1998), ainsi que l'effet des activités anthropiques sur le climat.

L'importance de ce sujet réside dans la mise en lumière de l'un des problèmes scientifiques les plus controversés de notre époque, le changement climatique, pour ceux qui le considèrent comme le défi le plus important pour la vie humaine et ceux qui voient le sujet comme une industrie des médias qui vise à atteindre certains objectifs en comparant le climat au sud-ouest du Maroc entre des deux derniers millénaires et le temps présent (1968-2015). L'étude tente également de souligner l'importance des outils utilisés dans l'étude du climat, en particulier dans les zones où il est difficile d'obtenir des informations précises sur les éléments du climat.

À ce titre, dans ce travail, nous avons l'intention de caractériser le climat récent (entre 1968-2015), de reconstruire à haute résolution les changements climatiques et la température de l'océan au sud-ouest du Maroc au cours des derniers 2000 ans. D'une part, nous allons focaliser sur les données instrumentales enregistrées par les stations de mesure. D'autre part, on va essayer de caractériser le climat passé (les derniers 2000 ans) en se basant sur les données indirectes via l'utilisation des indicateurs climatiques ou «proxie». Les analyses géochimiques «multi-proxies» reposent sur la concentration des éléments majeurs et en traces des sédiments marins et sur le rapport entre certains éléments traces des données géochimiques (*rapport magnésium sur calcium, Mg/Ca*) dans la coquille (calcite) produites par espèces du phytoplancton marin (*foraminifères*) pour caractériser les variations passées du climat.

I. Contexte de l'étude : Projet ECHo et stage à l'université de Brême

Le présent travail s'inscrit dans le cadre de préparation d'une thèse à la FLSHBM département de géographie. À cet effet, un stage a été effectué en 2017 dans le cadre du projet ECHO 'Environnemental-Climate-Human interactions in Southern Morocco during the past 2000 years : inferences from high-resolution marine records'. Ce projet s'inscrit dans le programme Morocco-allemand pour la recherche scientifique PMARS III financé par le BMBF (Bundesministeriums für Bildung und Forschung - Ministère Fédéral de l'Éducation et de la Recherche).

Ce stage a été réalisé dans deux laboratoires (XRF pour mesurer la concentration des éléments chimiques et ICP pour mesurer le rapport Mg/Ca de la coquille de foraminifère *G.Bulloides*) de l'institut MARUM-Centre for Marine Environmental Sciences, c'est une institution de recherche de l'Université à Brême en Allemagne. Cette structure s'est spécialisée dans les trois domaines de recherche suivants :

- ✓ Océan et climat
- ✓ Interactions entre la géosphère et la biosphère
- ✓ Dynamique du fond marin

L'objectif général du projet ECHO est la reconstitution du changement climatique, hydrologique et de végétation durant les derniers 2000 ans. Et cela à l'aide d'une étude multi-proxys intégrant les résultats de nombreux paramètres qui vont permettre une reconstruction appropriée de l'histoire climatique, océanique (température de surface de la mer, productivité marine) et environnementale ainsi que de l'évolution de la végétation au cours des 2000 dernières années avec un accent particulier sur l'Argan endémique. Pour répondre à ces objectifs, notre choix s'est porté sur la région du sud-ouest du Maroc (bassin versant de Tensift, de Souss-Massa et la côte atlantique), l'une des zones les plus sensibles du Maroc.

II. Présentation du domaine d'étude

La zone d'étude qui fait partie du sud-ouest du Maroc est constituée de deux parties, une partie continentale (deux bassins versants : Tensift et Souss-Massa) et une partie marine près à l'embouchure de deux grands fleuves Tensift et Souss (la côte atlantique marocaine entre 30°-32°N et 7.2°-11.4°W) (fig.1).

- ✓ Le bassin versant du Tensift (B.V.T) est situé au centre du Maroc entre les latitudes 32° 10' et 30° 50' Nord et les longitudes 9° 25' et 7° 12' Ouest. Il s'étale sur une superficie d'environ 25.200 km², soit 3.5% de la superficie totale du Royaume. Il est limité au sud par la ligne de crête de la chaîne du Haut Atlas, au nord par le massif de petites montagnes nommées « Jbilet » avec des altitudes inférieures à 1000 mètres, à l'est par la ligne de partage des eaux, peu marquée, séparant le bassin du Tensift de celui du Tessaout, affluent d'Oum Er R'bia et à l'ouest par l'océan Atlantique où se situe son exutoire. Les altitudes sont donc très contrastées, jusqu'à 4167 mètres au Jbel Toubkal.
- ✓ Le bassin versant du Souss-Massa (B.V.S.M) est situé au sud-ouest du Maroc entre 7.5°-9.9°W et 29.3°-31.1°N, il s'étale sur une superficie d'environ 24.867 km², soit 3.49% de la superficie totale du Royaume. Du point de vue hydrogéographique, on peut subdiviser le bassin du Souss-Massa en trois parties successives: Une partie amont : entre le point culminant à l'est, le massif du Siroua (3000m), jusqu'à Aoulouz où l'oued

débouche sur la plaine par des gorges qui marquent la fin de son parcours montagneux, une partie moyenne entre Aoulouz et Taroudant ou la vallée forme comme un rectangle de 60 Km sur 20 et une partie avale jusqu'à l'embouchure. Sur cette partie, la vallée s'élargie davantage vers l'ouest, la bordure de l'Anti-Atlas se dirigeant droit au sud.

- ✓ La côte Atlantique Marocaine (C.A.M) est située au sud-ouest du Maroc entre 7.2°-11.4°W et 30°-32°N, elle est considérée comme une des régions les plus riches en ressources biologiques exploitables, classées, selon leurs caractéristiques bioécologiques et leur importance socio-économique, en trois catégories : ressources pélagiques, démersales et grands migrants. Cette richesse se manifeste aussi au niveau des petits pélagiques, elle est également caractérisée par la résurgence des eaux profondes, qui assure un apport en éléments minéraux favorisant la photosynthèse dans les eaux superficielles et, par suite, la production de l'ensemble du réseau trophique (INRH, 2014).

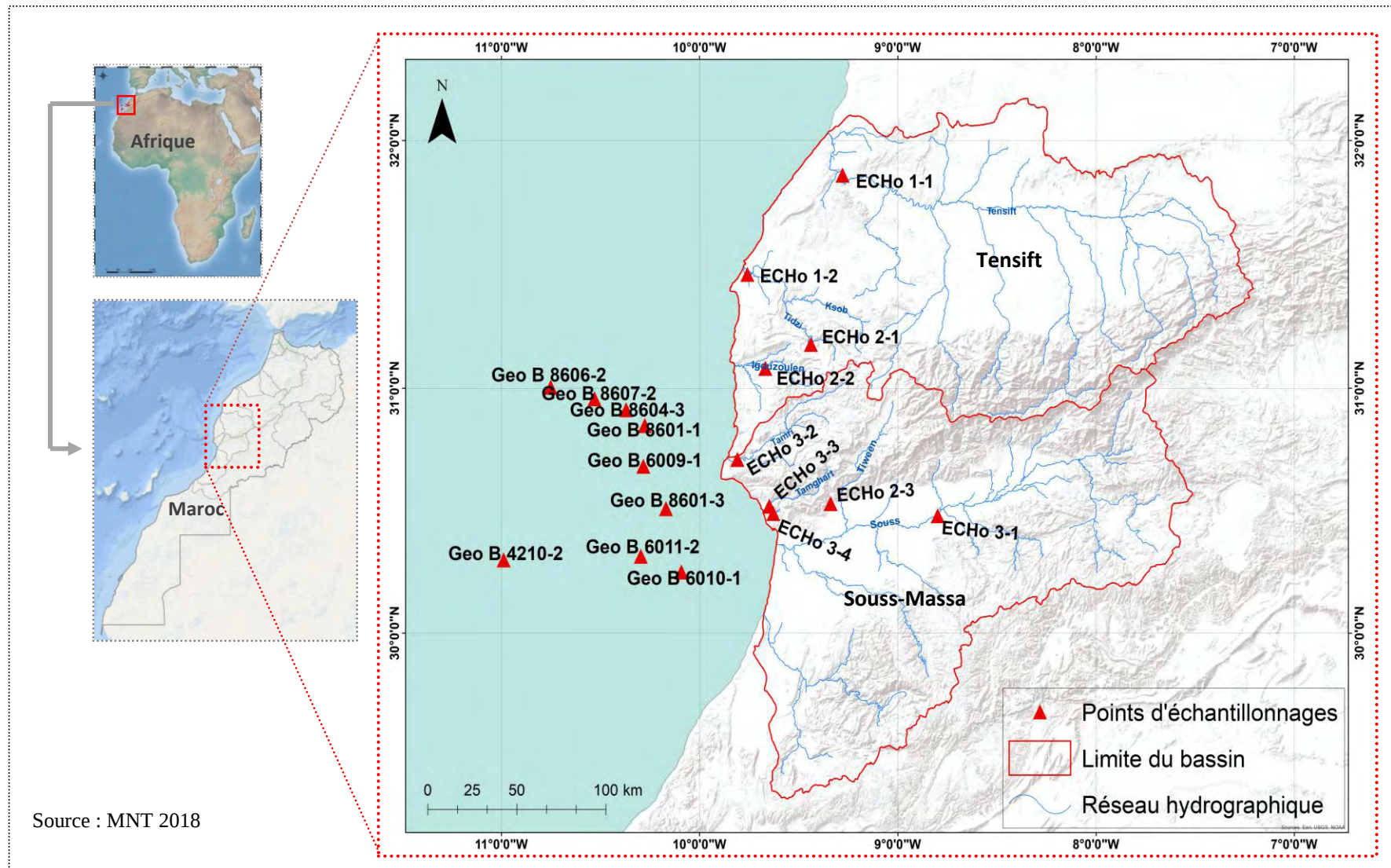


Figure 1 : Carte de localisation géographique des domaines d'étude.

Les choix de cette étude sur le sud-ouest du Maroc, s'expliquent par les raisons suivantes :

- ✓ Les études sur le climat marocain et les changements environnementaux ont principalement focalisés sur les régions du nord du pays, particulièrement sur les enregistrements des lacs du Moyen Atlas. Au contraire, les études sur le sud-ouest du Maroc restent rares et largement inconnues.
- ✓ Le sud-ouest du Maroc est généralement subi aux événements extrêmes, désertifications, dégradation des terres et la pression démographique due au changement climatique ;
- ✓ La zone côtière au sud-ouest du Maroc possède l'un des plus importants systèmes d'upwelling marin au monde avec forte productivité océanique de surface et l'influence de grandes quantités de dépôts de poussière saharienne apportant des nutriments dans l'océan.

III. Problématique de l'étude

Les changements climatiques influencent essentiellement les ressources en eau, l'agriculture, le fonctionnement des écosystèmes, l'environnement, l'économie la sécurité alimentaire et le développement social. Par exemple, de nombreux pays du bassin méditerranéen ont souffert de la sécheresse au cours des dernières décennies (la Turquie en 1973 et 1984, le Maroc de 1980 à 1985, la Grèce, l'Espagne, la Tunisie et le sud de l'Italie de 1988 à 1990, la France méditerranéenne en 1991 et 1992, l'Espagne et le Maroc de 1991 à 1995, et la Tunisie de 1993 à 1995) (Tsiourtis, 2001). Le Maroc est l'un des pays sud-méditerranéens appartenant au continent africain qui reste particulièrement vulnérable aux changements climatiques (Boko et al, 2007). Il est actuellement soumis à la désertification et la dégradation des terres (Mikesell, 1960), et susceptible de faire face à une variabilité climatique accrue, à des facteurs de stress socio-économiques et à la croissance démographique à l'avenir (Agoumi, 2003 ; Christensen et al, 2007). Les régions nord du pays ont fait essentiellement l'objet des études sur les changements climatiques, le paysage et la végétation. Les enregistrements lacustres du Moyen Atlas, au nord du Maroc, suggèrent des influences climatiques prédominantes sur la végétation et les niveaux des lacs à travers l'Holocène jusqu'à 3000-2000 ans avant le présent (AP) (Lamb et al, 1995, Cheddadi et al, 1998). Cependant, à partir de cette période, les indices de déforestation sont déduits des taux de pollen et de sédimentation (Lamb et al, 1999). De 1800 à 1000 AP, les taux de sédimentation augmentent davantage et des espèces adventices apparaissent, ce qui suggère une culture et une modification plus intensives du paysage. En revanche, l'histoire du climat du sud-ouest du pays est largement inconnue. C'est la raison pour laquelle, notre étude se concentre sur cette région, qui est parmi les zones les plus menacées par l'impact des changements climatiques. Plusieurs indices climatiques étudiés (Khamsi, 2014) ont montré des évolutions vers le réchauffement et la sécheresse dans ce bassin, notamment les indices des vagues de chaleur, du nombre annuel de jours chauds, des périodes de sécheresse...etc, Toutefois, ces indices ne renseignent que sur les évolutions à court terme et laisse une grande méconnaissance de la variabilité hydroclimatique à moyen et long terme. Pour combler cette lacune, il est nécessaire d'avoir un recours aux archives sédimentaires.

La problématique générale de cette étude est de retracer l'évolution du climat au sud-ouest du Maroc au cours des 2000 dernières années. En effet, nous essayerons, c'est le plus important la détermination des caractéristiques climatiques récents (1968-2015) dans les deux

bassins de Tensift et de Souss-Massa, et d'autre par, la détermination des caractéristiques climatiques passées depuis les derniers 2000 ans. À ce titre, Cette étude vise à fournir une meilleure compréhension de l'évolution des variables climatiques moyennes et extrêmes récents au sud-ouest du Maroc pour la période entre 1968-2015. Ainsi que, de reconstruire à haute résolution le changement climatique et la température de l'océan au sud-ouest du Maroc au cours des derniers 2000 ans, en se basant sur les paramètres géochimiques à haute résolution des sédiments marins (les éléments chimiques majeurs et en traces) et par la mesure de la concentration en éléments trace (le rapport Mg/Ca) dans les tests de foraminifères.

En résumé, la problématique d'étude s'articule autour de deux éléments essentiels : le climat récent et le climat passé.

À travers cette problématique, plusieurs questions surgissent :

- Quelles sont les implications climatiques de ces changements dans le sud-ouest du Maroc ?
- Peut-on observer des changements significatifs dans l'environnement et le comportement climatique dans les bassins versants du Tensift et du Souss-Massa au sud-ouest du Maroc ces trente dernières années ?
- Quel est l'impact des conditions de la surface des océans sur les écosystèmes terrestres et quels sont les signaux de précipitations trouvées sur les sédiments marins ?
- Quels changements climatiques et environnementaux au cours des 2000 dernières années dans un contexte du climat mondial et régional ?
- Y a-t-il eu des changements climatiques et environnementaux majeurs au sud-ouest du Maroc avant les derniers 2000 ans ?
- Les changements climatiques du 20^{ème} siècle et les changements actuels dans les précipitations sont-ils anormaux par rapport à les derniers 2000 ans ?

IV. Méthodes et approches de travail

Chaque problématique nécessite une méthode et approche de travail qui lui est adéquate et qui permettra par la suite d'atteindre les objectifs. Pour notre cas, on a opté pour une méthode et approche de travail au terrain par un choix de stations de prélèvement d'échantillons, un travail statistique et un travail au laboratoire : Analyse sédimentologique et géochimique de ces échantillons.

Nous allons traiter le sujet selon trois grands axes :

❖ Analyse statistique :

Afin de détecter l'évolution climatique récente et l'extraction des extrêmes climatiques dans le bassin versant de Tensift et de Souss-Massa au sud-ouest du Maroc, en se basant sur les données instrumentales enregistrées par les stations de mesures disponibles (*pour plus de détails, voir l'axe 8*).

❖ Travail du terrain : Prélèvement des échantillons :

Ce travail s'appuie sur le prélèvement des échantillons continentaux, ces échantillons prélevés près à l'exutoire des Oueds des deux bassins versants de Tensift et de Souss-Massa, et les observations du terrain qui permettent de fournir des sédiments continentaux et d'établir un diagnostic de la situation actuelle de la zone d'étude. Cette phase va nous permettre aussi

de prise des photos les plus explicatives dans les deux bassins versants Tensift et Souss-Massa.



Figure 2 : Photographies à exemplaire prises au terrain qui a été effectué en 2017 dans le bassin du Tensift et de Souss-Massa (travail de terrain, 2017).

❖ Analyse au laboratoire :

Les analyses au laboratoire qui a été effectuées à l'université de Brême en 2017 sont divisées en deux catégories selon les techniques à utiliser :

- Les analyses géochimiques utilisant le scanner XRF (Fluorescence de Rayons X) non destructif pour mesurer l'abondance et la concentration des éléments chimiques des échantillons (sédiments) étudiées. Dans cette étude, nous avons utilisé la méthode XRF pour déterminer la composition chimique de deux types de sédiments (continentaux et marins) (*pour plus de détails, voir l'axe 7*).
- Les analyses de rapport Mg/Ca de foraminifères genre de Globigerina Bulloides. L'utilisation du rapport des éléments chimiques magnésium/calcium de la calcite des tests de foraminifères marins, en tant que proxy de la température a bénéficié d'avancées significatives durant ces dernières années. En effets, la dépendance en température du rapport Mg/Ca des tests de foraminifères a conduit à son développement comme traceur de la température des eaux de surface ou de profondeur des océans (*pour plus de détails, voir l'axe 7*).



Figure 3 : Photographies à exemplaire de travail de laboratoire prises à l'université de Brême 2017.

V. Données utilisées

Les données instrumentales enregistrées par les stations de mesures sont considérées comme la source la plus fiable pour la détection de l'évolution climatique actuelle. Elles sont généralement disponibles à une haute résolution temporelle et servent souvent d'étalonnage et de paramètres d'entrée pour les reconstructions climatiques et les scénarios climatiques futurs.

Par ailleurs, les données qui permettent de caractériser l'état de l'environnement dans le passé et en particulier l'histoire climatique de la terre, sont préservées dans des archives naturelles (chaline, 1995). Les enregistrements paléoclimatiques par ordre chronologique, du plus ancien au plus récent. Cette approche a été choisie parce que le système climatique varie et change à toutes les échelles de temps, et que la compréhension des phénomènes les plus lents peut être pertinente pour les changements climatiques à courte échelle de temps.

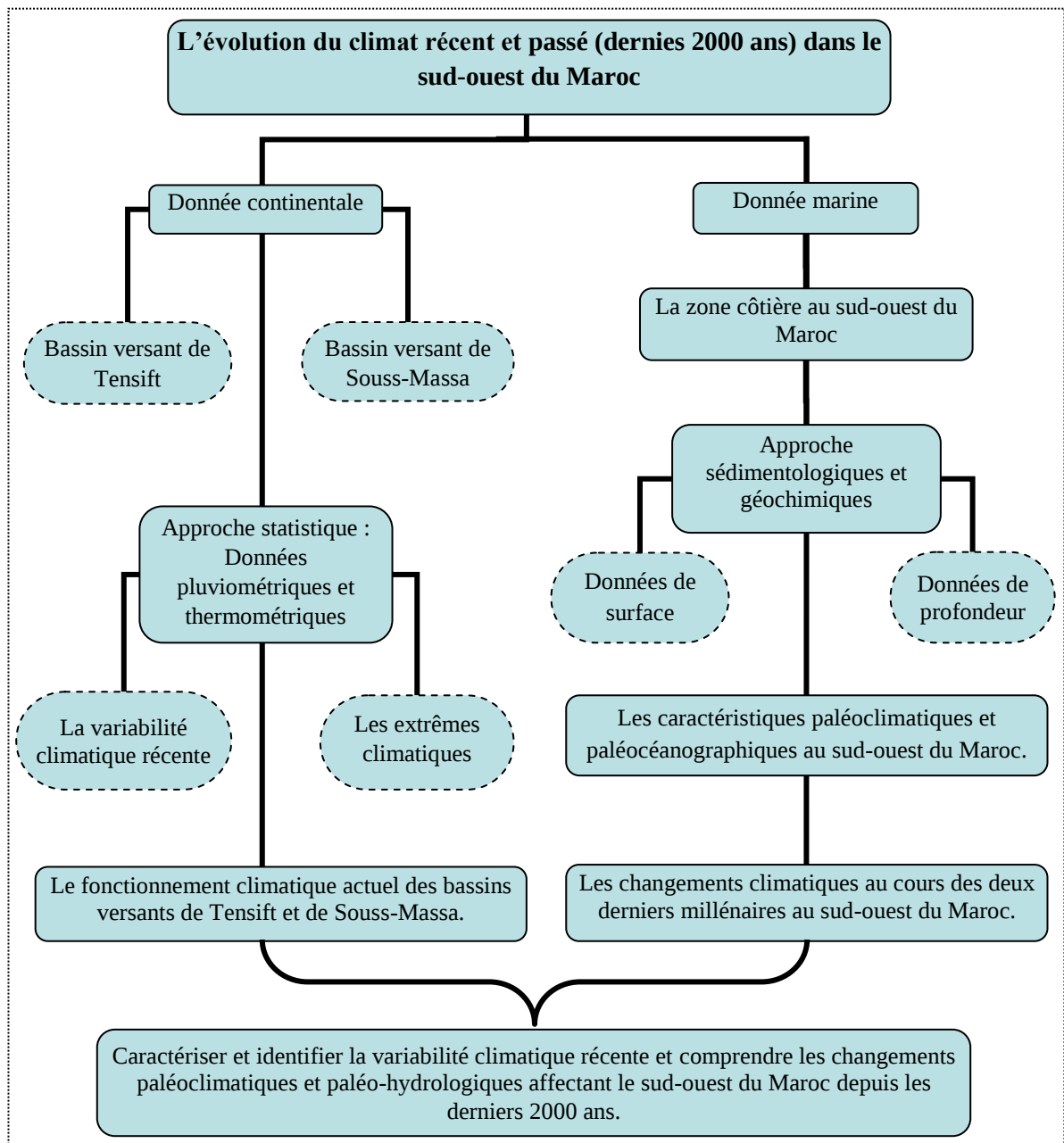


Figure 4 : Résumé de la méthode et de la démarche d'étude.

VI. Les difficultés spécifiques à ce travail

Toute recherche scientifique présente des difficultés qu'il faut surmonter pour pouvoir continuer. Ce travail s'est heurté à plusieurs difficultés, nous n'entrons pas dans les détails, mais les difficultés majeures qui méritent d'être soulignées sont :

- La première difficulté majeure est la non maîtrise parfaitement les techniques de travail géochimiques et sédimentologiques en particulier la technique XRF et ICP et l'interprétation de leurs résultats. Ce qui a nécessité beaucoup d'efforts et de temps, surtout au vu de la rareté des études et références sur ce sujet.
- La deuxième difficulté majeure est l'acquisition des données climatiques concernées auprès des différents services a été très difficile et a été chronophage. Signalons ici que l'accès à la donnée a pu s'apparenter à une véritable quête tant celle-ci (a du mal à sortir des administrations). Mais finalement à force de persévérances, en usant de

chemins détournés parfois, nous sommes parvenus à réunir des chroniques de données le plus souvent complètes et cohérentes dans l'ensemble.

- Une autre contrainte est liée à l'étendue du domaine d'étude qui s'étire sur deux bassins versants (Tensift et Souss-Massa).

VII. Les objectifs de la thèse

Dans le contexte actuel, la question des changements du climat est cruciale à l'échelle planétaire, afin de mieux comprendre la variabilité climatique, les conséquences des changements climatiques et la connaissance des fluctuations du cycle hydrologique dans le passé. Malheureusement, les connaissances scientifiques sur l'environnement, l'évolution des conditions hydrologiques et climatiques et ses relations avec les activités humaines au cours des derniers 2000 ans, sont encore très lacunaires au sud-ouest du Maroc.

Ce travail de thèse a essentiellement pour but de caractériser et d'identifier la variabilité climatique récente, et d'autre part, de mieux comprendre les changements paléoclimatiques affectant le sud-ouest du Maroc depuis les derniers 2000 ans, où la période de l'interaction réelle entre l'homme et l'environnement dans cette zone d'étude selon de nombreuses études. Il s'agit surtout de reconstituer les conditions climatiques et les températures de la surface marine passées (SST) à partir des paramètres géochimiques conservées dans les sédiments marins. En se basant sur les analyses multi-proxys à hautes résolutions, à partir de l'analyse croisée et complémentaire des géochimies-indicateurs terrestres et marine. Ces résultats peuvent ont permis de comprendre les mécanismes d'évolution climatique, d'estimer la succession de périodes climatiques (humide/chaude), de caractériser l'évolution des paysages terrestres et d'estimer les SST de derniers 2000 ans à la côte atlantique Marocaine.

Les objectifs spécifiques de ce travail de thèse sont :

- Étudier le changement climatique récent et les extrêmes météorologiques observés au niveau de la zone d'étude ;
- Cerner les périodes sèches et humides récentes au sud-ouest du Maroc et les facteurs qui ont contribué à ces tendances climatiques ;
- Fournir de nouvelles données pour comprendre le système climatique dans cette région du monde stratégiquement située ;
- Comprendre les événements climatiques passés pour cerner le contexte climatique actuel et futur et leur impact sur la zone d'étude ;
- Étudier les effets des indices climatiques (NAO, MO) sur la modulation des conditions climatiques dans les zones étudiées.
- Détecter et analyser l'évolution de la végétation et les changements de l'occupation du sol des dernières décennies au sud-ouest du Maroc.
- Analyser l'impact des activités humaines sur les écosystèmes au sud-ouest du Maroc dans le contexte de changement climatique ;
- Essayer d'étude et d'évaluer les effets des changements climatiques passés et actuels sur l'écosystème, l'environnement et l'homme dans la zone d'étude ;
- Cartographier et interpréter les résultats de la distribution spatiale des éléments chimiques ;

- L'évaluation des caractéristiques des sédiments marins pour le but de distinguer les apports éoliens et fluviaux dans la façade atlantique au sud-ouest du Maroc ;
- Étude les interactions entre l'océan et le continent au cours des derniers 2000 ans et leurs impacts ;
- Présenter une synthèse de principales variations climatiques qu'a connue au sud-ouest du Maroc au cours des derniers 2000 ans jusqu'à l'actuel.

VIII. Les hypothèses de la thèse

Cette thèse à pour objectif principal de vérifier un ensemble des hypothèses :

- A. Le sud-ouest du Maroc a connu des changements climatiques très significants au cours des derniers 2000 ans avec des impacts négatifs sur l'écosystème, l'environnement et l'homme ;
- B. Le sud-ouest du Maroc a connu des changements climatiques très significants au cours des derniers 2000 ans avec des impacts positifs sur l'écosystème, l'environnement et l'homme ;
- C. Le sud-ouest du Maroc n'a pas connu des changements climatiques au cours des 2000 dernières années.

IX. Synthèse sur les études antérieures en climatologie et en paléoclimatologie dans le domaine d'étude

La présente d'étude, couvre les 2000 dernières années et documente les changements climatiques et environnementaux au sud-ouest du Maroc. Ce domaine d'étude avait déjà fait l'objet des études préalables sur la variabilité climatique récente (Sebbar et al, 2012 ; Bridi et al, 2012 ; Ed-Daoudi, 2014 ; Zamrane et al, 2016) et sur les changements climatiques et océaniques anciennes (Cheddadi et al, 1998 ; Kuhlmann et al, 2004 ; Rebotim et al 2007 ; McGregor et al, 2007 et 2009 ; Morley et al. 2011 ; Janna Just 2012 ; Morley et al, 2014 ; El Frihmat et al, 2015 ; Zielhofer et al, 2017 ; Xueqin et al, 2019).

Ces dernières études, couvrant l'holocène, ont notamment mis en évidence des nouvelles approches pour caractériser et valider de manière croisée les propriétés multiparamétriques (fluviales et éoliennes) déposés à la marge continentale du sud du Maroc. Afin d'évaluer les changements climatiques, de température de surface marine et du signal de productivité de l'holocène, un ensemble de proxies isotopiques, géochimiques et micro-granulométriques ont été utilisé pour ces études. Les enregistrements climatiques de l'Holocène moyen et récent selon ces études montrent souvent un changement rapide en réponse au changement graduel de l'insolation orbitale. De plus, les événements et transitions climatiques marqués sont le résultat d'un processus de rétroaction positive qui propage et amplifie les événements climatiques. En effet, l'évaluation des caractéristiques multi-proxys des sédiments terrigènes est une étape essentielle dans l'objectif de distinguer et de quantifier les apports éoliens et fluviaux aux océans. La reconstruction de ces flux permet des reconstitutions paléoclimatiques, c'est-à-dire que des conditions plus arides sont reconstituées par un apport éolien plus important et des conditions plus humides par un apport fluvial plus important. Elle est donc, les caractéristiques des sédiments fluviaux et éoliens reflètent les conditions environnementales dans les zones sources et aussi les conditions physiques pendant le transport. Enfin, les travaux sur les processus de sédimentation et la distribution des

matériaux terrigènes, qui sont liées aux transports fluvial et éolien, indiquent une variabilité à l'échelle millénaire des processus de transport dominants sur le site d'investigation au large du sud du Maroc, ainsi que des périodes récurrentes de conditions sèches pendant l'holocène. L'enregistrement terrigène reflète des conditions généralement humides avant le dryas récent, au début et au milieu de l'holocène, ainsi qu'après 1300 AP. En revanche, le ruissellement continental était réduit et les conditions arides étaient prédominantes au début du Dryas récent et pendant l'holocène moyen et tardif.

Tous ces résultats ont motivé la réalisation d'autre nouvelle étude plus approfondie à pour objectif de caractériser la variabilité climatique actuelle à partir des données mesurées par les instruments et le changement climatique passé au sud-ouest du Maroc, une mission de carottage marin long (~167cm de sédiments) et de surface continentale a donc été utilisée pour le faire.

X. Mots clés de la thèse

Quelques définitions des termes utilisés :

- ❖ **Climat** : Au sens étroit du terme, climat désigne en général le « temps moyen », ou plus précisément une description statistique en termes de moyennes et de variabilité de grandeurs pertinentes sur des périodes allant de quelques mois à des milliers ou des millions d'années ([http : //www.clubdesargonautes.org/faq/climat1.php](http://www.clubdesargonautes.org/faq/climat1.php)). La période type est de 30 ans, d'après la définition de l'Organisation météorologique mondiale (OMM), ces quantités pertinentes sont le plus souvent des variables de surface telles que la température, les précipitations et le vent.
- ❖ **Variabilité climatique** : La caractéristique inhérente au climat qui se manifeste par des changements et déviations dans le temps. Le degré de variabilité climatique peut être décrit par les différences entre les valeurs moyennes à long terme des paramètres climatiques (pluie, température, humidité, durée des saisons) et des valeurs observées prises à différentes échelles temporelles et spatiales (UICN, 2011).
- ❖ **Changement climatique** : Changement de climat qui est attribué directement ou indirectement à une activité humaine altérant la composition de l'atmosphère mondiale et qui est, en plus de la variabilité naturelle du climat, observé sur des périodes comparables » (UICN, 2011).
- ❖ **Vulnérabilité** : Les caractéristiques et les circonstances d'une communauté ou d'un système qui le rendent susceptible de subir les effets d'un danger. Les aspects de la vulnérabilité découlent de divers facteurs physiques, sociaux, économiques et environnementaux (UNISDR. 2009).
- ❖ **Sécheresse** : La sécheresse est un phénomène qui se traduit par un assèchement des sols, altérant le bon développement de la faune et de la flore. Elle est due à un dérèglement du cycle normal de pluviosité, et donc à l'absence d'eau. Les températures élevées sont aussi un élément qui accentue la sécheresse, témoignant ainsi d'un sérieux changement ou d'une grande perturbation du climat (<http://www.planete-durable.com/les-15-indicateurs-du-changement-climatique>).

- ❖ **Paléoclimat** : Le terme « paléoclimat » désigne un climat ancien, par opposition au climat actuel, sans référence à une échelle de temps. La paléoclimatologie un des éléments de la paléoécologie, et de la climatologie (Jean-Claude et al, 2013).
- ❖ **Paléoclimatologie** : Est la science qui étudie les climats passés et leurs variations. Elle tente d'établir les conditions environnementales caractéristiques de chaque période géoclimatique, notamment en termes de paléotempératures de l'atmosphère, des océans et des continents (Jean-Claude et al, 2013).
- ❖ **Indicateur climatique** : En climatologie, est à la fois une mesure de base et une composition à partir de ces mesures qui doit être bien différenciée de l'indicateur climatique (le bio-indicateur), valeur quantitative ou qualitative, donc parfois adimensionnelle, caractérisant l'état d'un système de façon indirecte (carottes marines, état des coraux par exemple).
- ❖ **Proxy (pl. proxies)** : Indicateur biologique, géochimique ou sédimentologique d'une archive étudiée marquant des variations climatiques passées.
- ❖ **Avant le Présent (AP)** : Notation accompagnant les âges exprimés en nombre d'années comptées vers le passé à partir de l'année 1950.

XI. La structure de la thèse

Les champs abordés pour comprendre l'évolution du climat récent et ancien (derniers 2000 ans) dans le sud-ouest du Maroc sont très divers. Le plan proposé pour atteindre les objectifs fixés auparavant se compose de 3 grandes parties (fig.5).

- **La première partie** correspond à l'identification du cadre général de l'étude, Elle a pour objectif de présenter les caractéristiques générales des domaines d'étude. Cette partie comprend deux chapitres : Le premier chapitre analyse essentiellement les caractéristiques générales des deux bassins versant Tensift et Souss-Massa, puis les caractéristiques de la côte atlantique au sud-ouest du Maroc (entre 30-31N° ET 10-11W°). Dans le deuxième chapitre, nous avons fait appel au cadre théorique du changement climatique passé (holocène) et récent à l'échelle mondiale et nationale. Par la suite, nous présentons dans ce chapitre le cadre méthodologique de travail, il se base essentiellement sur trois approches : statistique, sédimentologique et géochimique.

- **La deuxième partie** porte sur la compréhension et l'analyse du fonctionnement climatique actuel des bassins versants de Tensift et de Souss-Massa de 1969 à 2015. En se basant sur les données instrumentales enregistrées par les stations de mesures disponibles, afin de détecter l'évolution climatique récente ainsi l'extraction et analyse des extrêmes climatiques dans les bassins de Tensift et de Souss-Massa. Elle se compose de trois chapitres : le premier chapitre est consacré à la présentation des stations et critique des données. Par la suite, nous proposons dans le deuxième chapitre l'analyse des données pluviométriques et thermiques, ainsi la réalisation d'un bilan hydrique des deux bassins de Tensift et de Souss-Massa. Le dernier chapitre de cette partie traite les situations climatiques extrêmes (sécheresse) dans les bassins de Tensift et de Souss-Massa. Nous essayons l'extraction et l'analyse de la sécheresse climatique actuelle, et également de rechercher les relations entre la variabilité annuelle des précipitations au sud-ouest du Maroc (Tensift et Souss-Massa) et les différents modes de la circulation atmosphérique générale.

- **La troisième partie** consacrée à la présentation des résultats de l'étude sédimentologique et géochimique. Cette partie comprend trois chapitres : Le premier chapitre analyse essentiellement l'apport de l'étude géochimiques des sédiments de surface marins et continentales du domaine d'étude : cartographie et analyse. Le deuxième chapitre est consacré à l'explication et l'interprétation des éléments géochimiques des sédiments de la surface marine au sud-ouest du Maroc : significations climatiques. Le dernier chapitre de cette partie vise à discuter l'évolution paléoclimatique et paléocéanique, à partir d'une analyse à haute résolution sur des archives sédimentaires couvrant les dernières 2000 ans au sud-ouest du Maroc.

Finalement, les résultats jugés pertinents sont synthétisés et comparés aux données existantes afin d'engager une discussion et finalement conclure.

Vers une meilleure compréhension de l'évolution du climat actuel et ancien (derniers 2000 ans) dans le sud-ouest du Maroc : approche statistique, sédimentologique et géochimique.

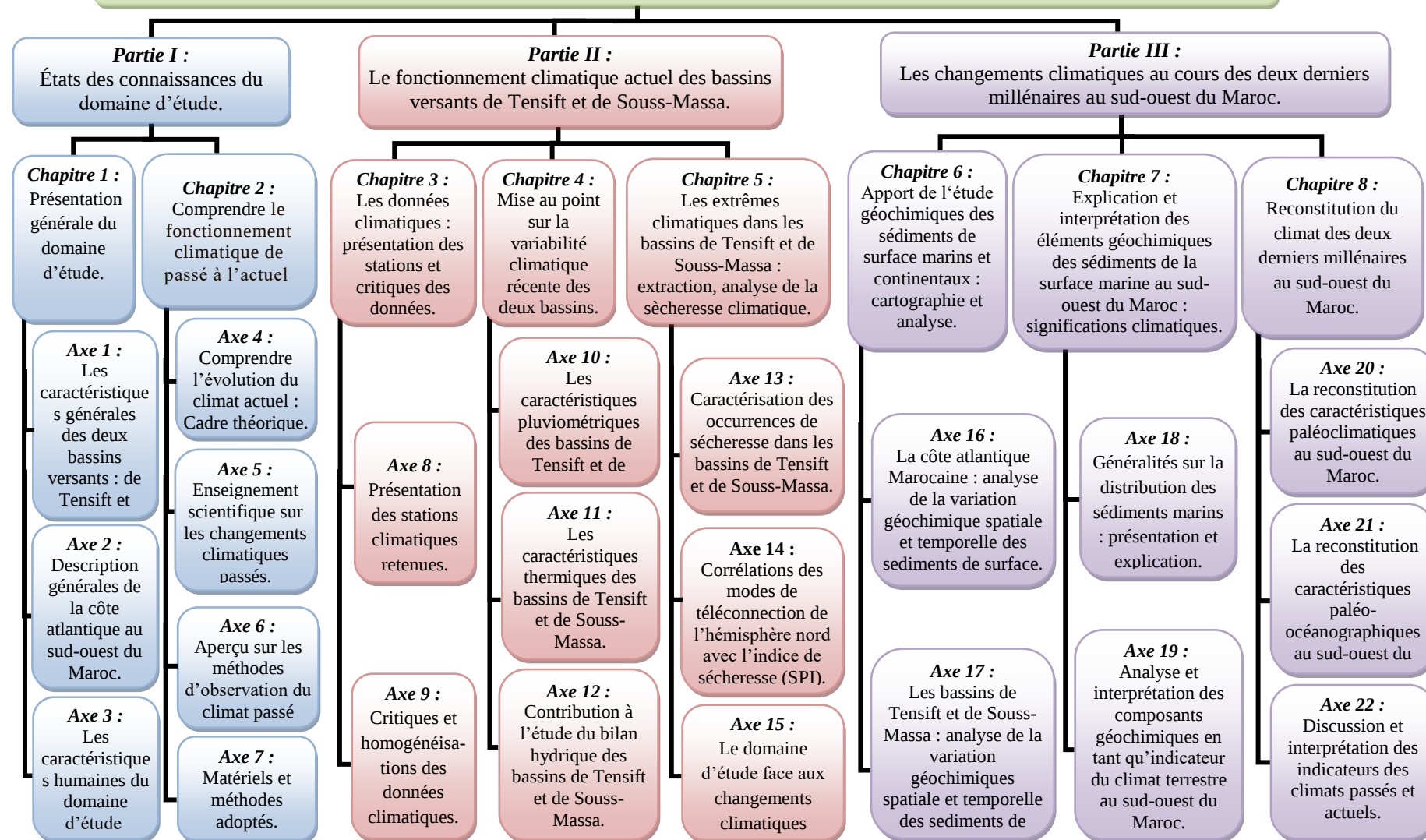


Figure 5 : Schéma de la structure de la thèse.

PREMIÈRE PARTIE :

ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LE DOMAINE D'ÉTUDE : B.V DE TENSIFT, B.V DE SOUSS-MASSA ET LA CÔTE ATLANTIQUE MAROCAINE

INTRODUCTION

Cette partie correspond à l'identification du cadre général de l'étude. Elle a pour objectif de présenter les caractéristiques générales du domaine d'étude, les éléments contextuels et méthodologiques de la thèse. Cette partie comprend deux chapitres : Le premier chapitre analyse essentiellement les principales caractéristiques physico-géographiques, géologiques et climatiques, etc. des deux bassins versants : Tensift et Souss-Massa, puis les caractéristiques de la côte atlantique au sud-ouest du Maroc (entre 30-31N° ET 10-11W°). Dans le deuxième chapitre, nous avons fait appel au cadre théorique du changement climatique passé (Holocène) et récent à l'échelle mondiale et nationale. Par la suite, nous allons présenter dans ce chapitre les méthodes largement utilisées pour reconstituer l'évolution du climat au cours du dernier millénaire, Ce chapitre est surtout consacré à la présentation de notre méthodologie et les approches de travail. Elle décrit comment la recherche a été conduite.

CHAPITRE N° 1 :

PRÉSENTATION GÉNÉRALE DES DEUX BASSINS VERSANTS (TENSIFT ET SOUSS-MASSA) ET DE LA CÔTE ATLANTIQUE MAROCAINE

INTRODUCTION

La zone d'étude qui fait partie du sud-ouest du Maroc est constituée de deux parties, une partie continentale (bassin versant de Tensift et de Souss-Massa) et une partie marine (la côte atlantique marocaine entre 30°-32°N et 7.2°-11.4°W). En effet, toute approche du milieu naturel doit s'efforcer dans un premier temps à fournir des indications chiffrées permettant de caractériser le milieu étudié. C'est pourquoi, nous allons analyser dans le premier axe de ce chapitre les principales caractéristiques physico-géographiques, géologiques et climatiques des deux bassins versant (Tensift et Souss-Souss). Dans le deuxième axe, nous allons analyser les caractéristiques générales de la côte atlantique Marocaine. Ces informations, essentiellement descriptives, nous paraissent indispensables pour l'étude du fonctionnement de ceux-ci.

Axe 1 : Les caractéristiques générales du domaine continental : le bassin versant de Tensift et de Souss-Massa

Les bassins versants étudiés appartiennent à deux régions différentes du Maroc (fig.6). Il s'agit du :

- Bassin versant de Souss-Massa (Région de Souss-Massa-Draa) drainé par l'oued Souss et qui se jette dans l'Océan atlantique.
- Bassin versant de Tensift (Région de Marrakech) drainé par l'oued Tensift qui se déverse dans l'Océan atlantique.

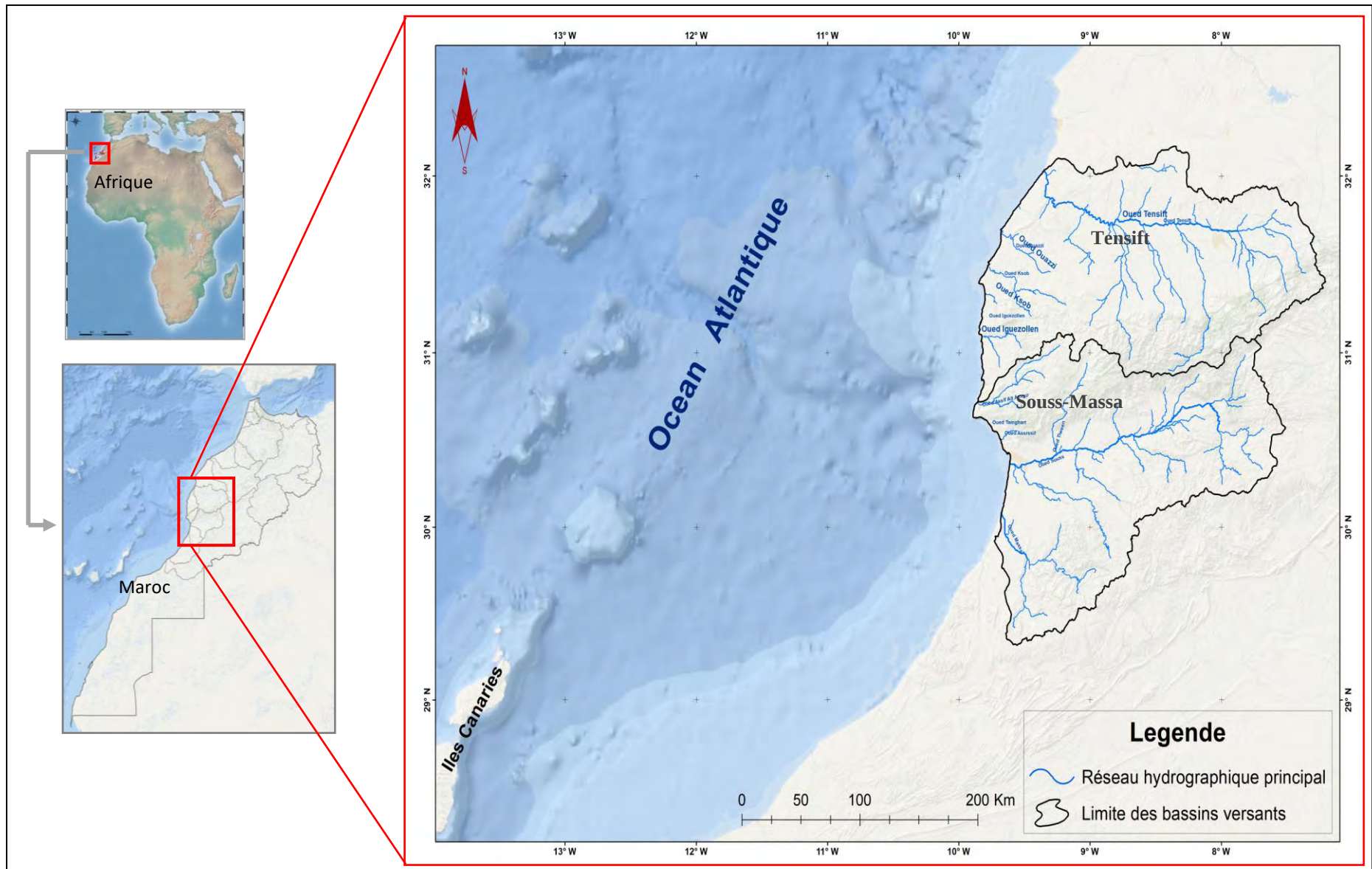


Figure 6: Situation géographique des bassins versants étudiés à l'échelle du Maroc

I. Contexte général des deux bassins versants

1. Le bassin versant de Tensift

Le bassin hydrographique de Tensift est un hydrosystème du Maroc semi-aride composé de deux grandes entités morphologiques globales : un ensemble montagneux très élevé et une vaste plaine alluviale. Le massif montagneux vigoureux, que représente le Haut Atlas de Marrakech, est un véritable château d'eau pourvoyeur de l'essentiel des écoulements normaux et extrêmes vers la plaine de Tensift. Grâce à ses altitudes élevées, qui culminent à 4165 mètres, et les expositions de ses versants vers le Nord-Ouest, il peut recevoir des quantités importantes de précipitations quand les conditions météorologiques s'y prêtent (ABHT, 2009).

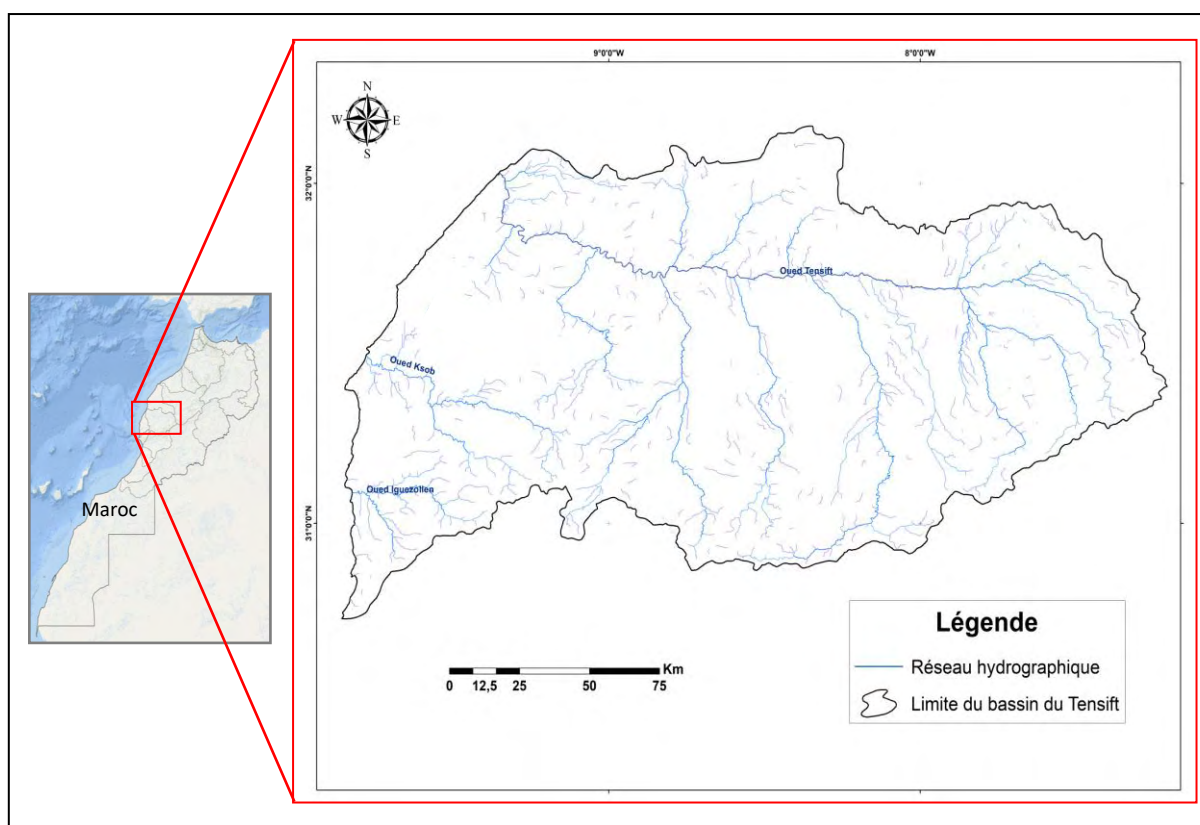


Figure 7 : Situation géographique du bassin versant de Tensift.

Le bassin versant du Tensift peut être subdivisé en deux parties de fonctionnement hydrologique différent :

- ✚ les montagnes du Haut Atlas : elles concentrent les précipitations les plus importantes sur le bassin et produisent des écoulements de surface très actifs. Sous l'effet de l'altitude, les précipitations se produisent sous deux formes, liquide et solide. Les oueds qui drainent les versants nord des montagnes atlasiques constituent la source principale de l'alimentation des nappes dans la plaine du Haouz (Boudhar, 2009). A cet effet, ces montagnes demeurent un véritable château d'eau pour la région.
- ✚ la plaine centrale semi-aride du Haouz : c'est une zone de transit et de consommation des eaux. L'irrigation y consomme plus de 85 % des ressources en eau disponibles (Boudhar, 2009).

L'oued Tensift se présente comme une gouttière alimentée pratiquement par le versant nord du haut Atlas et qui s'écoule d'est en ouest de sa source à l'embouchure dans l'océan Atlantique sur une longueur de 260 km. Il prend sa source à une altitude de 550 du niveau général du Maroc et draine un bassin total de 19750 km², dont 7075 km² seulement représente la partie active (ABHT, 2009).

Il constitue l'un des bassins du Maroc caractérisé par une forte concentration des activités socioéconomiques. Selon le recensement de 2015, la population du bassin est de 4.520.569 habitants. L'activité économique est essentiellement basée sur l'agriculture, l'élevage, le tourisme, l'agroalimentaire et l'artisanat (ABHT, 2009).

2. Le bassin versant de Souss-Massa

Le bassin versant du Souss-Massa est situé au sud-ouest du Maroc entre 7.5°-9.9°W et 29.3°-31.1°N (Fig.8), il s'étale sur une superficie d'environ 24.867 km², soit 3.49% de la superficie totale du Royaume. Du point de vue hydrogéographique, on peut subdiviser le bassin du Souss-Massa en trois parties successives: Une partie amont : entre le point culminant à l'est, le massif du Siroua (3000 m), jusqu'à Aoulouz où l'oued débouche sur la plaine par des gorges qui marquent la fin de son parcours montagneux, une partie moyenne entre Aoulouz et Taroudant où la vallée forme comme un rectangle de 60 Km sur 20 et une partie aval jusqu'à l'embouchure. Sur cette partie, la vallée s'élargie davantage vers l'ouest, la bordure de l'Anti-Atlas se dirigeant droit au sud.

De nombreux auteurs s'accordent à dire que de tous les bassins du Maroc sud-atlasique, celui du Souss-Massa est le plus clairement individualisé. Ceci grâce à un cadre montagneux élevé et vigoureux qui l'entoure, jusqu'à l'embouchure par le Haut-Atlas et jusqu'à la plaine de Biougra, par l'Anti-Atlas. S'ajoutant à cela l'orientation Est-Ouest du bassin et son ouverture vers l'océan, contrairement aux autres bassins du domaine aride marocain (Ziz, Rheris, Guir, Draa...) qui prennent leurs sources sur les versants sud-est du Haut et Anti-Atlas (ABHSM, 2009).

Cette région comprend une plaine (la vallée du Souss), et un ensemble montagneux. La plaine du Souss, qui forme un triangle ouvert vers l'océan, est constituée de terrains récents isolés entre deux massifs montagneux où dominent des terrains paléozoïques (ABHSM, 2009). Ce cadre vigoureux comprend :

- ✚ Au nord : la chaîne du Haut-Atlas qui culmine à 4167m au jbel Toubkal, le plus haut sommet de l'Afrique du nord, et dont la crête marque la limite entre le Maroc atlantique et le Maroc présaharien.
- ✚ Au sud : Le bombement anticlinal de l'Anti-Atlas occidental, le socle cristallin y apparaît en de nombreuses boutonnières, où les pointements de roches dures peuvent atteindre une altitude assez forte, culminant à 2531m (Adrar n'Aklim).
- ✚ A l'est : une zone de liaison : le Siroua, bombement cristallin abondamment faillé et recouvert de coulées éruptives tertiaires.

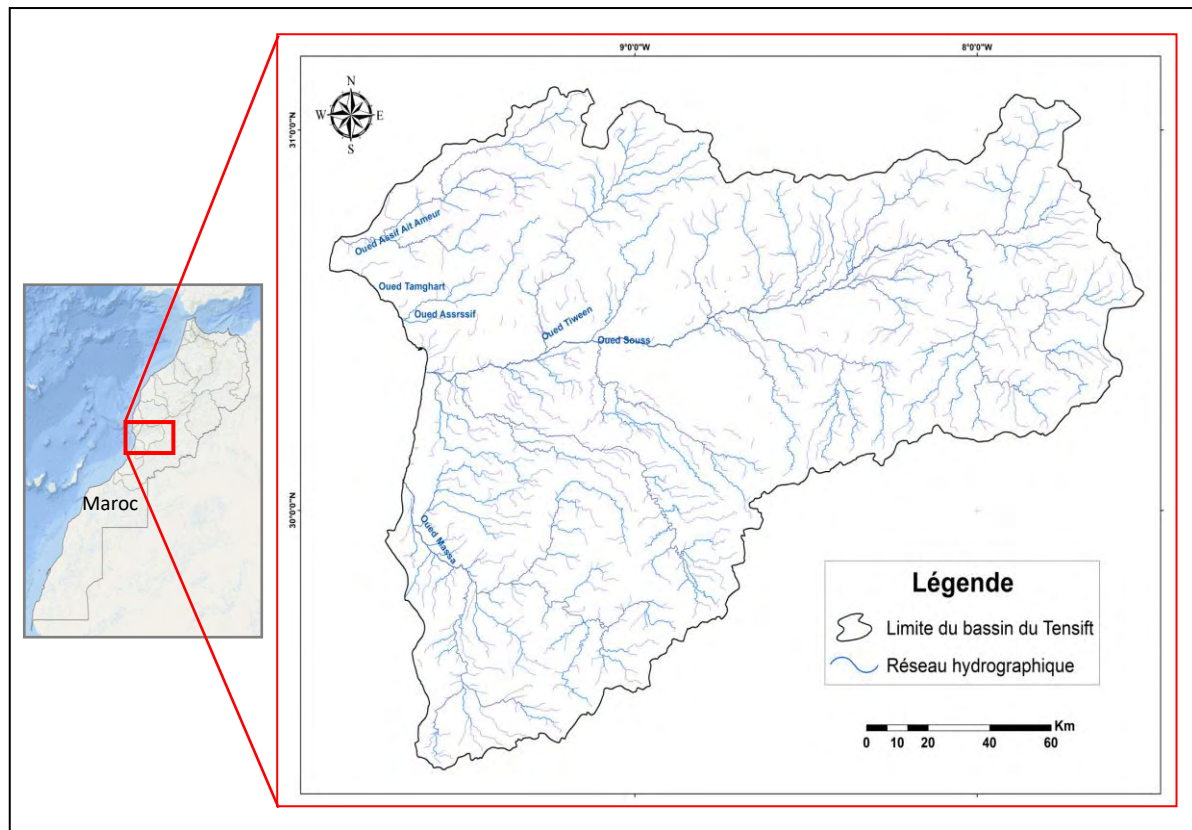


Figure 8 : Situation géographique du bassin versant de Souss-Massa.

II. Aperçu morphométriques des deux bassins versants : Tensift et Souss-Massa

1. Le bassin versant de Tensift

Selon Orstom, (1976) ; Stedinger, (1992), le bassin de Tensift peut être divisé en 7 classes d'altitudes qui correspondent à trois zones de reliefs :

- ❖ **La zone de pleine montagne (sud du bassin) :** C'est l'arête dorsale du haut Atlas, qui correspond essentiellement aux formations métamorphiques et éruptives. L'altitude est généralement supérieure à 2000m sur toute la crête du haut Atlas, à l'ouest. Le point culminant est le Toubkal avec 4167m ;
- ❖ **La zone de bordure ou pré Atlas (centre-sud du bassin) :** Dans cette zone le relief reste vif, souvent abrupt et le contact avec la plaine est assez brutal. On peut situer cette zone entre 1000 et 2000 m, bien qu'en plusieurs points les altitudes dépassent 2000 et même 2 500m.
- ❖ **La zone de la plaine (nord et nord-ouest du bassin) :** Il s'agit d'une sorte de glacis dont la pente générale, déjà douce au départ s'atténue de la montagne vers le Tensift. Sur la rive gauche de l'oued, on peut vraiment parler de plaine dont la monotonie est à peine troublée par quelques buttes qui ne jouent aucun rôle dans le régime des eaux.

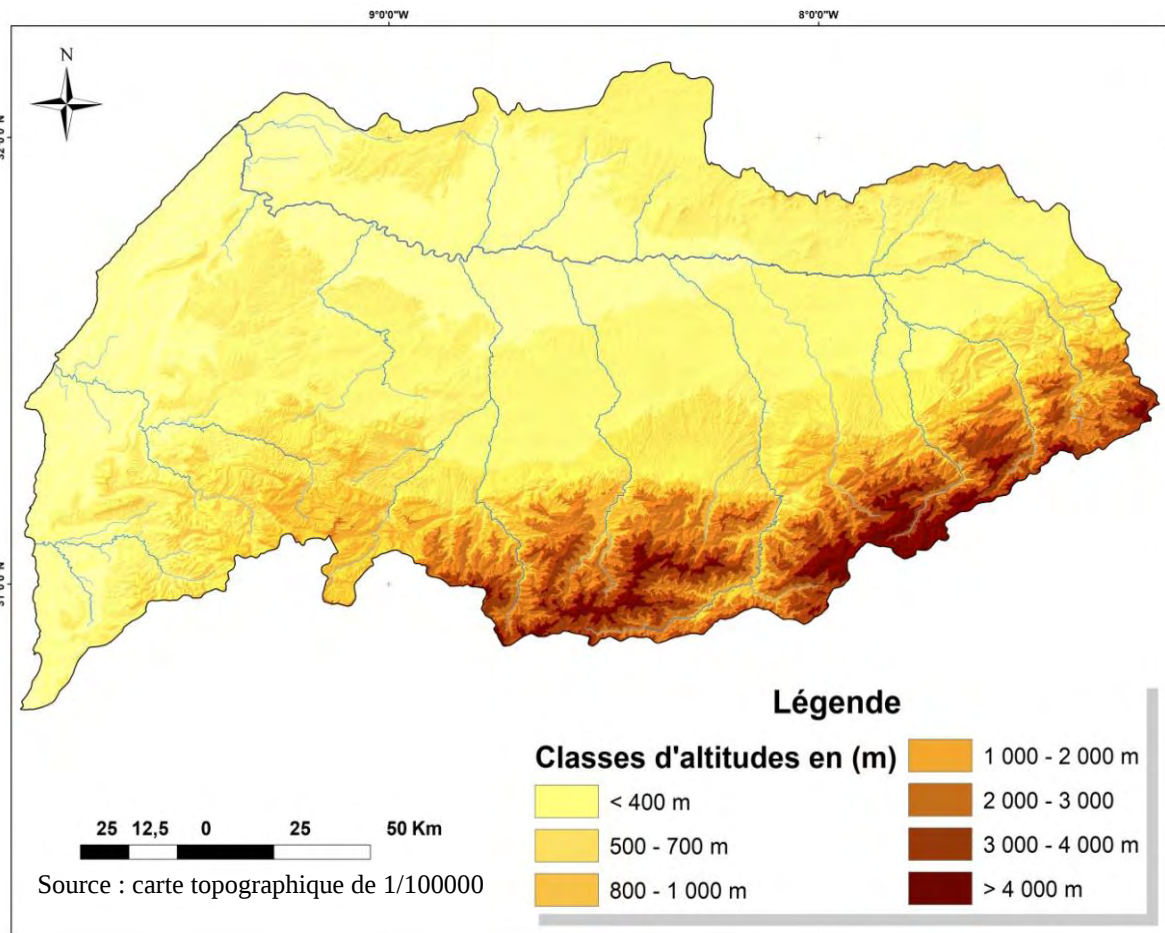


Figure 9 : Carte hypsométrique du bassin de Tensift.

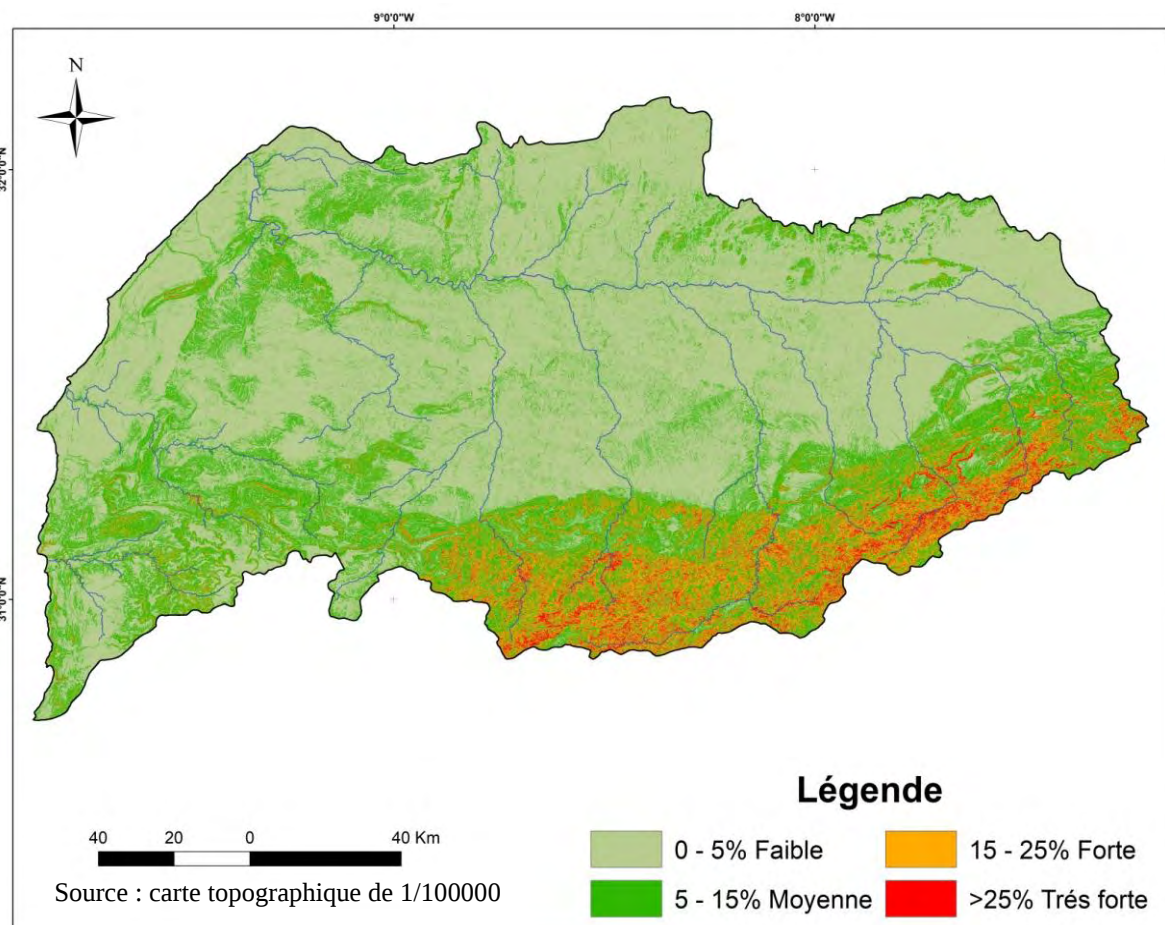


Figure 10 : Carte des pentes du bassin versant de Tensift.

2. Le bassin versant de Souss-Massa

Dans le bassin du Souss-Massa, la carte hypsométrique (fig.11) se présente sous forme de mosaïque où se succèdent des zones de très hautes altitudes (dépassant 4000m) et des étendues planes peu élevées.

Le cadre montagneux du bassin de Souss-Massa est divisé en 7 classes d'altitudes qui correspondent à trois massifs très différents dans leur aspect et leur constitution :

❖ Le Haut-Atlas :

Au nord, le Souss commence par le Haut-Atlas qui culmine à 4167m au jbel Toubkal, la plus élevée d'Afrique du nord. Il s'agit d'une montagne du type pyrénéen dont le versant sud (bassin du Souss) est beaucoup plus abrupt et étroit que le versant nord (bassin de Tensift). Les crêtes du Haut-Atlas occidental présentent un alignement ininterrompu et dominant le versant sud ainsi que le laisse présager la vision qu'on en a à partir de la vallée (ABHSM, 2009).

Dans cette muraille formée d'est en ouest par les massifs de Boughioul (3517m), Ouzellagh (3912 m), Toubkal (4167m), Ouichedenne, Ifillilis (3080m) et Tichka (3500m). Vers l'ouest, la chaîne est moins élevée, et au-delà de la vallée de l'Assif n'Ait Moussa, c'est le pays des Ida-ou-Tanane et des Haha. "C'est le Haut-Atlas qui confère au bassin son individualité, contribuant à entretenir dans la vallée un climat relativement clément, à une latitude où les déserts prédominent". (Dijon, 1968).

❖ L'Anti-Atlas :

L'Anti-Atlas constitue un vaste massif montagneux moins élevé que le Haut-Atlas, raboté par une longue érosion et qui s'étend au sud de la plaine du Souss. La zone présente par endroit des formes dures et variées : le jbel Iguelguil (2320m) qui domine les plateaux dénudés environnant, falaises de l'Adrar n'Aklm (2512m) point culminant de l'Anti-Atlas, dôme du Fidoust (2200m), boutonnières des Ait Abdellah (2092 m), l'arc puissant de jbel Lkst (2500 m). L'axe de la chaîne a donc une altitude qui dépasse souvent 1800m (ABHSM, 2009).

❖ Le Siroua :

Entre le Haut-Atlas et l'Anti-Atlas, il est enneigé pendant plusieurs mois d'hiver, et s'élève jusqu'à une altitude de 3300m. Les pentes sont beaucoup plus raides à l'ouest et au sud, où dominent les granites creusés de larges vallées peuplées.

L'Anti-Atlas et le Siroua protègent la plaine du Souss contre une influence de conditions climatiques sahariennes, qui s'exercent sur leurs flancs sud et oriental ; ils contribuent ainsi à modérer le climat de la vallée, tout en lui apportant les eaux qui ruissellent sur les versants nord et occidental, mais encore moins que le Haut-Atlas plus élevé, ils ne peuvent s'opposer en été au déplacement vers le nord des fronts chauds sahariens (ABHSM, 2009).

❖ La plaine :

La plaine présente l'aspect d'une gouttière à très faible courbure, redressée vers les piémonts montagneux et dans l'axe de laquelle l'oued Souss a tracé son lit, ramifié et large dans la partie amont, faiblement encaissé dans la partie aval. De l'est à l'ouest, la pente est de 1 % vers Aoulouz, descend à 0,5 % près de Taroudant puis 0,3 % dans la

partie aval. D'Aoulouz à l'océan, la dénivellation est ainsi de 700 m sur 150 km (ABHSM, 2009).

Sur la partie sud de la plaine, des formations dunaires s'étendent largement prenant l'aspect de dunes basses peu mobiles. Le couloir côtier au sud d'Agadir est occupé par des formations dunaires très développées, une haute dune ancienne se développe parallèlement au rivage, atteignant une altitude de 100 m. Les sables dunaires côtiers sont entraînés par le vent en direction du sud-est, ils sont abondants autour de Biougra et dans la partie sud de la forêt d'Ademine (ABHSM, 2009).

En ce qui concerne l'hypsométrie dans les deux bassins, cette dernière est une caractéristique importante des bassins versants qui renseigne sur la topographie du bassin. La pente moyenne du cours d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin donc le temps de concentration. Elle influence sur l'état d'écoulement du cours d'eau au niveau du bassin versant. En effet, plus la pente est forte, plus la durée de concentration des eaux de ruissellement dans les affluents et le cours principal est faible, par conséquent le bassin réagira d'une façon rapide aux averses (Roche, 1963).

La lecture de la carte des pentes (Fig.12) montre qu'on peut distinguer trois grandes zones selon leurs pentes :

- ✚ Une zone de montagne avec des pentes très aiguës ($>25\%$) qui se trouve au sud et nord du bassin de tensift et de Souss-Massa dans le haut et le moyen Atlas;
- ✚ Une deuxième zone avec des pentes moyennes (entre 15% et 25%) à la plupart des bassins et notamment à l'est et ouest du bassin et dans les régions côtières;
- ✚ Une troisième zone de plaine avec des pentes assez faibles ($<5\%$) dans la partie centrale et au nord du bassin.

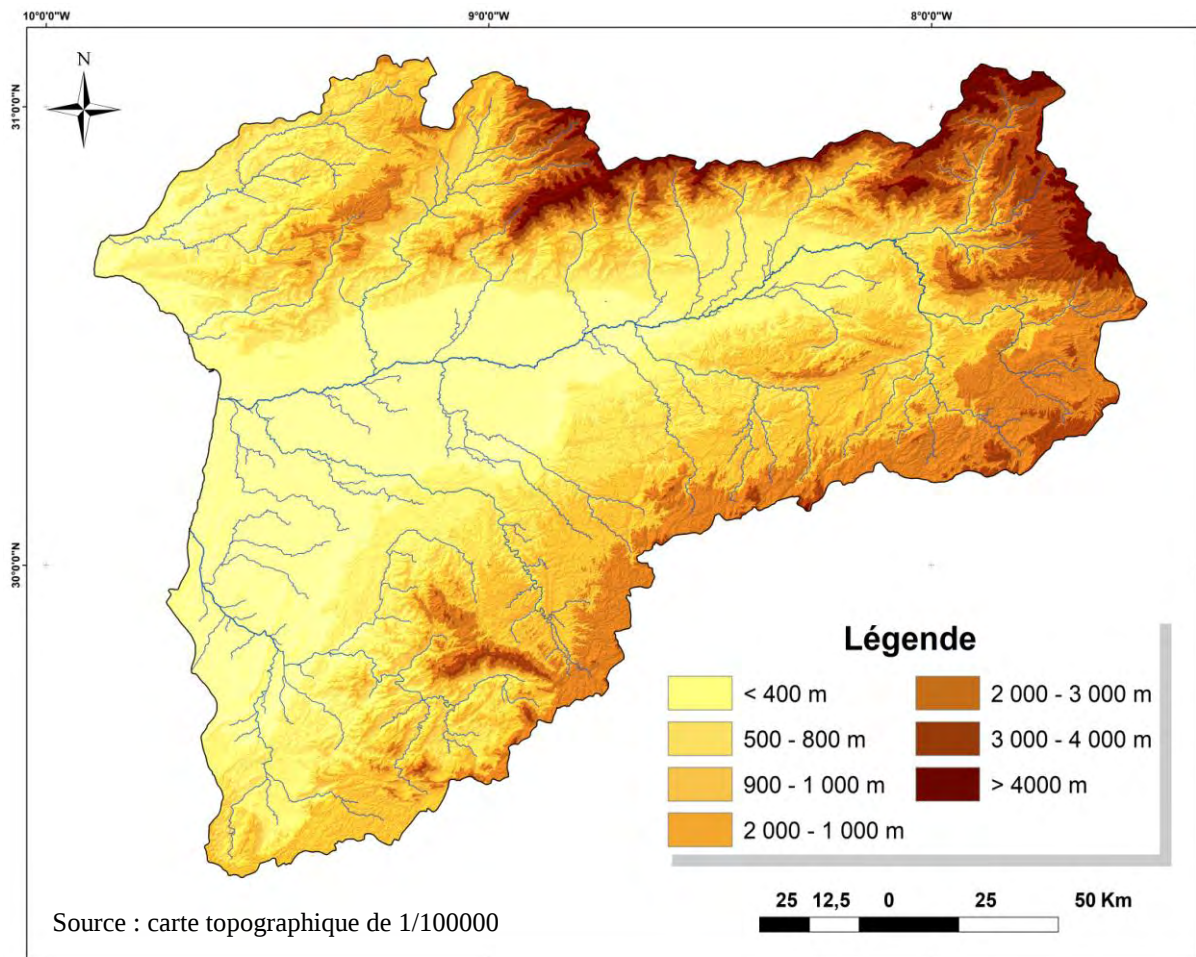


Figure 11 : Carte hypsométrique du bassin de Souss-Massa.

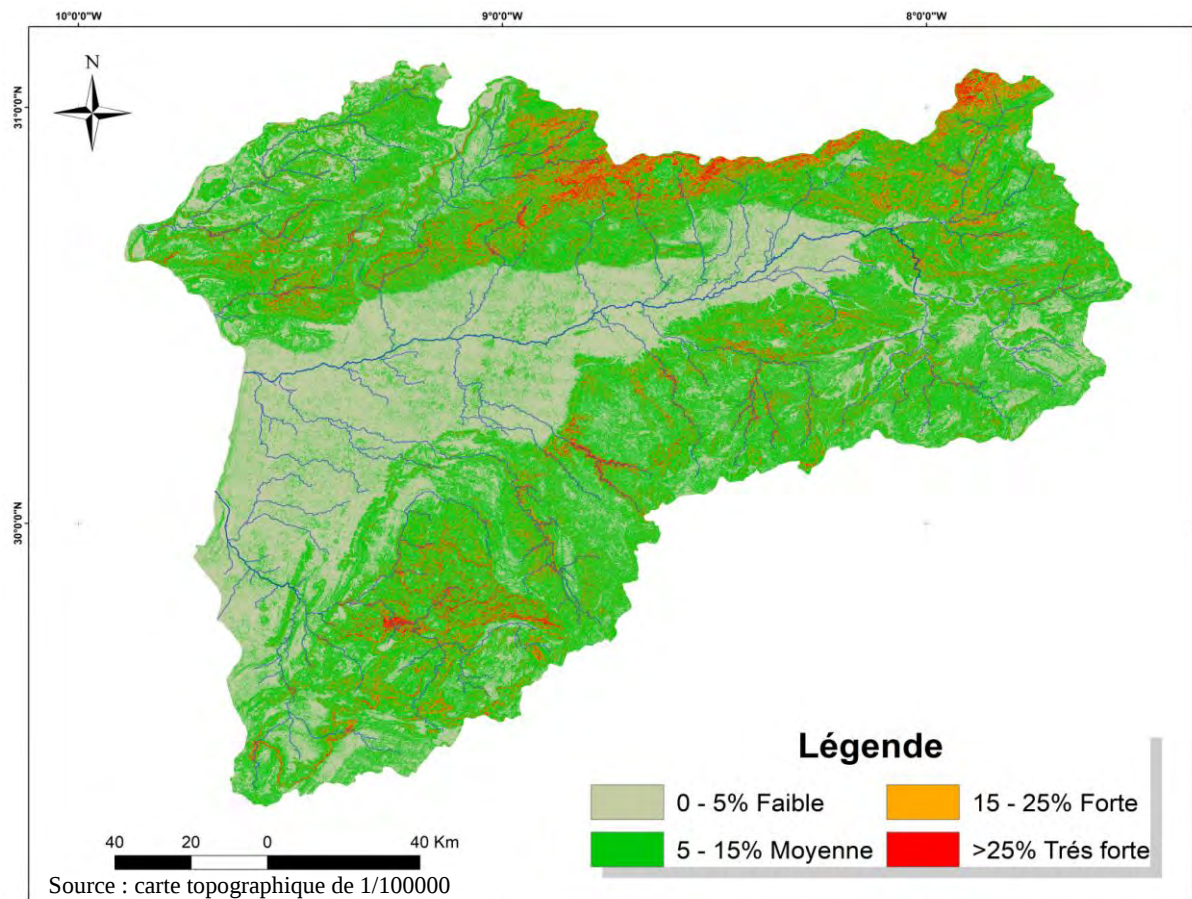


Figure 12 : Carte des pentes du bassin versant de Souss-Massa.

III. L'organisation du réseau hydrographique dans les deux bassins versants

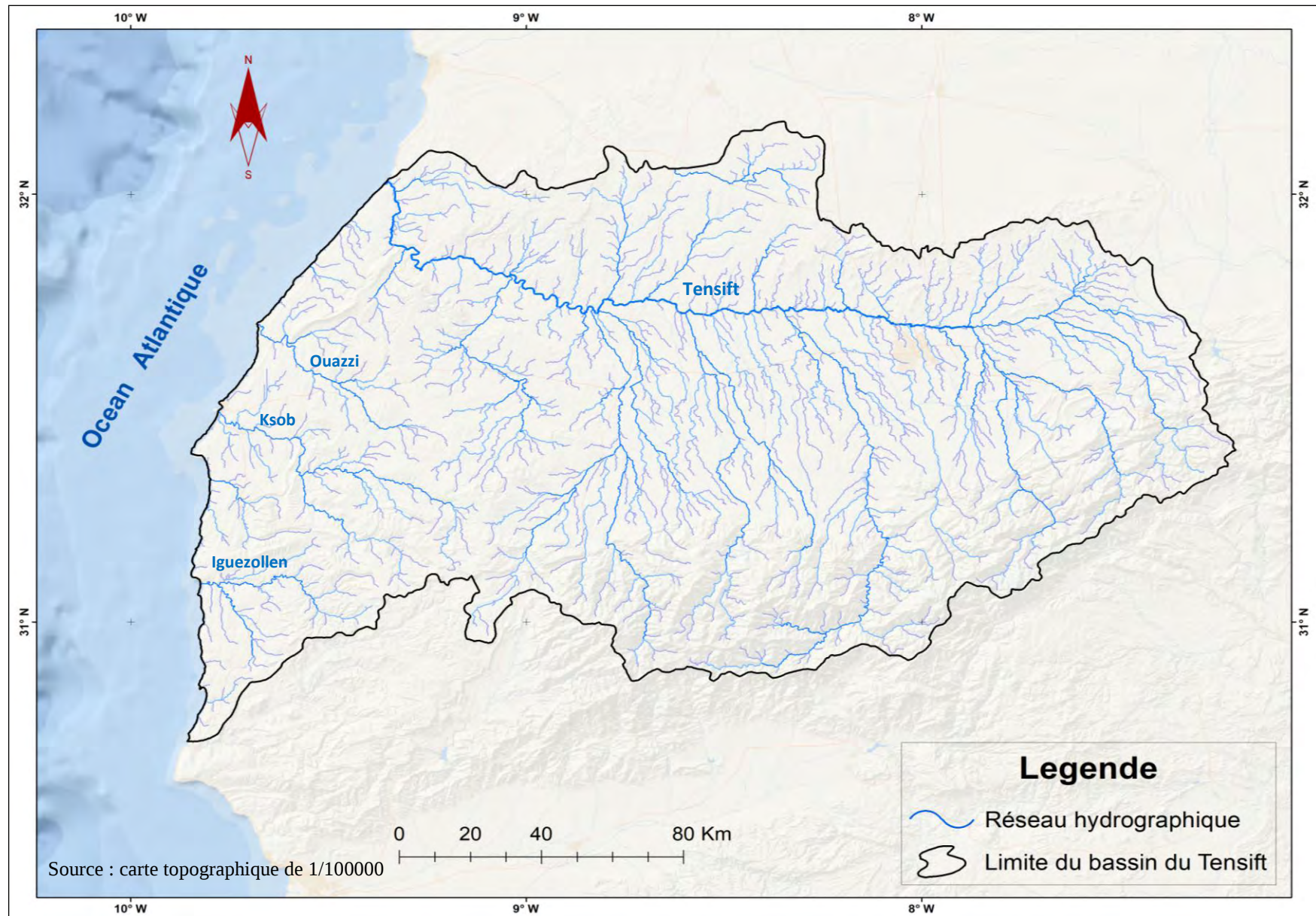
1. Dans le bassin versant de Tensift

Le bassin du Tensift s'alimente essentiellement dans le domaine atlasique. Le réseau hydrographique du bassin comporte principalement l'Oued Tensift, qui s'écoule d'est en ouest de sa source, à l'embouchure dans l'Océan Atlantique. Cet oued draine, par ses affluents rive gauche, les trois quarts du massif ancien du Haut Atlas. Ces affluents, installés sur un relief montagneux à structure et nature géologique hétérogène, ont des caractères torrentiels. L'aire du bassin peut être subdivisée en deux zones (P.D.A.I.R.E, 2009) :

- ✓ La zone du cours amont du Tensift et ses affluents de la rive gauche, s'étendant sur une superficie de 11900 Km², constituent un château d'eau efficace pour l'écoulement de surface. C'est la partie hydrologique active du bassin.
- ✓ La zone du bas Tensift qui englobe le cours aval de l'oued Tensift et le bassin de l'Oued Chichaoua. Elle s'étend sur une superficie de 7900 Km².

Les principaux affluents de l'oued Tensift sont localisés dans le Haouz, essentiellement situés à la rive gauche, et prennent naissance à partir du Haut Atlas. Ceux contribuant aux écoulements de surface de Tensift sont principalement : Oued Ghdat, Oued Zat, Oued Ghmat, Oued N'fis, Oued Reraya, Assif El Mal, Oued Chichaoua, Oued Tiroula et Oued Talmest. Le régime d'écoulement de Tensift est irrégulier. Il est fonction de la pluviométrie dans le bassin, et de la fonte des neiges sur le Haut Atlas (Fig.13).

Par ailleurs, les ressources en eau dans le bassin hydrologique du Tensift Al-Haouz sont inégalement réparties. Les oueds les plus importants prennent tous naissance dans le Haut Atlas. Sur ce relief montagneux à structures et natures géologiques hétérogènes, se produisent des ruissellements à caractères torrentiel, collectés par le Tensift qui les évacue à l'Océan. Les principales nappes sont celles du Haouz, du Mejjat, de la Bahira et du bassin d'Essaouira Kourimate (P.D.A.I.R.E, 2009).



2. Dans le bassin versant de Souss-Massa

Le réseau hydrographique du bassin comporte principalement l'Oued Souss, qui s'écoule d'Est en Ouest de sa source, à l'embouchure dans l'Océan Atlantique.

Selon ABHSM, (2009) l'aire du bassin peut être subdivisée en quatre zones :

✓ La zone d'amont :

À l'amont d'Aoulouz, l'oued Souss prend le nom d'Assif n'Iouzioua, collecteur commun de trois troncs principaux : Tifnoute, Immerguène et Oumzaourou. La convergence du réseau hydrographique à l'amont d'Aoulouz est responsable de la largeur des gorges et de la violence des crues. C'est à Aoulouz que le bassin de Souss reçoit les plus importants et les plus utiles apports d'eau.

✓ La zone haut-atlasiques :

De l'est à l'ouest, on peut inventorier les affluents suivants : Oued Lemdad, Oued Bousriouil, Oued Targa, Oued Talekjounte, Oued Aguerd-el-Had (ou Nokheil), Oued Mentaga (Assif n'Aït el Haj + l'oued l'Ouaar), Oued Assif n'Irguiten, Oued Béni M'hammed, Oued Menizla et Aoukourta et Oued Issen.

✓ La zone sous-bassins rive gauches :

Les oueds débouchant du versant nord de l'Anti-Atlas n'atteignent pas tous l'oued Souss, car ils drainent des bassins médiocrement arrosés où prédominent les entablements calcaires : Oued Imaoun et Oued Aït Hosseïn, Oued Tangarfa, Oued Arrhène, Oued Merkh-Sdass, L'Assif Tiout et Assif Assadas et Oued Aouerga.

✓ Le cours d'eau principal du Souss :

À partir de la station d'Aoulouz, où il termine son cours montagneux, le Souss étale largement son lit qui se divise en plusieurs bras, dont trois principaux enserrant des sortes d'îles entre Aït M'barq et Tinikt, sur une largeur avoisinant quatre kilomètres. Le plus important est celui situé au nord, il contourne le cône de déjection dont les pentes n'excèdent pas à 2 %. Par leur pression, les affluents rive-droite repoussent l'oued Souss vers le sud jusqu'à Igli où il tend à s'orienter vers l'ouest. Peu avant d'atteindre Freija, le Souss décrit autour de Taroudant un arc à forte courbure qui tend à se diriger vers le sud ; la largeur du lit atteint ici un kilomètre.

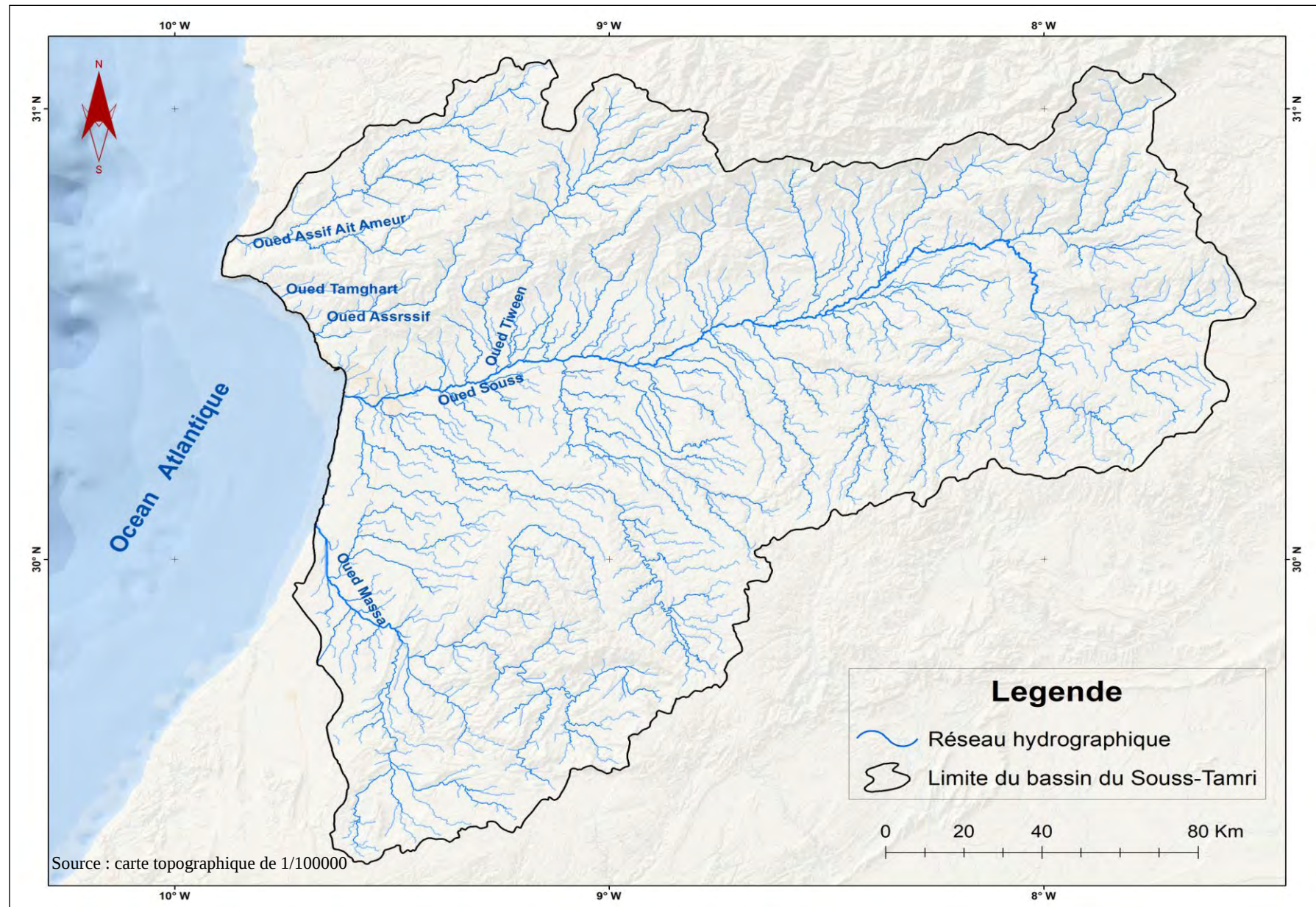


Figure 14 : Carte du réseau hydrographique du bassin versant de Souss-Massa.

IV. Les caractéristiques géologiques des deux bassins versants

Les caractéristiques géologiques permet de savoir le type de formations géologiques qui affleurent dans les bassins versants a une influence sur la répartition des écoulements superficiels. En effet, un bassin formé de matériaux très perméables avec une couverture végétale continue aura en général une densité de drainage faible assurant une meilleure infiltration des eaux superficielles (Moukhchane ,1983). Par ailleurs, un bassin formé de roches imperméables mais meubles et érodables, comme des marnes ou des argiles, avec une végétation moyenne, présente souvent une densité de drainage élevée, ce qui favorise le ruissellement des eaux superficielles aux dépens de l'infiltration (Huvelin, 1973).

1. Le bassin versant de Tensift

Le cadre géologique du bassin du Tensift s'articule sur l'organisation du socle primaire, affleurant dans le Haut Atlas, les Jbilet et les Rehamna, qui se sont structurés au cours des temps géologiques sous l'effet de l'évolution des champs de contraintes, des phases de surrections et d'effondrements, et des époques d'érosion et de sédimentation (Ambroggi et al, 1952).

D'après la carte géologique montrée ci-dessous (Fig.15), les formations géologiques constituant le B.V.T sont diversifiées. De ce fait, on peut distinguer 4 zones homogènes :

- ✓ La zone du haut Atlas constituée en sa grande partie par des formations de faible perméabilité (Paléozoïque cambrien, ordovicien et silurien, les sols précambrien II et permo-Trias) ;
- ✓ La deuxième zone dans la partie centrale du bassin constituée par des formations néogènes et quaternaire avec une perméabilité moyenne ;
- ✓ La troisième zone dans la partie nord du bassin constituée par les formations Paléozoïques caractérisées par une perméabilité assez faible ;
- ✓ La quatrième zone dans la partie ouest du bassin constituée en grande partie par des couvertures secondaires et tertiaires caractérisées par une très bonne perméabilité.

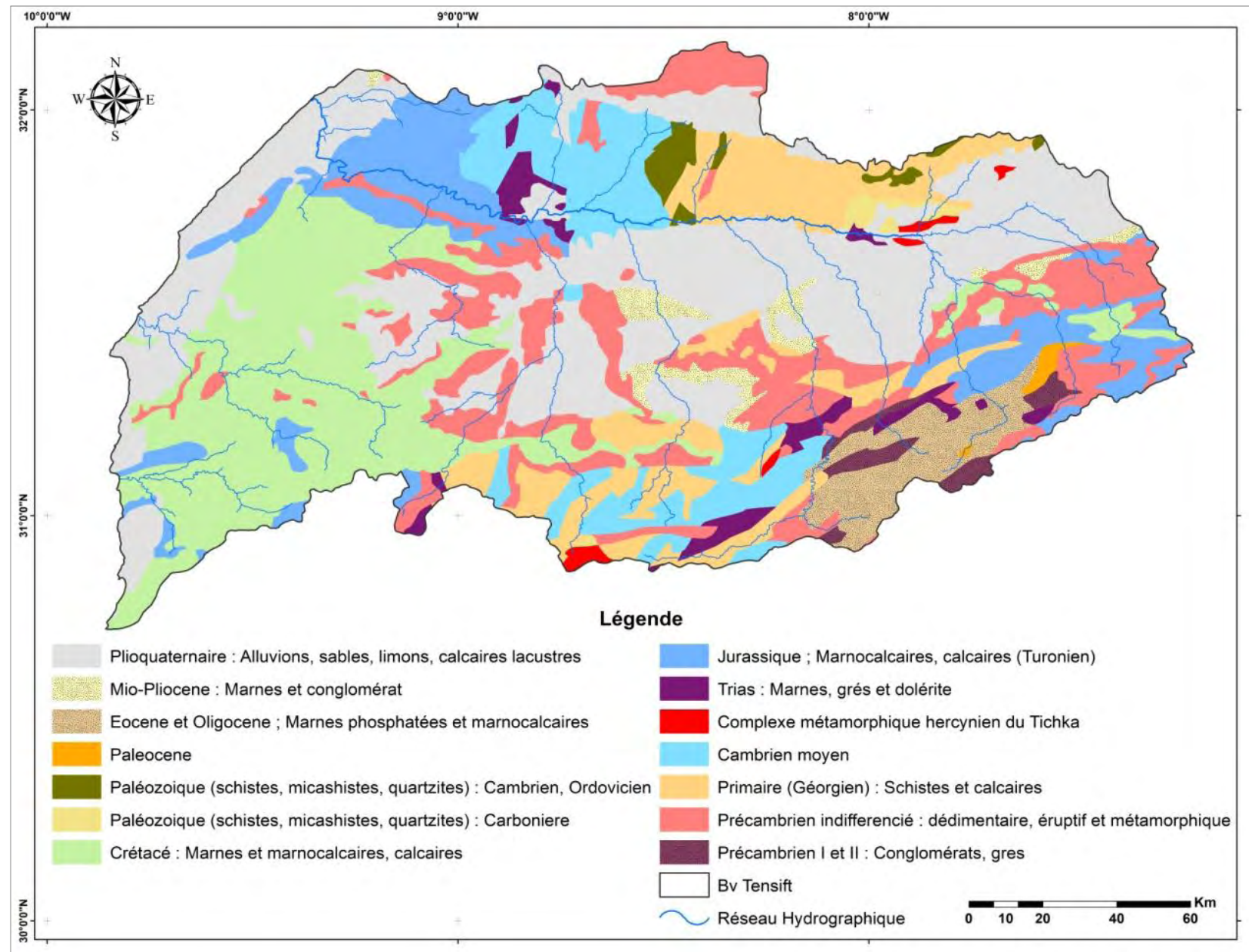


Figure 15 : Carte géologique du bassin de Tensift.

2. Le bassin versant de Souss-Massa

La limite entre le domaine atlasique et le domaine anti-atlasique est marquée par un sillon profond. La structure de cette vallée est caractérisée par l'opposition de deux grands massifs à matériel primaire, lithologiquement différents, encadrant une large plaine alluviale. Ceci nous amènera dans les exposés stratigraphiques et structuraux à examiner séparément : le versant nord de l'Anti-Atlas, le revers sud du Haut-Atlas et la plaine de Souss (ABHSM, 2003) :

a. Dans le versant nord d'Anti-Atlas :

Caractérisé par le vaste développement des séries essentiellement calco-dolomitiques infracambriennes et géorgiennes.

- ❖ **Précambrien** : Les terrains précambriens affleurent en une série de boutonnières alignées selon un axe ENE-WSW, à l'exception de celle du jbel Guir située en limite SW du domaine. Les plus importantes sont, d'ouest en est : Précambrien 0, Précambrien II et Précambrien II-III (ABHSM, 2003).
- ❖ **Infracambrien et Géorgien** : G. Choubert y distingue les termes suivants (ABHSM, 2003) : Adoudounien inférieur, Adoudounien moyen, Adoudounien supérieur et Géorgien.
- ❖ **Acadien** : Des alternances de schistes et de grès affleurent sur les formations précédentes. Plus tendres, elles constituent des zones déprimées où les oueds élargissent leurs vallées et répandent leurs atterrissements. La limite montagne-plaine est ainsi extrêmement nette (ABHSM, 2003). (G. Choubert, 1952).
- ❖ **Quaternaire** : Ces dépôts sont abondants, bien que peu épais en général, dans l'ensemble de la chaîne. D'anciens sols sont très développés dans les dépressions des plateaux calcaires, dans les grands thalwegs, mais aussi sur les pentes de reliefs précambriens surtout rhyolitiques et andésitiques avec fréquemment des restes d'une ancienne carapace calcaire (ABHSM, 2003).

b. Dans le Haut Atlas :

Dans sa partie le massif ancien du Haut Atlas formé de roches éruptives précambriennes qui culmine au jbel Toubkal dont les puissantes formations cambro-ordoviciennes pénétrées par les granites hercyniens font suite, au Nord, à celles de l'Anti-Atlas. Entre le Haut Atlas et l'Anti-Atlas, le massif volcanique du Siroua, recouvert de coulées phonolitiques (âge Pontien et pliocène), constitue la zone de liaison (ABHSM, 2003).

c. Dans la plaine du Souss :

Les formations de remplissage comprennent, sous les alluvions et limons quaternaires, des dépôts Fulvio-lacustres marno-calcaires et détritiques. Ceux-ci surmontent des formations crétacées et éocènes constituant un synclinal orienté E-W (Combe et al, 1972). Les formations de remplissage de la plaine du Souss comprennent les sédiments qui sont accumulés dans le sillon subsident, formé au sud du Haut Atlas lors du Néogène et du Quaternaire (Combe et al, 1972).

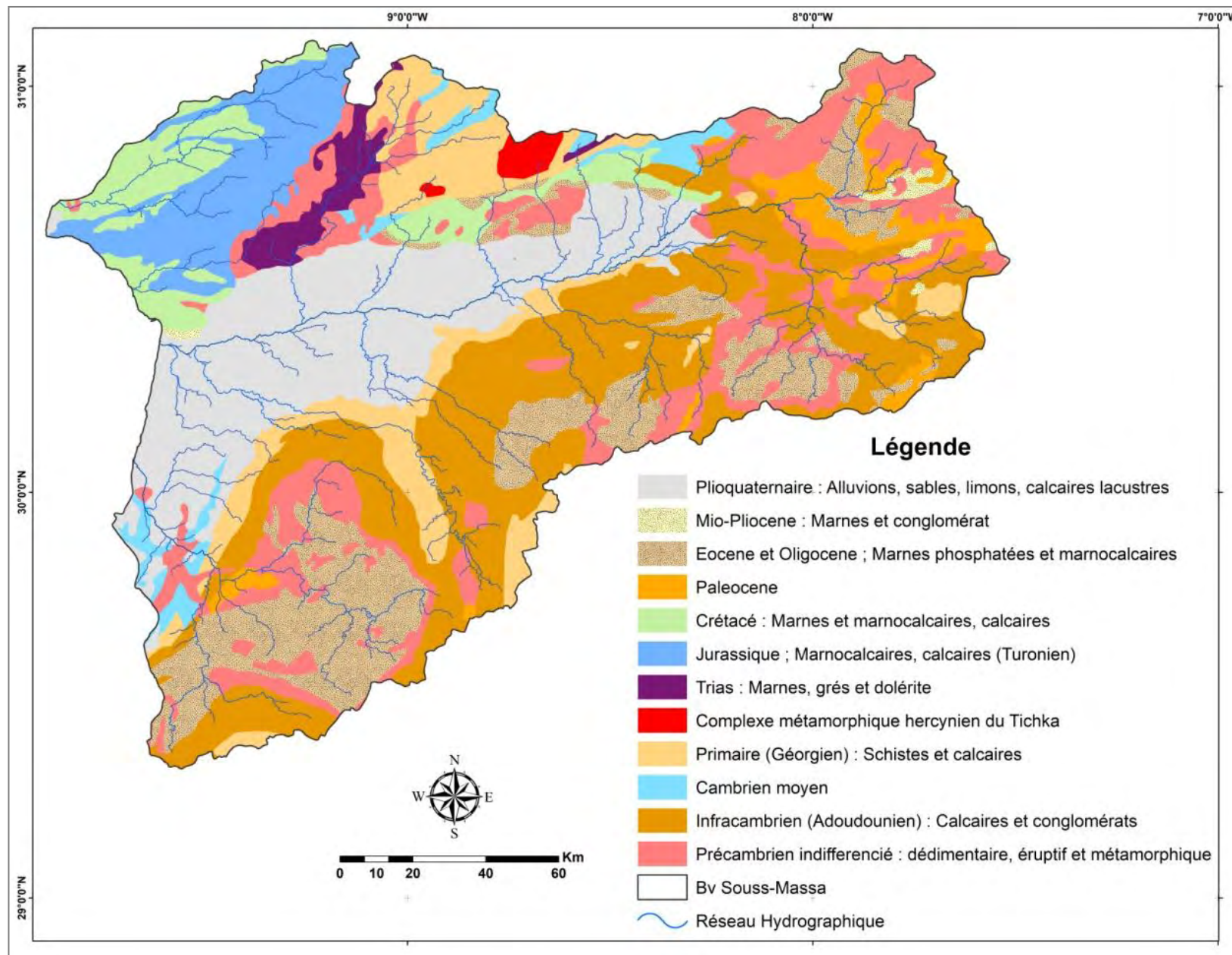


Figure 16 : Carte géologique du bassin de Souss-Massa.

V. La végétation dans les deux bassins versants

1. Dans le bassin versant de Tensift

La couverture végétale est généralement pauvre. Les types de végétation varient selon l'altitude et la nature des terrains.

Les forêts de chêne à feuilles persistantes (Arganiers, Thuya, Genièvre rouge, etc.) s'étendent sur la chaîne de montagnes de l'Atlas jusqu'aux collines de Rhamna. Les forêts couvrent une superficie de 541000ha. La végétation autour des montagnes de l'Atlas constitue une partie importante des ressources écologiques du Maroc au point de vue de la diversité de l'écosystème. L'oasis des palmiers de Marrakech et les forêts d'Arganiers à Essaouira constitue un patrimoine important. La végétation par les plantes agricoles regroupe une grande variété, y compris les céréales, l'olivier, l'abricotier, l'oranger, les rosiers, les pommiers et les plantes fourragères. Pour la province d'Al Haouz, 75.6 % de la zone cultivée totale est couverte avec des plantations des arbres fruitiers, alors que le reste est couvert par d'autres cultures. Le sol de la région de Marrakech-Tensift-Al Haouz s'étend entre Jbilet et les montagnes de l'Atlas, (JICA, 2007).

A partir de la carte d'occupation des sols et de la végétation de la zone d'étude (Fig.17), on peut distinguer 4 zones homogènes:

- ✓ Une région dans la partie du haut Atlas qui se caractérise par sa densité faible et ses plantes dispersées et assez faible.
- ✓ Une deuxième région dans la partie centrale entourant la zone de Marrakech avec une forte densité urbaine.
- ✓ Une troisième dans la partie Nord caractérisée par ses prairies et forêts.
- ✓ Une quatrième dans la partie ouest dans la plaine d'Essaouira qui se distingue par ses prairies et forêts et ses terres à usage agricole.

La forêt est peu répandue, présente principalement sur les piémonts. Elle est constituée de résineux, de quelques feuillus et de genévrier thurifère en altitude. Au fond des vallées encaissées de l'Atlas les terres sont cultivées (Haddani, 2012).

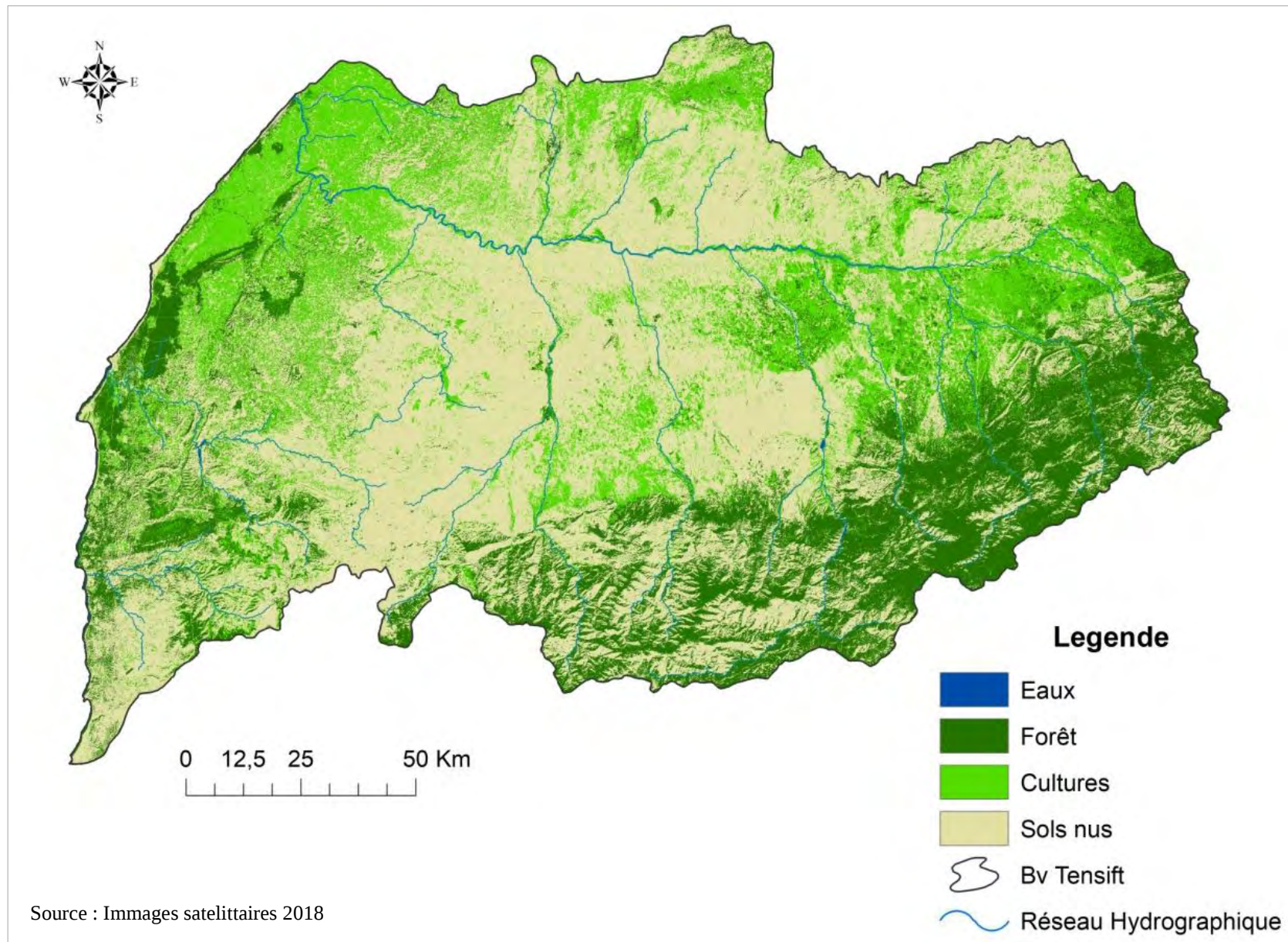


Figure 17 : Carte d'occupation du sol du bassin versant de Tensift.

2. Dans le bassin versant de Souss-Massa

L'interférence de plusieurs domaines climatiques différents dans le bassin du Souss-Massa (méditerranéen, atlantique, saharien et de haute montagne), s'exprimerait avec évidence dans sa végétation. Celle-ci présenterait une sorte de mosaïque qui suivrait, dans une certaine mesure, les étages bioclimatiques du bassin. C'est ainsi que l'arganier -par exemple- occupe l'étage aride, le thuya l'étage semi-aride, le chêne vert l'étage subhumide. Quand ces arbres disparaissent (généralement sous l'action de l'homme), l'étage se caractérise par des végétaux ligneux buissonnants, notamment les euphorbes cactéoïdes en milieu aride et vers les zones côtières, et le palmier nain dans l'étage semi-aride. Les forêts sont partout dégradées et clairsemées. L'arganeraie constitue le peuplement arboré le plus important et le plus étendu. Par ailleurs, la formation naturelle la plus répandue dans l'étage aride est la steppe, constituée de quelques graminées, buissons ou plantes épineuses (Saidi, 1995).

L'arganeraie couvre la plupart des versants montagneux proches de l'océan ou exposés à son influence, jusqu'à une altitude pouvant dépasser 1500 m ; et aussi dans la plaine du Souss, surtout dans sa partie aval, où il forme des forêts : forêt d'Ademine, à l'est d'Aït Melloul, ou la forêt des Haffaïa plus à l'est. *Argania spinosa* est une espèce endémique appartenant à la famille des sapotacées, "c'est l'arbre le plus remarquable du Maroc, tant par son intérêt botanique que par sa valeur économique, sa qualité de genre monotype, sa morphologie archaïque et son isolement géographique affirment sa haute ancienneté" (Emberger, 1955).

Par ailleurs, le thuya est assez répandu sur les versants sud du Haut-Atlas, et quelques rares secteurs de l'Anti-Atlas occidental. Ce conifère caractérise l'étage semi-aride. Le genévrier et le chêne vert sont rares ; on les trouve en très haute altitude (1500 à 2000 m) dans des étages subhumides et humides. Enfin, dans le lit de l'oued Souss, on rencontre souvent le laurier rose ou parfois des tamaris (Saidi, 1995).

Il faut signaler que la dégradation des peuplements forestiers, en particulier l'arganier, avait, et a encore, pour cause l'augmentation de la population qui provoque la destruction des arbres et des buissons pour le bois, le surpâturage ou même pour mettre en place des constructions diverses. Ceci entraîne l'érosion des sols, la baisse des nappes et la disparition de nombreuses plantes : "c'est l'Anti-Atlas qui a souffert le plus de la dégradation. Par exemple, aux Aït Abdellah et à Tiout, sur de grandes surfaces, il ne reste plus que la dolomie et le calcaire sans végétation arbustive du tout" (Peltier, 1982).

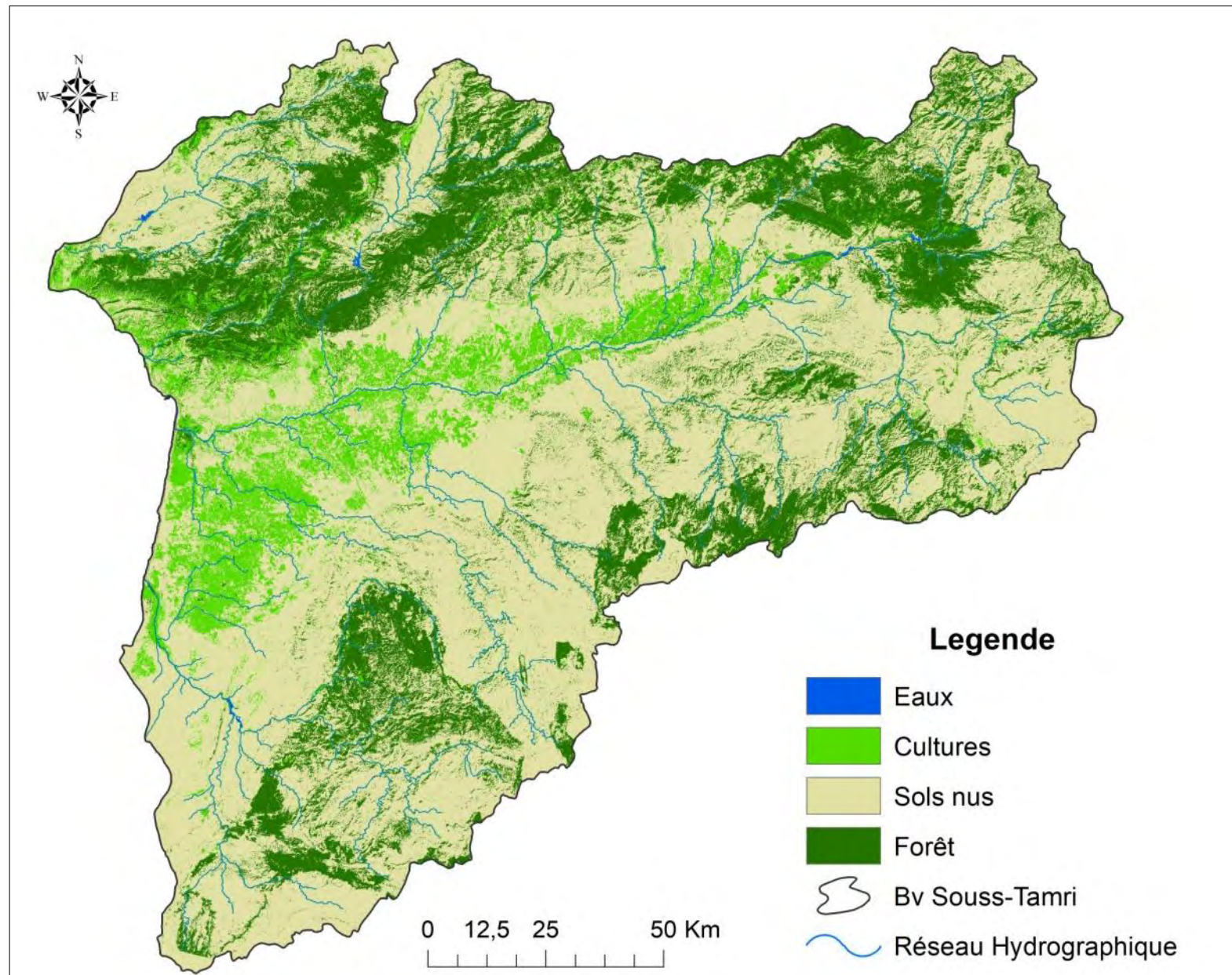


Figure 18 : Carte d'occupation du sol du bassin versant de Souss-Massa, (images satellitaires 2018).

VI. Contexte climatique général des deux bassins versants

Le climat de la zone d'étude en général est caractérisé par l'influence de l'Atlantique, cette influence diminuant d'autant plus qu'on s'éloigne vers l'intérieur. La zone d'étude est influencée par la présence du Haut Atlas. La zone est dotée d'un climat aride ou semi-aride en général et humide dans l'Atlas (de 1500 m à 2000 m d'altitude). Le caractère semi-aride est atténué par la proximité de l'Océan et l'influence du courant froid des Canaries ainsi par la protection contre les vents du Sud, assurée par l'Anti-Atlas (CSEC, 2001).

1. Contexte climatique général dans le bassin versant du Tensift

1.1. Précipitations et températures

Les précipitations sont en général faibles et caractérisées par une grande variabilité spatio-temporelle. La pluviométrie moyenne annuelle est de l'ordre de 200 mm dans la plaine contre plus de 800 mm sur les sommets de l'Atlas. Le nombre de jours de pluie par an oscille entre 25 et 50 sur les zones côtières et la plaine du Haouz, et entre 45 et 70 sur la zone de montagnes (Boudhar, 2009).

A l'inverse des précipitations, la température est un facteur climatique beaucoup plus régulier à l'échelle temporelle. Les écarts entre les températures journalières sont assez importants avec un maximum d'environ 45°C dans la plaine et un minimum de 17°C en montagne. Les températures moyennes mensuelles varient entre 13°C et 28°C dans la plaine et entre 2°C et 18°C en haute montagne. Les mois les plus chauds sont généralement Juillet et Août. Le mois le plus froid est Janvier (Boudhar, 2009).

Le régime climatique du bassin versant de Tensift est caractérisé par une grande aridité dont l'intensité est conditionnée essentiellement par l'altitude et en une moindre mesure par la continentalité.

Par ailleurs, le contraste saisonnier est très bien marqué, les pluies qui sont souvent concentrées durant la période automnale et hivernale, sont irrégulières, intenses et violentes. Le reste de l'année, la sécheresse prend une ampleur considérable surtout dans les zones de plaine où les températures et l'évaporation sont élevées (CID, 2004).

La climatologie se caractérise donc par (CID, 2004 ; Boudhar, 2009) :

- ❖ Un climat semi-aride de type continental. Les amplitudes thermiques sont assez importantes entre l'hiver et l'été : 45°C comme température maximale et 5°C comme température minimale.
- ❖ Une faible pluviométrie moyenne allant de 250 à 350 mm/an en plaine avec des variations interannuelles et inter-saisonnières importantes, mais une pluviométrie plus importante au-delà de 1000 m d'altitude, qui peut varier entre 300 et 700 mm. Le nombre de jours de pluie par an oscille entre 25 et 50 sur les zones côtières et la plaine du Haouz, et entre 45 et 70 sur la zone de montagnes.

1.2. Évaporation

L'évaporation moyenne annuelle varie de 1800 mm sur le versant atlasique à 2600 mm dans la plaine du Haouz. Elle est minimale pendant les mois de décembre et janvier tandis que

la maximale intervient pendant les mois d'été. Près de 50% de l'évaporation totale est enregistrée durant les quatre mois de juin à septembre (ABHT, 2014).

1.3. Vents

La région est dominée par deux types de vent : le Chergui soufflant de l'Est et le vent du Sud qui chaud et sec et le Gharbi, humide et porteur de pluie, soufflant de l'Ouest.

2. Contexte climatique général dans le bassin versant de Souss-Massa

2.1. Précipitations et températures

Les précipitations dans le bassin du Souss-Massa ont présenté une grande variabilité spatiale et temporelle. Les valeurs moyennes annuelles varient de 600 mm au Nord, sur les sommets du Haut-Atlas, à 150 mm au Sud sur la partie orientale de l'Anti-Atlas. La plaine reçoit environ 200 mm de pluie (ABHSM, 2005).

Par ailleurs, les températures moyennes annuelles varient entre 14°C sur le Haut-Atlas au Nord et 20°C sur l'Anti-Atlas au Sud. La température maximale journalière peut atteindre 49°C et la température minimale descend jusqu'à -3°C. L'ensoleillement est de l'ordre de 3000 heures /an (CSEC, 2001).

Les températures extrêmes dépassent souvent 40° en été et la région connaît des vents chauds desséchants soufflant de l'est appelés "Chergui". Dans la zone aval, l'oued Souss peut être fortifié par différents affluents atlasiques et quelques émergences de la nappe phréatique. C'est pourquoi le module hydrologique est plus élevé à Aït Melloul (près de l'embouchure). De plus, une brise de mer souffle de l'ouest et son influence se fait sentir jusqu'à une profondeur de 30 km à l'intérieur du bassin. Elle augmente l'humidité relative de l'air et tend à diminuer le maxima de températures. C'est donc l'orientation E-W du bassin du Souss-Massa, son cadre montagneux et sa large ouverture vers l'océan, qui semblent être les facteurs déterminants qui le distinguent des autres bassins du Maroc présaharien (ABHSM, 2005).

L'aridité s'accroît de plus en plus vers l'aval, et l'écoulement peut disparaître dans des terrains caillouteux, sableux et désertiques. Pour le Souss, l'aridité est plutôt élevée au sud-est du bassin : toute la moitié sud du bassin amont d'Aoulouz connaît une grande sécheresse par rapport au reste du bassin, notamment la partie aval (ABHSM, 2005).

2.2. Évaporation :

L'évaporation moyenne annuelle varie entre 1400 mm en montagne et près de la côte Atlantique, et 2000 mm en plaine. Le minimum est enregistré au mois de Janvier avec en moyenne 35 mm en montagne et 100 mm en plaine, tandis que le maximum est enregistré en Juillet avec en moyenne 240 mm en montagne et 270 mm en plaine (CSEC, 2001).

2.3. Vent :

Les vents connus dans le bassin du Souss-Massa sont généralement des vents d'E et d'W qui soufflent dans l'axe de la plaine. Les vents d'est, connus sous le nom de "Chergui", sont des vents chauds desséchants. Ils se manifestent de la fin du printemps jusqu'au milieu de l'automne, en apportant la sécheresse et des températures excessives. Ils doivent leur origine à la présence combinée, d'une part, de hautes pressions sur la région méditerranéenne, et d'autre part, à une extension vers le nord de la dépression saharienne : l'air continental progresse dans

la région, soit lentement soit en rafales violentes selon que le gradient barométrique est lâche ou serré (ABHSM, 2005).

De l'ouest, l'océan donne naissance à une brise de mer dont l'influence se fait surtout sentir dans la zone côtière et sur une profondeur de 25 à 30 km à l'intérieur des terres. Les effets climatiques de ces vents dépendent donc de l'origine de ceux-ci ; ils accentuent ou atténuent le degré d'aridité selon qu'ils soufflent d'est ou d'ouest. Quand à leurs effets topographiques, ils sont illustrés par des formations dunaires observées dans la zone côtière et au SE d'Aït Melloul, ainsi qu'à l'intérieur des terres, particulièrement dans les zones déboisées, comme au sud de Taroudant où on trouve de nombreuses sebkhas (Saidi, 1995).

Pour conclure, on note ici que les deux bassins versants avec des caractéristiques différents vont jouer un rôle important dans le fonctionnement climatique de chaque bassin versant.

AXE 2 : Description générale du domaine marin : la côte atlantique au sud-ouest du Maroc (30°-32°N et 7.2°-11.4°W).

I. La côte atlantique Marocaine : localisation et présentation

L'océan est le régulateur du climat mondial grâce à ses échanges continuels avec l'atmosphère. Couvrant 71% de la surface du globe, l'océan est un écosystème complexe qui fournit des services essentiels au maintien de la vie sur la Terre. Plus de 25% du CO₂ émis chaque année par l'Homme dans l'atmosphère est absorbé par l'océan et il est également fournisseur net d'oxygène de la planète, jouant un rôle tout aussi important que les forêts (Benzakour, 2000).

La côte Atlantique Marocaine étudiée est située au sud-ouest du Maroc entre 30°-32°N et 7.2°-11.4°W (Fig.19), elle est considérée comme une des régions maritimes les plus riches en ressources biologiques exploitables, classées, selon leurs caractéristiques bioécologiques et leur importance socio-économique, en trois catégories : ressources pélagiques, démersales et grands migrateurs (INRH, 2014). De plus, cette côte joue un rôle très important dans le climat marocain et aussi constitue un archive climatique important.

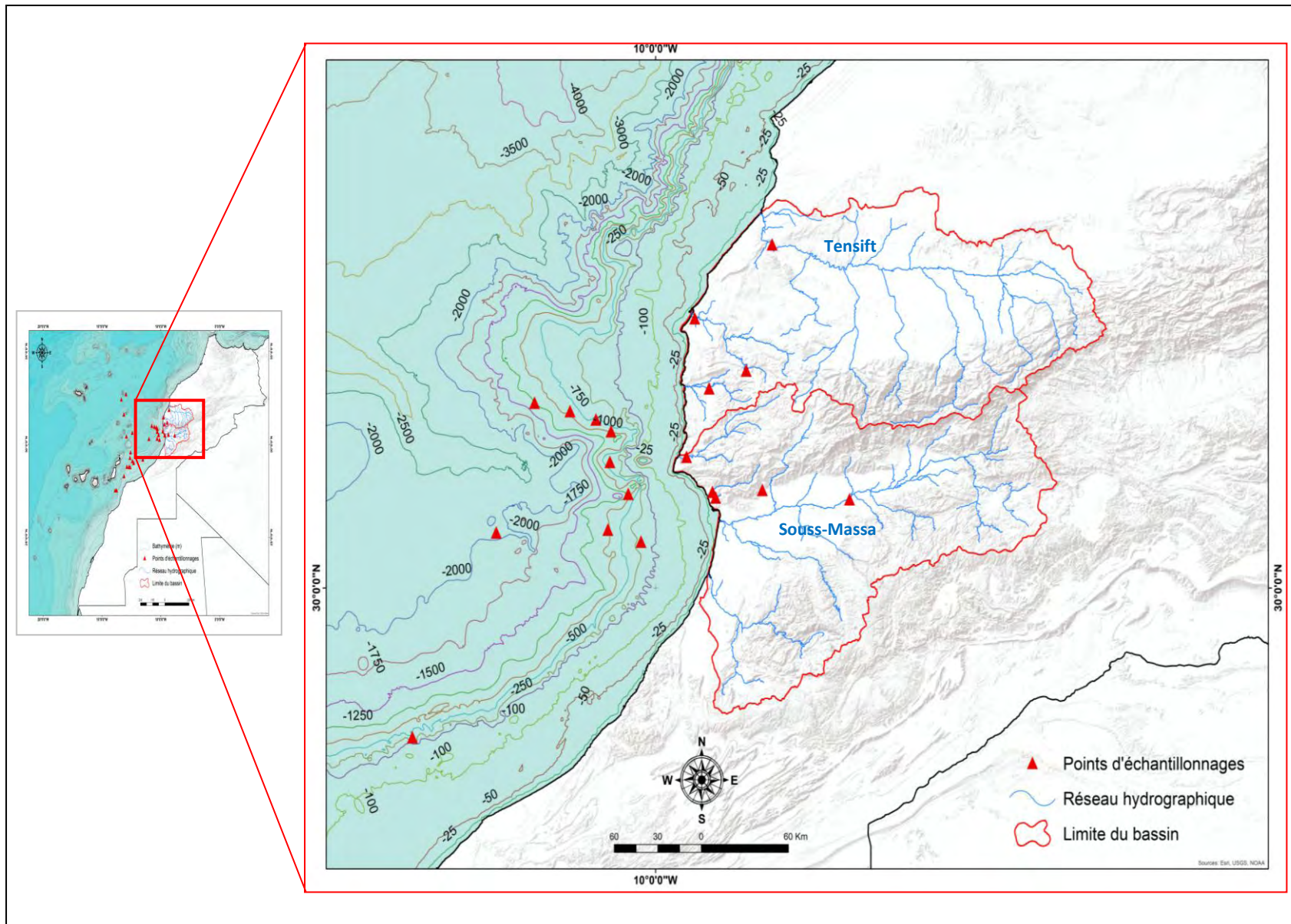


Figure 19 : Représentation de la façade atlantique du Maroc, la bathymétrie et la situation géographique des échantillons marins.

L'Océan communique dans l'extrême nord avec la Méditerranée par le détroit de Gibraltar. Au Maroc, la côte atlantique se développe linéairement vers le sud-ouest sur 2934 km du cap Spartel à Lagouira. Cette extension latitudinale (de 35°N à 16°N) fait que les influences océaniques soient elles même modulées par l'effet de la latitude en traduisant la transition entre le domaine tempéré et le domaine tropical. De ce fait, l'océan atlantique joue un rôle d'acheminement des perturbations en provenance de l'Arctique (Benzakour, 2000).

Ainsi, le Maroc reçoit, notamment en hiver, les marges des perturbations arrivant sur sa façade atlantique lorsque le système anticyclonique des Açores est décalé vers le sud. En raison de leur parcours au-dessus de l'océan, les Anticyclones Mobiles Polaires (AMP), qui atteignent le Maroc par sa façade Atlantique sont en général moins puissants et se caractérisent par des températures plus douces que les AMP qui l'abordent par l'est. Aussi bien l'océan Atlantique est la source principale d'humidité pour le Maroc (Karrouk, 2003).

Les Anticyclones Mobiles Polaires (AMP) : sont des vastes lentilles d'air plus froid et dense en valeur relative et absolue, comparé à l'air des régions qu'ils traversent. Ils résultent, d'une façon continue, du refroidissement et de l'affaissement de l'air au-dessus des régions polaires. Les plus puissants d'entre eux peuvent atteindre une pression de 1050 hPa. En moyenne, leur épaisseur est de 1500 m, tandis que le diamètre moyen d'un AMP va de 2000 à 3000 km. (Leroux, 2000).

L'influence déterminante de l'océan sur le climat des régions limitrophes, même si son évaluation précise suscite encore des débats, a déjà fait l'objet de nombreux travaux dont parmi eux la synthèse de Bryan (1962). L'océan, en contact immédiat avec l'atmosphère sur 71% de la surface terrestre, entretient une relation constante d'échanges d'énergie, d'eau et de dynamique éolienne avec la troposphère. De ce fait, il joue un rôle primordial dans la variabilité climatique à toutes les échelles du temps. Par sa forte capacité de stockage (1200 fois celle de l'atmosphère), il module le climat à une échelle séculaire par le biais de l'énergie stockée dans ses couches les plus profondes. Les courants superficiels quant à eux, contribuent à moduler les variations climatiques à court-terme, lesquelles relèvent des fluctuations journalières, saisonnières ou annuelles du climat (Merle, 2006).

En sens inverse, l'atmosphère anime la dynamique superficielle des océans par le biais de l'activité éolienne. La conjugaison de la force du vent à la force de Coriolis est à l'origine des déplacements horizontaux des couches superficielles des océans. C'est un processus qui ne fait que déclencher d'autres mécanismes donnant lieu à des phénomènes océano-atmosphériques locaux voire régionaux tel que l'upwelling côtier qui caractérise fortement le climat de la frange littorale Marocaine (Caroli, 1999).

1. La topographie du plateau continental

Le Maroc s'étire sur 2934 km de côte atlantique, du Cap Spartel à Lagouira (Gaadi, 2000). La profondeur du point de rupture de pente, entre le plateau continental et le talus, est en moyenne de 103 m, ce qui est relativement peu profond (Caroli, 1999). Toutefois, la plate-forme comporte de nombreuses dépressions de grande profondeur. Les isobathes dessinent des traits réguliers et parallèles à la côte à l'exception du secteur compris entre cap Ghir et cap Bojador où le plateau continental est plus large et les isobathes évoluent vers le large dans une structure plus complexe.

La pente de la plate-forme est régulière et douce jusqu'à -150 m, puis elle s'accroît rapidement jusqu'à 200 et 300 m. Les principales pentes sont localisées entre El Jadida et le cap Ghir, entre le Cap Juby et le Cap Bojador et au cap Timiris (Amraoui, 2013).

2. La bathymétrie

La topographie de la côte atlantique marocaine se caractérise par une grande hétérogénéité qui module la circulation générale des eaux le long du littoral. Elle conditionne également la réponse de chaque zone côtière aux fluctuations éoliennes et crée des variabilités spatiales des vents à petites échelles. Cela influence la dynamique spatiale de l'upwelling côtier, qui constitue une des caractéristiques climatiques majeures de la côte atlantique marocaine (INRH, 2014).

La ligne de côte affiche une succession de segments rectilignes de directions variables. Ces changements de direction sont soulignés par la présence de multiples caps et baies et par des reliefs qui surplombent le littoral et qui représentent une continuité de l'Atlas. C'est le cas dans le secteur compris entre le cap Ghir et Agadir où le relief "baigne ses pieds dans l'eau" dans le prolongement des montagnes du Haut Atlas Occidental (Atillah, 1993).

La côte débute au nord par le cap Spartel (35° 47' 13" N) puis suivent le cap Jorf-el-Asfar (33,2°N), le cap Cantin (32,54°N), le cap Hadid (31,7°N), le cap Sim (31,39°N), cap Tafelney (31,10°N), Cap Ghir (30,63°N), Cap Juby (27,90°N), cap Bojador (26,8°N), cap Blanc (21,45°N) cap Barbas (22,20°N), et cap Timiris (19,45°N). A chaque cap succède une baie abritée du vent du nord et du nord-est et de la houle du large. Au Maroc, on peut citer la baie de Sidi Moussa, la baie de Safi, la baie d'Agadir (Debenham et al, 1983).

3. La circulation océanique

L'étude des remontées d'eau froide (upwelling) le long des côtes marocaines revêt un grand intérêt ; en effet, la région est considérée parmi les quatre zones reconnues dans le monde qui subissent l'influence de ce phénomène et les rendent riches en ressources halieutiques. Plusieurs aspects de cet upwelling côtier ont été étudiés par des observations et par la modélisation au cours des 25 dernières années (Hagen, 2001).

Le Courant des Canaries, qui forme la branche orientale du gyre subtropical atlantique, longe les côtes marocaines jusqu'aux environs du Cap Blanc en été et jusqu'aux côtes sénégalaises en hiver. Les eaux ainsi transportées se trouvent mélangées avec des eaux plus chaudes remontant vers le nord la côte sénégal-mauritanienne (Atillah, 1993).

Ce courant, de direction sud-ouest, est situé généralement entre, la surface et 500 m de profondeur. Sa vitesse moyenne est de 0,5 nœud, mais peut parfois atteindre 2 nœuds quand les vents soufflent du nord ou du nord-est. Sa largeur peut atteindre 1000 km, et son débit est de 16.106 m³/s. Ce courant est froid (18°C en plein été) puisqu'il provient de latitudes plus septentrionales et se nourrit, en partie, des remontées d'eaux profondes qui se produisent au large des côtes marocaines (Orbi et al, 1998).

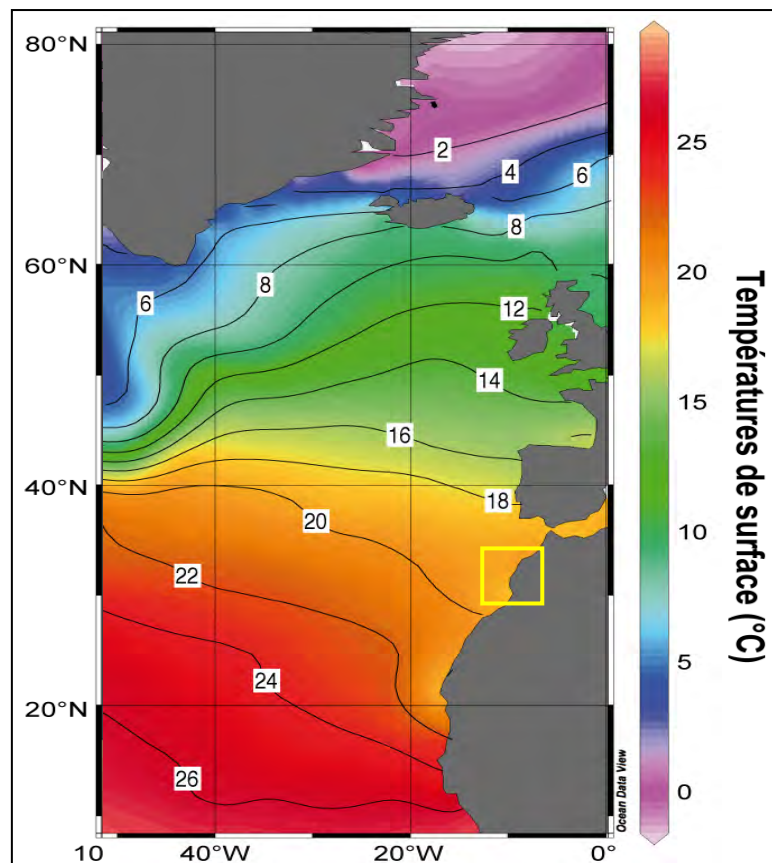


Figure 20 : Températures de surface de l'océan Atlantique dans l'hémisphère Nord. Le transfert de chaleur depuis l'Équateur vers les hautes latitudes est assuré par le courant de surface formé d'eaux chaudes et salées. Figure créée avec Ocean Data View d'après les données WOCE et GEOSECS.

Sous l'action de la force de Coriolis, les vents (dont les Alizés) présentant une composante parallèle à la côte dirigée vers l'équateur provoquent la migration des eaux de surface vers le large (dérive d'Ekman) et la remontée d'eaux profondes froides (Orbi et al, 1998). L'intensité du courant se déplaçant vers l'équateur diminue rapidement sous la surface marine (à 100 m de profondeur). Le jet instable se sépare de la côte et crée des méandres, des tourbillons et des filaments, avec une organisation horizontale et verticale très sensible aux interactions entre les instabilités de méso-échelle et de subméso-échelle (Marchesiello et al, 2003).

Un contre-courant dirigé vers le pôle Nord peut apparaître en surface lorsque les vents se relaxent à la côte. Le déplacement méridional des Alizés produit un upwelling saisonnier aux extrémités nord et sud de la région étudiée alors que la zone centrale est caractérisée par un upwelling continu tout au long de l'année (Nykjaer et al, 1994).

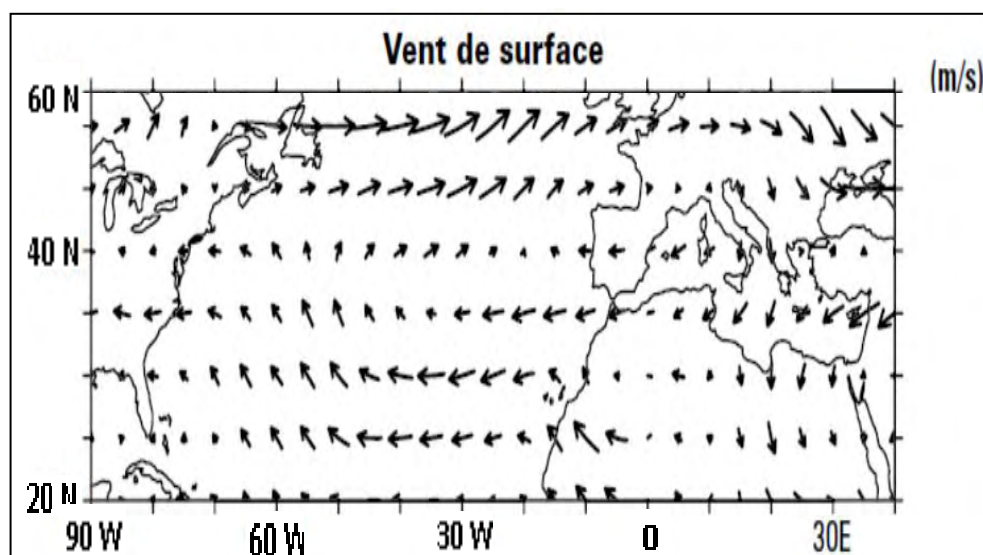


Figure 21 : Différence de vent au niveau 1000 hPa (m/s) sur vingt années en hiver (mois de décembre à février) de la période 1980-1999 ; Les données proviennent des réanalyses NCEP (Kalnay et al, 1996).

II. Aperçu sur les courants généraux de la côte atlantique Marocaine

La situation géographique de la côte du Maroc par rapport au courant des Canaries lui donne le privilège d'être influencées par l'un des cinq courants mondiaux générateurs d'upwelling : le courant de Californie, le courant du Pérou, le courant des Canaries, le courant de Benguela et le courant de Somalie (Orbi et al, 1997).

Sur la côte atlantique du Maroc règnent les conditions nécessaires aux mouvements ascendants : (i) une orientation convenable par rapport à la côte et la stabilité des vents dominants, (ii) une localisation en dehors des latitudes équatoriales (car la force de Coriolis ne doit pas être négligeable pour assurer la dérive vers le large). La résurgence est détectée par l'apparition de taches d'eau froide, plaquées sur la côte. Les isothermes forment, à partir du centre de remontée, un panache caractéristique, dont l'axe suit la dérive des eaux de surface (Van Camp et al, 1994).

1. Courant des Canaries

A côté des courants provoqués par l'oscillation des marées (courants tidaux) qui s'expriment surtout à proximité des côtes, et dont la cause est l'attraction de la lune et du soleil, il existe des déplacements de masses d'eau considérables à l'échelle de la planète qui constituent les grands courants océaniques (Jones et al, 1970).

Au large de la côte marocaine, générés par le déplacement de l'anticyclone des Açores, ils sont représentés par le courant des Canaries. C'est un courant profond, froid (les températures ne dépassent jamais 18°C), constant, venant des hautes latitudes et se dirigeant vers le Sud en effectuant des méandres autour des Iles Canaries. Il manifeste son activité maximum sur la côte marocaine en s'étendant sur le plateau continental pendant l'hiver, le retrait des eaux chaudes estivales et la position méridionale de l'anticyclone des Açores favorisent l'extension du courant froid. La salinité de ces eaux froides varie entre 3,6 et 3,65 ‰ (d'après Jones et al, 1970, in Attilah, 1993). Selon Kendrew, (1961), il limiterait les excès de chaleur estivale et serait en partie responsable des rosées et de l'hygrométrie importante pendant cette période. Il

circule entre 200 et 300 m de fond au large du Maroc avec des vitesses en surface allant de 25 cm/s jusqu'à 75 cm/s et peut atteindre exceptionnellement 100 cm/s (Erimesco, 1969).

De plus, les eaux canariennes, dont les températures varient entre 18°C et 22.5°C, apparaissent dès le mois d'octobre dans le nord de la côte marocain et couvrent la totalité du plateau continental en janvier en se mélangeant avec les eaux profondes de l'upwelling côtier. Les variations saisonnières du courant des Canaries sont liées à celles des alizés maritimes de secteur nord à nord-est générés sur la façade orientale de l'agglutination anticyclonique des Açores. Ainsi, son extension latitudinale maximale correspond à la position la plus méridionale de l'A.A des Açores, et s'opère en janvier. L'extension des eaux canariennes est minimale en été. En mois de juillet, elle se limite à la latitude du cap Blanc (Navarro et al, 2001).

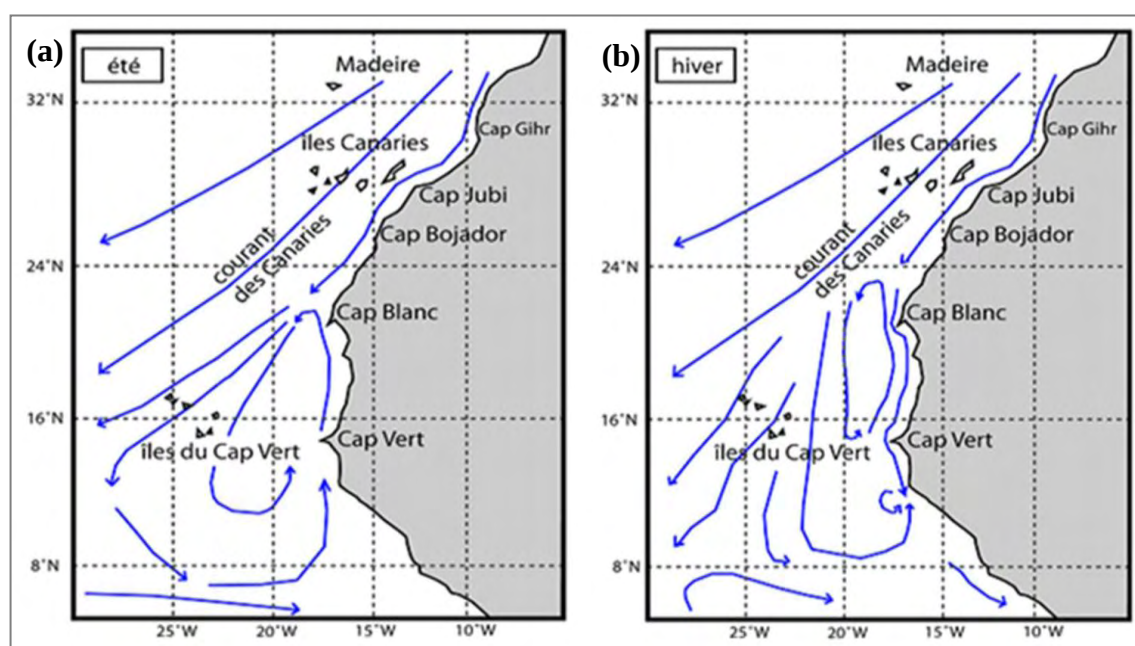


Figure 22 : Représentation de la circulation de surface du Courant des Canaries : **a-** en été et **b-** en hiver pour la région du CCLME (d'après Barton et al, 1998 cité par CCLME (2016)).

2. Courants parallèles au trait de côte

2.1. Courant du au vent

Les vents soufflent sur la mer et mettent l'eau en mouvement d'où la création de courants de surface, le déplacement se fait parallèlement au sens du vent. L'intensité de ces courants est maximum aux abords de la cote et dans la zone de déferlement et elle décroît avec la profondeur. Sur la partie sableuse du littoral d'El Jadida, les vents dominants (NNE) soufflent généralement parallèlement au trait de côte, ce qui génère des courants orientés NNE-SSW dont l'action sur les sédiments varie selon la vitesse du vent. A 90 km au Nord de la zone d'étude (Casablanca), des courants ont été observés, loin de la zone côtière, entre 500 et 2000 m de la cote avec des vitesses de surface moyennes de l'ordre de 15m (Horikawa, 1988).

2.2. Courant induit par la houle / dérive littorale

Les houles déferlantes contrôlent le transit sédimentaire longitudinal et transversal dans la zone de déferlement. Les vagues arrivent en général sur le rivage avec une certaine obliquité

qui explique l'existence, entre les lignes de déferlement et le trait de côte, d'un courant parallèle au littoral (Horikawa, 1988).

Ce courant joue un rôle important dans révolution des rivages, en particulier quand il s'agit de plages. Sa connaissance est essentielle pour étude du transport des sédiments et un préalable indispensable à toute implantation d'équipements empiétant sur l'espace infralittoral (Paskoff, 1998).

L'angle d'incidence des crêtes de houle par rapport à l'orientation de la ligne de rivage conditionne le sens et l'intensité du courant longitudinal et des transports sédimentaires induits par ces processus. La houle peut engendrer un courant littoral chaque fois que son sens de propagation n'est pas perpendiculaire à la côte. L'intensité de ces courants dépend aussi de la hauteur, de la période, et de la direction de la houle ainsi que de la nature, de la rugosité et de la pente des fonds marins (Levoy, 1994).

Les houles, orientées Nord-Ouest donnent le même sens de propagation vers le Sud-Ouest. Au centre de la grande baie d'El Jadida et de sa pointe à Jorf Lasfer, la cote est à peu près rectiligne. Les crêtes de houle sont parallèles avec le trait de côte, il peut y avoir une alternance du sens du courant littoral (vers le Sud-Ouest ou le Nord Est). Les houles, orientées Nord-Nord-Ouest au large sont réfractées sur l'avant côte pour se propager vers le Sud-Ouest. Pour les houles orientées WSW au large, elles induisent un courant longitudinal orienté vers le Nord Est (Makaoui et al, 2005).

Ces phénomènes de courants de houle, parallèle ou perpendiculaire au trait de côte, peuvent induire des transports de sédiment. Compte tenu des variations de la hauteur, période et de la direction de la houle dans la zone côtière ainsi que de l'orientation de cette dernière, les transits sédimentaires générés par les houles seront donc très complexes (Makaoui et al, 2012).

2.3. Les fronts

Dans tous les systèmes d'upwelling côtier, les eaux froides de l'upwelling peuvent être aisément distinguées des eaux océaniques plus chaudes du large à l'aide des images satellitaires thermiques. La limite entre les TSM froides et les TSM chaudes est une zone relativement étroite avec des gradients thermiques méridiens (parallèlement à la ligne de côte). Cette limite qui se caractérise conjointement par d'intenses gradients des différentes propriétés océanographiques et biologiques visibles sur les champs biogéochimiques (chlorophylle) est appelée front d'upwelling (Myrberg et al, 2010). Ces zones frontales, enchevêtrées, où la rétention de lentilles d'eaux froides à proximité d'eaux plus chaudes produit des structures complexes et hétérogènes, favorisent le développement de la production biologique. Elles peuvent également être un lieu de piégeage des particules ou des organismes présents au sein de la masse d'eau (Roy, 1992).

En plus de l'influence de l'intensité de chaque épisode d'upwelling (Castelao et al, 2006), Durski et Allen (2005) ont souligné le rôle de la bathymétrie locale dans la détermination des structures frontales de l'upwelling. L'idée est que la pente de la topographie et les forts déplacements des interfaces élargissent la condition d'instabilité en poussant la limite du front de l'upwelling plus loin de la côte.

La structure frontale principale au niveau de la côte atlantique marocaine se positionne autour de la latitude 10°N en hiver pendant lequel elle forme le front des Bissagos. En été,

cette zone de discontinuité remonte vers la latitude 21°N où elle constitue le front du cap Blanc (INRH, 2014).

2.4. L'upwelling côtier

L'upwelling est un phénomène qui caractérise la circulation océanique sur une grande partie de la plate-forme continentale marocaine. Il est engendré par l'interaction complexe des Alizés et du courant des Canaries. Les eaux de surface sont entraînées vers le large par l'Alize et remplacées par des eaux froides riches en éléments nutritifs venues du fond (Makaoui et al, 2012).

La côte atlantique marocaine est soumise à l'influence de l'upwelling côtier, terme anglophone désignant la remontée des eaux froides profondes, riches en nutriments vers la surface de l'océan), sous l'effet du vent. Lorsque ces eaux sont ramenées à la surface, les nutriments nourrissent le phytoplancton qui utilise également le gaz carbonique dissous pour sa photosynthèse (Salah et al, 2012).

Le phénomène d'upwelling le long des côtes marocaines est considéré comme une composante climatique permanente, avec des fluctuations à différentes échelles d'espace et de temps. Des études ont mis en évidence l'importance de la dynamique régionale de l'upwelling et des effets locaux du milieu sur l'organisation de l'écosystème, jusqu'au plus haut de la chaîne trophique (Cury et al, 1987). L'accent a été mis sur les perturbations globales interannuelles. Une étude de modélisation comparative a montré que de grandes différences d'activité existent entre les systèmes d'upwelling du Sahara occidental et de la Californie centrale même si les amplitudes des vents de surface sont similaires : la géométrie de la côte et la structure du talus continental conditionnent fortement le développement de l'upwelling saisonnier. Néanmoins, la dynamique et la variabilité spatio-temporelle du phénomène d'upwelling dépendent aussi largement des changements du régime des vents dans le système considéré (Estrade et al, 2008).

Ces déplacements des masses d'eaux sont dus principalement aux fluctuations saisonnières du vent. Au cours de l'hiver, les vents dominants provenant d'Ouest et Nord-Ouest rendent le phénomène d'upwelling plus faible. Par contre, il est particulièrement actif de juin à octobre, période correspondant au maximum de puissance des Alizés. Selon Mathieu (1986) les remontées les plus intenses se localisent au voisinage des caps Spartel (au Nord du Maroc), Blanc (Tod Lasfer), Beddouza (à 90 km d'El Jadida) et cap Ghir.

Ces remontées d'eaux froides induisent une diminution des températures des eaux de surface, se traduisant par la remontée des isothermes 15 et 16 C° et une diminution de la teneur en O₂ (5.1 ml/l). Cette remontée des eaux froides affecte une zone s'étendant de la côte jusqu'à l'isobathe -200 m de profondeur (Kabbachi et al, 2001).

La structure thermohaline liée aux résurgences côtières peut être perturbée par le brassage intense des eaux superficielles, provoque par l'agitation des houles. Dans la couche limite, les courants dus à la houle peuvent transporter vers la zone côtière la matière mise en suspension par les mouvements verticaux (Zakaria, 1994).

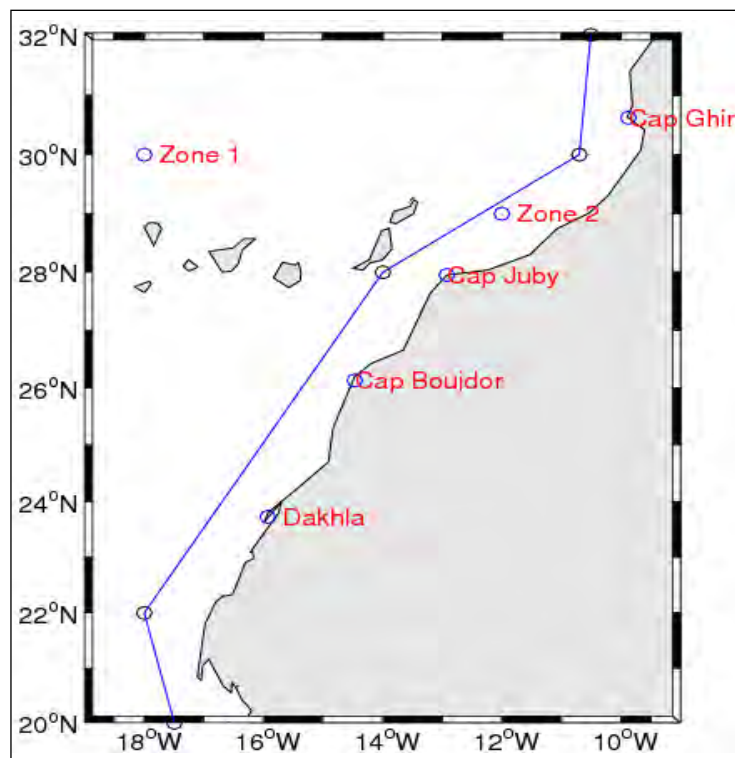


Figure 23 : Les zones d'upwelling de la côte atlantique Marocaine (Moujane et al, 2011).

Les principales zones d'upwelling de la côte atlantique Marocaine sont les suivantes (fig. ci-dessus) :

- **Zone 1** : c'est la zone de transition côtière classique des régions d'upwelling, dominée par une dynamique non linéaire liée à l'activité turbulente des filaments d'eau froide créés par l'upwelling côtier (Bernikov, 1991).
- **Zone 2** : c'est la zone côtière que l'on peut subdiviser en quatre sous-zones :
 - Au nord du cap Ghir, le plateau continental a une largeur de 5 à 25 m et tend à s'approfondir de Safi (50 m) jusqu'au cap Ghir (200 m) ; les vents y sont forts et génèrent un upwelling important et des températures froides qui répondent directement au vent ; l'upwelling de cette zone connaît une activité importante en été (Furnestin, 1959) ;
 - Entre le cap Ghir et le cap Juby, les Alizés sont plus réguliers et moins forts ; le plateau continental est plus large, moins profond, et sa pente est plus faible que celle au nord du cap Ghir ; l'orientation de la côte s'infléchit nettement vers l'ouest ; cette situation génère un upwelling plus important du fait de la régularité permanente des vents et de la faible profondeur de cette zone (Furnestin, 1959) ;
 - au sud du cap Juby et au nord de Dakhla, les Alizés sont plus forts ; le plateau continental est plus large du nord au sud et l'upwelling y est plus intense que celui de la zone précédente durant l'été (Makaoui et al, 2005) ;
 - au sud de Dakhla, les Alizés sont permanents et plus forts ; pendant la période de vents intenses, le centre de l'upwelling migre vers le talus continental et y reste jusqu'à la relaxation des vents alizés (Barton et al, 1977) ; la variation de l'intensité et de la direction des vents permet de définir une succession de périodes d'upwelling (4 à 9 jours) séparées par des périodes de relaxation (2 à 5 jours) (Coste et al, 1982).

AXE 3 : Les caractéristiques humaines des deux bassins versants

I. Le cadre administratif et démographique du bassin de Tensift

Administrativement, cette zone s'étend sur six préfectures et provinces, elle couvre totalement la préfecture de Marrakech et les provinces d'Al Haouz, de Chichaoua et d'Essaouira et partiellement les provinces d'El Kalaâ des Sraghna et de Safi (monographie de la région, 2015).

Du fait que les limites de la zone d'action de l'agence du bassin hydraulique de Tensift (ABHT, 2014) ne se superposent pas avec les frontières administratives des provinces, certaines communes se trouvent à cheval sur deux bassins. Dans ce cas, l'étude n'a pris en considération que la moitié des populations des communes concernées. Cela dans le but d'éviter le double emploi lors de l'analyse démographique des zones d'autres ABH et qui sont frontalières à celle de Tensift.

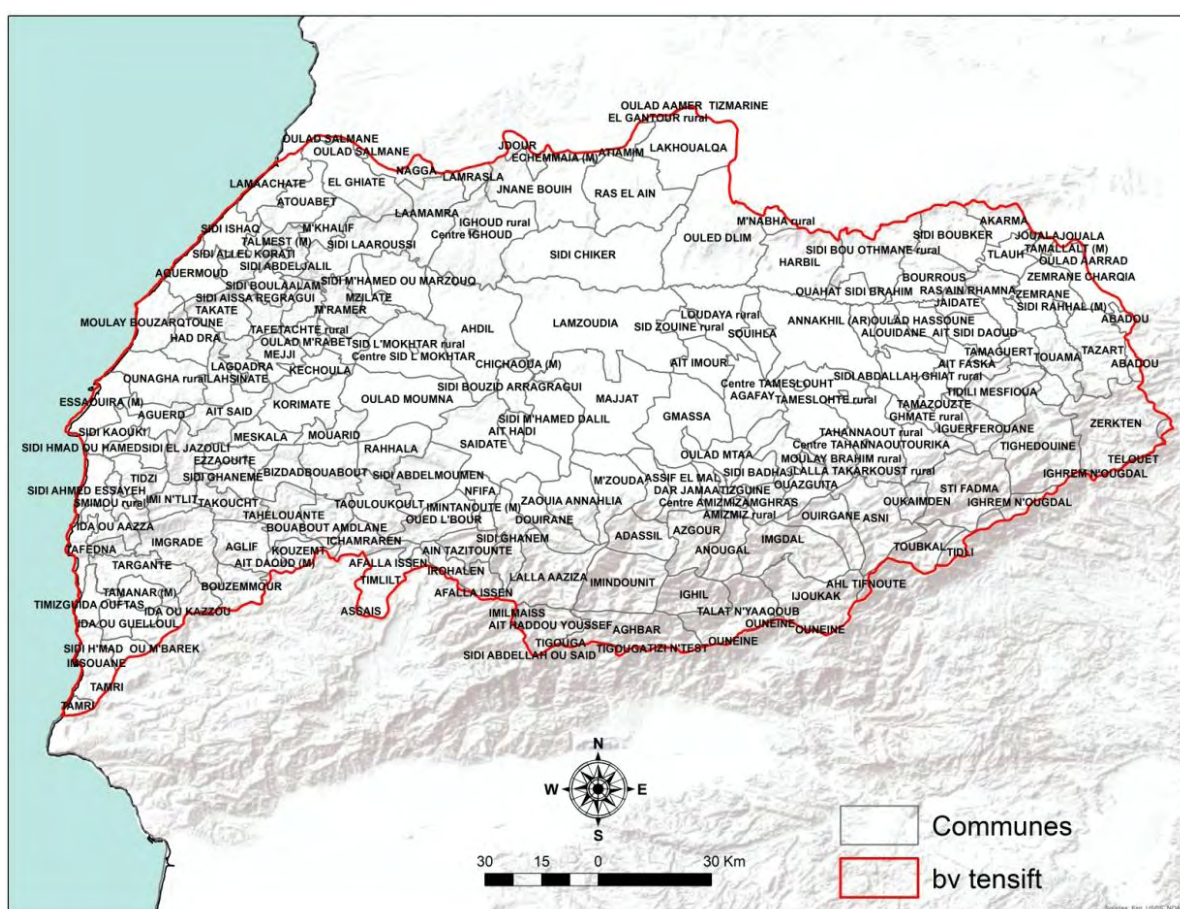


Figure 24 : carte administrative du bassin versant de Tensift.

Selon les résultats du recensement général de la population du Maroc de 2004, la zone d'action de l'ABH du Tensift regroupe une population de 2 733 816 habitants (9,3 % de la population du royaume). La population urbaine de la zone s'élève à 1,15 millions d'habitants, répartie sur 30 centres, appartenant à 6 provinces. La population rurale compte 1,58 millions d'habitants, représentant ainsi 57,8 % de la population totale de la zone (EL HORRE, 2010).

II. Aperçu sur les activités socio-économiques dans le bassin versant de Tensift

L'activité économique est essentiellement basée sur l'agriculture et l'élevage. L'agriculture moderne (périmètres irrigués) occupe une place importante. L'assolement du sol est constitué fondamentalement par les céréalicultures et l'arboriculture. Les autres activités économiques sont constituées par l'industrie agro-alimentaire, le tourisme, l'artisanat, et les mines. Le bassin comporte également un port à Essaouira où une activité de pêche se développe.

1. Agriculture et Élevage

L'agriculture constitue le secteur clé et se caractérise par la prédominance de la céréaliculture et de l'arboriculture. Le terrassement du terrain est une pratique qui permet de valoriser directement les possibilités de mise en culture, avec des vergers d'arbres fruitiers comme le noyer, l'olivier, le pommier et les cerisiers. Les superficies des parcelles agricoles sont très réduites et la surface agricole utile (SAU) par exploitant est subdivisée en plusieurs parcelles. (D.R.A.M.H, 2011).

L'agriculture représente le secteur clef de l'économie régionale. Elle occupe 53,2% du total de la main d'œuvre au niveau régional (environ 70 millions de jours de travail). La superficie agricole utile (SAU) s'étend sur environ 1.4 d'hectares dont plus de 60% sont généralement réservés à la céréaliculture. Les céréales et l'olivier sont les deux principales cultures qui occupent la superficie agricole de la région de zone d'étude. L'olivier occupe près de 136.000 ha soit 20% de la superficie nationale, il présente 25% de la production et 75% des exportations nationales des olives.



Figure 25 : photos montrant quelques activités agricoles dans le bassin du Tensift (source : <https://www.lmi-trema.ma/contexte/enjeux-physiques-et-sociaux/>).

Selon la Direction Régional Agricole Marrakech-El Haouz (D.R.A.M.H, 2011) : Les Céréales représentent d'environ 800.000 ha dont 51 000 ha en irrigué avec 10% de la production nationale (1ère région de production au niveau national en 2008/2009). L'Abricotier : 5.500 ha soit 50% de la superficie nationale et 50% des exportations nationales de conserves. Les Agrumes : 9 200 ha soit 8% de la superficie nationale. Les Cactus : 26.000 ha soit 30% de la superficie nationale. La Noyer : 2000 ha soit 34% de la noyeraie nationale. L'Arganier : 136.000 ha soit 20% de l'arganeraie nationale

En outre, cette région réalise la contribution la plus notable du cheptel national avec un part de 14,1%. Cette part importante dans l'élevage revient aux étendues pastorales dont dispose cette région d'autant plus que cette dernière réalise le plus faible rendement de céréale au niveau national ce qui prouve le caractère substitutionnel de l'élevage par rapport à l'agriculture (Direction Régional Agricole Marrakech-El Haouz, 2011).

2. Activité touristique

L'activité touristique est un secteur vital pour l'économie nationale tant au niveau de l'emploi et de l'apport en devises qu'au niveau du développement régional. L'activité touristique et récréative est assez ancienne dans la région mais a connu un développement rapide durant les dix dernières années (Ben Massou, 2007). Des études sur l'analyse du paysage, plus précisément l'établissement d'une typologie et une évaluation qualitative des paysages au niveau du bassin, basée sur la morphologie du terrain, le type du milieu, l'occupation du sol, le point d'observation, le bassin de visibilité, l'amplitude, la profondeur, l'altitude et la surface dominante ont été réalisées. L'étude des nuitées touristiques révèle que Marrakech-Tensift-Al Haouz représente Première destination touristique sur le plan national puisqu'elle réalise 32,9% des nuitées dans les hôtels classés à l'échelle nationale en 2004. (Ben Massou, 2007).

Grâce à la beauté de ses paysages naturels, de sa faune et de sa flore, il connaît une fréquentation de touristes qui sont à la quête de l'authenticité naturelle et culturelle (Ben Massou, 2007). Cependant, le développement incontrôlé de la fréquentation dans le site engendre actuellement quelques impacts négatifs qui peuvent nuire à la biodiversité et au patrimoine culturel (Flissate et al, 2008). Le taux d'occupation des hôtels classés est largement supérieur à la moyenne nationale (43% en 2004). Pour ce qui est de la répartition géographique de l'infrastructure d'hébergement touristique, la région de Marrakech-Tensift-Al Haouz arrive en deuxième position après Souss-Massa-Draa avec une part de 15,5% d'hôtels classés et de 22,5% en termes de lits au niveau national en 2004.

III. Contexte administratif et démographique du bassin de Souss-Massa

Le découpage administratif au niveau du bassin de Souss-Massa a donné lieu aux 2 préfectures d'Agadir Ida Ou Tanane et d'Inzegane Ait Melloul, ainsi que les provinces de Chtouka Ait Baha, de Taroudant et de Tiznit. Le bassin déborde légèrement en partie sur les provinces de Sidi Ifni au Sud, de Chichaoua au Nord-Est et d'Essaouira au Nord. Le graphique 4 illustre le découpage administratif en préfectures et province dans le bassin de Souss Massa (Monographie de Souss-Massa, 2014).

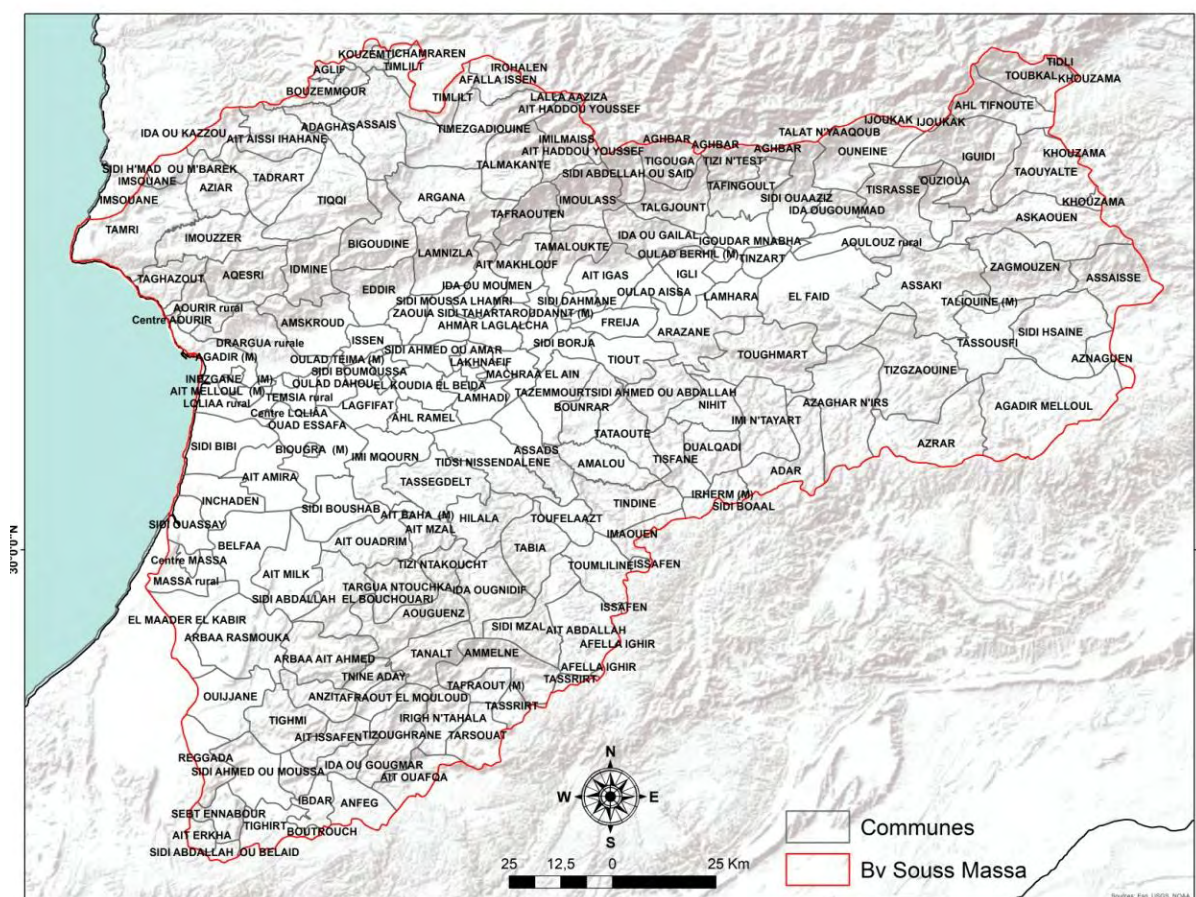


Figure 26 : carte administrative du bassin versant de Souss-Massa.

Au terme du dernier recensement général de la population et de l'Habitat de 2014, le dernier établi par le Haut-Commissariat au Plan (HCP, 2014), la population de la région Souss-Massa s'élevait à 2 669 480 habitants (soit 8% de la population du pays), répartie entre 56% de population urbaine et 44% de population rurale. Elle occupe donc le 6 rang sur les 12 régions en ce qui concerne le poids démographique par rapport à la population nationale. Ce taux va varier de 8,1% en 2020 pour atteindre 8,5% en 2030. Cependant, le graphique 5 indique que les prévisions de la population régionale, donnera un rythme annuel supérieur à la moyenne nationale 1,36% (contre 0,96% au niveau national), soit le deuxième haut taux enregistré après celui de la région Laayoune Sakiat Hamra (1,38%). Le taux d'activité est de 52,2% contre 52,1% au niveau national. Ce taux est de 45,3% en milieu urbain et 57,7% en milieu rural (HCP, 2014).

Les prévisions de croissance indiquent aussi que la population s'élèverait à 3315 230 habitants à horizon 2030 (69% en milieu urbain et 31% en milieu rural) (HCP, 2014) avec une croissance de la densité moyenne de 96 hab/km² à 120 hab/km² en 2030. Les préfectures d'Agadir Ida Outanane et Inzegane-Ait Melloul se détachent par un taux d'accroissement moyen élevé (2,24% par an) avec une population pesant environ de 50% de la population régionale. De façon générale, la population de la région est jeune. La pyramide des âges de forme triangulaire atteste du niveau encore élevé de la natalité. Cette base s'est cependant rétrécie par rapport à celles observées lors des recensements de 1982 et 1994. La taille moyenne des ménages en 2014 en milieu rural est de 4,3 personnes par ménage en baisse de 0.6 par rapport à celle observée en 2004.

IV. Potentialités économiques dans le bassin de Souss-Massa

La région recèle d'importantes potentialités économiques basées essentiellement sur trois secteurs jugés prioritaires : L'agriculture, la pêche et le tourisme. La répartition de ces activités sur le territoire régional reflète encore, l'existence de disparités au niveau des entités de la région.

1. L'agriculture

La région Souss-Massa, dans sa globalité, est une zone à prédominance rurale et où l'agriculture joue un rôle primordial dans la formation du tissu économique, et ce, malgré la conjugaison des facteurs climatiques défavorables (l'aridité y prédomine) et la Superficie Agricole Utile (SAU) évaluée à (450.000 hectares), au grès des saisons agricoles, ne représente que (8%) de la superficie totale régionale (HCP, 2014).

La région du Souss-Massa comprend des systèmes agricoles très variés. Entre autres, l'agriculture intensive irriguée au niveau des zones du Souss et de Chtouka et Tiznit est située au niveau des plaines. La superficie irriguée est de 158 430 ha dont 107 800 ha sont équipés en goutte à goutte (monographie de la région de Souss-Massa, 2014).

La superficie cultivée s'élève à 434.400 ha dominée par les céréales avec une superficie de 206.650 ha représentant 47,6 %, suivies de l'arboriculture fruitière sur une superficie de 172.000 ha soit 37 %. Les cultures intensives, représentées, par le maraîchage et les agrumes, occupent une superficie totale de 58.500 ha (ORMVASM, 2019).



Figure 27 : photos montrant quelques activités agricoles dans le bassin de Souss-Massa (source : travail de terrain).

La production agricole dans le Souss-Massa est constituée de trois principales filières qui lui confèrent un poids stratégique pour la région qui sont l'arboriculture, le maraîchage et les fourrages. 43% de la superficie est occupée par les agrumes, l'olivier, l'amandier et le bananier, en revanche en termes de production ce sont les légumes et les fourrages qui constituent la part du lion dans la production agricole régionale, soit 73.4% (2.784 715 Tonnes). Les productions totales génèrent une valeur estimée à 5,6 Milliards de dirham, dont 81% sont issus des agrumes et des légumes produits au niveau de la zone du Souss-Massa (ORMVASM, 2019).

2. Pêches maritimes

La pêche est un des secteurs clés dans la région et constitue une richesse à dimension nationale. Elle emploie une main d'œuvre importante et draine d'avantage

d'investissements. En effet, la région dispose d'un grand port de pêche hauturière et côtière à Agadir, en plus d'un certain nombre de petits points de débarquement réservés aux barques pratiquant la pêche artisanale : Imessouane, Taghazoute, Aglou, Tifnit. Cette activité a contribué à la création d'unités industrielles en relation avec le secteur et à vocation d'exportation. Région touristique par excellence, Sous-Massa est de par son climat, son relief diversifié, son patrimoine historique et culturel et ses plages étendues, une destination internationale privilégiée et la première au niveau national pour le balnéaire (monographie de la région de Souss-Massa, 2014).



Figure 28 : photos montrant quelques activités de pêche maritime dans le bassin Souss-Massa (source : travail de terrain, 2019)

L'importance de la production halieutique débarquée à Agadir soit 140.000 tonnes en 1997 fait de celui-ci le premier port de pêche du Royaume. Quant au port de Sidi Ifni, elle s'élève actuellement à 11.000 tonnes par an ; pouvant passer à 80.000 tonnes/an avec la réalisation de la deuxième tranche en cours d'achèvement. En sus, cette région dispose d'une flottille de pêche importante composée de 209 unités côtières, 249 unités hauturières et 1.206 unités de pêche artisanale. La flotte hauturière représente 60 % de la flotte nationale alors que la pêche côtière ne constitue que 8 %. Par ailleurs, ces potentialités halieutiques ont engendré le développement d'une grande industrie de transformation des produits de mer destinée en grande partie à l'exportation et concentrée surtout au niveau d'Agadir qui compte 15 unités de production de conserves de poissons, 11 unités de semi-conserves, 04 unités de sous-produits et 26 unités de congélation (HCP, 2014).

3. Activité touristique

La région de Souss-Massa dispose d'un potentiel touristique très important la plaçant en tant que second pôle touristique du Royaume, avec une part prédominante de la ville d'Agadir qui totalise près de (73%) de l'offre touristique de la région. Le secteur touristique constitue un pilier principal de l'économie de la région Souss-Massa compte tenu des énormes potentialités touristiques qu'elle recèle (climat ensoleillé, longue façade atlantique, deux chaînes montagneuses, profusions florales, de belles vallées et dunes de sables du désert) lui conférant une vocation touristique sans conteste et qui font d'elle le premier pôle touristique du Royaume (CFCIM, 2019).

Le secteur touristique y dispose d'importantes infrastructures hôtelière de la région, est constituée en 2018 de 247 unités hôtelières qui présentent (6.69%) du total national de 18451 lits (17.73% du total national) assurant (16%) de l'offre nationale en termes de chambres (18451 chambres). La répartition de ces unités touristique témoigne d'une nette disparité entre les unités constitutives de la région, du moment qu'elle montre une forte concentration des

services touristiques à Agadir Ida Outanane, qui comprend à elle seules (59.51%) des unités touristiques et (89.88%) de la capacité hôtelière régionale. Le nombre de touristes dans la région a dépassé le seuil d'un million de visiteurs, en enregistrant l'arrivée de 1 161 187 touristes en 2018, la préfecture d'Agadir Ida Outanane accueille un nombre très important des touristes qui est de 1 123 123 soit (96,72%) du total régional. Pour les arrivées des touristes par nationalité, la région accueille une grande partie de touristes venant de l'Europe (53%), le tourisme national présente 34%, les pays arabes (5%), l'Amérique du Nord et autres pays respectivement (1%) et (7%) (CFCIM, 2019).

CONCLUSION

L'analyse de ces différents paramètres physiques et géomorphologiques (lithologiques) permettra une meilleure compréhension des causes des variations des régimes hydrologiques de chaque bassin versant étudié et par conséquent leur contribution dans la genèse des crues. Leur interaction détermine la variabilité des phénomènes hydrologiques dans le temps et dans l'espace. Pour cet effet, l'analyse des données physiques et hydropluviométriques par différents outils statistiques s'est avérée nécessaire pour analyser l'influence des caractéristiques physiques sur la répartition et l'évolution spatio-temporelle des écoulements superficiels afin de mieux comprendre le comportement hydrodynamique au sein des bassins versants étudiés. En deuxième lieu, l'analyse de différents paramètres de la façade Atlantique Marocaine permettra d'avoir une meilleure compréhension sur l'interaction l'océan/terre et s'influence sur le climat de la zone d'étude, car l'océan joue un rôle primordial dans la variabilité climatique à toutes les échelles du temps.

CHAPITRE N° 2 :

COMPRENDRE LE FONCTIONNEMENT CLIMATIQUE DU PASSÉ À L'ACTUEL : CADRE CONCEPTUEL, THÉORIQUE ET MÉTHODOLOGIQUE

INTRODUCTION

Pendant longtemps les effets des changements climatiques ont été ressentis plutôt à l'échelle globale (Foley et al, 2005). Aux échelles continentale et régionale, de nombreux changements dans le climat ont été observés : tels que l'augmentation généralisée de la température moyenne, des changements dans les précipitations totales et saisonnières (IPCC, 2013).

L'objectif principal de ce chapitre est de mettre l'accent sur le cadre théorique de la variabilité climatique ainsi que celui du changement climatique. Autre préoccupation de ce chapitre est de mettre la lumière sur le cadre méthodologique du climat actuel et passé. En effet, nous allons brièvement introduire les méthodes largement utilisées pour reconstituer l'évolution du climat au cours du dernier millénaire, et d'autre part, en mettant l'accent essentiellement sur les méthodes et les approches utilisées dans ce travail (méthode XRF et Mg/Ca).

Axe 4 : Comprendre l'évolution du climat actuel : Cadre théorique

Par la datation radiométrique, l'âge de la Terre a été estimé à 4,6 milliards d'années, et depuis ce temps le climat change toujours pour des raisons normales et naturelles (Githeko et al, 2000). Il a toujours varié sur une période relativement longue : les 10 interglaciaires (alternance des saisons chaudes et froides) de cent dix millions (110) à cent vingt millions (120) d'années. Mais ce qui se passe aujourd'hui c'est que ce changement s'observe sur un intervalle de cinquante (50) à cent (100) ans ce qui est quasiment anormal. Pour la raison que nous les hommes, nous avons chargés l'atmosphère par des gaz à effet de serre notamment, le dioxyde de carbone CO₂, le Méthane CH₄, les acides nitreux HNO₂ / NO₂ et les flux de carbones principalement de l'hydrogène, du monoxyde de carbone et divers autres gaz. Ainsi donc, on peut différencier la variabilité climatique au changement climatique par ces deux intervalles de variation (Bouchouraki, 2018).

I. La notion de la variabilité climatique au changement climatique

Les changements climatiques sont actuellement considérés comme l'une des menaces les plus graves posées au développement, avec des impacts significatifs sur l'économie des pays en développement et les moyens de vie des populations les plus pauvres de la planète.

En général, la Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques (CCNUCC, 1992) fait une distinction entre les « **changements climatiques** » qui peuvent être attribués aux activités humaines altérant la composition de l'atmosphère, et la « **variabilité climatique** » due à des causes naturelles, astronomiques et géophysiques, dont la compréhension des processus induits permet d'expliquer les variations climatiques passées, de quantifier les impacts anthropiques, et de produire des scénarios d'évolution future.

Compte tenu de la difficulté de dissocier variabilités et changements climatiques, en particulier dans le contexte africain, la notion de « variabilité et changement climatique » sera souvent utilisée dans cette thèse, afin de mieux refléter la question et d'éviter des débats complexes et interminables.

Ainsi, la notion de variabilités et changements climatiques désigne la modification ou variation significative du climat, qu'elle soit naturelle ou due aux facteurs d'origine anthropique (Afouda, 2004 ; Amani, 2004). Une telle définition a pour avantage de simplifier celle donnée par la Convention Climat et aussi de prendre en compte celle du GIEC qui considère le changement climatique comme une variation à long terme du climat, qu'elle soit d'origine anthropique ou naturelle.

1. Définition du Changement Climatique

Le Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'Évolution du Climat (GIEC) définit le changement climatique comme un changement dans la tendance moyenne des conditions météorologiques sur une longue période de temps, généralement plusieurs décennies ou sur une période plus longue. Il est dû par la forte concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère causant la destruction progressive de la couche d'ozone. Cette dernière entraîne une augmentation de la température à l'échelle mondiale. Une augmentation de température moyenne à la surface de la Terre a déjà l'ordre de 0,6°C au 20^e siècle. Selon les modèles

climatiques et les hypothèses d'évolution des émissions de CO₂, le réchauffement mondial sera compris en moyenne entre 1,4 et 5,8°C, avec une modification de la pluviométrie et un accroissement de la fréquence des événements climatiques extrêmes (GIEC, 2014).

La Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques (CCNUCC, 1992), dans son Article 1, définit le changement climatique comme étant : « des changements de climat 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. » La CCNUCC établit ainsi une distinction entre le changement climatique qui peut être attribué aux activités humaines altérant la composition de l'atmosphère, et la variabilité climatique due à des causes naturelles.

Les changements climatiques peuvent être la conséquence de processus naturels internes ou de forçages externes tels que : les modulations des cycles solaires, les éruptions volcaniques et les changements anthropiques persistants de la composition de l'atmosphère ou de l'utilisation des terres. On notera que la Convention-Cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC), dans son Article 1, définit le changement climatique comme étant : « des changements de climat 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 ». La CCNUCC établit ainsi une distinction entre le changement climatique qui peut être attribué aux activités humaines altérant la composition de l'atmosphère, et la variabilité climatique due à des causes naturelles.

Les changements climatiques sont causés par les modifications de l'atmosphère qui résultent de sa transformation chimique par les gaz à effet de serre (GES). Cette perturbation de l'équilibre atmosphérique s'exprime par une augmentation des températures moyennes sur Terre, modifiant ses caractéristiques physiques, chimiques et biologiques. Les impacts sur l'environnement sont multiples, importants et de plus en plus fréquents : sécheresses, fonte des glaciers et de la glace de mer, élévation du niveau des océans, tempêtes tropicales. Ils affectent l'ensemble de la population mondiale et la biodiversité planétaire. Les activités humaines sont les principales responsables des changements climatiques actuels et de leurs impacts sur l'environnement. En effet, selon le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), le réchauffement climatique est bien réel et l'activité humaine en est responsable, par l'émission de GES. Par ailleurs, au cours du siècle dernier, un réchauffement moyen de la température à la surface de la terre de 0,74 °C a été observé, alors qu'il était prévu que la température moyenne n'augmenterait que de 0,6 °C. Les prévisions pour 2100 sont encore plus alarmantes, avec une augmentation prévue de la température moyenne de 2 à 4,5 °C (GIEC, 2008).

1.1. Définition de la variabilité climatique

En général, la variabilité climatique se réfère à la variation du système climatique causé par les activités anthropiques, comme en témoigne l'histoire du climat actuel. Elle se caractérise principalement par les phénomènes suivants (Amani, 2004) :

- ✓ Une perturbation marquée des moyennes climatiques (températures et précipitations)
- ✓ Une variabilité du climat avec : une instabilité des calendriers (début et fin de saisons des pluies), des événements paroxystiques fréquents (tempêtes, fortes pluies, ouragans et cyclones...), l'occurrence répétée d'accidents autrefois rares ou inconnus (fortes 11

gelées), une variabilité spatiale de plus en marquée (poches de sécheresse), une grande fréquence des années « anormales » (longue séquence d'années sèches suivie d'une année très arrosée par exemple).

- ✓ D'un changement dans les calendriers climatiques
- ✓ D'une augmentation des phénomènes extrêmes et d'une plus grande variabilité du climat.
- ✓ D'un accroissement des températures à certaines périodes de l'année. Les changements climatiques ou la variabilité climatique, constituent une des grandes préoccupations du monde aujourd'hui non seulement du fait de leurs impacts potentiels sur l'environnement, mais aussi pour leurs effets négatifs sur la production agricole et partant sur la sécurité alimentaire.

Il est aussi à noter que, la variabilité climatique se réfère à la variation naturelle intra et interannuelle du climat, alors que les changements climatiques désignent un changement radical, du climat attribué directement ou indirectement aux activités humaines qui altèrent la composition de l'atmosphère (UNFCCC, 1992).

Par ailleurs, les variabilités climatiques désignent une transformation à cours terme du climat d'un lieu donné. Une mesure de cette transformation est la modification que subissent les paramètres climatiques comme la température, le vent et les précipitations par exemple (Villeneuve et al, 2005). Les principaux gaz à effet de serre introduits dans l'atmosphère par les activités humaines sont : le dioxyde de carbone (CO_2), l'oxyde nitreux (N_2O), le méthane (CH_4) et les gaz à effet de serre industriels (CO , NO , NO_2 , SO_2 ,...)

Les variabilités climatiques induiront également des modifications en fréquence et intensité des phénomènes climatiques extrêmes (sécheresses, inondations, vagues de chaleur par exemple) ainsi qu'une augmentation lente et continue de la température globale moyenne à la surface de la Terre. Les variabilités climatiques sont la conséquence du renforcement du phénomène de l'effet de serre du fait du rejet dans l'atmosphère de gaz à effet de serre (notamment le dioxyde de carbone) par certaines activités humaines (Van Oldenborgh et al. 2009). L'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère induit un déséquilibre des échanges d'énergie de la terre avec l'espace. Il en résulte un stockage d'énergie au niveau de la terre, provoquant alors une augmentation de température à la surface de la terre. Cette hausse de température s'accompagne d'autres changements affectant par exemple le régime des vents, la circulation des courants océaniques, le régime des précipitations (Teisserenc, 1883).

II. Aperçu sur l'évolution du climat actuel à l'échelle globale

Depuis une vingtaine d'années, la répétition d'événements météorologiques extrêmes (canicules, tempêtes, cyclones), ainsi que leur plus forte intensité, sont communément attribuées par les médias au réchauffement climatique global. En 1988, fut donc créé le Groupe Intergouvernemental d'Expert sur le Climat (GIEC) avec justement pour objectif d'évaluer les informations d'ordre scientifique, technique et socio-économique qui nous sont nécessaires pour mieux comprendre les fondements scientifiques des risques liés au changement climatique (www.ipcc.ch). Les rapports successifs du GIEC ont pointé très tôt le rôle des activités humaines dans le réchauffement climatique actuel, et le quatrième rapport d'évaluation (2007) publie avec un degré de confiance élevé à très

élevé que les forçages anthropiques, en particulier les rejets de gaz à effet de serre (GES), exercent un effet sur le climat bien supérieur aux forçages naturels.

Le bilan que livre le GIEC s'accompagne aujourd'hui de constats qui forcent à la réflexion. Ainsi, les concentrations en GES (CO₂, CH₄, N₂O, entre autres) se sont fortement accrues (augmentation de 70% entre 1970 et 2004 ; IPCC, 2007) et sont aujourd'hui bien supérieures aux valeurs historiques déterminées par les forages glaciologiques (EPICA Community Members, 2004). L'accroissement des gaz à effet de serre dans l'atmosphère s'est accentué avec l'évolution des activités humaines. Or, les activités humaines conduisent au rejet dans l'atmosphère de gaz qui, soit existaient naturellement (CO₂, CH₄, N₂O), soit n'existaient pas comme les composés chlorés et certains hydrocarbures (GIEC). Ces observations ont permis aux experts de constater que l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère est due en particulier aux activités humaines (tabl.1).

Tableau 1 : Évolution des différents gaz à effet de serre.

	CO ₂	CH ₄	N ₂ O	CFC-11	HFC-23	CF ₄
Concentration préindustrielle (1750)	280 ppm	700 ppb	270 ppb	0	0	40 ppt
Concentration en 1998	365 ppm	1745 ppb	314 ppb	268 ppt	14 ppt	80 ppt
Changement du taux de concentration	1,5 ppm/an	7 ppb/an	0,8 ppb/an	1,4 ppt/an	0,55 ppt/an	1 ppt/an
Temps de séjour atmosphérique		12 ans	114 ans	45 ans	260 ans	>50 000 ans

Les données représentées dans le tableau sont construites à partir des données fournies dans le troisième rapport du groupe GIEC sur l'évolution du climat ; Groupe de travail I, « changement climatique 2001 : les bases scientifique physique ».

La température moyenne du globe a augmenté en moyenne de 0.74°C entre 1906 et 2005, avec de fortes hétérogénéités régionales (aux hautes latitudes de l'Hémisphère Nord, par exemple, la température arctique augmente environ deux fois plus vite que la moyenne mondiale). Le niveau de la mer s'est élevé de 1.8 mm/an sur l'ensemble de la planète entre 1961 et 1993 et s'élève à présent de 3 mm/an sous l'effet de la dilatation thermique des océans et de la fonte massive des glaces continentales (IPCC, 2007).

Dans ce contexte de réchauffement climatique ponctué par la répétition d'événements météorologiques extrêmes (canicules, inondations, tempêtes...) la communauté scientifique s'intéresse et s'interroge sur les liens entre l'activité humaine et ses conséquences sur le changement climatique futur. Depuis le début de l'ère industrielle, l'activité anthropique, responsable des rejets croissants de gaz à effet de serre (CO₂, CH₄, N₂O, ...), a perturbé la composition chimique de l'atmosphère. D'après le dernier rapport du Groupe d'Expert Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC), l'activité anthropique semble donc être à l'origine du réchauffement observé par un effet de serre additionnel lié à l'augmentation des gaz à effet de serre (IPCC, 2007).

Donc, selon les différents rapports du GIEC (TAR, AR4, FAR, SAR, AR5), ces changements, dont le monde est aujourd'hui témoin à différentes échelles, que l'on vive

au nord ou au sud, s'amplifierait dans les prochaines décennies. La planète connaîtrait une augmentation des températures, des sécheresses dans certaines zones, des précipitations intenses et des inondations dans d'autres, une recrudescence des phénomènes climatiques de grande ampleur, tels que les cyclones, une augmentation du niveau de la mer, accompagnée d'une salinisation des eaux douces et des phénomènes d'érosion accru (IPCC, 2013).

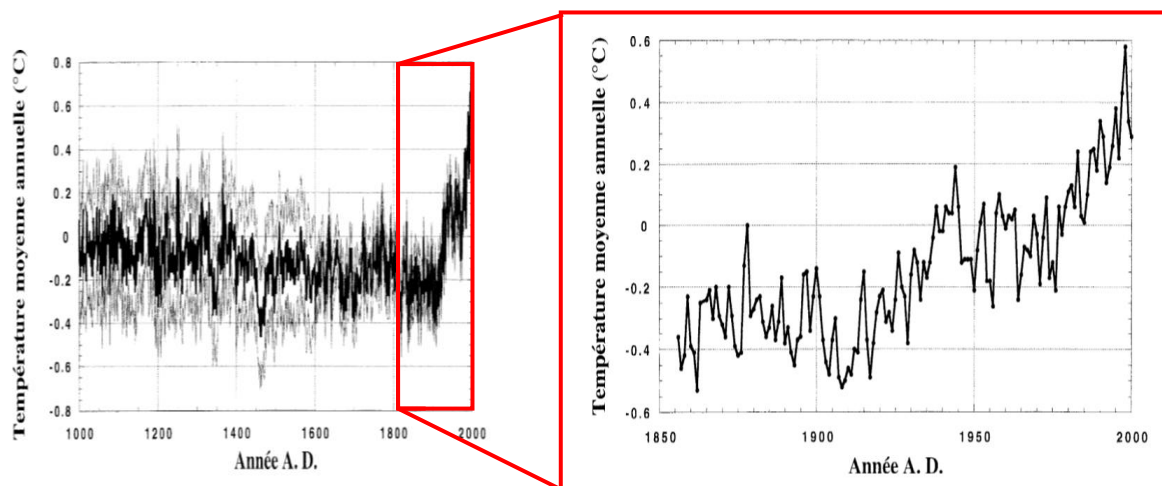


Figure 29 : Évolution de la température moyenne de l'hémisphère nord depuis l'an mil (Mann et al, 1999).

III. L'évolution des extrêmes climatiques actuels à l'échelle globale

Il est très probable que la variabilité du climat à l'échelle mondiale ou locale inclue des changements dans la fréquence des événements météorologiques extrêmes (Meehl et al, 2000). Ces événements extrêmes sont susceptibles d'avoir des impacts importants et immédiats sur les systèmes naturels, agricoles et sociaux. Les vagues de chaleur et de froid ont des effets significatifs sur la productivité agricole, le taux de mortalité, la demande d'énergie, le transport et les populations de faune sauvage (Davis et al, 2003). En ce qui concerne les précipitations extrêmes, les effets sont aussi souvent lourds, provoquant des inondations ou des sécheresses (Trenberth, 2008). Par conséquent, il est important d'analyser les événements extrêmes, associés au réchauffement anthropique ou à la variabilité climatique naturelle afin de détecter les mécanismes et processus conduisant à leurs apparitions. De telles analyses ont le potentiel d'informer sur les procédures efficaces de gestion des risques et d'atténuation des effets des catastrophes naturelles. Selon le GIEC, les événements météorologiques rares qui se produisent dans un lieu et un laps de temps particuliers sont définis comme étant des événements extrêmes. Quand un événement météorologique extrême persiste pendant un certain temps, il peut être classé comme un événement climatique extrême, surtout s'il atteint une moyenne ou un total eux-mêmes extrêmes (IPCC, 2007).

Selon d'autres auteurs, les événements extrêmes peuvent être définis comme des événements qui dépassent une certaine valeur seuil, ce seuil a souvent une signification physique ou biologique particulière (DeGaetano, 1996). En se basant sur la distribution statistique globale, ces événements peuvent aussi être des jours qui se trouvent au-delà d'un niveau prédéfini de probabilité statistique. Seneviratne et al, (2012) définissent les événements extrêmes dans une approche générale comme "l'occurrence d'une valeur d'un temps ou d'une variable de climat au-dessus ou en-dessous d'une valeur seuil

proche de la queue supérieure (ou inférieure) de la distribution statistique des valeurs observées de la variable". Ceci implique que le climat local définit ce qu'est un événement extrême pour une région. Les auteurs notent aussi que de nombreux événements extrêmes se produisent en raison de la variabilité naturelle du système climatique. Les extrêmes apparaissent ainsi comme un ensemble de phénomènes météorologiques ou climatiques qui ne sont pas extrêmes par eux-mêmes mais surtout par leur combinaison (Seneviratne et al, 2012).

Au cours de la dernière décennie, de nombreuses études ont été menées sur les changements à long terme des événements climatiques extrêmes. Ces études ont montré que les événements des températures et précipitations évoluent d'une manière significative. Dans ces rapports, le GIEC a trouvé une diminution significative dans l'apparition annuelle des nuits froides sur 74% de la superficie mondiale des terres échantillonnées. Une augmentation significative a été observée dans la survenue annuelle des nuits chaudes dans 73% de la zone étudiée (IPCC, 2007).

L'évolution des statistiques des précipitations, comme indiqué dans le 4ème rapport d'évaluation du GIEC, a été marquée par des variations interannuelles et des tendances variables pour la deuxième moitié du 20ème siècle. Les résultats ont été présentés pour l'Europe, où une nette majorité des stations a montré des tendances à la hausse du nombre des jours modérément et très humides, définis comme les jours de pluie (≥ 1 mm de pluie) qui dépassent les 75^{ème} et 95^{ème} percentiles, respectivement (IPCC, 2007).

Pour l'Europe, l'augmentation relative des précipitations extrêmes a été plus importante que l'augmentation des précipitations moyennes, ce qui indique que des événements des précipitations lourdes représentent une proportion croissante du total des précipitations.

Basé sur 27 indices des températures et précipitations extrêmes définis par l'ETCCDMI (Expert Team of Climate Change Detection Monitoring and Index), les variations globales dans les conditions climatiques extrêmes ont été analysées par Alexander et al, (2006). Les résultats ont montré des changements importants dans les températures extrêmes, liés au réchauffement entre 1951 et 2003. Les changements des précipitations extrêmes étaient moins prononcés.

Klein Tank et Können, (2003) ont montré à partir les indices quotidiens des températures et des précipitations extrêmes en Europe (1946-1999) que la diminution significative des jours et nuits froids et l'augmentation significative des jours et nuits chauds. Yan et al. (2002) arrivent à des conclusions similaires pour l'Europe, Manton et al, (2001) pour l'Asie, Vincent et al, (2005) pour l'Amérique du sud et Plummer et al. (1999) et Collins et al, (2000) pour l'Australie/Nouvelle-Zélande. Selon ces derniers auteurs, des augmentations (diminutions) statistiquement significatives dans les événements extrêmes chauds (froids), ayant duré trois jours ont également été détectés.

IV. Le point sur l'évolution du climat actuel à l'échelle du Maroc

Le changement climatique, qui affecte la plupart des pays du monde, présente des disparités régionales. La région de l'Afrique du nord serait, à ce titre, particulièrement touchée puisqu'elle devrait subir un réchauffement supérieur à la moyenne du globe et une diminution plus importante des précipitations.

Ainsi, le Maroc subit l'impact du changement climatique, comme il ressort des études nationales réalisées à ce jour. Celles-ci (DMN, 2007) ont montré que durant les quarante-cinq dernières années, les régions qui étaient classées sous climat humide et subhumide régressent au profit des régions à climat semi-aride et aride ; en témoignent l'augmentation de la température annuelle moyenne estimée à $0,16^{\circ}\text{C}$ par décennie et la baisse des précipitations printanières de 47% à l'échelle nationale.

Les projections établies par la Direction de la Météorologie nationale prévoient une augmentation des températures moyennes estivales de l'ordre de 2°C à 6°C et la diminution de 20% en moyenne des précipitations d'ici la fin du siècle.

1. Caractérisation de la variabilité climatique récente au Maroc

Le climat au Maroc est lié à une circulation atmosphérique d'échelle globale. En effet, les précipitations sont fortement liées à la North Atlantic Oscillation (NAO), formée par une différence de pression entre l'anticyclone subtropical des Açores et la dépression subpolaire d'Islande (Knippertz et al, 2003 ; Ward et al, 1999). C'est-à-dire, pour un indice NAO positif, de très fortes différences de pression existent entre les Açores et l'Islande. Les hautes pressions sur l'Océan Atlantique vont ainsi rendre le climat du Maroc plus sec. Au contraire, un indice NAO négatif est constaté lorsque le gradient de pression entre les Açores et l'Islande est plus faible. Le Maroc va donc tendre à un climat plus humide (Knippertz et al, 2003).

En ce qui concerne la région sud de l'Atlas, le climat est plus complexe à cause de nombreuses influences. La source d'humidité provient de l'Atlantique mais les transports de cette humidité depuis le sud de l'Atlas, se font grâce à des dépressions plus locales. De plus, les précipitations sur cette zone montagneuse apparaissent reliées à des dépressions provenant de la partie supérieure de la troposphère. Les pluies sont alors générées par des mouvements convectifs le long de la pente de l'Atlas, avec de gros nuages très pluvieux, avec une condition : si assez d'humidité est disponible à plus basse altitude. Autre constat, les événements pluvieux qui se déroulent durant les demi-saisons, sont reliés à des interactions tropical-extratropical (Knippertz et al, 2003).

En résumé, le Maroc est soit globalement soumis à une prédominance atmosphérique et climatique subtropicale empêchant les précipitations ; soit, soumis à des atmosphères subpolaires, apportant ainsi des pluies (Karrouk, 2007).

2. L'évolution des changements climatiques récents observés au Maroc

L'appartenance du Maroc au bassin méditerranéen fait qu'il bénéficie, à l'exclusion des régions sud et sud-est à climat plutôt saharien, d'un climat de type méditerranéen : doux et relativement humide en hiver et chaud et sec en été. Le bassin méditerranéen se trouve sous l'influence de la branche descendante de la circulation de Hadley en été et des flux d'ouest de l'océan Atlantique en hiver (Bolle, 2002). C'est une zone de transition dans laquelle les systèmes extratropicaux et tropicaux sont en concurrence influençant l'occurrence d'événements climatiques modules par le voisinage de la mer Méditerranée. Selon Xoplaki (2002) les mois d'octobre à mars avec les plus forts cumuls de précipitations constituent la saison humide méditerranéenne. Étant donné que le climat du Maroc est plus influence par l'océan Atlantique à l'ouest, par la Méditerranée au nord et le désert (Sahara) au sud (Zeilhofer et al, 2017) et qu'il est localement module

par l'orographie, la durée de la saison pluvieuse présente de légères différences spatiales (notamment entre le nord et le sud). Les mois d'octobre à mars constituent, néanmoins, la période la plus humide dans la majeure partie du pays, et les mois d'hiver (décembre-janvier-février) reçoivent le maximum de la pluviométrie. Les mois d'été ont une pluviométrie faible et a caractère orageux en général. Selon Lamb et Peppier (1987), les cumuls pluviométriques varient de moins de 200 mm au sud à environ 900mm au nord, met en exergue la décroissance du nord au sud et d'ouest en est des cumuls pluviométriques annuels moyennes sur la période 1971-2000. Seules les hautes montagnes et l'extrême nord-ouest reçoivent des cumuls annuels dépassant les 800mm. La majeure partie du pays n'excède pas 400mm en moyenne annuelle. La forte variabilité interannuelle est aussi une caractéristique des précipitations méditerranéennes. Le coefficient de variabilité (rapport de Pecan-type à la moyenne) varie sur le Maroc de 30% à 40% à l'ouest à plus de 70% dans les régions sud (Knippertz et al, 2003).

Différentes études antérieures ont montre l'influence des modes de la circulation extratropicale sur le climat du Maroc et nord Africain.

3. Les principaux indices climatiques affectant le Maroc

La variabilité climatique ces dernières décennies peut être expliquée par la modification de la composition chimique de l'atmosphère induite par l'homme, ça pourrait être aussi les fluctuations naturelles à basse fréquence du climat (Driouech et al, 2009). Les principaux indices climatiques affectant le Maroc sera présenté : North Atlantic Oscillation (NAO), El Niño Southern Oscillation (ENSO), Southern Oscillation Index (SOI), Western Mediterranean Oscillation Index (WeMOI).

3.1. L'Oscillation Nord Atlantique (NAO)

L'Oscillation Nord Atlantique (ou North Atlantic Oscillation) est une oscillation climatique naturelle, considérée comme un mode intrinsèque de l'atmosphère. La NAO est reconnue comme le principal mode de variabilité du climat dans l'hémisphère Nord extratropical, reproduisant à peu près 60 % de la variation de la pression totale au niveau de la mer (Gimeno et al, 2003). Son influence sur les conditions en Europe sont très fortes (Walker et al, 1932) et relativement bien caractérisées (Hurrell, 1995), mais ce qui est peut-être la découverte la plus significative au sujet de la NAO a été faite par Hurrell (1996), qui démontre un lien entre la tendance croissante de l'index d'hiver de la NAO et la température de surface de l'hémisphère Nord en hiver, qui peut expliquer, au moins partiellement, la température globale. Depuis, de nombreux efforts ont été fourni pour clarifier cette relation (Nicholls et al, 1996 ; Rogers, 1984 ; Tourre et al, 1999). Castro-Diez et al, (2002) ont montré que les températures dans le Sud de l'Europe ne sont pas seulement sensibles à la phase de la NAO, mais aussi à l'emplacement exact du centre d'action de la NAO. Cependant cette explication ne satisfaisait que les données suivant le milieu du 19 siècle. Selon les travaux de Gimeno et al, 2003, la relation entre l'Oscillation Nord Atlantique et la température de surface de l'hémisphère Nord est dépendante de l'activité solaire. Elle est positive pour des phases de haute activité solaire, et peu significative voire négative pour des phases de faible activité (Gimeno et al, 2003). En effet pour une phase de maximum solaire, la NAO a une structure

hémisphérique s'étendant jusque dans la stratosphère, ce qui est similaire à l'Oscillation Arctique (Thompson et al, 1998).

Cependant pour les phases de minimum, la NAO est confinée dans l'Atlantique de l'Est dans la troposphère (Gimeno et al, 2003). Ces résultats sont confirmés par l'étude du comportement de la NAO pendant les cycles à 11 ans du soleil (Kodera, 2002).

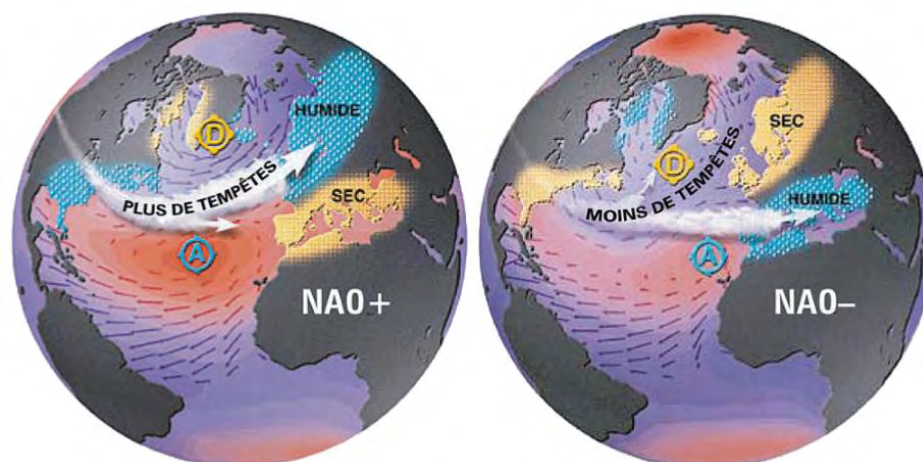


Figure 30 : Schéma récapitulatif des impacts associés aux deux phases de l'Oscillation Nord Atlantique (d'après Cassou, 2004).

En particulier, l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) exerce une grande influence sur le climat marocain. Durant la phase positive de la NAO (creusement de la dépression d'Islande et gonflement/intensification de l'anticyclone des Açores), le renforcement du gradient de pression méridional contribue à l'intensification de la circulation d'ouest sur le nord-est atlantique et le continent européen. Ainsi les perturbations se formant au-dessus de l'atlantique vers le nord-ouest du continent européen (Wanner, 2001) qui bénéficie de conditions humides et douces. Les précipitations se trouvent alors réduites sur le Maroc comme sur le sud de l'Europe. A l'inverse, la phase négative correspond à un affaiblissement du gradient de pression méridional dans l'Atlantique Nord induisant une diminution de l'intensité des vents d'ouest. L'axe du rail des dépressions est alors clairement zonal, permettant le passage des perturbations atlantiques vers le sud de l'Europe et le bassin méditerranéen. La phase négative de la NAO se trouve ainsi en faveur des précipitations au Maroc et au nord ouest de l'Afrique (Knippertz et al, 2003).

3.2. L'effet d'El Niño Southern Oscillation (ENSO) sur le climat du Maroc

La variabilité du climat au Maroc est également reliée à El Niño Southern Oscillation (ENSO) (Ward et al, 1999). Les températures de surface de la mer (ou Sea Surface Temperature) en hiver dans le Pacifique Est, affectent le climat nord-africain ainsi que l'Europe. L'influence de l'ENSO sur les pluies est plus importante en Décembre, Janvier et Février et sur les précipitations du printemps (Mars, Avril et Mai) (Knippertz et al, 2003). Des corrélations entre l'ENSO, les précipitations du Nord de l'Afrique et la NAO, ont ainsi été observées : de 1900 à 1925, de 1962 à 1987 et de 1931 à 1956. D'autres études ont également montré que les précipitations de printemps ou d'automne dans la région méditerranéenne étaient liées à l'ENSO (Huebener et al, 2007).

Par ailleurs, Le phénomène « El-Niño » est à l'origine un courant océanique saisonnier local, apparaissant environ une ou deux fois par décennies le long des côtes Sud-Américaines. Au sens large (actuel), ce phénomène désigne des anomalies

thermiques des eaux océaniques de surface persistantes sur l'est et le centre du Pacifique équatorial, persistant pendant 6 à 18 mois. On distingue une phase anormalement chaude, « El-Niño », et une phase anormalement froide, « La Niña » ; avec une périodicité d'environ 2 à 7 ans (Tootle et al, 2005). Ce phénomène océanique est en relation directe avec l'Oscillation Australe (Southern Oscillation ou SO), désignant les oscillations de pression atmosphérique de surface sur l'ensemble du bassin du Pacifique équatorial (Trenberth, 1997). ENSO est un phénomène couplé entre l'océan et l'atmosphère qui se manifeste principalement dans l'océan Pacifique. Dans les tropiques, l'ENSO est considéré comme le mode principal de la variabilité interannuelle du climat à cause de ses impacts globaux et régionaux (Camberlin, 2010). ENSO (El-Nino Southern Oscillation) est connu pour exercer une influence importante sur le continent africain (Jury et al, 2002). Déclinée à l'échelle trimestrielle, cette influence se traduit notamment, lors de la majorité des événements chauds dans le Pacifique (années El-Nino), par des sécheresses en Afrique australe (janvier-mars) et de l'Ethiopie au Sénégal (juillet septembre), ainsi que par des inondations en Afrique orientale (octobre-décembre) (Nicholson et al, 1997). Il est remarquable que les précipitations en Afrique centrale restent relativement indépendantes de l'ENSO. Nicholson et al, (1997) montrent eux aussi une quasi-absence de signal ENSO en Afrique centrale. Une exception relative est cependant la façade occidentale (Gabon, Sud Cameroun) en avril-juin, un peu plus sèche en année El-Nino. Halpert et al, (1992) révèlent l'absence d'un lien significatif entre l'ENSO et les anomalies climatiques au niveau de la méditerranée. Cela ne signifie pas qu'il n'y ait absolument aucune influence entre la circulation atmosphérique au-dessus du Pacifique et celle de la région méditerranéenne. Cela signifie simplement que ce lien est trop faible ou trop variable d'un événement à un autre pour apparaître dans les statistiques. Par contre, les mêmes auteurs ont mis en évidence une relation statistique entre les événements de type « La Niña » et les températures de fin d'hiver et de début du printemps au-dessus de la Méditerranée occidentale (Planton, 1999). Chiew et al, (2002) ont étudié la cohérence entre les débits au Maroc et el Nino, ils ont identifié une intensité moyenne, liée à l'association entre un faible écoulement vers mai (+) et El Nino. En terme d'anomalies, un événement « La Niña », l'opposé « d'El Niño », se traduit par des températures de surface océanique plus froides que la normale dans le Pacifique équatorial et central, événement moins fréquent que ne l'est « El Niño », avec un intervalle entre deux événements consécutifs compris entre 0 et 15 ans sur le dernier siècle. L'étude statistique révèle que les températures au-dessus du domaine méditerranéen, sont plus froides que la normale entre les mois de février et de mai suivant l'événement de «La Niña» (Halpert et al, 1992).

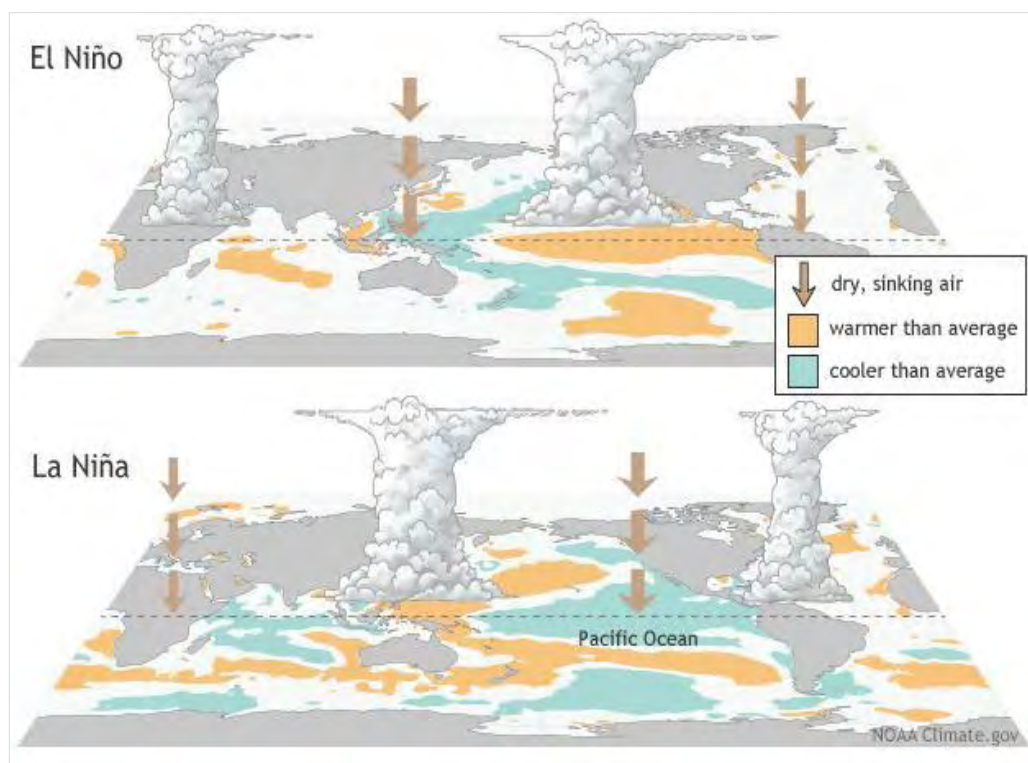


Figure 31 : Phénomènes El Niño et La Niña à l'échelle de la planète (source : NOAA climate.gov).

3.3. Oscillation de la Méditerranée occidentale (WeMOI)

L'oscillation Méditerranéenne (MO), correspond au comportement opposé de la dynamique atmosphérique entre les sous bassins Est-Ouest de la Méditerranée (Conte et al, 1989). La MO est un modèle de variabilité de basse fréquence produisant des anomalies barométriques, thermiques et pluviométriques opposées entre les extrémités du bassin, la MO influence les précipitations dans le bassin méditerranéen (Dunkeloh et al, 2003). La MO peut être interprété par deux pressions de surface opposées (et hauteur géopotentielle), dans son mode positif par un anticyclone dans la Méditerranée occidentale et Iberia, et son mode négatif dans la Méditerranée orientale. La MO couvre principalement la dynamique atmosphérique de l'ensemble du bassin méditerranéen.

Alors que l'oscillation de la Méditerranée occidentale (WEMO) est définie que dans le cadre du bassin occidental de la Méditerranée et de ses alentours (Douguedroit, 1998). La définition Oscillation de la Méditerranée occidentale ou WeMOI pour Western Méditerranéen, définie la première fois par Martin vide et Lopez Bustin (2006), correspond à la basse fréquence de la variabilité de la circulation. La phase positive de la WEMO correspond à l'anticyclone sur les Açores renfermant le quadrant sud-ouest ibérique et basses pressions dans le nord de l'Italie (golfe Genova), sa phase négative coïncide avec l'anticyclone central européen situé au nord de la péninsule italienne et zone de basse pression, souvent coupée des latitudes nordiques, dans la péninsule ibérique sud-ouest (Maheras et al, 1999). Au cours des phases positives les vents soufflent du Nord-Ouest sur Nord-Ouest méditerranéen (côte catalane) conduit par l'anticyclone des Açores. Pendant les phases négatives, les vents viennent du secteur oriental, situé sur le bord sud-ouest de l'anticyclone de l'Europe centrale. L'indice Méditerranée occidentale Oscillation (WeMOi), définie comme la différence des valeurs normalisées des pressions au niveau de la mer entre Cadix-San Fernando (Espagne) et Padoue (Italie). La WeMOi annuelle est la valeur moyenne du WeMOi mensuel

correspondant, tandis que le WeMOi d'hiver est la valeur moyenne de la WeMOi de Décembre à Février (Martin-Vide et al, 2006).

Axe 5 : Enseignement scientifique sur les changements climatiques passés

Depuis des milliers d'années, le climat de notre planète varie selon les époques et les lieux. Ces changements sont généralement observés sur de longues périodes et permettent d'atténuer la perception de l'homme sur le climat (Ladurie, 2009).

Par ailleurs, le système climatique évolue dans le temps sous l'effet d'éléments dynamiques et de forçage externes. Il s'agit entre autres, des éruptions volcaniques, des variations solaires ou anthropiques, de la modification de la composition de l'atmosphère et des changements d'affectation de temps. Parler de changement climatique revient à admettre que tout ce système subit une modification durable (au moins dix ans). La réorganisation fondamentale de la circulation océanique, la déglaciation rapide ou la fonte du pergélisol, sont donc suffisants pour entraîner la perturbation de notre système et occasionner des dommages importants (Deblonde, 2011).

I. Aperçu sur les changements climatiques au cours de l'holocène

Le Quaternaire est l'ère géologique qui se prolonge dans les temps historiques. Estimé à environ deux millions d'années, le début du Quaternaire est marqué par le passage d'un climat tropical du Tertiaire à un Âge glaciaire avec une chute de plus de 5°C de la température moyenne et une alternance de phases glaciaires et interglaciaires. En fonction de ces changements climatiques, la faune et la flore occupent des aires de répartition aux limites variables tandis que l'Homme, s'organise peu à peu en société (Bond et al, 2001).

Les changements de température au cours de l'Holocène ont été estimés dans de nombreuses régions, souvent à l'aide d'archives climatiques ayant une résolution temporelle de l'ordre du siècle, et plus sensibles à certaines saisons. Aux hautes latitudes de l'Atlantique Nord et de l'Arctique voisin, on observe des maxima des températures d'été au début de l'Holocène (10 à 8 ka), suggérant un effet direct du maximum d'ensoleillement d'été sur l'extension de glace de mer (Kaplan et Wolfe, 2006). Les reconstructions des moyennes latitudes nord montrent un refroidissement progressif des SST depuis une première partie chaude du début au milieu de l'Holocène, jusqu'à la période plus fraîche de la fin de l'Holocène (Johnsen et al 2000), probablement en réaction aux tendances annuelles et estivales dues aux forçages orbitaux à ces latitudes (Renssen et al, 2005). Au milieu de l'Holocène, les reconstructions globales issues des pollens (Prentice et Webb, 1998 ; Prentice et al, 2000) et de macro-restes (MacDonald et al, 2000) montrent une expansion des forêts tempérées vers le nord (Kaplan et al, 2003), ainsi qu'un recul marqué des glaciers.

Des conditions plus chaudes aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord au début et au milieu de l'Holocène sont cohérentes avec les profils de température dans les trous de forages continentaux (Huang et al, 1997). D'autres périodes chaudes précoces ont été identifiées dans le Pacifique Ouest Equatorial (Stott et al, 2004), en Chine (He et al, 2004), Nouvelle Zélande (Williams et al, 2004), Afrique du Sud (Holmgren et al, 2003) et en Antarctique (Masson et al, 2000). Aux hautes latitudes australes, le réchauffement précoce ne peut pas s'expliquer par une réponse linéaire à

l'ensoleillement d'été local, ce qui suggère des réorganisations du transport de chaleur latitudinal. À l'inverse, les reconstructions de températures tropicales, uniquement disponibles dans les archives marines, montrent que la Méditerranée, l'Atlantique tropical, certaines zones de l'Océan Pacifique et de l'Océan Indien ont subi un réchauffement progressif au cours de l'Holocène peut-être en réponse à l'augmentation de l'ensoleillement en moyenne annuelle dans les tropiques (Stott et al, 2004).

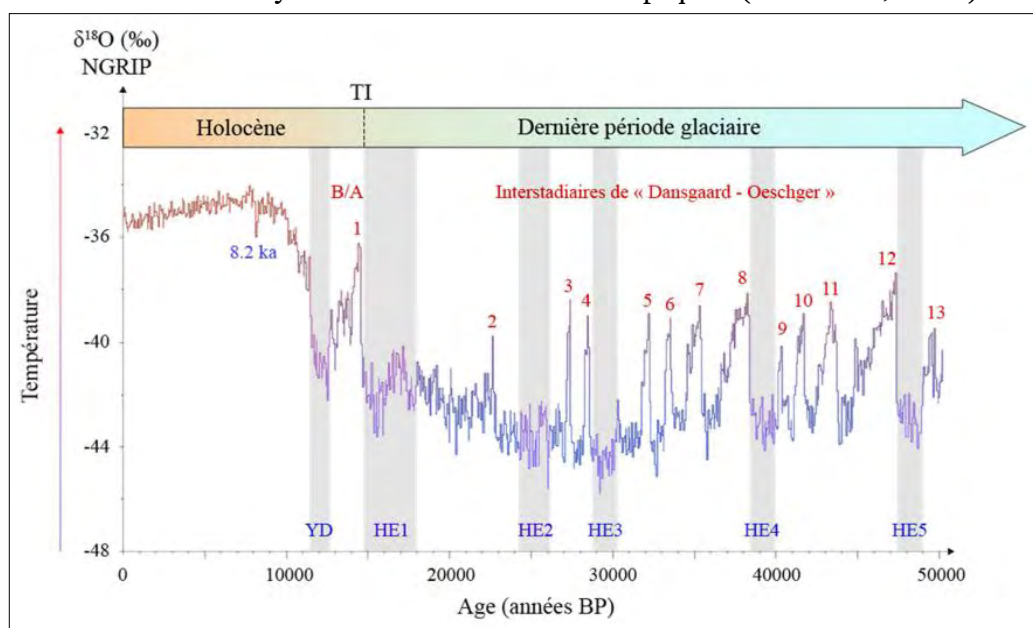


Figure 32 : Le climat des derniers 50 000 ans BP à partir des données glaciologiques (Groenland). Les événements climatiques abrupts de la dernière période glaciaire sont identifiés par des numéros en rouge, tandis que les bandes bleues représentent les événements d'Heinrich. YD : Younger Dryas (d'après Penaud, 2009).

Les enregistrements des zones extra-tropicales, à résolution temporelle de l'ordre du siècle, montrent effectivement des périodes de plusieurs siècles plus chaudes, parfois de plusieurs degrés, que les dernières décennies. Ces périodes chaudes locales n'étaient très probablement pas globalement synchrones et se sont produites à des moments où certaines zones des océans tropicaux étaient plus fraîches qu'aujourd'hui (Lorenz et al, 2006). Lorsqu'ils sont forcés par les paramètres orbitaux de 6 ka, les modèles couplés de climat actuels et les EMICs représentent bien les changements de température et de précipitations observés, alors que la température moyenne globale simulée reste quasiment inchangée ($<0,4^{\circ}\text{C}$), exactement comme il est attendu de la saisonnalité du forçage orbital. À cause des réponses régionales différentes entre les tropiques et les hautes latitudes, ainsi qu'entre les différents hémisphères, les concepts couramment utilisés de « Optimum thermique du Moyen Holocène », « Altithermal », etc. n'ont pas de vocation globale et devraient toujours être utilisés dans un contexte régional bien précis. La couverture spatiale, la résolution temporelle et la datation des enregistrements paléoclimatiques de l'Holocène ne permettent pas actuellement de déterminer s'il y a eu des périodes de plusieurs décennies de réchauffement comparable à celui de la seconde moitié du 20^{ème} siècle (Masson et al, 2005).

1. Le contexte climatique général depuis derniers 20 000 ans

Plusieurs grandes phases climatiques vont se succéder d'environ 20 ky BP à l'actuel. Le LGM (18 à 21 ky BP) marque la période maximale de refroidissement de la dernière période glaciaire. Il est suivi par une déglaciation qui, datée de 15 à 10 ky BP,

correspond à la phase maximale de fonte des calottes de glaces associée à une période de réchauffement dans l'hémisphère Nord. Elle est interrompue entre 10,5 et 12,8 ky BP par un brusque refroidissement désigné sous le nom de Younger Dryas (YD) (Foucault, 2009). Son enregistrement à l'échelle de l'Atlantique Nord est reporté sur la figure ci-dessus, le proxy utilisé étant les variations de la composition isotopique de l'oxygène mesurées dans les glaces du Groenland, indicateurs des variations de température atmosphérique. Le YD correspond à une baisse du $\delta^{18}\text{O}$ des glaces ; il est également documenté par les variations isotopiques de l'oxygène mesurées dans des carbonates de foraminifères planctoniques (Essallami et al, 2007). Les délimitations des événements évoqués précédemment sont grisées et correspondent à une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ de ces carbonates. L'YD est marqué par un refroidissement abrupt en Méditerranée occidentale en termes de températures d'eau de surface alors que sa signature thermique semble moins claire dans le bassin oriental (Martrat, 2004).

2. Le changement climatique au cours des derniers 2000 ans

Certaines des études conduites depuis le Troisième Rapport de Synthèse (TAR) indiquent une variabilité de la température de l'hémisphère nord à l'échelle de plusieurs siècles supérieure à celle qui était publiée dans le TAR. Ces travaux montrent que les reconstructions sont sensibles aux types d'indicateurs paléoclimatiques utilisés, aux méthodes statistiques mises en œuvre pour la calibration et la combinaison des données afin de reconstruire les températures passées. La plus grande variabilité démontrée par certaines études récentes concerne principalement des températures plus fraîches (surtout pour les périodes du 12^{ème} au 14^{ème} et du 17^{ème} au 19^{ème} siècle). Seule l'une des nouvelles reconstructions indique des températures légèrement plus chaudes (au 11^{ème} siècle, mais toujours dans la gamme d'incertitude publiée dans le TAR).

Le Troisième Rapport de Synthèse (TAR) a souligné le réchauffement exceptionnel de la fin du 20^{ème} siècle par rapport au dernier millénaire. Les travaux récents ont renforcé cette conclusion. Il est très probable que la moyenne des températures de l'hémisphère nord a été plus chaude pendant la seconde moitié du 20^{ème} siècle que pendant tout autre intervalle de 50 ans au cours des derniers 500 ans (fig.33). Il est également probable que cette période de 50 ans a été la plus chaude dans l'hémisphère nord au cours des derniers 1,3 ka, et que ce réchauffement a été plus étendu spatialement que pendant toute autre période de 50 ans des derniers 1,3 ka. Ces conclusions sont plus fiables pour les températures d'été des zones continentales extratropicales, et pour les périodes les plus récentes, à cause de la faible densité de reconstructions pour les périodes plus anciennes.

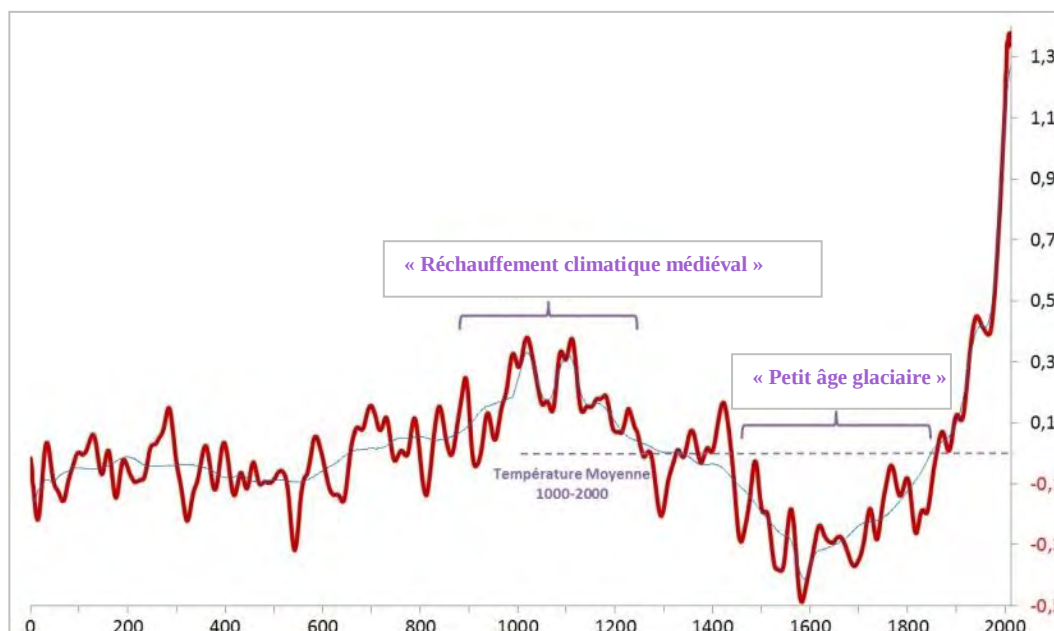


Figure 33 : Évolution de la température de l'hémisphère nord depuis 2000 ans (Sonechkin et al. Puis NASA).

Les faibles variations des concentrations préindustrielles en CO₂ et CH₄ au cours du dernier millénaire sont cohérentes avec les reconstructions des températures de l'hémisphère nord ; des variations climatiques plus intenses que celles qui sont reconstruites impliqueraient probablement des variations plus marquées de ces concentrations. Les variations faibles des gaz à effet de serre au cours de la période préindustrielles fournissent ainsi une preuve indirecte que les variations de la température globale ont été limitées à l'échelle de la décennie et du siècle.

Les simulations paléoclimatiques sont globalement cohérentes avec les reconstructions des températures de l'hémisphère nord au cours du dernier millénaire. Selon plusieurs auteurs, l'augmentation des températures de surface depuis 1950 ne peut être simulée sans prendre en compte les gaz à effet de serre d'origine anthropique parmi les forçages climatiques (très bon niveau de confiance) et il est très improbable que ce réchauffement ne soit que la fin d'un épisode froid qui a précédé le 20^{ème} siècle.

II. Généralité sur les principales causes des changements climatiques de l'holocène

L'Holocène est marqué par plusieurs variations climatiques. L'origine de ces oscillations climatiques peut être expliquée par des forçages solaires, volcaniques ou naturels (interaction océan/atmosphère) (Bond et al, 2001).

L'évolution climatique, à l'échelle des temps géologiques, est contrôlée par différents forçages naturels parmi lesquels se distinguent le forçage orbital, le forçage solaire et le forçage volcanique (Bianchi et al, 1999).

1. Le forçage orbital

La théorie astronomique du climat est associée à celle proposée en 1924 par le Yougoslave Milanković. Cette théorie explique les variations de l'ensoleillement des différentes régions sur Terre suite à l'évolution du mouvement de la Terre autour du soleil. La théorie de Milanković, appelée aussi les paramètres ou cycles de Milanković, correspond à trois phénomènes orbitaux-l'excentricité, l'obliquité et la procession

affectant certaines planètes du système solaire. La terminologie de « paramètres de Milankovič » est un outil de travail dans le cadre de la théorie astronomique des paléoclimats ». En effet, Le forçage orbital est généré par l'évolution des paramètres orbitaux de la Terre selon les trois cycles de Milankovitch (Hays et al, 1976) :

- ✓ L'excentricité de l'orbite terrestre (100 000 et 400 000 ans) ;
- ✓ L'obliquité ou inclinaison de l'axe de rotation de la Terre 41 000 ans) ;
- ✓ La précession des équinoxes (19 000 et 23 000 ans).

Par ailleurs, le facteur principal affectant le climat de l'Holocène est lié au forçage orbital et plus particulièrement la précession. Ces changements d'insolation ont un impact significatif dans la redistribution de l'énergie, à l'échelle temporelle (la saison) mais aussi spatiale (latitudinale) (Maxime, 2008). Pendant l'Holocène Récent, les changements induits par la précession placent le solstice d'été de l'hémisphère Nord au périhélie (Aujourd'hui le périhélie est plus près du solstice d'hiver). Il en résulte une plus grande insolation d'été à toutes les latitudes de l'hémisphère Nord (Atteignant $\sim 40^\circ \text{W/m}^2$ de plus qu'aujourd'hui à 60°N à $\sim 25^\circ \text{W/m}^2$ plus élevé qu'à l'équateur). Ainsi l'insolation de Juillet a atteint un maximum vers 12 000 ans. Les différences pendant les étés de l'hémisphère Sud sont plus faibles, centrées aux faibles latitudes et de signe opposé. Par exemple, l'insolation de Janvier à 20°S pendant l'Holocène Récent était de 30°W/m^2 sous les valeurs actuelles (Debret, 2008).

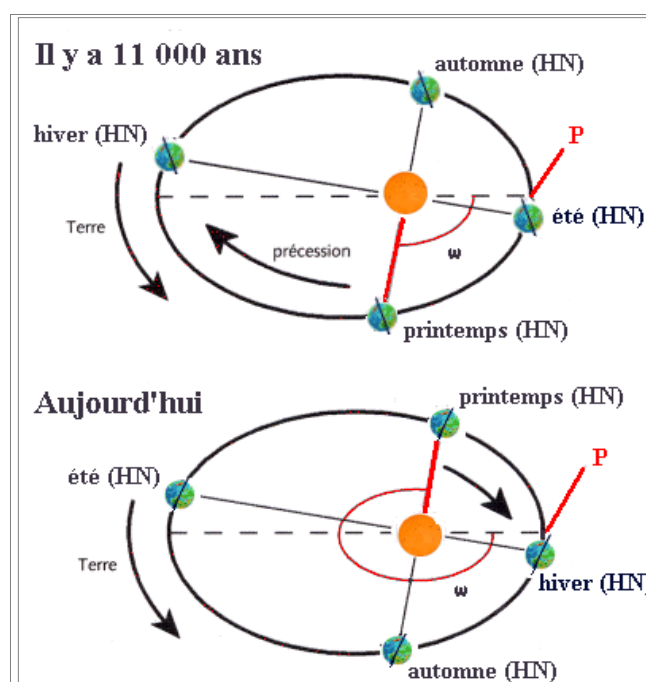


Figure 34 : Configuration orbitale il y a 11 000 ans (en haut) et actuelle (en bas). Source : site-web : <http://accres.inrp.fr/accres/terre/paleo/variations/paleoclimats/syntheses/variations-duclimats/astro/milanko4.htm>.

2. Le forçage solaire

Le forçage solaire correspond aux variations de l'activité du Soleil définies par le nombre d'éruptions solaires (taches solaires). Cette activité, également cyclique, se caractérise par de nombreuses périodes différentes : décennales (cycle de Schwabe : environ 11 ans) à pluriséculaires (cycles de Suess : environ 205 ans ; cycles de Gleissberg : environ 90 ans). Ces oscillations génèrent principalement une modification de l'insolation reçue par la Terre. Ainsi, les phases de faible activité solaire, donc de

diminution de l'irradiance, sont associées à des dégradations climatiques de courte période (Servonnat et al, 2010).

L'énergie solaire reçue par la planète est modulée par les variations de paramètres astronomiques qui caractérisent la révolution de la Terre autour du Soleil et l'inclinaison de l'axe des pôles par rapport au plan de l'écliptique. L'impact de ces variations sur l'énergie solaire moyenne totale reçue par la planète est négligeable à l'échelle hémisphérique sur les 1000 dernières années (Lean, 1995). Cependant, cette évolution lente de la configuration orbitale de la Terre a un impact sur la répartition régionale et saisonnière de l'insolation qu'il faut prendre en compte. L'influence du forçage orbital est essentiellement significative en été au nord de 65°N avec une baisse en 1 000 ans du rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère d'environ 1,5 W/m²e (Hoyt, 1998).

3. Le forçage volcanique

Plusieurs études ont montré que l'activité volcanique est un autre moteur de la variabilité climatique. Les grandes quantités de particules et de gaz émis dans l'atmosphère suite aux éruptions empêchent le rayonnement solaire de passer. Toute fluctuation de ce rayonnement a une incidence sur le climat, en particulier sur la température (Budyko, 1984).

Le volcanisme implique une chute des températures à court terme mais s'avère être un puissant facteur de réchauffement sur le long terme. Les éruptions volcaniques sont parfois si violentes que de grandes quantités de poussière et de gaz sont projetées à haute altitude dans l'atmosphère. Les particules qui atteignent la stratosphère peuvent persister pendant plusieurs années. Elles provoquent une baisse des températures en réfléchissant le rayonnement solaire (Touchard, 2002). Celle de l'éruption du Pinatubo en juin 1991 dans les Philippines a ainsi atteint une vingtaine de kilomètres d'altitude. Une fois dans la stratosphère, les gaz volcaniques sont transformés par réaction chimique en particules fines d'aérosols sulfatés qui vont être transportés vers les pôles en quelques mois avant de retomber à la surface (Baroni, 2006). Les dépôts d'acide sulfurique des éruptions tropicales anciennes détectés dans les carottes de glaces de l'Antarctique et du Groenland constituent ainsi des indicateurs fiables de l'activité volcanique pour la période pré-instrumentale. Ces dépôts témoignent ainsi d'une activité volcanique particulièrement intense durant le siècle XIII et, dans une moindre mesure, le XIX siècle. Ce sont ces particules fines formées dans la stratosphère qui vont perturber le rayonnement solaire incident.

En effet, en raison de leur composition et de leur taille, ces aérosols réfléchissent le rayonnement solaire (principalement dans l'ultraviolet et le visible) mais absorbent une partie du rayonnement infrarouge solaire et terrestre (Budyko, 1984). Pour la seule éruption bien observée lors de la période instrumentale, cet effet s'est traduit par un réchauffement de la basse stratosphère et un refroidissement net des températures de quelques dixièmes de degré à la surface de la Terre pendant les deux premières années suivant l'éruption avec un retour progressif à la normale au bout de trois ans. Cette éruption sert de référence pour reconstruire le forçage radiatif des éruptions qui ont jalonné le dernier millénaire (Zielinski et al, 1996).

Axe 6 : Aperçu sur les méthodes d'observation du climat passé

L'étude de paléoclimat est la détermination plus précise des variations climatiques dans le passé, de leurs causes, de leur facteur temps et de leur amplitude ; c'est une reconstitution exacte du comportement de l'écosystème planétaire pendant les transitions entre les principales périodes glaciaires et interglaciaires. Le climat est donc le résultat des interactions entre les compartiments environnementaux existants à la surface de la Terre : Atmosphère, Hydrosphère, Cryosphère et Lithosphère (Bolzano, 1994).

De ce fait, la paléoclimatologie constitue une discipline phare car elle permet l'analyse de situations climatiques passées qui constituent autant d'éléments clés pour comprendre les conditions aux limites de notre système climatique. De plus, elle fournit un large spectre d'analogues naturels au réchauffement climatique actuel sous des forçages très différents qui aident à améliorer le discernement et l'ordination de ces forçages dans les modèles climatiques numériques (Bradley, 1999). L'étude des variations climatiques naturelles passées est ainsi un préalable incontournable à toute projection pour le futur.

Dans cet axe, nous allons introduire les méthodes largement utilisées pour reconstituer l'évolution du climat au cours du dernier millénaire. De plus, cet axe retrace la partie du développement analytique de notre travail. Cet axe a consisté, dans un premier temps à définir le protocole d'analyse par la spectrométrie de fluorescence X (XRF). Dans un second temps, cet axe retrace mettre en œuvre un protocole de nettoyage chimique des échantillons de foraminifères avant leurs mesures. Par la suite, la technique instrumentale permettant la mesure du rapport Mg/Ca de la calcite des tests de foraminifères par spectrométrie d'émission (ICP).

I. Généralité sur les indices des variations climatiques passées : les archives du climat

Pour connaître les climats du passé il faut aller chercher les indices qui témoignent des conditions climatiques qui prévalaient à l'époque de leur archivage. Ces indices se trouvent sur le terrain là où la nature a bien voulu les préserver.

Les variables climatiques enregistrées dans ces archives permettent de reconstituer l'évolution de certains paramètres climatiques clés sur des échelles spatiales et temporelles qui leur sont propres.

Tableau 2 : Les paramètres climatiques et leurs échelles spatiales et temporelles (Berger, 1992).

Types d'archives	Résolution temporelle dans l'échantillonnage	Période couverte (ans)	Paramètres climatiques dérivés
Cerne des arbres	an-saison	10 ⁴	T H C B V M L S
Sédiments lacustres	An	10 ⁴ -10 ⁶	T B M
Carottes de glace polaire	An	10 ⁵	T H C B V M S
Carottes de glace des latitudes moyennes	An	10 ³	T H B V M S
Dépôts coralliens	An	10 ⁵	T C T L
Loess	10 ans	10 ⁶	H C B M
Carottes océaniques	100 ans	10 ⁷	T C B M
Pollens	1000 ans	10 ⁵	T H B
Paléosols	100 ans	10 ⁵	T H C V
Roches sédimentaires	2 ans	10 ⁷	H C V M L
Données historiques	jour-heure	10 ³	T H B V M L S
T=température, H=humidité ou précipitation, C=composition chimique de l'air (a), de l'eau (w), ou des sols (s), B=information sur la biomasse, V=éruptions volcaniques, M=champ géomagnétique, L=niveau des mers, S= activité solaire.			

La paléoclimatologie est une science qui s'est développée rapidement et qui est capable, à partir de plusieurs sources de données (les sédiments marins et lacustres, les carottes de glace ...), de nous fournir des informations sur les conditions du climat passé (Bradley, 1999). Les données paléo-climatiques déterminées en utilisant les indicateurs climatiques "Proxies", sont reconnues par les gestionnaires des ressources naturelles, les autorités gouvernementales et les organisations internationales comme alternative permettant l'établissement d'une base de données sur le climat durant des millénaires afin de pouvoir, via leur analyse, de comprendre et évaluer les changements récents du climat. Bref, Les données qui permettent de caractériser l'état de l'environnement dans le passé et en particulier l'histoire climatique de la terre, sont préservées dans des archives naturelles (Chaline, 1995).

En conséquence, les paléoclimatologues reconstituent généralement le climat en se basant sur différentes archives naturelles qui enregistrent de manière indirecte les changements climatiques. Les séries temporelles obtenues à partir de ces enregistrements sont souvent appelées proxys climatiques, proxy-données ou tout simplement proxy.

1. Archives naturelles continentales

De nombreux outils et méthodes ont été développés pour extraire un signal climatique le plus précis possible à partir d'analyses biologiques ou physico-chimiques d'archives naturelles, et l'étude mécaniste ou statistique de leurs relations avec des variables climatiques (Masson et al, 2013). On parle alors de proxys climatiques, terme venant de l'anglais et signifiant «par procuration», du fait que ces estimations du climat sont assez indirectes. Par exemple, certaines caractéristiques de sédiments sont utilisées pour caractériser les crues. L'étude des pollens, des insectes et des micro-organismes des sédiments permet de caractériser les changements passés de température ou de précipitations (Defer et al, 2003). La densité, l'épaisseur et la composition en isotopes

stables du carbone et de l'oxygène des anneaux de croissance des arbres fournissent des enregistrements qui, selon les régions, seront principalement contrôlés par la température de la saison de croissance des arbres ou bien le stress hydrique. La mesure la plus simple, celle de l'épaisseur des cernes annuels, exige d'analyser un grand nombre d'individus et de corriger des effets de changements de croissance liés à l'âge des arbres. Les glaciers et calottes polaires offrent également des enregistrements des variations passées du climat via l'accumulation annuelle de neige (issue de l'épaisseur des couches annuelles, corrigées des changements de densité et de la déformation) ou la composition isotopique de la neige. La composition isotopique de la vapeur d'eau dans l'atmosphère dépend en effet de l'histoire de la condensation, qui provoque une distillation. Ainsi, dans les régions tempérées ou polaires, la composition isotopique est principalement gouvernée par les changements de température de condensation ; dans les régions tropicales ou en Méditerranée, elle est aussi fortement affectée par les phénomènes de convection atmosphérique qui contrôlent également la quantité de précipitations.

Les estimations des changements de température à l'échelle hémisphérique sont généralement plus nombreuses dans l'hémisphère Nord, pour lequel la couverture offerte par les enregistrements terrestres est plus représentative. Un ensemble de méthodes statistiques a été développé pour produire des estimations de la température moyenne à la surface de l'hémisphère Nord (parfois restreinte à une saison, l'été, et aux latitudes extratropicales) à partir des enregistrements paléoclimatiques disponibles, tirant parfois parti de la cohérence spatiale des variations de températures dues aux modes de variabilité de grande échelle.

2. Archives naturelles marines

Un travail de synthèse similaire à celui cité plus haut pour les continents est en cours pour les températures marines au cours des derniers millénaires. En effet, le prélèvement et l'analyse de sédiments marins dans des zones à fort taux de sédimentation et celle des stries de croissance des coraux et bivalves permettent de caractériser les variations passées de l'état de l'océan (Anand et al, 2003). Leur analyse biogéochimique permet de reconstruire des variables comme la température (parfois la salinité), avec une résolution temporelle généralement de l'ordre de la décennie (dans le cas des régions côtières) à plusieurs décennies dans les régions à plus faible taux de sédimentation (sédiments plus profonds et éloignés de la côte) (Deer et al, 1992). Les analyses géochimiques les plus utilisées reposent sur le rapport entre certains éléments traces (rapport magnésium sur calcium, Mg/Ca) dans la coquille (calcite) ou encore de l'abondance relative des alcénones à 37 atomes de carbone, molécules organiques produites par certaines espèces du phytoplancton marin (Hays et al. 1976).

Les Alcénones fournissent des estimations de température à la saison de production des algues. Ainsi, dans les régions tropicales et subtropicales, les températures de surface reconstruites sont celles de la fin d'hiver. Aux hautes latitudes, c'est en saison chaude que les flux organiques exportés sont les plus forts, les températures reconstruites dans les eaux polaires sont donc les températures d'été (Anand et al, 2003). En revanche, la production d'Alcénones aux moyennes latitudes se caractérise par deux pics de production : un premier au printemps et un second en automne. De ce fait, les

températures enregistrées dans ces régions sont plus proches de la moyenne annuelle. Les études s'appuyant sur l'analyse du rapport Mg/Ca dans les coquilles de foraminifères planctoniques montrent que sa valeur augmente de manière exponentielle avec les températures de surface océaniques (Anand et al, 2003).

Plusieurs travaux ont montré que ce rapport dépend aussi de la salinité, de la concentration en ions carbonates et du pH des eaux dans lesquelles les foraminifères se développent et donc calcifient. La dissolution post dépôt des coquilles de foraminifères peut altérer le rapport Mg/Ca. En effet, la calcite riche en Mg est plus sensible à la dissolution, qui se traduit par une sous-estimation des températures de surface océaniques. Les mesures géochimiques et isotopiques réalisées sur les coraux tropicaux ou profonds sont complémentaires de celles du sédiment (Elderfield et al, 2000).

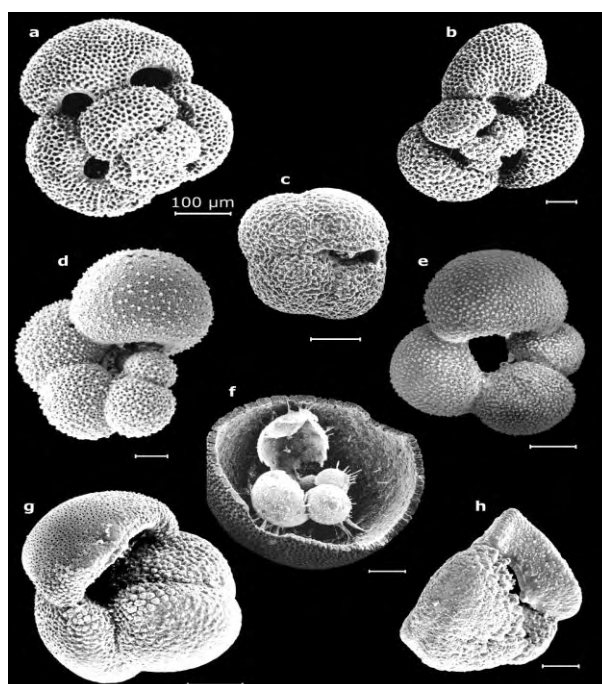


Figure 35 : Aperçu sur quelques types de Foraminifères

(Source : <https://foramsetal.wordpress.com/research/mgca-paleothermometry>)

Les stries de croissance des coraux permettent en effet d'accéder à la variabilité saisonnière mais sur des intervalles de temps relativement courts. Les coraux profonds dont l'étude connaît un essor important sont des archives prometteuses tant pour les reconstructions de températures que pour décrire la dynamique de l'océan profond (Stéphan et al, 2015).

L'une des principales incertitudes concernant ces enregistrements paléoclimatiques marins tient à leur datation. Elle peut reposer sur l'identification de variations saisonnières du dépôt sédimentaire se manifestant par des strates facilement repérables, ainsi que la datation au carbone 14 (C) des tests de foraminifères ou des coraux (Jorissen et al, 2007). Or, il existe une différence de teneur en ^{14}C entre l'atmosphère, l'océan de surface et profond. En effet, la teneur en C des eaux de surface dépend du mélange entre l'océan de surface et profond, dont les teneurs en ^{14}C sont plus faibles (eaux plus anciennes). De ce fait, la calcite des coquilles d'organismes marins vivant dans les eaux de surface aura un âge en apparence plus vieux que celui d'un organisme terrestre se développant au même moment et utilisant le carbone atmosphérique contemporain (Hays et al, 1976).

Enfin, le dernier siècle est souvent manquant dans les séries temporelles marines du dernier millénaire en raison de la perte du sédiment superficiel au cours des carottages longs. Des carottages courts complémentaires permettent cependant de pallier ce problème. Malgré des différences en termes d'amplitudes, principalement liées aux niveaux de précision des différents indicateurs, les enregistrements paléoclimatiques marins révèlent de grandes tendances cohérentes avec celles issues des enregistrements continentaux précédemment décrits.

3. Archives glaciaires

La glace est un excellent support d'enregistrement paléoclimatique. Elle peut être échantillonnée dans les glaciers de montagne et dans les calottes polaires. Cependant, les premiers ne permettent de remonter que quelques dizaines de siècles en arrière, contre plusieurs centaines de millénaires pour les secondes, auxquelles on s'attachera plus particulièrement (Frédéric, 2009).

Pour reconstituer les signaux paléoclimatiques contenus dans la glace, il faut la dater. Hors les quelques derniers siècles ou millénaires, où l'on peut encore reconnaître des strates saisonnières, il n'existe pas de moyen d'effectuer directement cette datation. En première approximation, on peut procéder en modélisant le tassement de cette glace sous son propre poids, qui est une fonction exponentielle de la profondeur. Mais un simple tassement ne peut exister que s'il n'y a pas d'écoulement latéral de cette glace, ce qui ne peut se trouver qu'au tout sommet d'une calotte polaire, à condition que ce sommet ne se soit pas déplacé au cours du temps (Robert, 2005).

L'écoulement de la glace doit donc être pris en compte, ainsi que les variations dans le temps de l'intensité des précipitations. Pour mieux asseoir cette chronologie, on utilise aussi des marqueurs téphrochronologiques, des poussières volcaniques étant souvent trouvées dans les glaces, ainsi que des comparaisons avec l'évolution d'indicateurs paléoclimatiques reconnus dans des carottes de sédiments marins datés.

De façon très générale, le recueil des échantillons de glace se fait par carottage, soit mécaniquement, soit par chauffage. Il est important d'avoir conscience du fait que les échantillons de glace ainsi recueillis ne se sont pas formés à l'endroit où on les trouve, sauf pour le tout sommet de la carotte. Depuis leur dépôt, en effet, leurs altitudes et leurs situations géographiques ont pu changer du fait soit de l'accumulation des glaces, soit de leur tassement, soit de leur écoulement, soit de l'enfoncement du socle par isostasie. Par ailleurs, du fait de l'écoulement de la glace, des plissements ou des écaillages ont pu s'y produire, ce qui peut entraîner des erreurs d'interprétation (Raynaud et al, 2002).

De très nombreux carottages de grande profondeur ont été effectués dans la glace des calottes polaires depuis une cinquantaine d'années. Les plus longs ont traversé plus de 3 kilomètres de glace et permis de remonter dans le temps de plus de 800 000 ans. L'étude physique, chimique et géochimique de cette glace a fourni de nombreux enseignements concernant l'évolution des climats (Oerlemans, 2005).



Figure 36 : Photo exemplaire d'une carotte de glace (source : site web Heidi Roof).

II. Les enregistrements marins : En tant qu'archive palé-océanographique et paléo-climatique

En océanographie, les paramètres de température (T) et salinité (S) sont particulièrement importants. Ils servent de carte d'identité permettant d'identifier les différentes masses d'eaux profondes. La reconstitution de ces deux paramètres au cours du temps permet d'étudier l'évolution des masses d'eau associée aux changements climatiques (Duplessy et al, 1988). La paléocéanographie permet ainsi de reconstituer l'évolution des paramètres océaniques dans le passé et de mieux comprendre le rôle de l'océan lors des changements climatiques.

Pour accéder et étudier les dépôts de sédiment les plus anciens, les océanographes ont développé dès la fin du XIX^e siècle des carottiers constitués, encore aujourd'hui, d'un tube permettant de ramener à la surface des carottes de sédiments. Une carotte est un prélèvement d'un volume cylindrique de sédiment, par gravité ou par forage, à l'aide d'un tube en acier de longueur variable selon le substrat échantillonné (de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres de long). La carotte conserve la position des différentes strates qui la composent. Le sédiment le plus ancien sera le plus profond, et le plus récent celui du sommet de carotte, à l'interface eau-sédiment (Marshak, 2010).

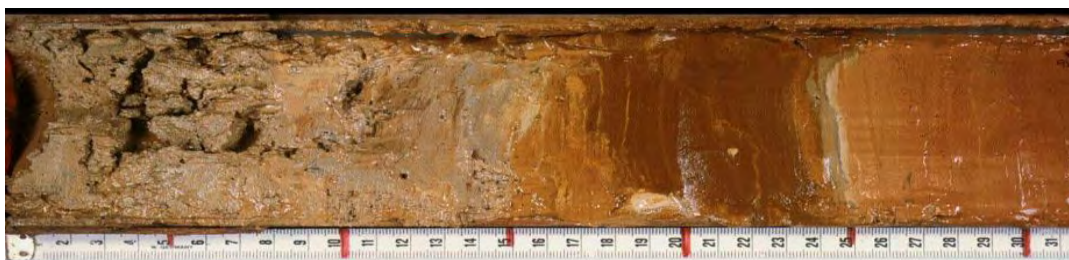


Figure 37 : Section exemplaire d'une carotte marine (source : site web Heidi Roof).

Le sédiment marin a deux origines : l'une détritique et l'autre biogénique. Le sédiment d'origine détritique correspond aux matériaux qui ont été arrachés aux continents. La nature des roches détritiques terrigènes dépend de la nature des roches soumises à l'érosion, du régime climatique de la région d'alimentation, des conditions hydro-aérodynamiques de transport et de dépôt, ainsi que des transformations post-

dépôt, la diagenèse. Le sédiment biogène, quant à lui, est constitué de l'ensemble des micro-organismes fossilisés qui ont vécu à la surface (planctonique) ou en profondeur (benthique) des océans. Une grande proportion des micro-organismes planctoniques et benthiques possède un squelette minéralisé, soit en carbonate de calcium (CaCO_3 , calcite ou aragonite), comme par exemple les foraminifères ou certaines micro-algues du nannoplancton, soit en silice (SiO_2), comme les diatomées et les radiolaires (Fairbanks et al, 1980). Après la mort d'un individu, son squelette devient une particule sédimentaire. Il s'ensuit que la surface des océans produit une pluie continue de très fines particules. Cette pluie, composée de matières organiques non encore oxydées, de calcaire et de silice produit une couche sédimentaire sur le plancher océanique. Notons que les foraminifères benthiques vivant à la surface du sédiment, existent même à très grande profondeur (plus de 5000m) (Fairbanks et al, 1980).

Les alternances de climats chauds et froids que la Terre a connus au cours de son histoire récente sont enregistrées dans les sédiments marins car la nature même de ce sédiment apporte certaines informations globales. Au cours des périodes interglaciaires, la sédimentation est dominée par des apports carbonatés (foraminifères, coccolithophoridés,...), alors que durant les périodes glaciaires, la sédimentation devient essentiellement terrigène, déposant des couches de matériel détritique, produits de l'érosion continentale, au fond de l'océan (Ganssen et al, 2000).

1. La géochimie marine : les assemblages des foraminifères

Les foraminifères sont des organismes planctoniques ou benthiques dont certains forment un test en calcite. Ils sont utilisés depuis de nombreuses années pour des études paléocéanographiques car leurs tests sont retrouvés en abondance dans les carottes sédimentaires marines. Parmi les espèces planctoniques, les plus utilisées (telles que *Globigerinoides ruber* pour les régions chaudes et *Globigerina bulloides* pour les régions tempérées ou froides) vivent à la surface des océans. Il existe une autre catégorie de foraminifères planctoniques : des espèces dites planctoniques profondes. Plusieurs études avaient déjà montré que les foraminifères planctoniques profonds pouvaient enregistrer les conditions au niveau de la thermocline (Fairbanks et al, 1980 ; Mulitza et al, 1997 ; Ganssen et al, 2000). Les profondeurs de croissance des foraminifères planctoniques profonds déduites à partir de ces différentes études apparaissaient contradictoires les unes par rapport aux autres.

1.1. Les analyses isotopiques

La composition isotopique de l'oxygène des foraminifères est un des outils les plus utilisés en paléoclimatologie depuis les travaux d'Emiliani (1955). Il permet de reconstituer l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer qui est lié à la température, aux volumes des glaces et donc à la salinité. C'est un outil essentiel pour la reconstitution des paramètres hydrologiques des masses d'eau.

Dans les années 50 et 60, des études ont montré une relation entre la composition isotopique de l'eau de mer, celle de la calcite des foraminifères et de la température de l'eau de mer. En effet, le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite est directement lié à celui de l'eau de mer par un fractionnement isotopique fonction de la température. Il augmente d'environ 0,25 per mil quand la température baisse de 1°C (Emiliani, 1955).

Un refroidissement local des eaux se traduit ainsi par une augmentation du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de la coquille des foraminifères, au même titre qu'une augmentation du volume des glaces continentales (Emiliani, 1955). L'analyse de la composition isotopique des foraminifères est donc un moyen très sensible de suivre l'évolution moyenne du climat planétaire, mais il n'est pas possible de faire d'une manière simple la part du signal global lié au changement de volume des calottes glaciaires et celle des variations locales de la température des eaux de l'océan (Lea, 1993).

2.1. La signature $\delta^{18}\text{O}$

Chaque changement de phase de l'eau de mer est accompagné d'un fractionnement isotopique dépendant de la masse des isotopes et exprimé en notation « delta » qui reflète le rapport de quantité de l'isotope lourd sur l'isotope léger, par comparaison avec un étalon standard PDB (« Pee Dee Belemnite ») (Urey, 1947) :

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standard PDB}}} \right) - 1 \right] \times 1000$$

En ce qui concerne les variations eustatiques à l'échelle orbitale, il est communément admis que lorsqu'une hausse de l'évaporation est constatée dans un contexte de formation des grands inlandsis, l' ^{16}O passe préférentiellement dans la phase vapeur et l'océan s'enrichit en ^{18}O , alourdissant la signature $\delta^{18}\text{O}$ dans le test des foraminifères. Les mesures ainsi faites sur les foraminifères benthiques de bassins océaniques profonds ont permis d'évaluer les grandes variations en termes de niveau marin au cours des derniers cycles climatiques ou à l'échelle du Plio-Pléistocène (Waelbroeck et al, 2002 ; Lisiecki et al, 2005).

A l'échelle de l'Holocène, le signal $\delta^{18}\text{O}$ analysé à partir de foraminifères dans des environnements peu profonds sera davantage utilisé comme marqueur des conditions de température (SST) et salinité (SSS) des eaux environnantes. Sous l'influence de conditions environnementales locales (diminution ou augmentation des SST, apports fluviaux plus ou moins intensifiés, pluviosité ou évaporation accrue), le signal enregistré sera ainsi allégé ou au contraire alourdi (Jousseume, 1999). En effet, comme l'évaporation augmente les SSS et le $\delta^{18}\text{O}$ océanique et que les précipitations possèdent un $\delta^{18}\text{O}$ plus léger que l'eau de mer ($\delta^{18}\text{O}$ pour « Standard Mean Ocean Water »), la valeur du rapport isotopique mesurée dans les carbonates est ainsi fortement liée SMOW à la salinité. De même, il a été empiriquement montré que l'enrichissement en O des carbonates de calcium lors de la formation des tests carbonatés de foraminifères dépendait de la température de l'eau de mer environnante (Epstein et al, 1953).

2.2. La signature $\delta^{13}\text{C}$

Les deux isotopes stables du carbone (^{13}C et ^{12}C) sont inégalement répartis à la surface de la Terre. Les eaux océaniques de surface sont enrichies en ^{13}C , du fait de la production primaire qui utilise préférentiellement le ^{12}C du carbone inorganique présent dans son environnement proche lors de la photosynthèse, abaissant ainsi le $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique (Boyle, 1988). La mesure du $\delta^{13}\text{C}$ dans les carbonates de calcium des tests de foraminifères planctoniques ou benthiques permet de reconstituer la composition isotopique passée du carbone inorganique dissous de l'océan et de refléter ainsi indirectement, entre autres,

l'intensité de l'activité photosynthétique et la productivité de surface (Marchitto et al, 2000). De plus, dans l'océan plus profond, les sédiments s'enrichiront en ^{12}C issu de la reminéralisation de la matière organique, diminuant ainsi le $\delta^{13}\text{C}$ des organismes benthiques. La notation « delta », de même que pour la signature $\delta^{18}\text{O}$, exprime le rapport de quantité de l'isotope lourd sur l'isotope léger, par comparaison avec un étalon standard PDB (« Pee Dee Belemnite ») (Urey, 1947) :

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\left(\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{standard PDB}}} \right) - 1 \right] \times 1000$$

2.3. La palynologie

La palynologie est une discipline qui s'intéresse aux grains de pollen ainsi qu'à tous les microrestes organiques préservés dans les dépôts sédimentaires ou tourbeux, et identifiés sur lames après traitements palynologiques. En raison des techniques d'extraction palynologiques des sédiments utilisant de l'acide fluorhydrique (HF) et chlorhydrique (HCl), les lames palynologiques sont dépourvues de fossiles siliceux et/ou calcaires (Havinga, 1964 ; Lebreton, 2010).

a. Le pollen

Les grains de pollen (gamétophytes mâles) sont produits par les étamines (organes mâles) des Gymnospermes ou des Angiospermes lors de la reproduction sexuée et protègent les gamètes mâles (Fig.38). Ils sont ensuite disséminés par le vent, dans le cas des végétaux dits anémophiles, par l'eau dans le cas des végétaux dits hydrophiles, ou par les insectes dans le cas des végétaux dits entomophiles (Reille et al, 1990).

Le grain est entouré d'une série de parois organiques (sporoderme) constituées de sporopollénine, substance chimique composée de longues chaînes hydrocarbonées, permettant au pollen de résister à l'oxydation et aux multiples corrosions liées à l'enfouissement sédimentaire. Le sporoderme est ainsi composé de plusieurs couches allant de l'intine vers l'intérieur à l'exine vers l'extérieur (Reille et al, 1990 ; Marouf, 2000).

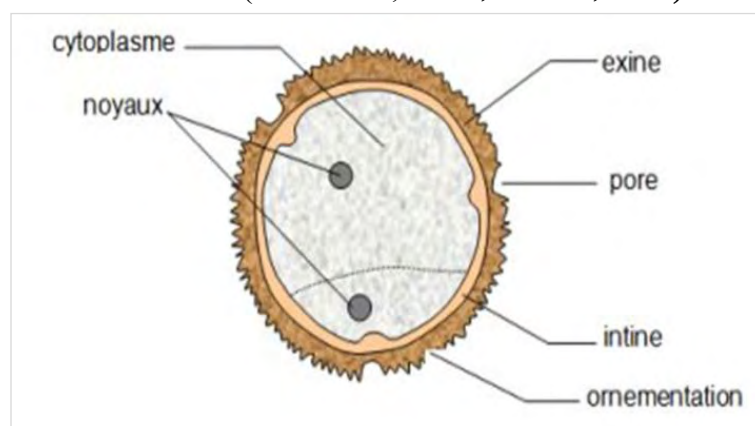


Figure 38 : Schéma de la structure d'un grain de pollen (accés.ens-lyon.fr).

Les grains de pollen constituent l'un des outils les plus communément utilisés (et parmi les plus anciens) dans le cadre des études paléo-environnementales et paléoclimatiques. L'analyse du contenu pollinique des sédiments donne en effet une image, plus ou moins

fidèle, de la végétation environnante ayant émis les grains de pollen retrouvés sur le lieu de prélèvement (Defer et al, 2003).

L'analyse pollinique se fonde sur plusieurs hypothèses de travail et en particulier sur le fait que : le dépôt des grains de pollen dans les sédiments est représentatif de la pluie pollinique régionale, l'extraction palynologique en laboratoire et le comptage au microscope n'altèrent pas les données de végétation enregistrées dans les sédiments analysés (Reille et Pons, 1990). Aussi, la conservation des grains de pollen dépend du milieu de dépôt, elle est optimale dans les sédiments fins (argiles, silts) des sites caractérisés par de forts taux de sédimentation, et médiocre dans les sédiments grossiers (sables) qui sont, très souvent, stériles en grains de pollen. Il existe également des différences de résistance à l'oxydation en fonction des taxons polliniques (Lebreton, 2010).

b. Les spores

Les spores sont émises par les Bryophytes, Ptéridophytes ou les champignons. On distingue les macrospores (spores femelles) et les microspores (spores mâles), beaucoup plus facilement transportables et donc plus fréquentes dans les sédiments anciens (Head, 1996). La membrane des spores (sporoderme) est de même nature chimique que celle des grains de pollen (sporopollénine) et leur confère une bonne résistance post-dépôt face aux agents chimiques et biogéochimiques (processus taphonomiques). Elle est constituée de deux couches distinctes : l'exospore (quelquefois ornementée) qui permet l'identification taxonomique et l'endospore (Taylor, 1987). Le sporoderme est souvent incisé par une ouverture de différentes formes permettant la germination. En raison du faible nombre de caractères discriminants, l'identification des spores dans les sédiments fossiles reste souvent parcellaire et succincte (Anderson, 1980).

2.4. Les dinokystes

Les dinoflagellés sont des algues unicellulaires eucaryotes vivant dans la partie supérieure de la colonne d'eau, dans la zone photique. Ils représentent une composante importante du phytoplancton marin et jouent, à ce titre, un rôle primordial dans le réseau trophique. La moitié d'entre eux sont autotrophes et jouent un rôle important dans la productivité primaire océanique (Dale, 1996). L'autre moitié est hétérotrophe et se nourrit d'autres dinoflagellés, d'autres algues, de diatomées, et de multiples débris organiques présents dans la colonne d'eau (Evitt, 1985).

Les dinoflagellés ont une très vaste répartition géographique et sont présents dans tous les milieux océaniques et sous toutes les latitudes, leur permettant de tracer précisément les paramètres physico-chimiques des eaux de surface. Leurs plus fortes concentrations sont observées dans les zones néritiques et côtières, du fait de l'abondance des nutriments dans les zones de décharges fluviales ou de remontées d'eaux profondes riches en sels nutritifs (cellules d'upwelling) (Dandonneau, 1973 ; Taylor, 1987). Dans les zones particulièrement impactées par les changements environnementaux liés aux activités humaines et à l'eutrophisation croissante, les dinoflagellés peuvent être responsables d'efflorescences algales de grande ampleur. Depuis la fin du XX^{ème} siècle, la multiplication de marées rouges ou vertes est à relier avec l'augmentation saisonnière croissante des efflorescences de certains dinoflagellés (Gentien, 1998). Les blooms de dinoflagellés toxiques sont ainsi responsables d'interdictions de consommation des mollusques filtreurs, avec des conséquences sociétales et économiques fortes pour le secteur de la conchyliculture.

Différents facteurs contrôlent la prolifération des espèces de dinoflagellés tels que la salinité des eaux de surface, la température, la pénétration de la lumière et la concentration en nutriments. De manière générale, la concentration en nutriments inorganiques (nitrates et phosphates) sont des facteurs limitants et dépendent principalement des apports fluviaux continentaux (Taylor, 1987).

Les micro-paléontologues se sont attachés à décrire précisément les affinités écologiques spécifiques des kystes et leur distribution actuelle à partir des sédiments de surface. Les premières études de thanatocénoses actuelles (Turon, 1984) ont mis en lien la distribution des dinokystes dans l'Atlantique Nord avec les paramètres hydrologiques de surface. De nombreuses études compilées dans des atlas ont ensuite mis en lumière des schémas spécifiques de distribution spatiale le long de gradients de température, de salinité et de couvert de glace (Zonneveld et al, 2013). Ces études, en enrichissant les bases de données modernes, constituent la première étape indispensable pour les approches quantitatives de reconstructions des paramètres hydrologiques de surface (Guiot et al, 2007).

La mise au point d'autres paléothermomètres, indépendants, a donc été l'enjeu de nombreux travaux de recherche, et au cours des dernières années, un autre proxy, le rapport entre la concentration en magnésium et en calcium (Mg/Ca) mesuré dans les tests de foraminifères a émergé comme traceur potentiel. Ainsi que, l'analyse de la composition en éléments traces peut apporter autant de renseignements en partie grâce à l'essor de nouvelles technologies d'analyse par spectrométrie et aux développements de protocoles analytiques liés à la géochimie des éléments majeurs et mineurs et des éléments traces.

Nous reviendrons en détail sur ces dernières deux méthodes qui sont au cœur de cette thèse.

Axe 7. Matériels et méthodes adoptés dans cette thèse

I. Matériels et méthodes adoptés pour l'étude du climat récent (variabilité climatique)

Présentée par l'analyse des données pluviométriques, thermométriques, pour déterminer les tendances climatiques récentes, d'extraire les variabilités, d'identifier les extrêmes pluviométriques et thermométriques, c'est-à-dire pour comprendre les conditions actuelles de la zone d'étude (B.v Tensift et B.v Souss-Massa). Elles s'opèrent à l'aide d'outils informatiques (logiciels de traitement de données). Le traitement statistique des données de températures, de précipitations, sera effectué sur Excel.

1. Les données climatiques

Les données pluviométriques et de températures collectées, proviennent essentiellement de l'Agence du Bassin Hydraulique de Tensift (ABHT) et de Souss-Massa (ABHSM). Les données climatiques de la zone qu'on va exploiter s'étalent sur une période qui dépassent les 40 ans. Elles représentent les trois parties du bassin (l'amont, médiane et l'aval).

1.1. Les stations pluviométriques

Un total de 6 stations pluviométriques ont été retenues. Elles présentent des séries de données recueillies sur plus de 40 ans, et assurent une bonne couverture de la zone étudiée (Tabl.3).

L'ensemble des données pluviométriques de base est mis à notre disposition par l'Agence du Bassin Hydraulique de Tensift (ABHT) et de Souss-Massa (ABHSM). Les fichiers de ces données donnent les valeurs mesurées des pluies moyennes mensuelles des diverses stations pluviométriques de la région d'étude sur de longues périodes d'enregistrement. Ces données sont disponibles pour 3 stations pluviométriques dans le bassin versant de Tensift et 3 dans les bassins versants de Souss-Massa avec un total de 6 postes pluviométriques.

Tableau 3 : Identification de stations pluviométriques.

Bassins	Stations	Coordonnées			Chroniques	Localisation
		Longitude Deg. Déc.	Latitude Deg. Déc.	Altitude (m)		
Tensift	Aghbalou	-7,75	31,32	1070	1970 à 2015	Amont du BV
	Chichaoua	-8,78	31,59	340	1972 à 2015	Centre du BV
	Adamna	-9,68	31,46	70	1978 à 2015	Aval du BV
Souss-Massa	Aoulouz	-8,15	30,70	680	1969 à 2015	Amont du BV
	Taroudant	-8,90	30,50	209	1969 à 2015	Centre du BV
	Agadir	-9,57	30,38	23	1914 à 2015	Aval du BV

1.2. Les stations thermométriques

Les données de températures collectées proviennent de l'agence de bassin hydraulique Tensift et Souss-Massa. Le tableau ci-dessous montre les coordonnées des stations retenues.

Tableau 4 : Identification de stations thermométriques.

Bassins	Stations	Coordonnées			Chronique
		Longitude Deg. Déc.	Latitude Deg. Déc.	Altitude (m)	
Tensift	Oukaimdan	-7,9	31,2	3200	1990-2009
	Marrakech	-8,03	31,62	460	1961-2010
	Takerkoust	-8,13	31,36	630	1983-2010
Souss-Massa	Aoulouz	-8,15	30,70	680	1981-2018
	Taroudant	-8,90	30,50	209	1981-2018
	Agadir	-9,57	30,38	23	1981-2018

2. Les tests statistiques

Les tests statistiques de Pettitt (1979), de Lee Heghinian (1977) et U de Buishand (1984) et la procédure de segmentation de Hubert, permettant de déceler d'éventuels changements dans le régime pluviométrique et d'analyser les discontinuités dans l'ensemble des données étudiées. Toutes ces méthodes (test de Buishand, test de Pettit, la méthode bayésienne de Lee et Heghinian) sont regroupées dans le logiciel Khronostat réalisé par l'Institut de recherche pour le développement (Boyer, 1998). On présentera brièvement les méthodes utilisées.

2.1. Test statistique U de Buishand (1984)

Le test de Buishand (Buishand, 1984) est dérivé d'une formulation originale donnée par Gardner (1969) pour établir un test bilatéral de rupture en moyenne à un instant inconnu. Le test de Buishand est paramétrique, supposant normalité de la série, non auto corrélation et constance de la variance de part et d'autre du point de rupture éventuel. Ce test est performant pour détecter une rupture en milieu de série, mais il ne fournit pas d'estimation du point de rupture.

2.2. Test de Pettitt (1979)

Le test de Pettitt (Pettitt, 1979), examine l'existence d'une rupture à un instant inconnu de la série à partir d'une formulation dérivée de celle du test de Mann-Whitney (Dagnélie, 1970). Ce test est plus particulièrement sensible à un changement de moyenne et, si l'hypothèse nulle d'homogénéité de la série est rejetée, il propose une estimation de la date de rupture.

2.3. Méthode Bayésienne de Lee et Heghinian (1977)

La méthode Bayésienne de Lee et Heghinian, (1977) est une approche paramétrique qui requiert une distribution normale des variables étudiées. Elle fait l'hypothèse d'une rupture en moyenne à un instant inconnu. La distribution a priori de l'instant de la rupture est uniforme, et compte tenu de cette information et des données, la méthode produit la distribution de probabilité a posteriori de l'instant de la rupture.

2.4. Procédure de segmentation d'Hubert (1989)

La procédure de segmentation a pour principe le découpage d'une série en m segments de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit nettement différente de la moyenne du (des) segment (s) voisin (s).

II. Matériels et méthodes adoptés pour l'étude paléoclimatique

Notre étude, étant donné qu'elle est basée sur une approche multidisciplinaire, a été conduite en utilisant deux différentes techniques d'investigation permettant l'analyse des archives sédimentaires marines et continentales au sud-ouest du Maroc. Dans cet axe, nous présentons successivement les techniques que nous avons utilisées en spécifiant les laboratoires mis à notre disposition par l'institut MARUM-Centre for Marine Environmental Science à l'Université de Brême, ainsi que la définition de chaque méthode et les procédures techniques adoptées.

L'étude s'est donc focalisée sur l'analyse des 09 sédiments de surface continentaux ont été prélevée au sud-ouest du Maroc, dans le bassin versant de Tensift et de Souss-Massa en 2017. Ainsi que des sédiments de surface terrestre provenant de sédiments continentaux, les échantillons étudiés dans cette étude comprennent encore des sédiments de surface marins de différents sites, les 09 sédiments de surface marine utilisées sont récupérés à partir des 3 cm supérieurs de plusieurs multicœurs obtenus au cours de plusieurs croisières METEOR : M37/1, M45/5 et M58/2 (Bleil et al, 2004). La carotte GeoB 8601-3 (30°50.90N, 10°16.1W, 797 cm de long, profondeur d'eau 921 m) a été récupéré au cours de la croisière M58/2 METEOR (Bleil et al, 2004). Des analyses multi-proxy (indicateurs climatiques) ont été effectuées afin de caractériser la variabilité paléo-climatique et pale-océanographique au sud-ouest du Maroc au cours des derniers 2000 ans.

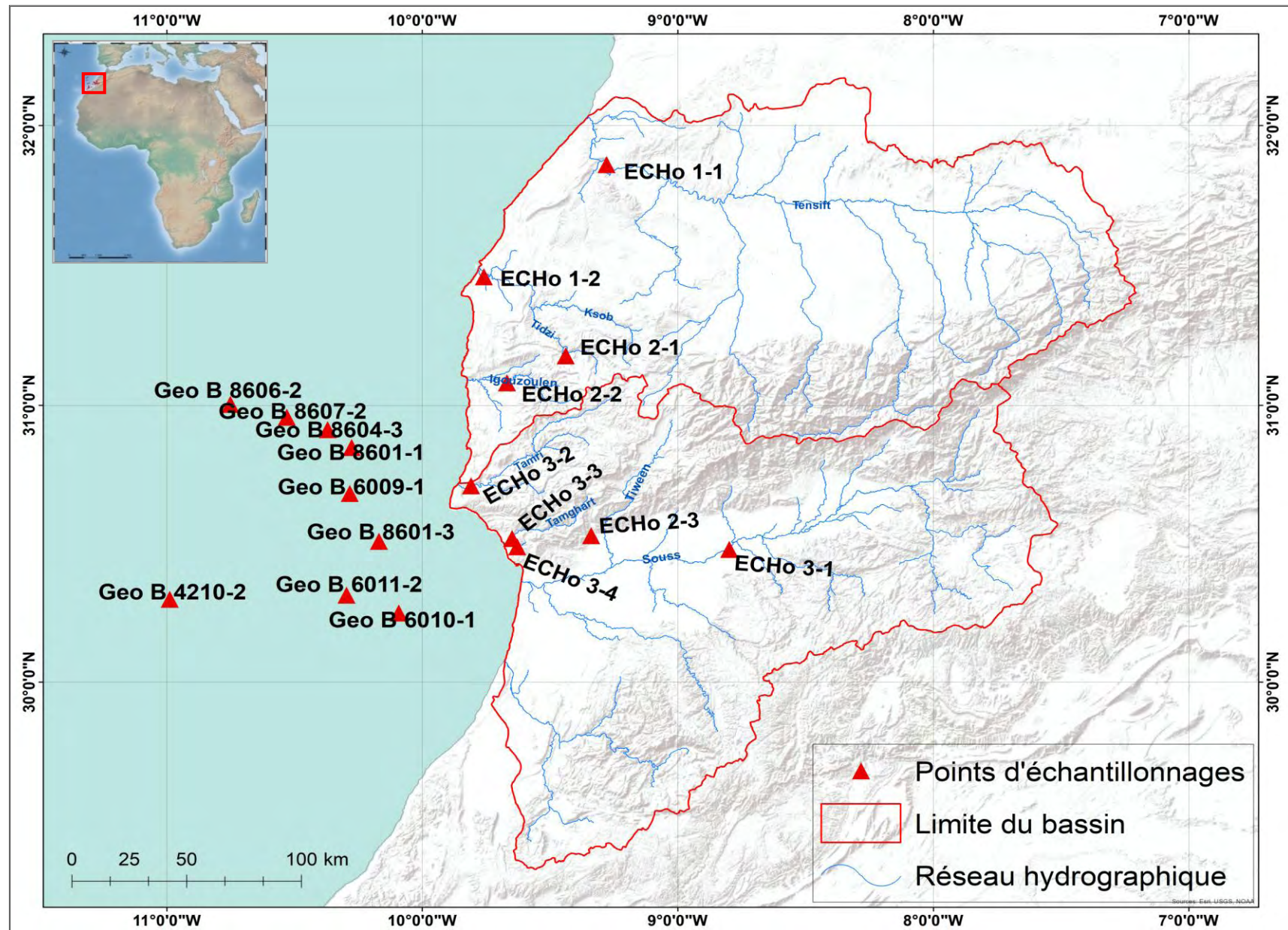


Figure 39 : Localisation des sites d'échantillonnages mentionnés dans cette étude.

Les analyses ont été faites dans les laboratoires de l'institut MARUM-Centre for Marine Environmental Sciences à l'Université de Brême en Allemagne sont : L'analyse par spectrométrie de la fluorescence des rayons X (XRF) pour caractériser la nature et les concentrations des éléments chimiques majeurs et traces. Ensuite, les analyses chimiques par la technique ICP, ont été effectuées à la base de l'espèce marine (foraminifères benthiques) en focalisant sur le type *Globigerina Bulloides*.

1. Présentation du matériel d'étude

1.1. L'échantillonnage continental

L'échantillonnage continental a été réalisé lors de la campagne d'échantillonnage ECHo en Mai 2017 dans le cadre de programme Maroc-allemand pour la recherche scientifique PMARS III. Les échantillons ont été prélevés de dix sites appartenant aux différents tributaires et cours d'eaux dans le bassin de Souss-Massa et de Tensift. La position géographique des points d'échantillonnages a été déterminée à l'aide d'un GPS (tabl.5).

Tableau 5 : Informations détails concernant les prélèvements continentaux étudiés.

Station	Oued	Bassin versant	Type de prélèvement	long. (W)	lat. (N)	Altitude (m)	Date
ECH ₀ 1-1	Tensift	Tensift	Sédiment de surface	-9,27	31,86	20m	08/04/2017
ECHo 1-2	Ksob	Tensift	Sédiment de surface	-9,75	31,46	1m	08/04/2017
ECHo 2-1	Tidzi	Tensift	Sédiment de surface	-9,43	31,177	110m	09/04/2017
ECHo 2-2	Igouzoulen	Tensift	Sédiment de surface	-9,66	31,08	160m	09/04/2017
ECHo 2-3	Tiween	Souss-Massa	Sédiment de surface	-9,33	30,53	420m	09/04/2017
ECHo 2-4	Tamri	Souss-Massa	Sédiment de surface	-9,80	30,71	31m	09/04/2017
ECHo 3-1	Souss	Souss-Massa	Sédiment de surface	-8,79	30,48	222m	10/04/2017
ECHo 3-3	Tamraght	Souss-Massa	Sédiment de surface	-9,64	30,52	4m	10/04/2017
ECHo 3-4	Assrssif	Souss - Massa	Sédiment de surface	-9,62	30,49	97m	10/04/2017

2.5. L'échantillonnage marin

Les sédiments marins sont constitués de phase minérale, organique et liquide. Dans le dictionnaire de géologie, les sédiments sont définis comme "un ensemble constitué par la réunion de particules plus ou moins grosses ou de matières précipitées ayant, séparément, subi un certain transport". Ces particules proviennent de l'érosion des roches et des sols, de l'activité organique (accumulation de coquilles, ...) ainsi que des rejets locaux dus à l'activité humaine. Les sédiments sont des particules fines (argiles, limons) à grossières (sable), déplacées et transportées grâce, notamment, aux actions climatiques (vent, marées...) et humaines (Foucault et al, 1980).

2.5.1. Site de prélèvement des sédiments

L'échantillonnage marin a été réalisé lors de la campagne océanographique METEOR Cruise M45/5, Cruise M37/1 et Cruise M58/2. Les sites marins étudiés au cours de cette thèse se situent à la façade atlantique du sud-ouest du Maroc (fig.40). Neuf enregistrements sédimentaires marins, parmi eux, deux ont été retenus pour discuter l'évolution paléo-environnementale Holocène et permet de discuter les derniers 2000 ans au sud du Maroc.

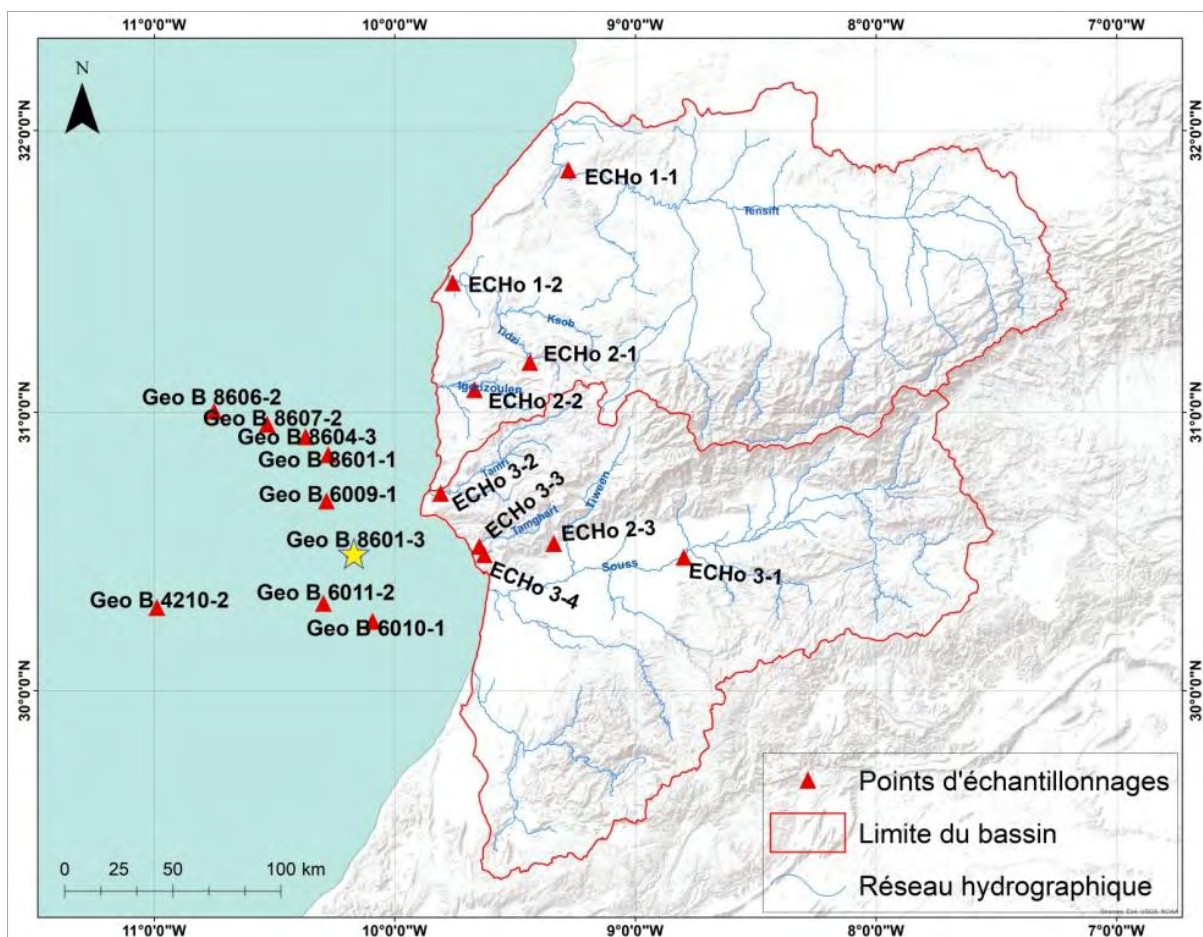


Figure 40 : Situation géographique de la carotte 8601-3 (L'étoile jaune).

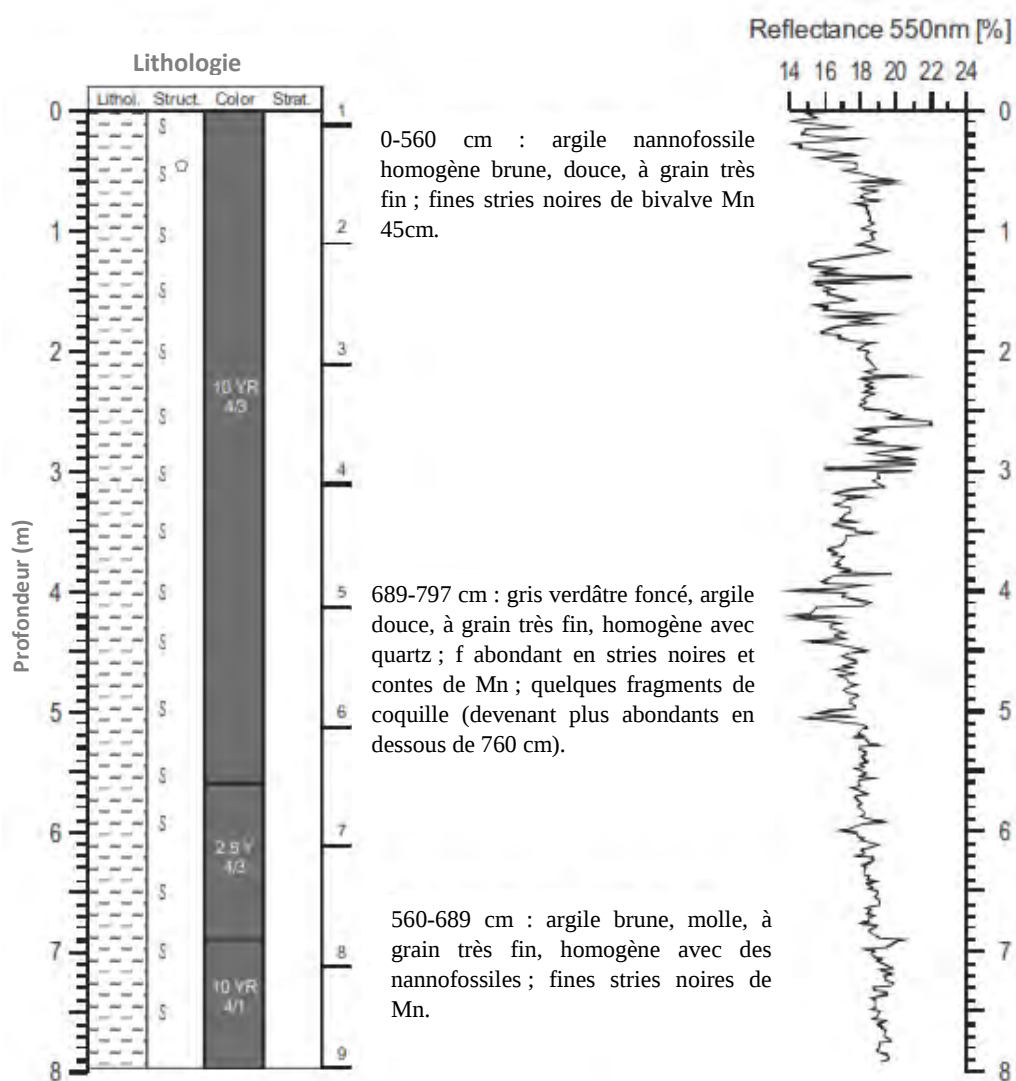
2.5.2. Caractérisation du prélèvement marin

Pour remonter dans le temps, nous avons focalisé sur l'analyse de la carotte GeoB8601-3 (30°50.9'N, 10°16.1'W) à 921m de profondeur d'eau, récupérés au sud-ouest du cap Ghir au large du sud du Maroc lors de la croisière METEOR M 58/2 (Bleil et al, 2004). Cette carotte a été prélevée sur le versant continental supérieur nord-ouest de l'Afrique (sud du Maroc) pour récupérer des séquences de sédiments haute résolution au cours des derniers 2000 ans. Le site a été sélectionné en bordure du canyon d'Agadir et d'un deuxième canyon à l'ouest du Cap Ghir à une profondeur d'eau 173 cm.

Tableau 6 : Informations détails concernant les prélèvements marins étudiés.

Cruise	nom carotte	Lat. (N)	Long. (W)	Profondeur (m)	Type
M58/2	8606-2	31,003	-10,742	1227	MUC
M58/2	8604-3	30,95	-10,522	885	MUC
M58/2	8607-2	30,91	-10,362	1068	MUC
M58/2	8601-1	30,84	-10,268	921	SL15
M45/5	6009-1	30,68	-10,275	579	MUC
M58/2	8601-3	30,50	-10,161	921	SL15
M45/5	6011-2	30,31	-10,288	993	MUC
M45/5	6010-1	30,25	-10,083	406	MUC
M37/1	4210-2	30,30	-10,98	1959	MUC

Les sédiments de la carotte GeoB8601-3 est constitué de nannofossiles ou de boue nannofossiles brun olive à gris verdâtre foncé à grain fin avec une petite quantité de coquilles de foraminifères et de grains de quartz. La présence de fragments basaltiques de taille sable et de verre volcanique limoneux est attribuée à l'activité des volcans voisins des îles Canaries. De petites couches de turbidité ne perturbent pas les séquences presque homogènes de ces noyaux (Bleil et al, 2004) (fig.41).

**Figure 41 :** Description de la carotte GeoB8601-3 (d'après Bleil et al, 2004).

L'ensemble des sédiments de surface continentaux et marins utilisés, ainsi que la carotte GeoB8603-1 ont été analysées par scanners XRF à l'université de Brême (Allemagne). Des analyses « multi-proxy » ont été effectuées afin de caractériser la variabilité paléo-climatique et pale-océanographique au sud du Maroc au cours des derniers 2000 ans. Ces données fournissent des informations nouvelles et précieuses sur l'interaction terre/océan au sud du Maroc durant la période étudiée.

2. Techniques et méthodes d'analyses utilisées (méthode XRF et Mg/Ca)

2.1. Technique et la méthode d'analyse par Fluorescence de Rayons X (XRF)

A partir des années 1930, l'utilisation de faisceau de neutron a donné naissance aux techniques nucléaires d'analyse multi élémentaire avec la première publication annonçant l'analyse par activation neutronique (NAA). Cette technique d'analyse repose sur la mesure des raies γ provenant des radio-isotopes formés par bombardement neutronique de la cible (Röhl et al, 2000).

Le phénomène de la production de rayons X sous l'impact d'un faisceau de particules a été observé dès 1912. Pourtant, il a fallu attendre les années 60 pour l'employer à des fins analytiques (Hutton et al, 1980). Depuis, la spectrométrie par fluorescence X a pris son essor, avec l'apport des goniomètres, le développement de détecteurs de rayons X à semi-conducteurs, la disponibilité de petits accélérateurs et l'avènement d'ordinateurs (Mohtadi et al, 2010). Le perfectionnement continu des spectromètres d'une part et le développement de la théorie d'émission par fluorescence X de l'autre part, ont permis à cette technique d'entrer dans l'ère de l'analyse industrielle. En 1970, Johansson a développé une technique qu'il dénomme PIXE (Particle Induced X-ray Emission) : Émission de Rayons X Induite par des Particules chargées ; le principe de base de cette technique, consiste à capter les rayons X caractéristiques émis par un objet lorsqu'il est placé dans le faisceau d'un accélérateur de particules (Brouwer, 2003).

La spectrométrie par fluorescence X est subdivisée en deux techniques principales :

- ✓ Fluorescence X à dispersion de longueur d'onde WD-XRF (Wave-length Dispersive X-Ray Fluorescence).
- ✓ Fluorescence X à dispersion d'énergie ED-XRF (Energy Dispersive X-Ray Fluorescence).

Dans ce travail, nous nous sommes intéressés à la fluorescence X à dispersion d'énergie (ED-XRF).

La fluorescence des rayons X (XRF) est une technique non destructrice qui sert à quantifier la composition élémentaire des échantillons solides et liquides. On utilise les rayons X pour exciter les atomes qui sont dans l'échantillon, ce qui leur fait émettre des rayons X à énergie caractéristique de chaque élément présent. L'intensité et l'énergie de ces rayons X sont ensuite mesurées (Jansen et al, 1998). L'analyse par fluorescence X à dispersion d'énergie (XRF) consiste à exciter un échantillon par un faisceau de photons et analyser le spectre d'énergie de raies X caractéristiques de ses éléments. Le traitement de ce spectre conduit à une analyse qualitative (Identification des éléments présents dans l'échantillon), comme il permet d'aboutir à des mesures quantitatives (Richter et al, 2006).

2.2. Aspect instrumental de la technique XRF

L'analyse par ED- XRF se déroule en trois phases : La préparation d'échantillon, son excitation et la détection des rayons X caractéristiques de ses éléments (Jansen et al, 1998).

. Dans une installation de spectrométrie de rayons X a dispersion d'énergie, on distingue :

- ❖ Un système de production du rayonnement primaire ;
- ❖ Un système de détection ;
- ❖ Un système de comptage associé à un ordinateur.

La spectroscopie X est intimement liée à l'étude de la production de rayons X. L'émission d'un spectre de rayons X s'effectue de différentes manières, les plus utilisées :

- ✓ Par un flux d'électrons : les électrons accélèrent par la haute tension provoquent, une émission primaire de l'échantillon.
- ✓ Par une source radioactive : les rayonnements de la source provoquent l'émission du rayonnement secondaire dit de fluorescence X.
- ✓ Par un tube de rayons X : deux formes d'excitations sont à envisager :
 - Excitation par les raies caractéristiques de l'élément de l'anticathode
 - Excitation par le fond continu du rayonnement de freinage des électrons dans la cible.

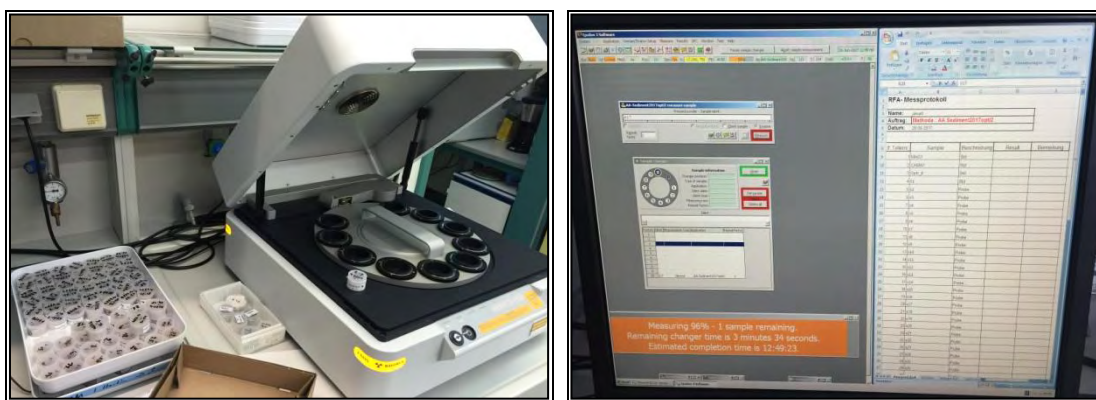


Figure 42 : Spectromètre de fluorescence X dispersif X de comptoir Panalytical Epsilon 3 (à l'Université de Brême, 2017).

2.3. Protocole d'analyse par la spectrométrie de fluorescence X

La spectrométrie de fluorescence X peut être appliquée à l'analyse de tout matériau conducteur ou non. Ces matériaux ne peuvent être analysés sans avoir subi une préparation auparavant. La préparation des échantillons est une étape très importante au cours de l'analyse par fluorescence X. Dans le cas des échantillons utilisés dans cette étude, le traitement par des opérations de broyage est nécessaire afin de répondre aux critères de l'homogénéité et de la planéité qui sont des conditions primordiales lors de l'analyse quantitative (Brouwer, 2003).

Ces échantillons subissent une préparation en plusieurs étapes comme indiqué ci-dessous :

- ❖ Avant de commencer le travail de laboratoire, faut impérativement sécher les échantillons par lyophilisation ou cryodessiccation. C'est une méthode de dessiccation sous vide, à basse température de produits liquides préalablement congelés. Elle

consiste en élimination progressive de l'eau du produit préalablement congelé (phase solide) par passage à la phase vapeur, sans passer par la phase liquide.

❖ À l'aide d'un mortier en agate et un pilon, les échantillons sont broyés manuellement jusqu'à ce qu'on obtienne une poudre très fine. La taille des grains, est voisine de la dizaine de micromètre.

❖ On prélève de chaque échantillon une quantité de matière d'environ 4 g, on place cette quantité dans un flacon spécifique pour l'analyse par XRF, compactés de manière reproductible dans le godet d'échantillon avec 5 kg/cm² (25 kg sur un piston de 5 cm²).

❖ Finalement les échantillons vont être mesurées par spectroscopie à fluorescence X à dispersion d'énergie (ED-XRF) à l'aide d'un spectromètre ED-XRF de paillasse Panalytical Epsilon 3-XL au groupe de géochimie des sédiments MARUM. Utilisé pour déterminer la concentration d'éléments allant du sodium à l'américium dans une vaste gamme de types d'échantillons, le spectromètre de fluorescence X dispersif sert à l'analyse non destructive dans des limites de niveau de détection de l'ordre de parties par million. Le plateau rotatif contient 10 échantillons d'un diamètre de 25 à 52 mm.

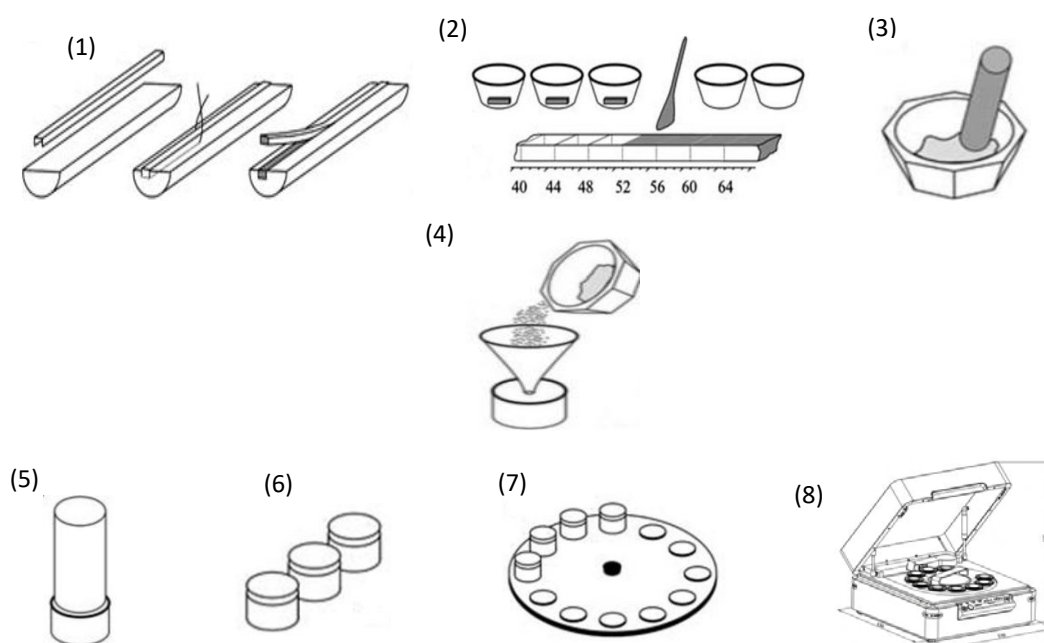


Figure 43 : Les étapes de préparation et d'analyse des échantillons par fluorescence X.

3. Contexte technique et analytique de la méthode Mg/Ca

Cette partie a consisté, dans un premier temps, à définir et mettre en œuvre le protocole de nettoyage chimique des échantillons de foraminifères avant leurs mesures. Dans un second temps, cette partie retrace l'important travail d'optimisation et de validation de la technique instrumentale permettant la mesure du rapport Mg/Ca de la calcite des tests de foraminifères par spectrométrie d'émission optique à torche plasma (ICP-OES).

3.1. Généralité sur le type de foraminifères utilisé dans ce travail

Les foraminifères sont des organismes planctoniques ou benthiques dont certains forment un test en calcite. Ils sont utilisés depuis de nombreuses années pour des études

paléocéanographiques car leurs tests sont retrouvés en abondance dans les carottes sédimentaires marines (Fairbanks et al, 1980). Parmi les espèces planctoniques, les plus utilisées (*Globigerinoides ruber* pour les régions chaudes et ***Globigerina Bulloides* pour les régions tempérées ou froides**) vivent à la surface des océans. Il existe une autre catégorie de foraminifères planctoniques : des espèces dites planctoniques profondes. Plusieurs études avaient déjà montré que les foraminifères planctoniques profonds pouvaient enregistrer les conditions au niveau de la thermocline. Les profondeurs de croissance des foraminifères planctoniques profonds déduites à partir de ces différentes études apparaissaient contradictoires les unes par rapport aux autres (Ganssen et al, 2000).

Pour notre thèse, nous nous sommes intéressés aux espèces de foraminifères benthiques de type : ***Globigerina Bulloides*** (fig.44).



Figure 44 : Tests de foraminifères de type *Globigerina Bulloides* 100µm (<http://www.foraminifera.eu>).

2.4. La détermination de paléotempératures de l'eau de mer

2.4.1. La méthode Mg/Ca

La mise au point d'outils permettant la détermination de la température passée des eaux océaniques de surface et de fond est une des grandes priorités de la paléocéanographie pour la compréhension des changements climatiques. Ces dernières années ont vu se développer un outil particulièrement prometteur basé sur l'analyse du rapport Mg/Ca dans les tests des foraminifères.

2.4.2. Le paléo-thermomètre Mg/Ca

Lors de la calcification du test des foraminifères, certains éléments chimiques de l'eau de mer, de rayon ionique proche de celui du calcium, dont le magnésium, vont se substituer au calcium dans le réseau cristallin du test. Les tests de foraminifères contiennent différents éléments traces, comme le Mg qui va pouvoir remplacer l'ion majoritaire Ca en s'intégrant dans le réseau cristallin. Or, cette réaction est endothermique, et est donc contrôlée par la température. L'augmentation de la concentration en Mg (et donc du rapport Mg/Ca) avec la température a été démontré dans de nombreuses études effectuées sur des cultures de foraminifères, des foraminifères obtenus lors de pêches au filet ou dans des pièges à particules ou encore prélevés dans des sommets de carottes (Nürnberg et al, 1996 ; Lea et al, 1999 ; Elderfield et al, 2000 ; Deckens et al, 2002 ; Anand et al, 2003).

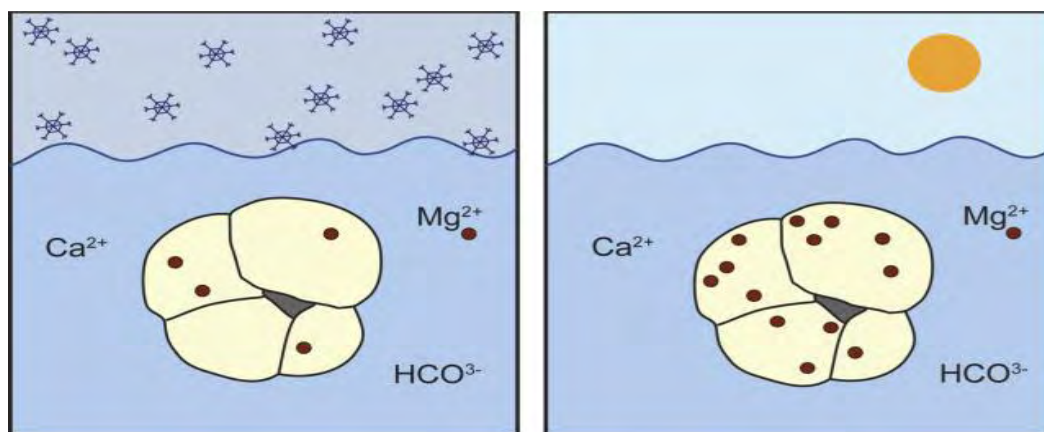


Figure 45 : Certains foraminifères planctoniques incorporent plus de Mg dans leurs tests lorsqu'ils poussent dans des eaux plus chaudes (<https://foramsetal.wordpress.com/research/mgca-paleothermometry>).

La mesure du Mg/Ca des tests de foraminifères enfouis dans le sédiment permet ainsi d'estimer les paleotempérature par le biais de l'équation : $\text{Mg/Ca (mmol/mol)} = B * \exp(A * T)$ avec A et B constantes exponentielle et pré-exponentielle et T la température en °C. Néanmoins, ce proxy est soumis à l'influence de la dissolution partielle des tests de foraminifères à grande profondeur (Lohmann, 1995 ; Rosenthal, 2000), qui peut générer un biais substantiel de par la sous-estimation du Mg/Ca pour les reconstructions de paléotempératures. De plus, Mathien-Bard et Bassinot (2009) ont montré que la salinité influait également sur ce proxy, une variation de 1% de la salinité induisant une variation de ~1.6°C de la température reconstruite. Ces facteurs complexifient donc les paléo-reconstructions de température, mais il est indispensable de les prendre en compte.

2.4.3. Les limites de la méthode Mg/Ca

L'utilisation du rapport Mg/Ca en tant que thermomètre est un outil assez récent comparé aux outils isotopiques. L'incorporation du Mg/Ca dans les tests de foraminifères contient de nombreux biais qui ne sont pas encore bien compris dont voici les principaux :

a. L'effet de taille

Comme la composition isotopique de l'oxygène, le rapport Mg/Ca est aussi dépendant de la taille du test des foraminifères (Elderfield et Ganssen, 2000). La modification du fractionnement biologique au cours du cycle de vie ou les variations du milieu de calcification pourraient être à l'origine de la relation entre la taille et le rapport Mg/Ca. Par exemple, d'après Elderfield et Ganssen (2000), les rapports Mg/Ca des foraminifères *G. bulloides* augmenteraient respectivement de près de 0,8 et 0,3 mmol/mol entre 250 µm et 500 µm. On peut ainsi limiter l'impact de la taille du test lors de l'échantillonnage en se restreignant à n'utiliser qu'une certaine gamme de taille de tests, soit ici la gamme 150-250 µm couramment employée pour les études isotopiques et d'éléments traces sur foraminifères.

b. La calcite gamétogénique

Lors de leur développement, les foraminifères créent une couche de calcite sur l'ensemble de leur test tous les quelques jours et cela en l'espace de quelques heures. A chaque étape, on discerne deux sortes de calcite : la calcite dite primaire et la calcite dite secondaire. La calcite primaire délimite le contour de la coquille et devient la lamelle intérieure de la nouvelle loge. La calcite secondaire recouvre cette membrane et l'ensemble de la coquille préexistante (Bentov et al, 2006).

De nombreuses espèces et particulièrement les foraminifères planctoniques profonds vont déposer, avant de se reproduire, une dernière croûte additionnelle de calcite sur le test. Cette croûte de calcite est appelée calcite gamétogénique, parce que son dépôt est associé au processus de formation des gamètes pendant la phase de reproduction. On peut mesurer expérimentalement que la calcite gamétogénique est appauvrie en Mg/Ca, contribuant à abaisser le rapport Mg/Ca moyen du test. Deux hypothèses peuvent expliquer cette différence de composition Mg/Ca entre les fractions du test : soit des changements de la profondeur d'habitat (température de calcification différente) au cours du cycle de vie, soit des mécanismes de calcification différents (Erez, 2003). Pour s'affranchir de cette couche de calcite, durant la phase de nettoyage de l'échantillon, une légère attaque chimique des tests à l'acide faible sera employée. Le plus souvent, cette étape sera suffisante pour dissoudre cette couche de surface.

c. Les ions carbonatés

Le rapport Mg/Ca des foraminifères benthiques peut aussi être significativement influencé par des variables autres que la température. Plusieurs études récentes ont montré qu'il peut exister une corrélation entre la teneur en ion carbonate (CO_3^{2-}) de l'eau du milieu de vie du foraminifère et la composition en éléments traces du test calcaire des foraminifères (Bijma et al, 1999 ; Elderfield et al, 2006). Ces études conclues que le rapport Mg/Ca est réduit lorsque le taux de saturation en ions carbonates est faible. L'influence de la concentration en $[\text{CO}_3^{2-}]$ a été mesurée expérimentalement en laboratoire sur les foraminifères. Ce phénomène serait cependant limité aux eaux sous-saturées et dont le degré de saturation en ions carbonates, défini par $[\text{CO}_3^{2-}] = [\text{CO}_3^{2-}] - [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{sat}}$, est négatif.

d. La dissolution

La calcite après dépôt dans le sédiment peut se dissoudre sous l'effet de l'agressivité de l'eau de fond et de l'eau interstitielle sous-saturées en carbonates (Brown et al, 1996 ; Rosenthal et al, 2000). Nous avons cependant sélectionné des carottes sédimentaires prélevées au-dessus de la lysocline, la profondeur dans l'océan à partir de laquelle la solubilité de la calcite augmente fortement.

La mesure du rapport Mg/Ca des foraminifères planctoniques est aujourd'hui couramment employée pour déterminer les changements de température de surface de l'océan (Lea et al, 1999 ; Elderfield et Ganssen 2000 ; Rosenthal et al, 2000) et commence à être de plus en plus utilisée pour les eaux profondes. Cependant, les variations de température estimées dans l'océan profond entre la dernière période glaciaire et l'Holocène, sont proches des incertitudes de mesures (2 à 3°C). De plus, le matériel benthique est souvent peu abondant dans les carottes. L'amélioration de la précision des analyses Mg/Ca permet aujourd'hui de déterminer des concentrations d'élément proches de quelques dizaines de ppb avec seulement quelques mg de test carbonaté par échantillon pour une détermination par ICP- AES (Lear et al, 2002 ; Martin et al, 2002 ; Skinner et al, 2003).

III. Procédure de préparation et nettoyage des échantillons de foraminifères

3.1. Contexte analytique de la méthode Mg/Ca

Ce chapitre retrace la partie du développement analytique de notre travail. Cette partie a

consisté, dans un premier temps, à définir et mettre en œuvre un protocole de nettoyage chimique des échantillons de foraminifères avant leurs mesures. Dans un second temps, cette partie retrace l'important travail d'optimisation et de validation de la technique instrumentale permettant la mesure du rapport Mg/Ca de la calcite des tests de foraminifères par spectrométrie d'émission optique à torche plasma (ICP- AES).

La spectrométrie d'émission optique par plasma à couplage inductif (ICP- AES), est une méthode d'analyse idéale pour la détermination du rapport Mg/Ca dans les carbonates biogéniques. Le magnésium est présent comme élément mineur dans la calcite des foraminifères, de l'ordre de 400 à 1000 fois moins abondant que le calcium. L'abondance relative de Mg par rapport à Ca donne des concentrations en solution qui sont dans la gamme de travail de l'ICP- AES. Environ 0,1 à 0,3 mg de foraminifères (15-20 individus) produisent typiquement des concentrations en solution de l'ordre de 50 à 100 ppm de Ca et 0,05 à 0,15 ppm de Mg.

3.2. Procédure de préparation et nettoyage des échantillons de foraminifères

Au préalable à l'analyse par ICP-AES, une étape importante et cruciale de nettoyage des échantillons dont va dépendre toute la fiabilité des mesures. Cette phase de préparation est en effet capitale pour obtenir des résultats justes et de grande précision, puisqu'elle est garante de la non contamination des tests de foraminifères par du magnésium extérieur à la calcite primaire, Mg pouvant provenir de sédiment argileux, de nodules de Fe-Mn, ou bien de la croûte de calcification gamétogénique.

3.2.1. Les techniques de nettoyage

Les techniques de préparation d'échantillons pour la détermination des rapports Mg/Ca de la calcite de foraminifère ont évolué depuis la méthode développée pour la détermination du rapport Cd/Ca par Boyle (1981), puis modifiée par Rosenthal et al, (1997). Actuellement il existe deux « écoles » de nettoyage spécifique pour l'étude du rapport Mg/Ca des foraminifères. La première méthode dite « américaine » ou « nettoyage Cd » (Boyle et Keigwin, 1985) plutôt agressive pour les carbonates car elle utilise une étape supplémentaire d'attaque à l'hydrazine, et la seconde méthode dite « européenne » ou « nettoyage Mg », douce et progressive (Elderfield et Ganssen, 2000) ; Barker et al, 2003), que j'ai utilisée dans ce travail. Il a été montré que la première méthode de nettoyage diminuait de 15% environ les rapports Mg/Ca des foraminifères par rapport à la première, en favorisant la dissolution des tests et donc la perte de Mg (Barker et al, 2003 ; Rosenthal et al, 2004).

Barker (2002) a montré que de toutes les étapes du protocole, celle de l'extraction des argiles (séries de rinçage « eau + éthanol ») a de loin le plus d'effet sur la concentration finale en Mg. En effet les argiles (particules < 2 µm) sous la forme d'illite, kaolinite, montmorillonite et chlorite contiennent de 1 à 10 % de Mg en masse, et sont présentes dans des proportions significatives dans le sédiment marin (Deer et al, 1992). Les fortes teneurs en Mg dans les argiles en font des contaminants sérieux dans la détermination finale du rapport Mg/Ca des foraminifères. Ainsi, un résidu après nettoyage de 1µg d'argile contenant 1% de Mg ajouterait 10 ng de Mg à la solution à analyser, suffisamment pour causer une contamination significative, particulièrement pour des échantillons petits ou à faibles rapports Mg/Ca. Le potentiel de contamination par des argiles résiduelles est aussi dépendant du type de morphologie du test de l'espèce de foraminifère (Deer et al, 1992).

3.2.2. Protocole de nettoyage utilisé

Le protocole de nettoyage chimique utilisé pour cette étude est inspiré de celui de Barker et al, (2003), qu'il a mis en place au Département des Sciences de la Terre de l'université de Cambridge (UK). Des modifications et améliorations ont été apportées par Mn. J. Groeneveld à l'université de Brême, dont les principales étapes sont développées ci-dessous.

a. Crushing :

L'objectif de cette étape est d'ouvrir les loges des forams afin de facilement vider l'intérieur des loges au cours des étapes de nettoyages qui suivront. Pour cela, il faut écraser l'échantillon délicatement entre deux plaques de verre.

- 1) Déposer une goutte d'eau sur les forams préalablement déposés sur la plaque de verre.
- 2) Déposer la seconde plaque sur la première et exercer une pression pour permettre l'ouverture des chambres.
- 3) Relever la plaque de verre supérieure et regrouper tous les fragments sur la plaque inférieure.
- 4) Avec un pinceau humide, transférer les fragments dans un µtube de 0,5mL.

Pour cette étape, il est conseillé de traiter les échantillons un par un afin d'optimiser l'efficacité du nettoyage.

Taper les µtubes sur la paillasse pour bien faire descendre les " morceaux " de forams au fond.

b. Extraction des argiles :

- 1) Introduire 250µL d'eau UHQ H₂O dans chaque micro tube afin de mettre en suspension la matière organique (les bulles d'air présentes au fond du tube peuvent être retirées en tapotant la base du tube de l'ongle).
- 2) Attendre quelques secondes pour permettre aux carbonates de sédimenter dans le fond.
- 3) À l'aide d'une pipette 250µL, aspirer l'eau au-dessus de l'échantillon. Après ces étapes, tous les tubes doivent contenir environ 10 à 20µL d'eau.
- 4) Passer les échantillons aux ultrasons 1-2 minute. (Ceci permet la séparation des argiles toujours présentes à la surface des tests).

Des argiles en suspension apparaissent sous la forme d'un résidu laiteux juste au-dessus de l'échantillon.

- 5) Avec une pipette de 500µL, ajouter de l'eau ultra pure dans chaque tube (pour agiter l'échantillon et mettre en suspension des argiles toujours fixées).
- 6) Attendre que l'échantillon se soit redéposé au fond du tube. Cette étape prendra quelques secondes (assez de temps pour que les carbonates aient le temps de se redéposer au fond). Après cette étape, la partie de l'échantillon restante sera principalement contaminée par des particules silicatées.
- 7) Retirer (aspirer) l'eau au-dessus de l'échantillon contenant les argiles.

- 8) Renouveler les étapes de (4) à (7), 4 fois. Répéter encore si des argiles en suspension sont toujours visibles après passage aux ultrasons.

Après ces étapes de nettoyage à l'eau, on utilisera l'éthanol qui permet de mettre en suspension les argiles les plus récalcitrantes. La faible viscosité de l'éthanol permet de détacher le matériel toujours attaché aux tests de carbonates.

- 9) Introduire 250µL de méthanol à chaque échantillon.
- 10) Passer 1-2 minutes aux ultrasons.
- 11) Traiter chaque tube individuellement. Aspirer l'éthanol avec une pipette de 250µL et le remettre rapidement dans le µtube afin de mettre les argiles en suspension.
- 12) Attendre quelques secondes que l'échantillon repose au fond du tube et retirer l'éthanol.
- 13) Répéter les étapes 9 à 12, 1 fois.
- 14) Répéter les étapes 5 à 7 afin d'enlever l'éthanol, 2 fois.

c. Extraction de la matière organique :

- 1) Ajouter 250µL d'H₂O₂ à 1% à chaque tube. Fermer les capsules des tubes hermétiquement, les disposer et les sécuriser, entre le rack plexiglas et son couvercle afin d'éviter que les tubes s'ouvrent lorsqu'ils seront sous pression.
- 2) Placer la porte échantillon dans un bain d'eau bouillante ($\pm 98^{\circ}\text{C}$) pendant 10 minutes (se servir d'un chronomètre). À 2.5 et à 7.5 minutes, retirer, et secouer ou taper le porte échantillon contre la paillasse, pour enlever les bulles de condensation. À 5 minutes, passer les échantillons quelques secondes aux ultrasons puis les remettre aux bains d'eau bouillante après les avoir débarrassés des bulles d'air formées. (Retirer les bulles permet de maintenir le contact entre le réactif et l'échantillon.
- 3) À la fin des 10 minutes, utiliser la centrifugeuse pendant 1 minute à 5000tr/min, pour enlever les bulles et faire déposer les forams au fond. S'assurer que l'échantillon s'est redéposé au fond du µtube avant de retirer l'eau oxygénée à l'aide d'une pipette.
- 4) Répéter les étapes 1 à 3.
- 5) Rincer les échantillons à l'eau ultra pure 2 fois en veillant à rincer le bouchon (avec une pipette de 500µL).

Préparée à partir de NaOH à 0.1M (100µL d'H₂O₂ 30% dans 10mL de NaOH 0.1M)

d. Attaque à l'acide faible :

Un acide dilué est utilisé afin de retirer des contaminants incorporés aux fragments de test.

- 1) Ajouter 250µL d'HNO₃ 0.001M à chaque échantillon.
- 2) Passer 30 secondes aux ultrasons.
- 3) Retirer rapidement l'acide

- 4) Ajouter avec une pipette de 500 μ L de l'eau UHQ rapidement afin d'éviter une dissolution excessive des carbonates.
- 5) Retirer le surplus d'eau.
- 6) Répéter les étapes 4 et 5.
- 7) En utilisant une pipette de 10 μ L, retirer avec précaution le reste de solution pour chaque échantillon (essayer de ne pas laisser plus de 10 μ L).

À la fin de cette étape, les échantillons peuvent être stockés en attendant l'analyse. Ils seront dissous et dilués le même jour que leur analyse.

e. Dissolution :

Afin d'assurer des dilutions précises, il est important que tous les volumes soient précisément pipetés à partir de cette étape.

- 1) Ajouter 250 μ L de QD HNO₃ 0.075M.
- 2) Passer quelques instants aux ultrasons en fonction des échantillons (vérifier si les échantillons sont bien dissous). Au cours de cette étape, tapoter les échantillons contre la paillasse afin de faire s'échapper les bulles de CO₂ et de permettre à la dissolution de se faire correctement.
- 3) Dès que la production de CO₂ cesse, secouer l'échantillon pour mélanger.
- 4) Centrifuger les échantillons (5000 tour/min pendant 10 minutes) pour déposer au fond les petites particules de silices toujours présentes.
- 5) Transférer 500 μ L de la solution dans un tube propre.

f. Dilution :

Après nettoyage et dissolution, foraminifères benthiques doivent donner une concentration de Ca comprise entre 45 et 75 ppm, en fonction de l'espèce de forams et de la fraction d'échantillon perdue au cours du nettoyage.

La méthode pour la mesure de Mg/Ca et Sr/Ca en utilisant l'ICP-AES Iris requiert, pour une précision et une justesse optimales, des solutions contenant une concentration connue de Ca autour comprise entre 10-80 ppm, et utilise une solution de ~250 μ L par analyse.

Deux runs pour chaque échantillon sont nécessaires. Un 1er run pour déterminer la concentration en Ca de l'échantillon et un 2nd run à une concentration optimum de Ca pour la détermination des rapports Mg/Ca et Sr/Ca.

- 1) Préparer une série de tubes propres pour la dilution.
- 2) Ajouter 280 μ L d'HNO₃ à 0,075M à chaque tube (Ou 250 μ L pour une dilution de facteur 3 si on a ajouté 500 μ L au départ).
- 3) Ajouter 70 μ L d'échantillon afin d'obtenir une dilution de facteur 5 (Ou ajouter 125 μ L d'échantillon pour une dilution de facteur 3).

Si dilution /5 il reste 230 μ L d'échantillon pour le 2nd run (Si dilution /3 il reste 325 μ L d'échantillon pour le 2nd run). Un pipetage précis des volumes est nécessaire afin d'assurer une estimation correcte de la concentration en Ca et des dilutions effectuées avant le 2nd run.



Figure 46 : Photographies prises à l'université de Brême 2017 afin d'illustrer quelques-unes des étapes du protocole de nettoyage des foraminifères (*G. Bulloides*).

3.3. Détermination du Mg/Ca de la calcite des foraminifères par la technique ICP-AES

Les méthodes utilisées pour la détermination du rapport Mg/Ca dans les carbonates biogéniques incluent la spectrométrie d'absorption atomique (AAS) (Boyle, 1981 ; Brown et Elderfield, 1996), la spectrométrie d'absorption atomique par four graphite (GF-AAS) (Brown et Elderfield, 1996), ainsi que la spectrométrie de masse couplée à un plasma inductif (ICP-

AES) (Lea et Martin, 1996 ; Rosenthal et al, 1999). La spectrométrie d'émission n'a été utilisée qu'à partir du début des années 2000 pour les mesures de Mg/Ca.

La spectrométrie d'émission repose sur la mesure de la quantité de photons émis par désexcitation d'atomes ou de molécules après vaporisation de leur solution dans un plasma. Ce nombre de photons est proportionnel à la concentration d'ion en solution. La source est constituée par un plasma d'argon produit par couplage inductif.

L'avantage majeur de l'ICP-AES par rapport aux autres techniques est sa capacité à mesurer tous les éléments simultanément. En plus de sa rapidité d'analyse, la détection simultanée réduit les problèmes liés au temps, particulièrement ceux causés par des fluctuations dans le plasma, apportant une excellente précision à court terme pour les déterminations de rapport d'éléments (Schrag, 1999). Les ICP-AES peuvent être configurés pour voir le plasma radialement ou bien axialement. La détection axiale offre une meilleure sensibilité alors que la vue radiale est moins sujette aux effets de matrice à l'intérieur du plasma (Brenner et al, 2000).

Cependant des effets de matrice ou des choix de sensibilité de raies d'émission suivant les gammes de concentrations utilisées, viennent compliquer la mesure d'éléments en mode simultané.

IV. Méthode de datation : Modèles d'âge de la carotte 8601-3 adopté

La principale méthode de datation utilisée pour établir les modèles d'âge des séquences sédimentaires est la datation ^{14}C à partir des carbonates des coquilles de mollusques (bivalves et gastéropodes principalement) ou des tests de foraminifères. Ce principe de datation est basé sur le principe de décroissance radioactive exponentielle du ^{14}C dans le test des organismes après leur mort (le carbone contenu dans les organismes vivants étant en équilibre avec le CO_2 atmosphérique ambiant).

Le modèle d'âge de la carotte GeoB8601-3 est basée sur trois dates AMS ^{14}C mesurées sur des foraminifères planctoniques de la carotte GeoB8601-3 à 20,5, 60,5, 80,1, 85,5 et 145,7 cm de profondeur (tabl.7). Les enregistrements de susceptibilité magnétique ont été utilisés pour corréler la carotte GeoB8601-3 avec la carotte proche bien datée GeoB6007-2 (Kuhlmann et al, 2004), ce qui a permis d'utiliser en plus les cinq AMS ^{14}C dates de cette dernière carotte. Le modèle d'âge confirme la chronologie obtenue par AMS ^{14}C date de la carotte GeoB8601-3 sauf pour un âge à 49,5 cm qui est légèrement plus âgé que celui à 60,5 cm. Le modèle d'âge final de la carotte GeoB8601-3 est donc basé sur sept dates AMS ^{14}C (fig.47) et une modélisation bayésienne utilisant Bacon (Blaauw et al, 2011). Pour cette accumulation linéaire a été supposée entre 47 sections verticales de 5 cm. Le temps de sédimentation préalable a été fixé à 10 ans/cm avec une distribution normale (paramètre de forme 1.5). Pour les paramètres de mémoire, le réglage par défaut a été utilisé. Les taux de sédimentation linéaires ont été calculés sur la base des âges moyens calibrés pondérés (Zhao et al, 2019).

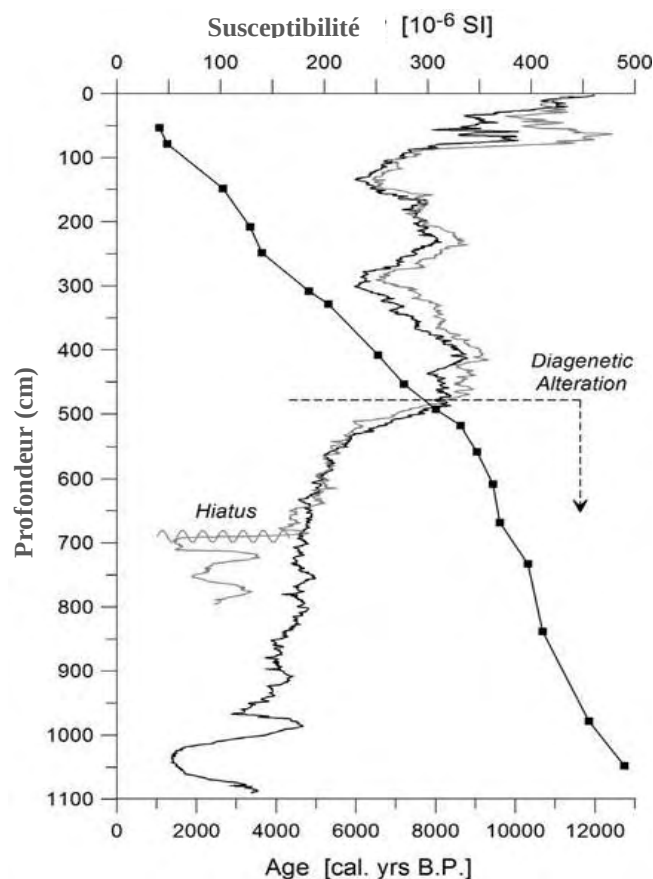


Figure 47 : Susceptibilité magnétique à haute résolution de la carotte GeoB6007 (noir) et GeoB8601 (gris) ainsi que la succession d'âge (années avant présent ; 0 se référant à AD 1950) de la carotte GeoB6007-2 (carrés pleins) basée sur des données de radiocarbone AMS (d'après Kuhlmann et al, 2004).

Tableau ci-dessous montre l'âge radiocarbone des foraminifères planctoniques de la carotte GeoB8601-3 utilisée dans cette étude. L'âge du radiocarbone de la carotte GeoB8601-3 a été calibré à l'aide du logiciel OXCAL (Bronk, 2001) et du modèle d'étalonnage du radiocarbone marin 13 (Reimer et al, 2013). L'âge standard du réservoir marin sans modification locale ($\Delta R=0$) a été appliqué en raison de la correction incertaine du réservoir au nord-ouest de l'Afrique (Kim et al, 2007).

Tableau 7 : Caractéristiques de model d'âge adopté pour la carotte GeoB8601-3.

Carotte	Prof. (m)	Profondeur de la carotte 8601-3 (cm)	Matériel et poids (ug)	Radiocarbone Âge (yr BP)	Médiane d'âge calibrée (yr Ce)	2 σ gamme (yr Ce)
GeoB 8601-3	20.5		90% G.bulloides, 82	1026 $\pm$ 78	1350	1225 à 1460
GeoB 8601-3	60.5		90% G.bulloides, 94	1456 $\pm$ 79	939	760 à 1121
GeoB 8601-3	85.5		90% G.bulloides, 76	1811 $\pm$ 77	587	416 à 727
GeoB 6007-2	53	49.5	G.bulloides	1525 $\pm$ 35	869	776 à 978
GeoB 6007-2	78	80.1	Mixed species	1695 $\pm$ 25	695	649 à 768
GeoB 6007-2	148	145.7	G.bulloides	2840 $\pm$ 30	-663	-757 à -536
GeoB 6007-2	208	210.1	G.bulloides	3470 $\pm$ 25	-1404	-1482 à -1315
GeoB 6007-2	248	252.4	Mixed species	3720 $\pm$ 40	-1692	-1846 à 1587

CONCLUSION

Dans ce chapitre, nous avons présenté d'une part l'évolution de changements climatique à l'échelle globale et national du l'actuel à passé, les forçages principaux affectant le climat mondial et les tendances qu'ont connues les changements climatiques au Maroc a travers un certains nombre causes de changement climatique. D'autre part, nous avons présenté les méthodes largement utilisées pour reconstituer l'évolution du climat au cours du dernier millénaire. De plus, ce chapitre a retracé la partie de l'analytique et méthodologique de notre travail. Les analyses effectuées sont : L'analyse par spectrométrie de la fluorescence des rayons X (XRF) pour caractériser la nature et les teneurs des éléments chimiques majeurs et traces caractérisant les sédiments marins et continentaux. Ensuite, les analyses de la géochimie des échantillons de foraminifères, grâce à la mesure du rapport Mg/Ca de la calcite des tests de foraminifères par spectrométrie d'émission (ICP).

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE

✓ Le terme "**Sud-ouest du Maroc**" désigne le domaine d'étude de cette thèse, qui a constitué de deux parties : une partie continentale (bassin versant de Tensift et de Souss-Massa) et une partie marine (la côte atlantique marocaine entre 30°-32°N et 7.2°-11.4°W).

✓ L'analyse des différents paramètres physiques et géomorphologiques (lithologiques) des deux bassins versant nous ont permis une meilleure compréhension des causes des variations des régimes hydrologiques de chaque bassin versant étudié, leur contribution dans la genèse des crues et détermine la variabilité des phénomènes hydrologiques dans le temps et dans l'espace.

✓ L'analyse de différents paramètres de la façade Atlantique Marocaine nous ont permis aussi une compréhension globale sur l'interaction l'océan/terre et s'influence sur le climat de la zone d'étude et le rôle de l'océan dans la variabilité climatique à toutes les échelles du temps.

✓ L'étude de paléoclimat est la détermination des variations climatiques dans le passé est donc très importante. Car, il est fournit une large connaissance sur le climat passé.

✓ Les deux approches adoptées sont : L'analyse par spectrométrie de la fluorescence des rayons X (XRF) pour caractériser la nature et les teneurs des éléments chimiques majeurs et traces caractérisant les sédiments marins et continentaux. Par la suite, l'analyse géochimie des échantillons de foraminifères, grâce à la mesure du rapport Mg/Ca de la calcite des tests de foraminifères par spectrométrie d'émission (ICP).

DEUXIÈME PARTIE :

LE FONCTIONNEMENT CLIMATIQUE ACTUEL DES BASSINS VERSANTS DE TENSIFT ET DE SOUSS-MASSA (1968- 2015) : COMPRÉHENSION ET ANALYSE

INTRODUCTION

Le débat sur l'évolution climatique récente, nécessite une analyse détaillée des données pluviométriques et thermométriques de longues séries chronologiques à haute résolution temporelle et aussi de haute qualité (Vincent et al, 2002).

L'objectif général de cette étude est de souligner l'importance des données qualitatives pour suivre la variabilité du climat récent au sud-ouest du Maroc. Cette partie d'étude se compose de trois chapitres, elle va non seulement permettre de compréhension l'évolution récente du climat et d'avoir une connaissance approfondie sur sa variabilité spatio-temporelle sous l'effet du changement climatique, mais aussi d'identifier le phénomène de sécheresse dans cette région et leurs impacts.

L'objectif principal de cette partie est :

- ✓ D'abord, il consiste à déterminer les caractéristiques climatiques de la zone d'étude, d'une part et d'autre part expliquer les processus qui contribuent à cette variabilité climatique.
- ✓ Le deuxième objectif, vise l'analyse des données climatiques (précipitation et température).
- ✓ Le troisième objectif, s'intéresse à caractérisation de la sécheresse climatique dans le bassin de Tensift et de Souss-Massa, par l'extraction des différentes tendances climatiques dans la zone étudiée, par le biais de plusieurs indices.
- ✓ Le quatrième objectif, s'intéresser à détermination les effets des indices climatiques (modes de téléconnexion) comme ONA, ENSO, WeMOI sur la modulation des conditions climatiques dans les zones étudiées.

Pour atteindre ses objectifs, les données climatiques de domaine d'étude qu'on va exploiter s'étalent sur une période de 46 ans (1968-2015). Elles représentent les trois parties du bassin (l'amont, médiane et l'aval).

CHAPITRE N° 3 :

LES DONNÉES CLIMATIQUES : PRÉSENTATION DES STATIONS ET CRITIQUES DES DONNÉES

INTRODUCTION

Les données instrumentales enregistrées par les stations de mesures sont considérées comme la source la plus fiable pour la détection de l'évolution climatique récente. Elles sont généralement disponibles à une haute résolution temporelle et servent souvent d'étalonnage et de paramètres d'entrée pour les reconstructions climatiques et les scénarios climatiques futurs.

Le but principal de cette partie consiste à déterminer les caractéristiques climatiques récentes de la zone d'étude, d'une part et d'autre part expliquer les processus qui contribuent à cette variabilité climatique.

Axe 8 : présentation des stations retenues

Les données pluviométriques et des températures collectées, proviennent essentiellement de l'Agence du bassin Hydraulique de Tensift (ABHT) et de Souss-Massa (ABHSM). Les données climatiques de la zone qu'on va exploiter s'étalent sur une période de 46 ans (1968-2015). Elles représentent les trois parties du bassin (l'amont, médiane et l'aval). La variabilité de la qualité et des durées des chroniques a nécessité un choix des stations basé sur trois critères : la durée de la chronique (couvrir la plus grande période de temps possible), l'importance des lacunes (le moins possible des données manquantes) dans celle-ci ainsi que leur position géographique par rapport au bassin.

I. Présentation des stations pluviométriques retenus

Pour une analyse complète de la variabilité climatique récente dans le domaine d'étude, il est nécessaire d'avoir un aperçu général et précis sur le réseau pluviométrique, et s'assurer de la qualité et la fiabilité des données relatives aux stations retenues dans le présent travail.

L'ensemble des données pluviométriques est mis à notre disposition par l'Agence du Bassin Hydraulique de Tensift (ABHT) et de Souss-Massa (ABHSM). Les fichiers de ces données donnent les valeurs mesurées des pluies moyennes mensuelles des stations pluviométriques de la région d'étude sur une longue période. Ces données sont disponibles pour 6 stations pluviométriques dans le bassin versant de Tensift et 4 dans le bassin versant de Souss-Massa avec un total de 10 postes pluviométriques.

La liste des stations pluviométriques étudiées est représentée au tableau ci-dessous. Ce dernier montre les caractéristiques principales des différentes stations. Ces stations présentent une longue période d'enregistrement de données qui diffère d'une station à une autre.

Tableau 8 : Identification de stations pluviométriques retenues.

Bassins	Stations	Coordonnées			Chroniques	Localisation
		Longitude Deg. Déc.	Latitude Deg. Déc.	Altitude (m)		
Tensift	Aghbalou	-7,75	31,32	1070	1970 à 2015	Amont du BV
	Tahanaout	-7,95	31,36	995	1968 à 2015	
	Marrakech	-8,03	31,62	460	1968 à 2015	Centre du BV
	Chichaoua	-8,78	31,59	340	1972 à 2015	
	Talmest	-10,60	30,62	53	1986 à 2014	Aval du BV
	Adamna	-9,68	31,46	70	1978 à 2015	
Souss-Massa	Aoulouz	-8,15	30,70	680	1968 à 2015	Amont du BV
	Amsoul	-9,63	30,81	860	1979 à 2015	
	Taroudant	-8,90	30,50	209	1968 à 2015	Centre du BV
	Agadir	-9,57	30,38	23	1914 à 2015	Aval du BV

II. Présentation des stations thermométriques retenus

Les données de températures collectées proviennent de l'agence de bassin hydraulique Tensift et Souss-Massa. Le tableau ci-dessous montre les coordonnées des stations retenues.

Tableau 9 : Identification de stations thermométriques retenues.

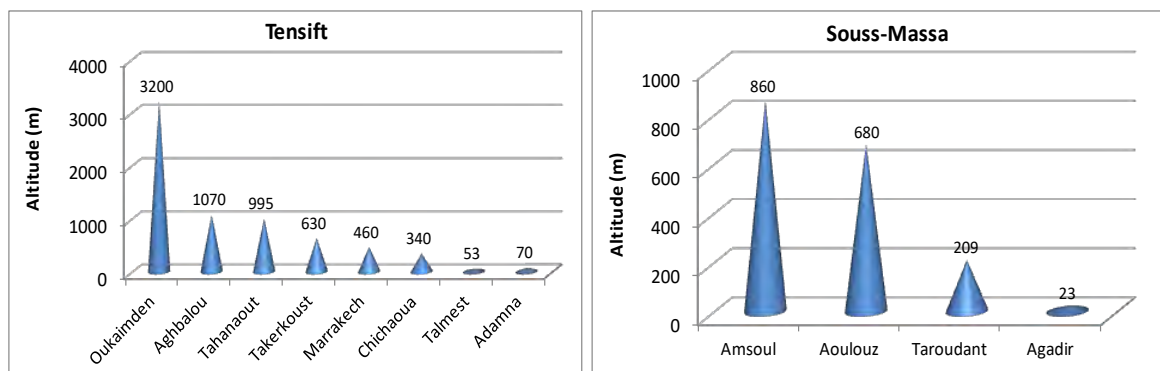
Bassins	Stations	Coordonnées			Chronique
		Longitude Deg. Déc.	Latitude Deg. Déc.	Altitude (m)	
Tensift	Oukaimdan	-7,9	31,2	3200	1990-2009
	Marrakech	-8,03	31,62	460	1961-2010
	Takerkoust	-8,13	31,36	630	1983-2010
Souss-Massa	Aoulouz	-8,15	30,70	680	1981-2018
	Taroudant	-8,90	30,50	209	1981-2018
	Agadir	-9,57	30,38	23	1981-2018

III. Le choix des stations étudiées

Dans un premier temps, nous avons tenté d'intégrer le plus grand nombre de stations qui sont les mieux réparties spatialement sur le territoire d'étude et qui offrent de longues séries d'observations. Le choix a été guidé par trois éléments primordiaux :

- ✓ La situation de la station par rapport le bassin étudié : Les stations climatiques reparties d'une manière différente, et donc la station la plus proche de la zone d'étude sera appropriée et parfaite pour être considérée comme la station représentative.
- ✓ La longueur de la chronique de données (couvrir la plus grande période de temps possible).
- ✓ La qualité des données (le moins possible des données manquantes).

Puisqu'il est difficile d'analyser toutes les stations existantes dans notre zone d'étude, nous avons décidé de choisir une station représentative parmi les stations situées en aval de Tensift (Adamna) et une station pour Souss (Agadir), une station représentative parmi les stations situées en médiane de Tensift (Chichaoua) et de Souss (Taroudant), et une station représentative parmi les stations situées en amont de Tensift (Aghbalou) et de Souss (Aoulouz).

**Figure 48** : Répartition altitudinale des stations étudiées dans les deux bassins versants.

La figure au-dessus représente la répartition altitudinale des stations étudiées, avec une altitude Max 3200m (station Oukaimden) et une altitude Min 53m (station Talmest) au niveau de Tensift. Une altitude Max 860m (station Amsoul), et une altitude Min 23m (station Agadir) au niveau de Souss-Massa.

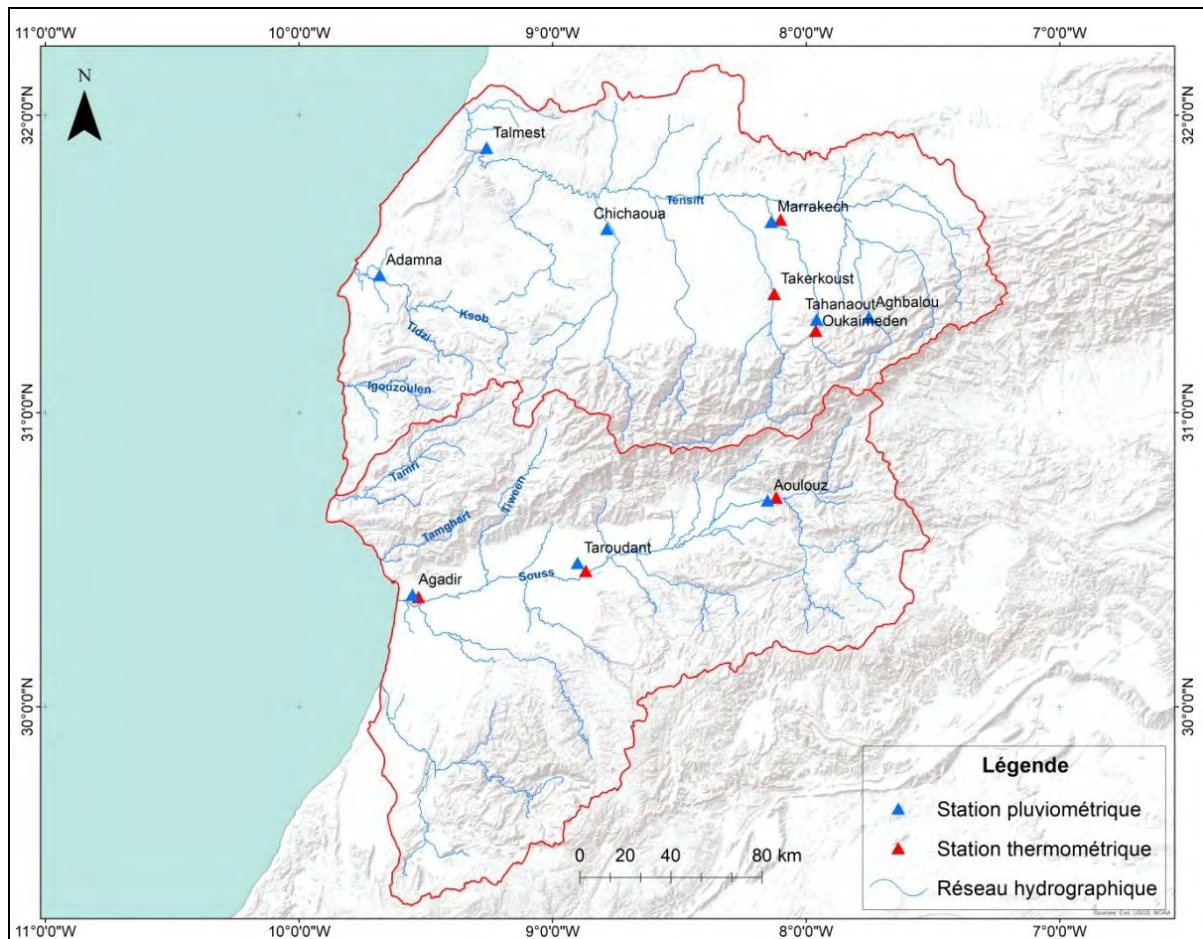


Figure 49 : Localisation des stations pluviométriques et thermométriques dans les deux bassins versants.

IV. Le choix de la chronique étudiée

Le choix d'une chronique est une étape importante pour mener une étude climatologique. Les stations sélectionnées sont au nombre de 16 (10 stations pluviométriques, et 06 thermométriques).

La chronique des stations présentées est totalement déférente. Chaque station a une série de données déterminables. Il n'est pas évident de trouver une longue chronique de données commune aux 15 stations retenues. De plus, la plupart des observations sont affectées de lacunes.

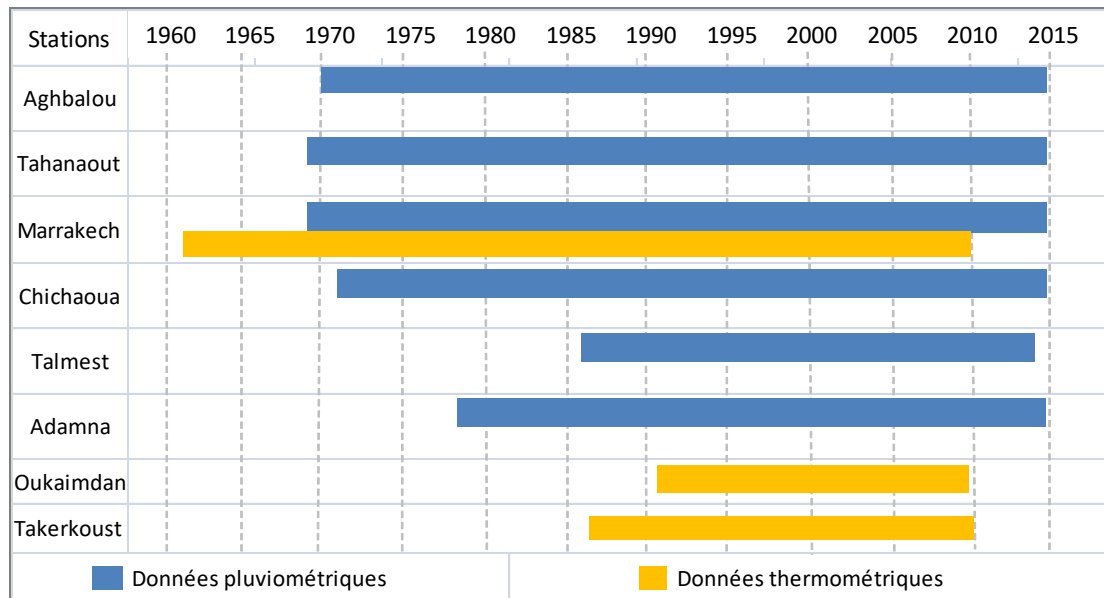


Figure 50 : Chronogramme des stations pluviométriques utilisées dans le bassin de Tensift.

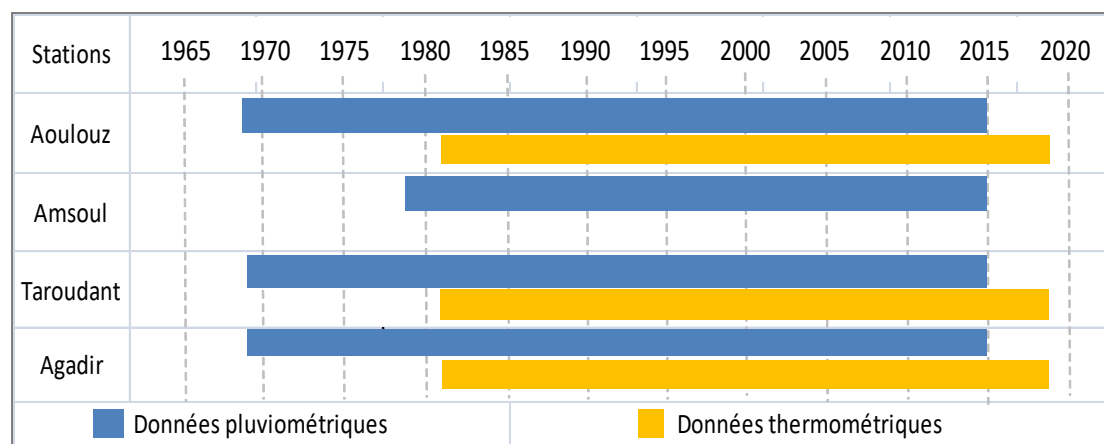


Figure 51 : Chronogramme des stations pluviométriques utilisées dans le bassin de Souss-Massa.

Afin d'avoir un moyen fiable de comparaison et dans le but d'intégrer un ensemble de stations qui offrent des données de bonne qualité, il est nécessaire de se baser sur quelques critères pour éliminer les stations défectueuses. Les critères qui ont été adoptés sont :

- Continuité des séries des stations retenues sur une période suffisamment longue ;
- Homogénéité des séries à étudier ;
- Synchronisation des séries ;
- Représentativité des stations pour toutes les grandes régions géographiques du domaine d'étude.

Avant l'exploitation de ces données, une étude statistique de validation et d'homogénéisation est primordiale pour vérifier la fiabilité des séries observées et étendues.

Axe 9 : critiques et homogénéisations des données climatiques

Pour une étude fiable, il est primordial de faire une critique et un traitement primaire des données brutes captées par un observateur ou un instrument de mesure pour d'éviter l'utilisation des séries non homogènes (Castellani, 1986). Le contrôle des séries retenues et critique sévère des données brutes est donc nécessaire.

V. Le comblement des lacunes

Un des principaux problèmes que l'on rencontre le plus souvent sont les données manquantes. Les séries de données disponibles, comportent un certain nombre de lacunes dépassant parfois le cadre du mois, ce qui entrave leur exploitation directe. Dans le but de rendre ces données compatibles avec notre objectif, il est important de combler les séries incomplètes.

À cet égard, La méthode du simple et du double cumul a été utilisée afin de combler les lacunes, de tester l'homogénéité des séries de données et de critiquer les données brutes du réseau pluviométrique (Escourou, 1978). Cette comparaison utilise, au pas du temps choisi, non pas les valeurs observées mais leur cumul (Meylan et al, 1998). Des corrections prudentes peuvent être administrées aux séries lorsque la nature systématique d'erreurs le permet. Si des valeurs sont trop aberrantes l'élimination s'impose (Ancil, 2005). Enfin lorsque certaines valeurs paraissent anormales, tout en demeurant plausibles, leur caractère douteux est signalé.

Dans un premier temps le test graphique des simples et doubles cumuls des totaux pluviométriques annuels a été appliqué afin de détecter d'éventuelle anomalie dans une série de données (El Ghachi, 2007).

La méthode de simple et double-cumuls, montre une bonne corrélation avec des coefficients (R^2) supérieurs à 0.99 (fig.52 et 53). Ceci indique que la quasi-totalité des postes ont enregistré des données annuelles homogènes et de bonne qualité.

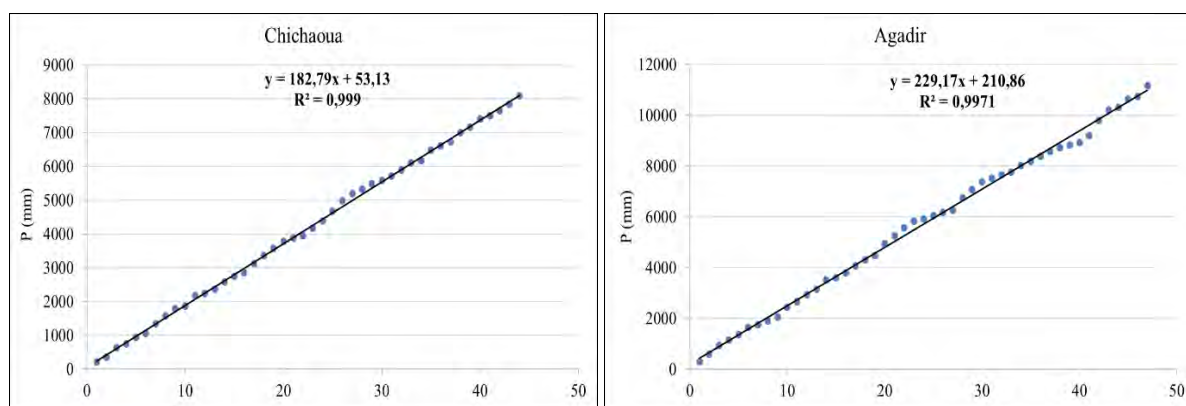


Figure 52 : Exemple de Méthode du simple cumul.

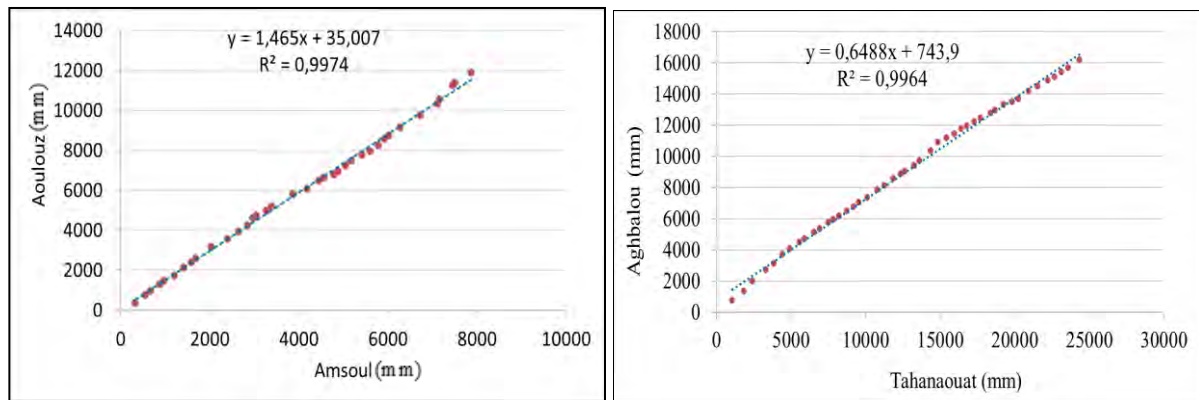


Figure 53 : Exemple de Méthode du double cumul.

Par ailleurs, il est alors souvent nécessaire d'estimer celles-ci pour compléter la série (Anctil et al, 2005). Les données manquantes dans les séries ont été complétées par la méthode des corrélations (Dubreuil, 1974). Elle consiste à vérifier des chroniques de précipitations classiques par corrélations poste par poste et mois par mois. Le coefficient de détermination (R^2) juge de sa qualité et l'équation de la droite de corrélation est utilisée pour combler les lacunes (El Ghachi, 2007). Tant que R^2 est supérieur à 70 %, la corrélation peut être considérée comme satisfaisante ; à plus de 80% la corrélation est bonne.

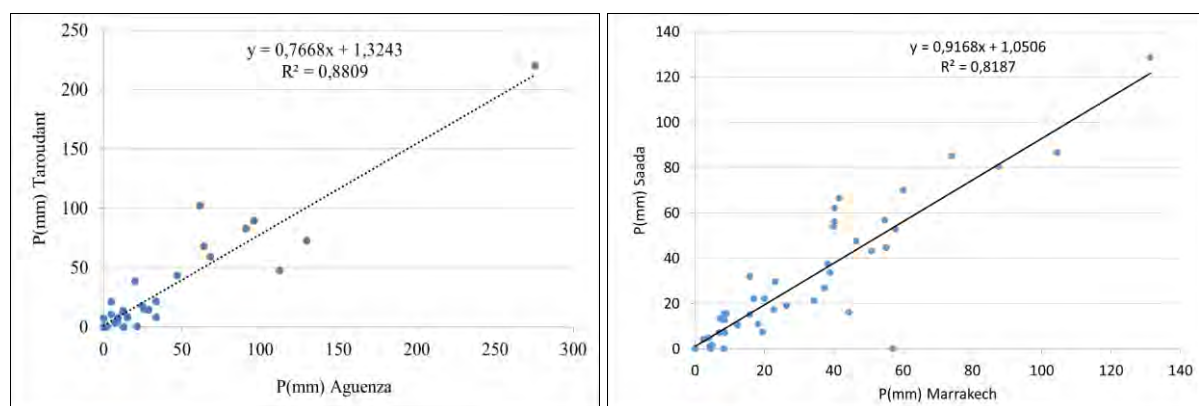


Figure 54 : Exemple de la corrélation mensuelle.

Compte tenu de l'exposition du versant de chaque zone, et du climat dominant, l'interpolation a été faite, d'une part, à partir de la pluviométrie et en fonction de l'altitude, cas de la zone d'étude, d'autre part, entre stations principales (références) et stations secondaires appartenant au même domaine climatique. De la même manière, nous avons procédé à des corrélations au pas de temps annuel puis mensuel, entre toutes les stations pluviométriques mises à notre disposition, deux à deux. Étant donné que chaque groupe de séries pluviométriques représente une zone homogène réduite géographiquement, les corrélations ont donné des coefficients statistiquement significatifs ($0.76 \leq R^2 \leq 0.90$). Au terme de cette étude critique de la base de données, on peut dire que la majorité des stations retenues sont homogènes et fiables, et sont toutes issues d'un réseau professionnel.

VI. Analyse statistique d'homogénéité pluviométrique

La caractérisation des fluctuations du régime pluviométrique repose sur l'analyse statistique des séries chronologiques des pluies dans des sites différents et sur des périodes les plus longues possibles. Dans cette étude, nous allons adopter la méthode de « CUSUM » pour

déterminer l'hétérogénéité interne de la série étudiée. D'autre part, les tests statistiques de Pettitt (1979), de Lee Heghinian (1977) et U de Buishand (1984) et la procédure de segmentation de Hubert, permettant de déceler d'éventuels changements dans le régime pluviométrique et d'analyser les discontinuités dans l'ensemble des données étudiées. Toutes ces méthodes (test de Buishand, test de Pettit, la méthode bayésienne de Lee et Heghinian) sont regroupées dans le logiciel Khronostat réalisé par l'Institut de recherche pour le développement (Boyer, 1998). On présentera brièvement les méthodes utilisées et les résultats obtenus.

1. Méthode de « CUSUM »

Tout d'abord, pour une bonne étude et analyse des variations temporaires des précipitations, il est important d'introduire la notion du « CUSUM » qui désigne le cumul des écarts à la moyenne de la pluie enregistrée et qui permet de révéler les tendances générales de la série étudiée.

La méthode de CUSUM (François, Gille et Zumstein 1993) est une méthode statistique qui a pour objectif de déterminer l'hétérogénéité interne de la série étudiée en se fondant sur la définition d'un intervalle de confiance (bande passante C_{jx}).

La méthode de CUSUM repose sur le calcul de :

$$C_j = \sum_{j=1}^N (X_j - \bar{X})$$

En effet, le calcul de la bande passante se fait à partir de :

$$C_{jx} = \pm S \left(\frac{u\sqrt{N}}{4} + \frac{u^2}{2\sqrt{2}} + \frac{u^3}{8\sqrt{N}} \right)$$

S : Ecart- type

N : Nombre de valeur dans la série

u : Variable de Gauss (pour une probabilité choisie de 95 %, soit u fixé à 1.96).

1.1. Dans le bassin versant du Tensift

La méthode de CUSUM nous a permis de conclure que les précipitations dans la zone d'étude sont soumises à des fluctuations irrégulières. Le calcul des paramètres statistiques de CUSUM, notamment le coefficient de variation C_j , met aussi en lumière une irrégularité interannuelle des précipitations dans le bassin versant de Tensift

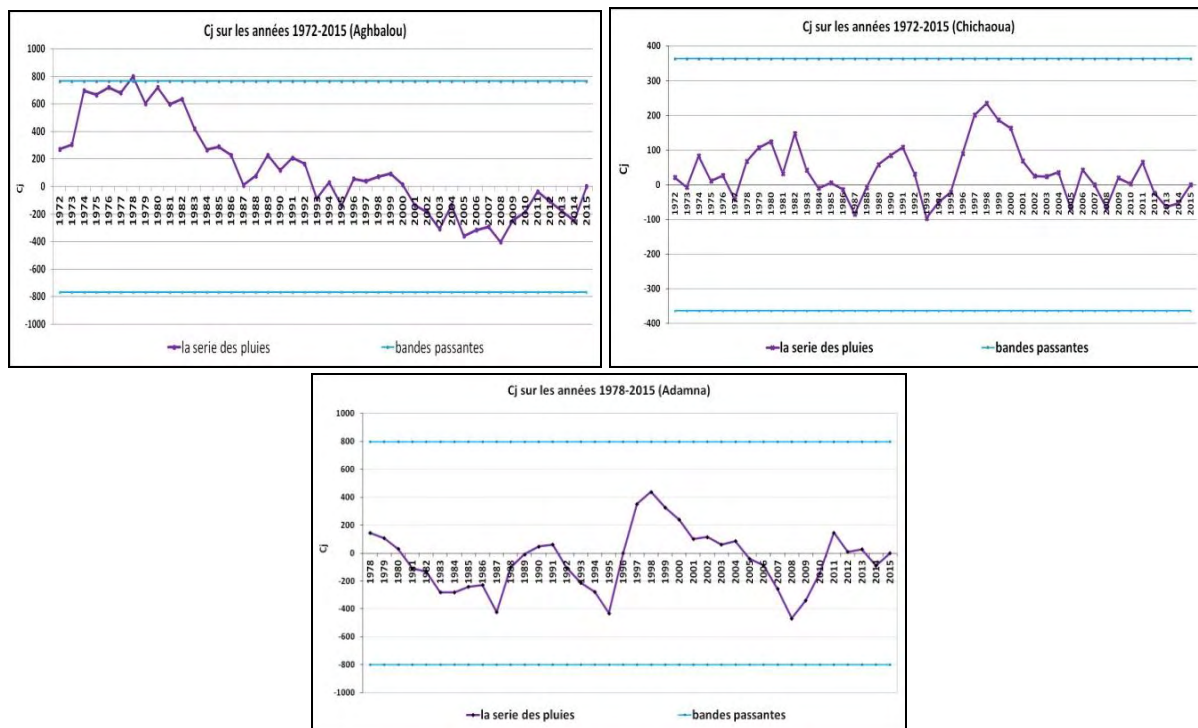


Figure 55 : CUSUM des précipitations à la station d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna.

Les résultats obtenus par la méthode de CUSUM montrent que la longue série 1968-2015 est homogène avec des années humides, moyenne et sèches, les périodes sèches apparaissent sous forme de « séquences de valeurs». En effet, la station d'Aghbalou est enregistrée quatre périodes remarquables (1972-1980, 1981-1987, 1988-1999 et 2000-2015), la station de Chichaoua avec sept périodes (1972-1982, 1983-1987, 1988-1990, 1991-1993, 1994-1998, 1999-2005 et 2006-2015), alors que la station d'Adamna est enregistrée six périodes (1978-1987, 1988-1991, 1992-1995, 1996-1998, 1999-2008, 2009-2015).

Tableau 10 : Découpage de la chronique des pluies des trois stations en périodes homogènes.

Station	Période	Moyenne (mm)	Nombre d'année	Diagnostic
Aghbalou	1972-1980	610	09	Série homogène humide
	1981-1987	429	07	Série homogène sèche
	1988-1999	537	12	Série homogène moyenne
	2000-2015	524	16	Série homogène sèche
Chichaoua	1972-1982	197	11	Série homogène humide
	1983-1987	137	05	Série homogène sèche
	1988-1990	240	03	Série homogène humide
	1991-1993	123	03	Série homogène sèche
	1994-1998	250	05	Série homogène humide
	1999-2005	140	07	Série homogène sèche
	2006-2015	190	10	Série homogène moyenne
Adamna	1978-1987	284	10	Série homogène sèche
	1988-1991	448	04	Série homogène humide
	1992-1995	204	04	Série homogène sèche
	1996-1998	617	03	Série homogène humide
	1999-2008	236	10	Série homogène sèche
	2009-2015	394	07	Série homogène moyenne

1.2. Dans le bassin versant de Souss-Massa

Cet aspect de la variabilité peu être abordé notamment par la méthode du CUSUM, dont l'objectif comme dit auparavant, est de déterminer l'hétérogénéité interne de la série étudiée, en se fondant sur la définition d'un intervalle de confiance (bande passante C_j (François et al, 1993). Méthode statistique issue de la méthode du simple cumul, elle nous a permis de caractériser la période étudiée en définissant le nombre d'années sèches, d'années humides et en détectant les sauts de moyenne.

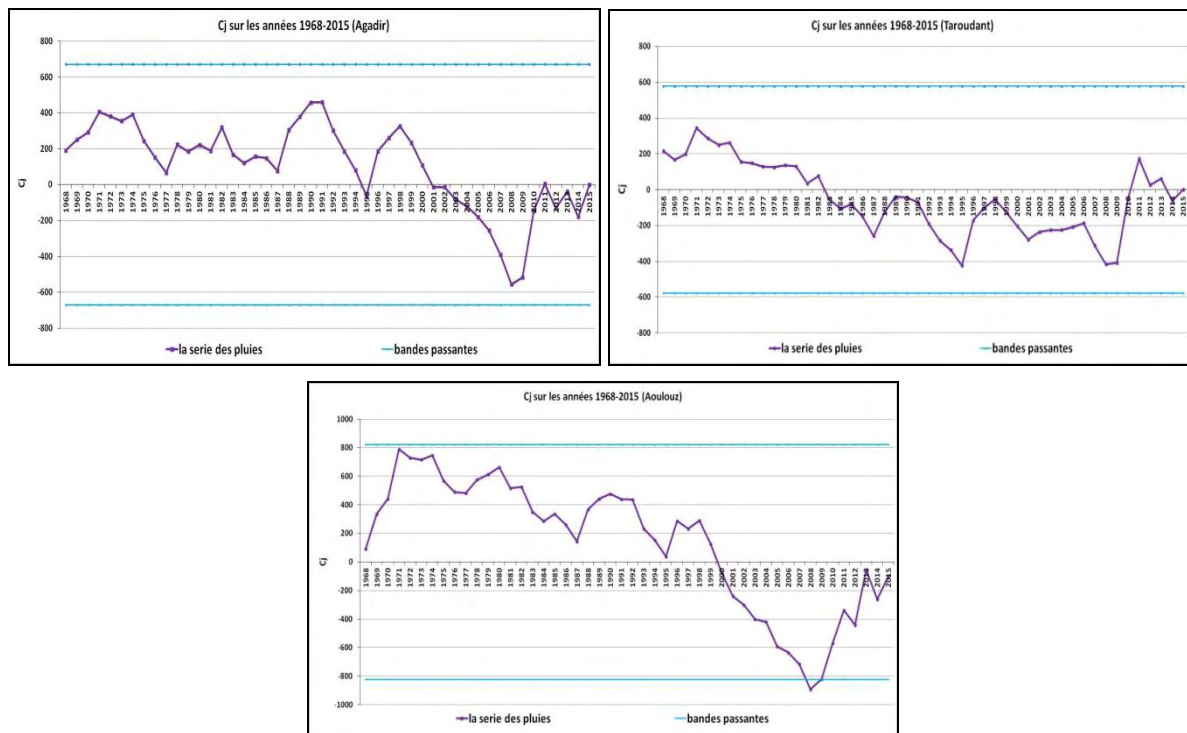


Figure 56 : CUSUM des précipitations à la station d'Agadir, Taroudant et d'Aoulouz.

La méthode du CUSUM, par la variable C_j illustre très clairement les tendances sèches et humides du climat durant 48 années étudiées pour les données des trois stations de Souss-Massa (fig.56). La station d'Agadir est enregistrée cinq périodes (1968-1980, 1981-1987, 1988-1998, 1999-2008 et 2009-2015), la station de Taroudant avec trois périodes (1968-1987, 1988-2009 et 2010-2015), tandis que, la station d'Aoulouz est enregistrée sept périodes variant entre période humide, moyenne ou sèche (1968-1974, 1975-1986, 1987-1991, 1992-1995, 1996-1998, 1999-2008 et 2009-2015).

Tableau 11 : Découpage de la chronique des pluies des trois stations en périodes homogènes.

Station	Période	Moyenne (mm)	Nombre d'année	Diagnostic
Aoulouz	1968-1980	397	13	Série homogène moyenne
	1981-1987	264	07	Série homogène sèche
	1988-1998	351	11	Série homogène moyenne
	1999-2008	220	10	Série homogène sèche
	2009-2015	451	07	Série homogène humide
Taroudant	1968-1987	193	20	Série homogène sèche
	1988-2009	294	22	Série homogène moyenne
	2010-2015	458	06	Série homogène humide
Agadir	1968-1974	297	07	Série homogène humide
	1975-1986	221	12	Série homogène moyenne
	1987-1991	304	05	Série homogène humide
	1992-1995	111	04	Série homogène sèche
	1996-1998	371	03	Série homogène humide
	1999-2008	153	10	Série homogène sèche
	2009-2015	321	07	Série homogène humide

2. Méthodes statistiques utilisées

2.1. Test statistique U de Buishand (1984)

Le test de Buishand (Buishand, 1984) est dérivé d'une formulation originale donnée par Gardner (1969) pour établir un test bilatéral de rupture en moyenne à un instant inconnu. Le test de Buishand est paramétrique, supposant normalité de la série, non auto corrélation et constance de la variance de part et d'autre du point de rupture éventuel. Ce test est performant pour détecter une rupture en milieu de série, mais il ne fournit pas d'estimation du point de rupture.

La statistique U de Buishand est de nature bayésienne et fait référence au modèle simple. En supposant une distribution *a priori* uniforme pour la position du point de rupture m , on définit la statistique U par :

$$U = [N(N+1)]^{-1} \cdot \sum_{k=1}^{N-1} (S_k^* / D_X)^2$$

Elle s'avère performante pour tout changement de moyenne survenant au milieu de la série cependant le test de Buishand est un test paramétrique faisant l'hypothèse d'une distribution normale des variables de la série. Le logiciel Khronostats nous permet de vérifier la normalité de la série étudiée et dans le cas où celle-ci serait refusait la série est alors modifiée (Racine Carrée, Logarithme, Box et Cox) pour que les données changées suivent une distribution normale.

2.2. Test de Pettitt (1979)

Le test de Pettitt (Pettitt, 1979), examine l'existence d'une rupture à un instant inconnu de la série à partir d'une formulation dérivée de celle du test de Mann-Whitney (Dagnélie, 1970). Ce test est plus particulièrement sensible à un changement de moyenne et, si l'hypothèse nulle d'homogénéité de la série est rejetée, il propose une estimation de la date de rupture.

Le test de Pettitt est une approche non-paramétrique dérivée du test de Mann & Withney permettant d'identifier un point de rupture dans une séquence de variables aléatoires indépendantes $X_i, i = 1, N$.

Le test de Pettitt (Pettitt, 1979), examine l'existence d'une rupture à un instant inconnu de la série à partir d'une formulation dérivée de celle du test de Mann-Whitney (Dagnélie, 1970). Ce test est plus particulièrement sensible à un changement de moyenne et, si l'hypothèse nulle d'homogénéité de la série est rejetée, il propose une estimation de la date de rupture.

Le test est plus particulièrement sensible à un changement de moyenne. Pour cela on définit la variable :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij} \quad \text{où } D_{ij} = \text{sgn}(X_i - X_j) \quad \text{tel que} \quad \begin{cases} \text{sgn}(X) = 1 & | X > 0 \\ \text{sgn}(X) = 0 & | X = 0 \\ \text{sgn}(X) = -1 & | X < 0 \end{cases}$$

La faiblesse du test a pu être mise en évidence (Lubes-Niel et al, 1998) sur les ruptures dans une série chronologique portant sur l'écart-type.

2.3. Méthode Bayésienne de Lee et Heghinian (1977)

La méthode Bayésienne de Lee et Heghinian, (1977) est une approche paramétrique qui requiert une distribution normale des variables étudiées. Elle fait l'hypothèse d'une rupture en moyenne à un instant inconnu. La distribution a priori de l'instant de la rupture est uniforme, et compte tenu de cette information et des données, la méthode produit la distribution de probabilité a posteriori de l'instant de la rupture.

Cette méthode propose une approche paramétrique. Elle nécessite une distribution normale des valeurs de la série. L'absence de rupture dans la série constitue l'hypothèse nulle. Le modèle de base est le suivant :

$$X_i = \begin{cases} \mu + \epsilon_i & i = 1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \epsilon_i & i = \tau + 1, \dots, N \end{cases}$$

Les ϵ_i sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance σ^2 ; τ et δ représentent respectivement la position dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel de moyenne. La méthode établit la distribution de probabilité a posteriori de la position dans le temps d'un changement. Lorsque la distribution est unimodale, la date de la rupture est estimée par le mode avec d'autant plus de précision que la dispersion de la distribution est faible.

2.4. Procédure de segmentation d'Hubert (1989)

La procédure de segmentation a pour principe le découpage d'une série en m segments de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit nettement différente de la moyenne du (des) segment (s) voisin (s).

Cette méthode consiste à découper la série en m segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne du (ou des) segment(s) voisin(s) (Hubert et al, 1989) au regard du test de Scheffé (Dagnélie, 1970). Une telle méthode est appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne.

D'après les auteurs (Hubert *et al*, 1989), cette procédure de segmentation peut être regardée comme un test de stationnarité. Si la procédure ne produit pas de segmentation acceptable d'ordre supérieur ou égal à 2, alors l'hypothèse nulle de stationnarité est acceptée.

3. Interprétation des résultats des tests de rupture des stations du bassin versant de Tensift

3.1. Interprétation des résultats de test de Lee et Heghinian

D'après la figure ci-dessous, dans le cas des stations de Tensift le mode de la fonction densité de probabilité à posteriori de la position du point de rupture 0,3744 en 1974 à la station d'Aghbalou et 0,0684 en 2014 à la stations de Chichaoua, alors que pour la station d'Adamna le mode de la fonction de densité de probabilité à posteriori de la position de point de rupture 0,0845 en 1978.

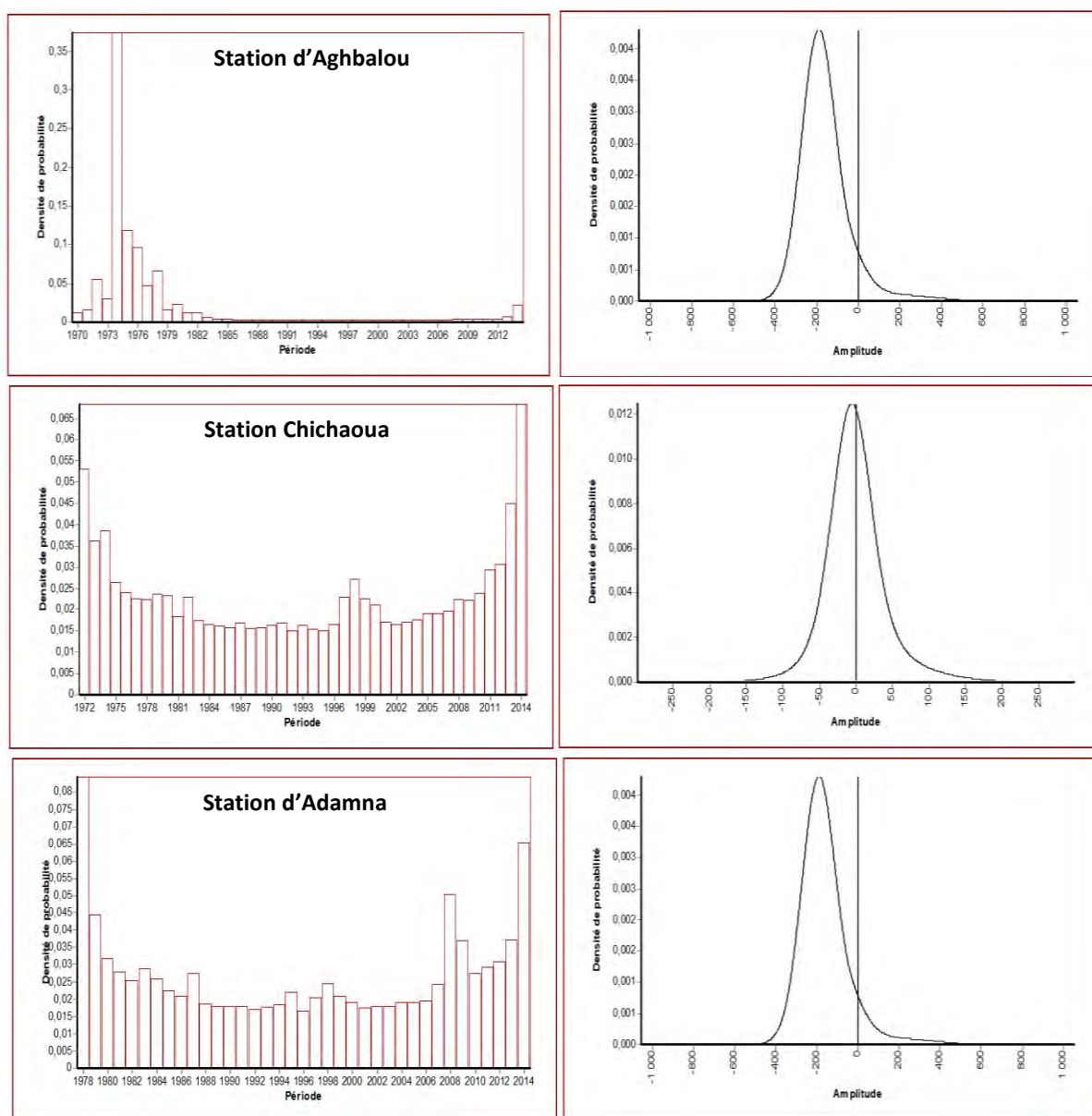


Figure 57 : Résultat d'application de test de Lee et Heghinian sur la série pluviométrique des trois stations.

3.2. Interprétation des résultats de test de Buishand

La figure ci-dessous, montre trois ellipses de test de Buishand et leurs intervalles de confiance pour les stations d'Aghbalou, de Chichaoua et de Adamna, pour la première station l'hypothèse nulle (absence de rupture) est acceptée pour les intervalles de confiance de 90 %, 95 % et de 99 %, la rupture est indiquée par l'ellipse de Buishand en 1972, tandis que, pour la deuxième station l'hypothèse nulle (absence de rupture) est acceptée au seuil de confiance de 90 %, 95% et de 99 %. Pour la troisième station l'hypothèse nulle (absence de rupture) acceptée au seuil de confiance de 90 %, 95 % et de 99 %, ce qui indique l'absence d'une rupture.

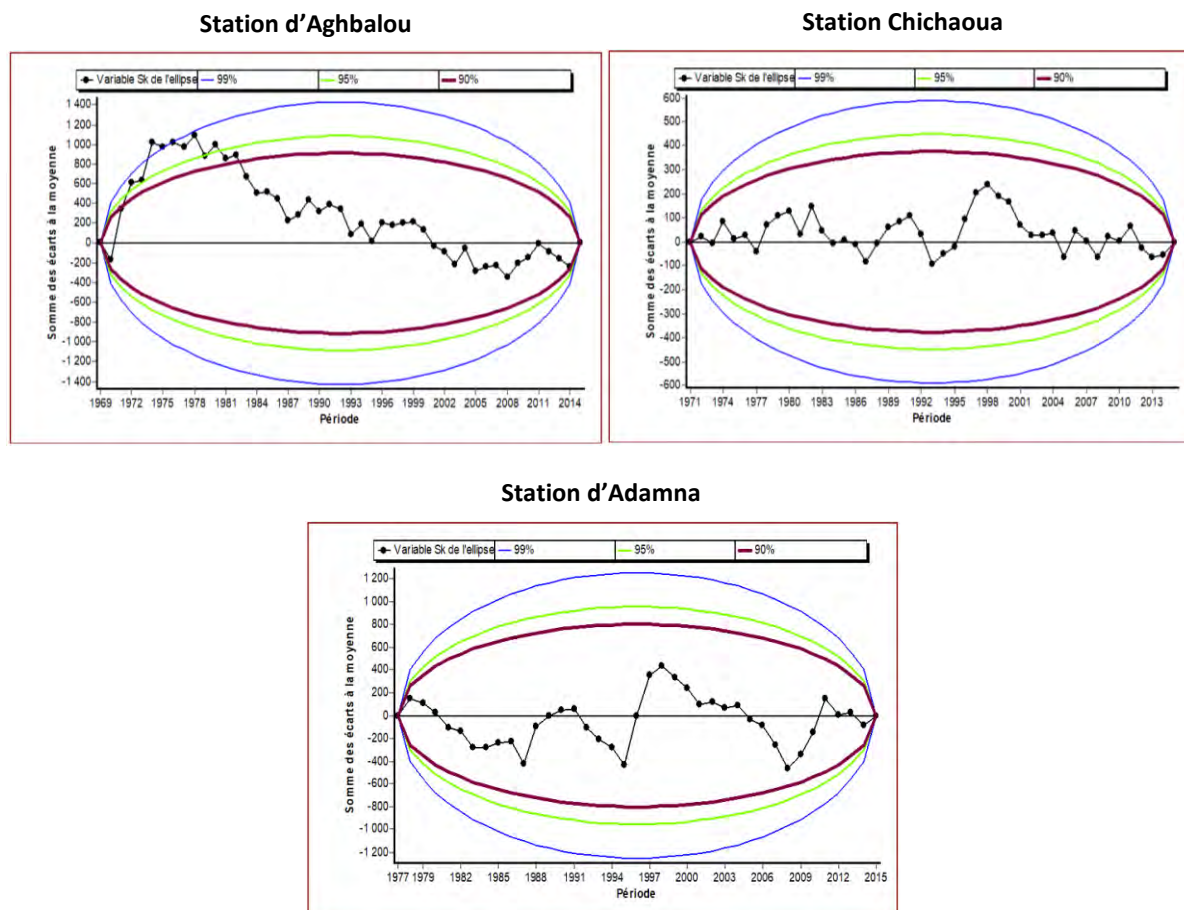


Figure 58 : Résultat d'application de test de Buishand à la série pluviométrique de la station des trois stations.

3.3. Interprétation des résultats de test de Pettitt

La figure ci-dessous illustre la fonction du test de Pettitt et son intervalle de confiance pour les stations d'Aghbalou, de Chichaoua et d'Adamna. D'une part, pour la série pluviométrique de la station d'Aghbalou l'hypothèse nulle (absence de rupture) est acceptée pour les trois intervalles de confiance (90 %, 95 % et 99 %), c'est ainsi que la série pluviométrique présente une rupture qui est localisée en 2008. D'autre part l'application de ce test sur la série pluviométrique de la station de Chichaoua, nous indique que l'hypothèse nulle (absence de rupture) est acceptée aussi au seuil de confiance 90 %, 95 % et de 99 % avec une rupture en 1998, de même, pour la série pluviométrique de la station d'Aoulouz l'hypothèse nulle (absence de rupture) acceptée pour les trois intervalles de confiance (90 %, 95 % et 99 %), la rupture est détectée en 2008.

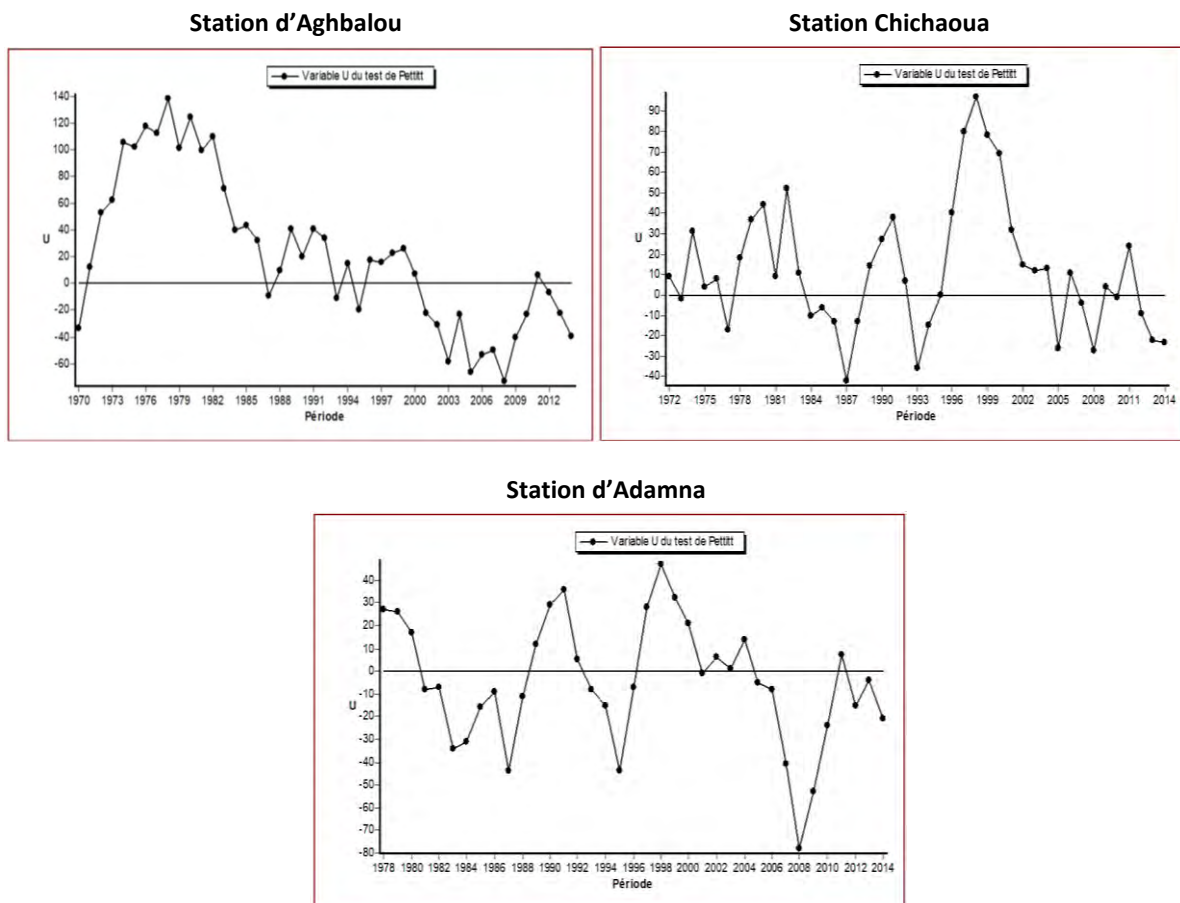


Figure 59 : Résultat d'application de test de Pettitt à la série pluviométrique des trois stations.

4. Interprétation des résultats des tests de rupture des stations du bassin versant de Souss-Massa

4.1. Interprétation des résultats de test de Lee et Heghinian

D'après la figure ci-dessous, dans le cas des stations de Souss-Massa le mode de la fonction densité de probabilité à posteriori de la position du point de rupture 0,4286 en 1971 à la station d'Aoulouz et 0,1466 e, 1968 à la stations de Taroudant, tandis que pour la station d'Adamna le mode de la fonction de densité de probabilité à posteriori de la position de point de rupture 0,0783 en 1971.

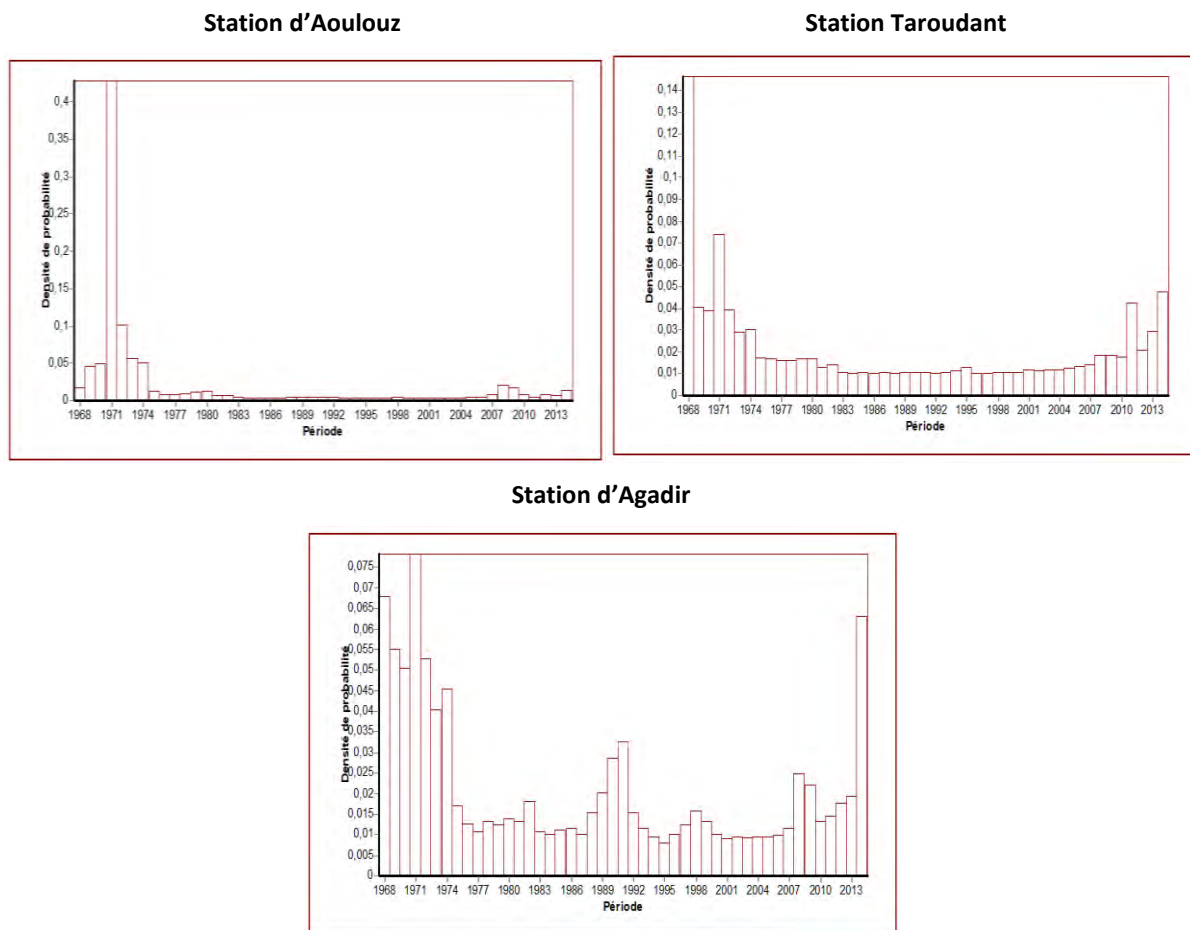
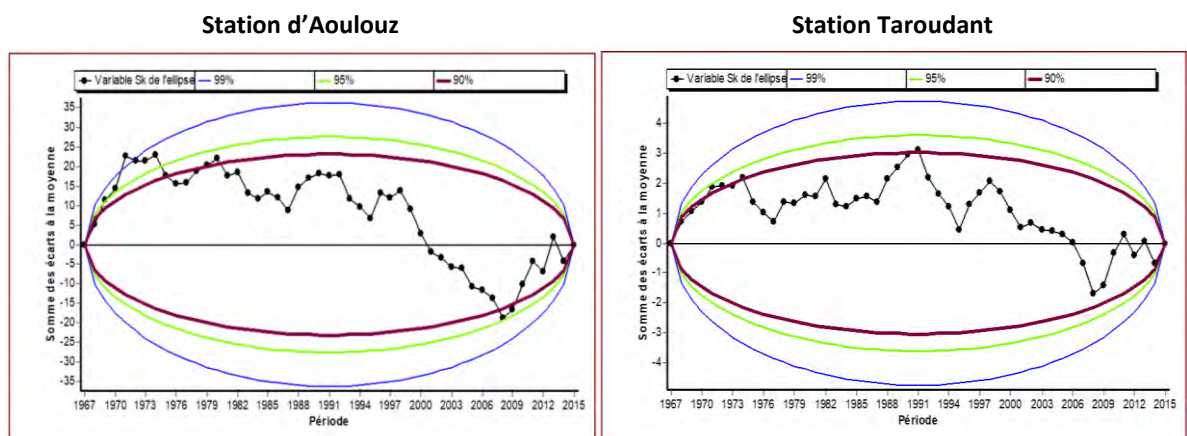


Figure 60 : Résultat d'application de test de Lee et Heghinian sur la série pluviométrique des trois stations.

4.2. Interprétation des résultats de test de Buishand

La figure ci-dessous illustre trois ellipses de test de Buishand et leurs intervalles de confiance pour les stations d'Aoulouz, de Taroudant et d'Agadir. La première station l'hypothèse nulle (absence de rupture) est acceptée pour les intervalles de confiance de 90 %, 95 % et de 99 %, la rupture est indiquée par l'ellipse de Buishand en 1971. Tandis que, pour la deuxième station l'hypothèse nulle (absence de rupture) est acceptée au seuil de confiance de 90 %, 95% et de 99 %, de même pour la troisième station l'hypothèse nulle (absence de rupture) acceptée au seuil de confiance de 90 %, 95 % et de 99 %, ce qui indique l'absence d'une rupture.



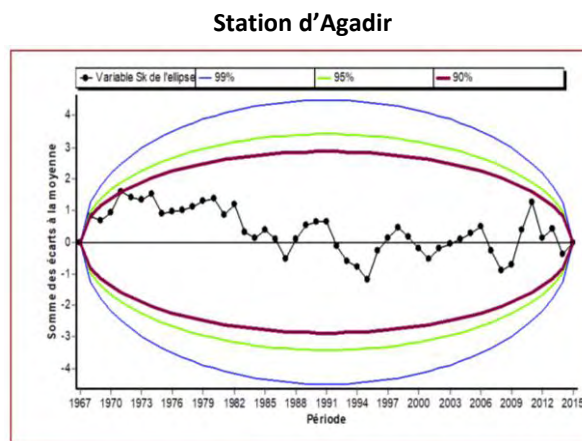


Figure 61 : Résultat d'application de test de Buishand à la série pluviométrique de la station des trois stations.

4.3. Interprétation des résultats de test de Pettitt

La figure ci-dessous montre la fonction du test de Pettitt et son intervalle de confiance pour les stations d'Aoulouz, de Taroudant et d'Agadir, pour la série pluviométrique de la station d'Aoulouz l'hypothèse nulle (absence de rupture) est acceptée pour les trois intervalles de confiance (90 %, 95 % et 99 %), ainsi que la série pluviométrique présente une rupture qui est localisée en 2008. Alors que, l'application de ce test sur la série pluviométrique de la station de Taroudant, nous indique que l'hypothèse nulle (absence de rupture) est acceptée aussi au seuil de confiance 90 %, 95 % et de 99 %, la rupture est indiquée en 1995. Pour la série pluviométrique de la station d'Agadir l'hypothèse nulle (absence de rupture) acceptée pour les trois intervalles de confiance (90 %, 95 % et 99 %), la rupture est détectée en 2008.

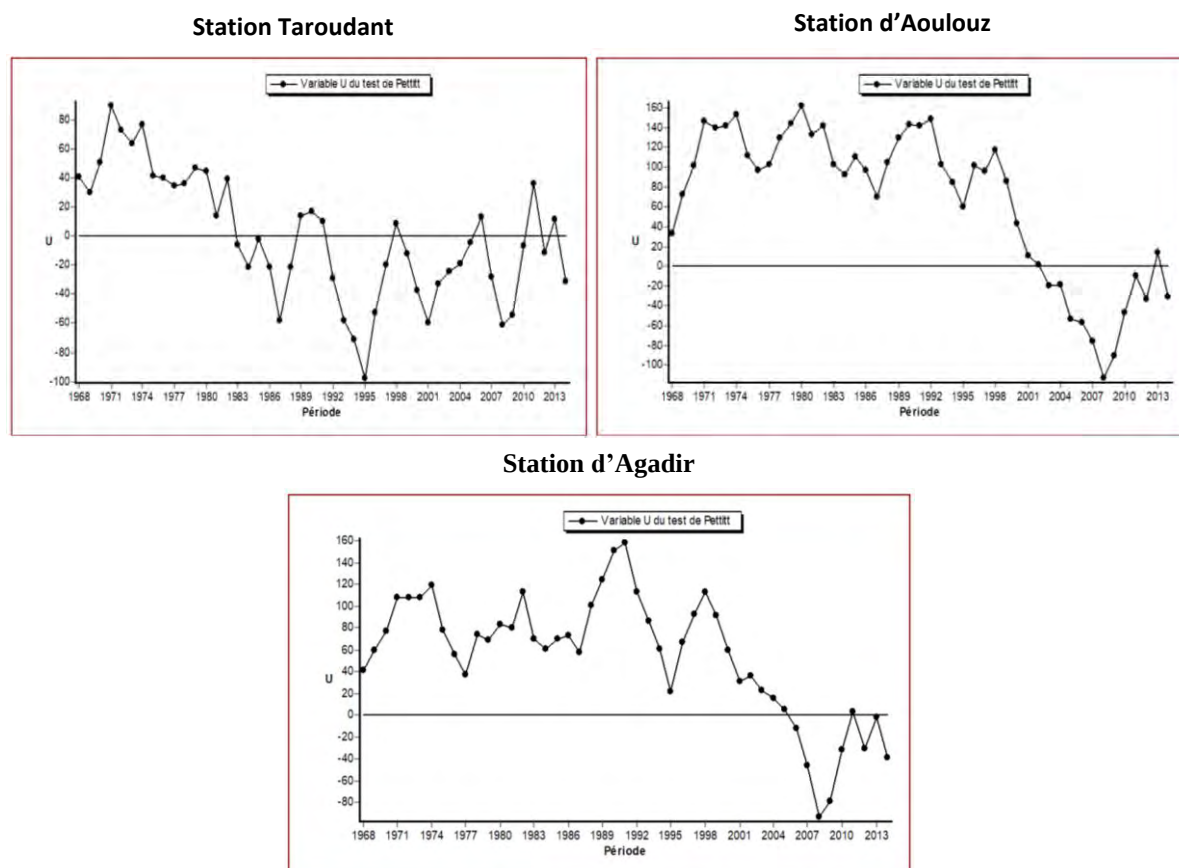


Figure 62 : Résultat d'application de test de Pettitt à la série pluviométrique des trois stations.

Tableau 12 : résultats des tests de détection de rupture appliqués aux séries pluviométriques annuelles.

Bassin	Station	Période d'étude	Buishand	Pettitt	Lee et Heghinian	Segmentation de Pierre Hubert			
						début	fin	moyenn e	Ecart- type
Tensift	Aghbalou	1972-2015	1972	2008	1974	1971	1972	928,000	178,191
						1973	2015	523,372	140,443
	Chichaoua	1972-2015	Vraie	1998	2014	1972	2015	183,636	68,935
	Adamna	1978-2014	Vraie	2008	1978	1978	2015	326,737	158,011
Souss-Massa	Aoulouz	1968-2015	1971	2008	1971	1968	2002	323,408	140,567
	Taroudant	1968-2015	Vraie	1995	1968	1986	2015	206,271	106,451
	Agadir	1968-2015	Vraie	2008	1971	1968	2015	241,667	123,651

CONCLUSION

Nous avons conclu que, l'analyse d'homogénéités pluviométriques est très importante pour notre travail. En effet, les séries retenues des pluies annuelles à la zone d'étude sont généralement d'une bonne qualité. Les quatre tests employés permettent d'affirmer que les séries des précipitations annuelles utilisées sont généralement d'une bonne qualité pour mener une étude climatique pertinente.

CHAPITRE N° 4 :
MISE AU POINT SUR LA VARIABILITÉ
CLIMATIQUE RÉCENTE DES BASSINS DE
TENSIFT ET DE SOUSS-MASSA (1968-2015)

INTRODUCTION

L'approche employée pour caractériser la variabilité climatique de la zone d'étude (le sud-ouest du Maroc) est d'abord statistique (par exemple l'analyse des tendances et la détection des ruptures...) de manière à définir les caractéristiques communes entre les séries, identifier d'éventuels comportements périodiques (cyclicité annuelle, interannuelle, ou à plus long terme), et leur évolution au cours du temps (discontinuités) des signaux instationnaires. Parmi les objectifs généraux de cette partie est de mieux comprendre la variabilité climatique des bassins versants étudiés du court terme et des facteurs contrôlant cette variabilité.

La démarche adoptée repose notamment sur la détermination des précipitations et des températures aux différentes échelles de temps (échelle annuelle, interannuelle et mensuelle). Le réseau stationnel continue d'être la base essentielle pour l'étude de la variabilité climatique saisonnière et interannuelle des précipitations terrestres (Willmott et al, 1994). À cet égard, ce travail se focalise sur des analyses statistiques approfondies.

L'objectif principal de ce chapitre est d'étudier la variabilité climatique récente dans le bassin versant de Tensift et de Souss-Massa, et d'autre part d'analyser les éventuelles tendances sur les séries de mesures des stations étudiées. L'analyse de la variabilité climatique récente s'appuie sur des calculs statistiques permettant d'apprécier les irrégularités pluviométriques et thermométriques du domaine d'étude, ainsi d'identifier les périodes sèches et humides.

Axe 10 : les caractéristiques pluviométriques des bassins de Tensift et de Souss-Massa

Cet axe, s'articule autour de l'analyse des données climatiques qui règne dans notre zone d'étude. Nous utilisons des tests statistiques, d'une part, pour la détection des tendances et des ruptures dans les séries observées de ces paramètres et, d'autre part, pour étudier la tendance climatique et la structure des hauteurs de pluies et températures annuelles observées dans les bassins du Tensift et du Souss-Massa.

Les principaux objectifs de cet axe sont les suivants :

- 1) Examiner les tendances annuelles à long terme et les ruptures dans les séries des précipitations et des températures, au cours de la période étudiée ;
- 2) Étudier la significativité statistique des tendances en utilisant une analyse non paramétrique ;
- 3) Identifier les extrêmes pluviométriques et thermométriques qui sont à l'origine de tous les changements qui se sont produits dans les zones étudiées ;
- 4) Étudier les effets des modes de téléconnexion (NAO, SOI, WeMOI) sur la modulation des conditions climatiques au sud-ouest du Maroc (Tensift et Souss-Massa).

I. Étude de l'évolution du climat récent dans les bassins versants de Tensift et de Souss-Massa

L'approche employée pour caractériser la variabilité climatique des zones d'étude (bassin du Tensift et de Souss-Massa) est d'abord statistique (par exemple l'analyse des tendances et la détection des ruptures...) de manière à définir les caractéristiques communes entre les séries, identifier d'éventuels comportements périodiques (cyclicité annuelle, interannuelle, ou à plus long terme), et leur évolution au cours du temps (discontinuités) des signaux stationnaires. Parmi les objectifs généraux de cet axe est de mieux comprendre la variabilité climatique des bassins versants étudiés du court au long terme et des facteurs contrôlant cette variabilité.

1. Spatialisation des précipitations pluviométriques annuelles dans le domaine d'étude

Le climat régnant sur l'ensemble du domaine d'étude est généralement de type aride à semi-aride à influence océanique près des côtes. En raison de son étendue et de son relief, la zone d'étude se caractérise par un climat très différencié d'une zone à l'autre, ainsi, le climat est semi-aride influencé par le courant froid des Canaries dans la zone côtière, semi-aride et aride dans les zones intérieures des bassins et semi humide en montagne (CSEC, 2001).

Le nombre des stations disponibles sont insuffisantes, donc, la spatialisation des pluies annuelles effectuée ne donne pas des résultats satisfaisants, et pour une meilleure connaissance de distribution des pluies à différente échelle de temps dans les bassins de Tensift et de Souss-Massa, on a fait appel à une carte faite par la direction de la météorologie

nationale, dans un rapport sur la pluviométrie annuelle moyenne au Maroc calculée sur la période 1971-2000 (fig.63).

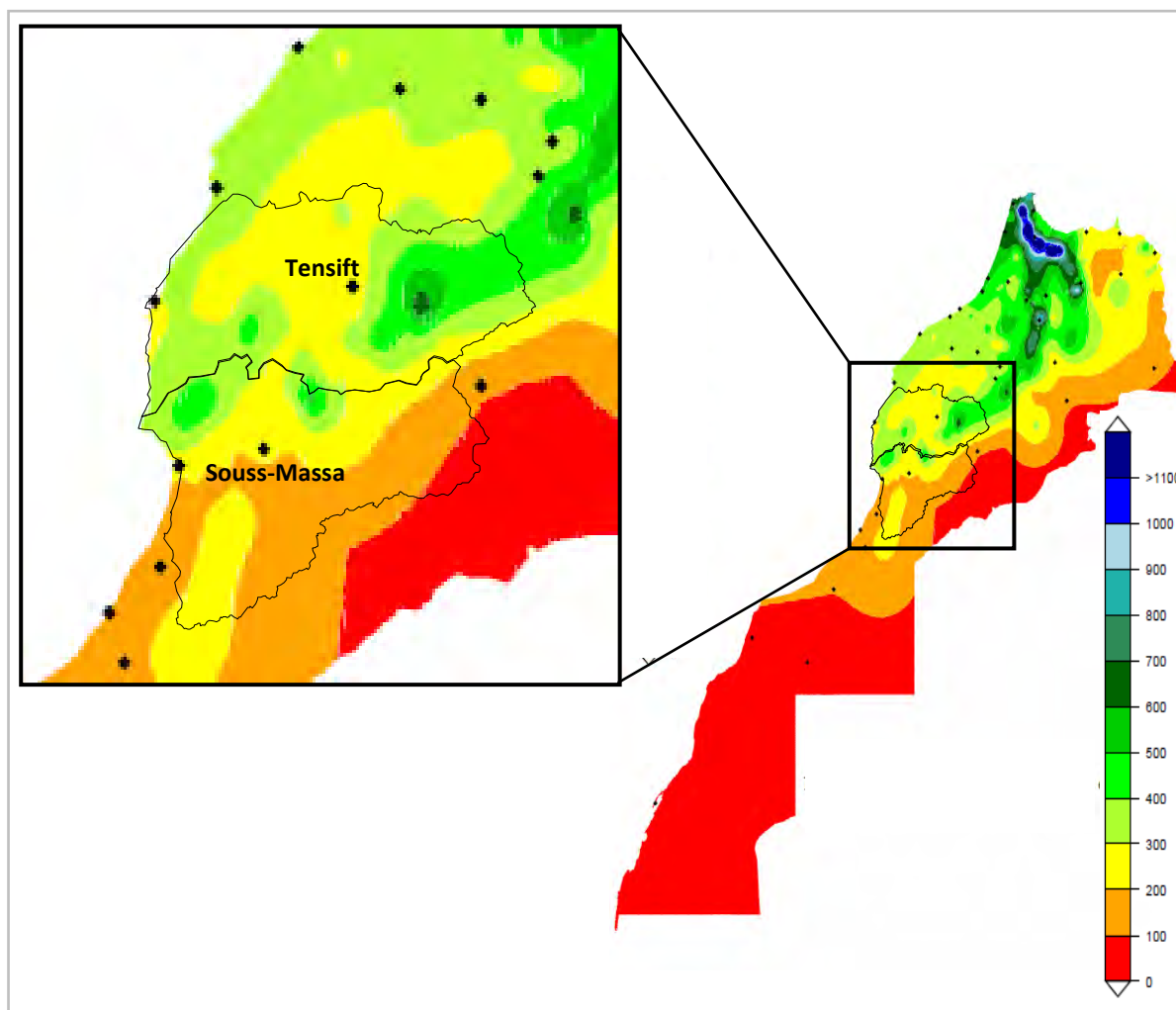


Figure 63 : Pluviométrie annuelle moyenne au Maroc calculée sur la période 1971-2010 (Source : DMN).

Cette spatialisation confirme que la côte atlantique et l'amont des deux bassins versants sont généralement plus arrosés que l'aval. La zone du sud de Souss-Massa est moins pluvieuse. On constate que les hauteurs pluviométriques connaissent une variation spatiale importante de l'ordre d'environ 300 mm entre l'amont et l'aval pour le cas de Tensift et de l'ordre d'environ 400 mm entre le nord et le sud de bassin versant de Souss-Massa (latitudes). Cette différence dépend essentiellement des facteurs suivants : la proximité de la mer, l'altitude et les latitudes.

2. Les caractéristiques pluviométriques des bassins versants de Tensift et de Souss-Massa

L'objectif de cette étude est de déterminer la variabilité temporelle et spatiale des précipitations pluviométriques durant les périodes retenues dans la zone d'étude, et enfin de déterminer et d'identifier les régions pluviométriques. D'un point de vue méthodologique, la démarche adoptée repose sur un traitement des données pluviométriques des stations de Tensift (1972-2015), et de Souss-Massa (1968-2015). Le but est d'extraire des renseignements sur la variabilité des pluies dans les deux bassins, tout en identifiant les

situations majeures et les caractéristiques des situations extrêmes (volumes atteints, fréquences d'apparition...).

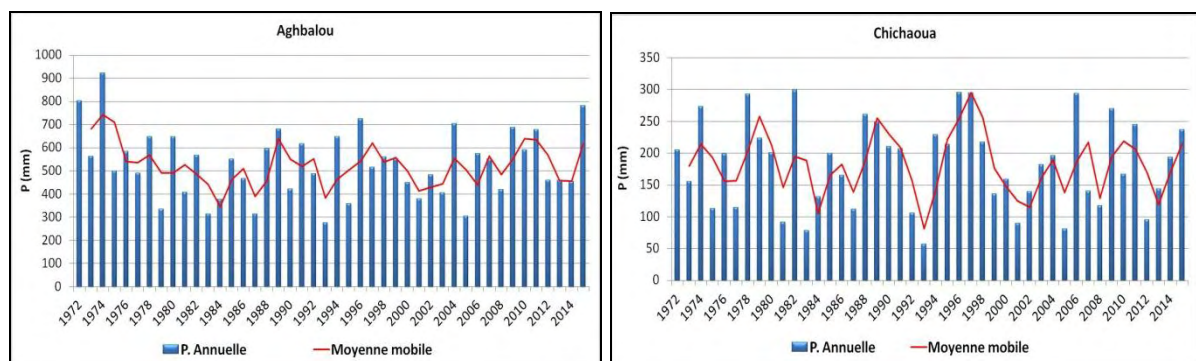
2.1. L'analyse pluviométrique à l'échelle annuelle

Comme dit auparavant, l'analyse des précipitations annuelles afin de déterminer les variations temporelles, ainsi que d'extraire l'information climatique. Il arrive souvent que les hauteurs des pluviométries annuelles soient relativement différentes et soumises à des variabilités spatiales.

On va essayer de détecter cette variabilité à partir des données de 6 stations représentatives des deux bassins respectivement de la partie amont, médiane et aval de chaque bassin : Aghbalou, Chichaoua et Adamna (b.v Tensift) et Aoulouz, Taroudant et Agadir (b.v Souss-Massa).

2.1.1. La pluviométrie à l'échelle annuelle dans le bassin versant de Tensift

A l'échelle du bassin du Tensift, l'analyse des pluviométries annuelles des stations d'Aghbalou, Chichaoua et Adamna qui sont représentent les trois parties du bassin de Tensift (Amont, médiane et aval), montrent une irrégularité temporelle sur toute la durée de la série. La moyenne de la chronique est de l'ordre de 530 mm (Aghbalou), 327 mm (Adamna) et 184 mm (Chichaoua). D'une station à l'autre les pluviométries annuelles connaissent une variabilité remarquable, l'écart entre le maximum (921 mm à Aghbalou (Amont), 299 mm à Chichaoua (médiane) et 758 mm à Adamna (aval)) atteint les 622 mm, ce qui explique le contraste pluviométrique entre les trois régions du bassin. D'un point de vue statistique, si on considère les années inférieures à la moyenne comme années sèches, on remarque que sur les 44 années étudiées, 22 années sont inférieures à la moyenne (années sèches) pour la station d'Aghbalou, et 21 années à la station de Chichaoua et enfin 20 années à l'Adamna pour la période entre 1978-2015 (fig.64).



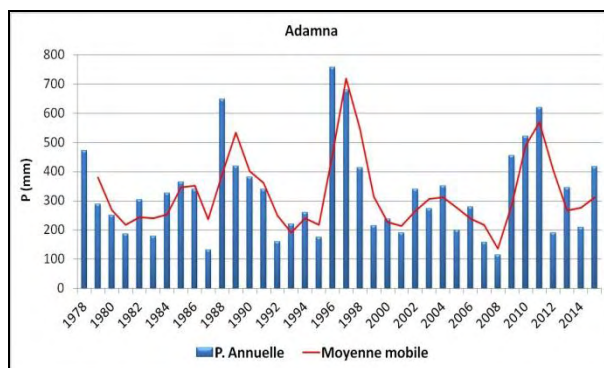


Figure 64 : Évolution des précipitations annuelles par rapport à la moyenne mobile à la station d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna (1972-2015).

Les valeurs maximales relatives à la période de mesure ont été enregistrées à Aghbalou (921 mm) en 1974, Chichaoua (299 mm) en 1982 et à l'Adamna (758 mm) en 1996 ; alors que les pluies minimales ont été mesurées en 1993 au niveau de station Chichaoua (57 mm), Adamna (115 mm en 2008) et dans la station d'Aghbalou (151,3 mm en 1993).

Tableau 13 : caractéristiques statistiques des trois stations (1972-2015).

Station	Moyenne P (mm)	Max P (mm)	Min P (mm)
Aghbalou	530	921	277
Chichaoua	184	299	57
Adamna	327	758	115

Les stations ressortent que, l'amont du bassin est bien arrosé avec des hauteurs pluviométriques qui dépassent les 900 mm (la station d'Aghbalou), L'intérieur du bassin avec la station de Chichaoua enregistre les pluies les plus faibles de la série (moins arrosée). À l'aval, la station d'Adamna se positionne avec des hauteurs pluviométriques moyennes de 327 mm.

2.1.2. La pluviométrie à l'échelle annuelle dans le bassin versant de Souss-Massa

L'étude des modules pluviométriques annuels et interannuels montre une évolution temporelle des précipitations avec une alternance d'années humides et d'années sèches tout au long de la série. On remarque que les précipitations maximales ont été enregistrées pendant l'année hydrologique 2010 en aval du bassin (station d'Agadir) avec 613 mm, et 561 mm à l'intérieur du bassin (Taroudant) pendant la même année (2010), alors que, en amont (station d'Aoulouz) pendant l'année hydrologique 2013 avec 724 mm. Par contre, la plus sèche de la période d'étude avec un minimum de 77 mm à la station d'Agadir, 59 mm à Taroudant et 133 mm à la station d'Aoulouz.

D'un point de vue statistique, si on considère les années inférieures à la moyenne comme années sèches, on remarque que sur les 48 années étudiées (1968-2015), 26 années sont inférieures à la moyenne (années sèches) pour la station d'Agadir, et 26 années à la station de Taroudant, et enfin 28 années à la station d'Aoulouz (fig.65).

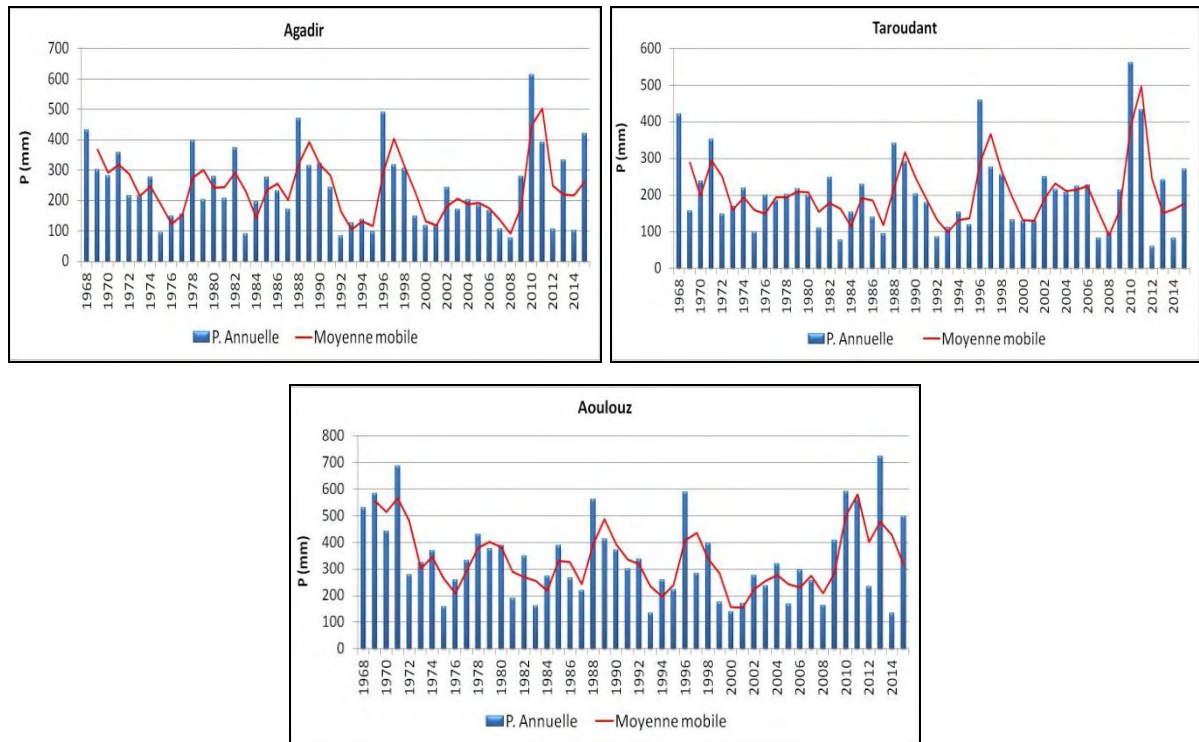


Figure 65 : Évolution des précipitations annuelles par rapport à la moyenne mobile à la station d'Agadir, Taroudant et d'Aoulouz (1968-2015).

Les stations ressortent que, l'amont du bassin de Souss-Massa est bien arrosé avec des hauteurs pluviométriques qui dépassent les 700 mm (station d'Aoulouz), L'intérieur du bassin avec la station de Taroudant enregistre les pluies les plus faibles de la série avec moyenne de 206 mm (moins arrosée). A l'aval, la station d'Agadir se positionne avec des hauteurs pluviométriques moyennes de 242 mm.

Tableau 14 : caractéristiques statistiques des trois stations (1968-2015).

Station	Moyenne P (mm)	Max P (mm)	Min P (mm)
Agadir	242	613	77
Taroudant	206	561	59
Aoulouz	338	724	133

2.2. Analyse pluviométrique à l'échelle mensuelle dans les bassins versants de Tensift et de Souss-Massa

Le but de cette analyse est d'avoir une idée sur la distribution des pluies à l'échelle mensuelle. En effet la variation mensuelle des pluies permet de mieux comprendre la répartition temporelle des entrées pluviométriques mensuelles dans les bassins de Tensift et de Souss-Massa, et de déterminer les fluctuations du volume des précipitations au cours de l'année.

2.2.1. La pluviométrie à l'échelle mensuelle dans le bassin versant de Tensift

Vue l'importance des précipitations dans le changement climatique, une étude de l'évolution de ce facteur mensuel a été menée. L'analyse de la figure ci-dessous (Fig.66) met en évidence une forte variabilité pluviométrique mensuelle au niveau des trois stations. En

effet, on peut classer deux périodes distinctes qui contrastent fortement en termes de précipitations.

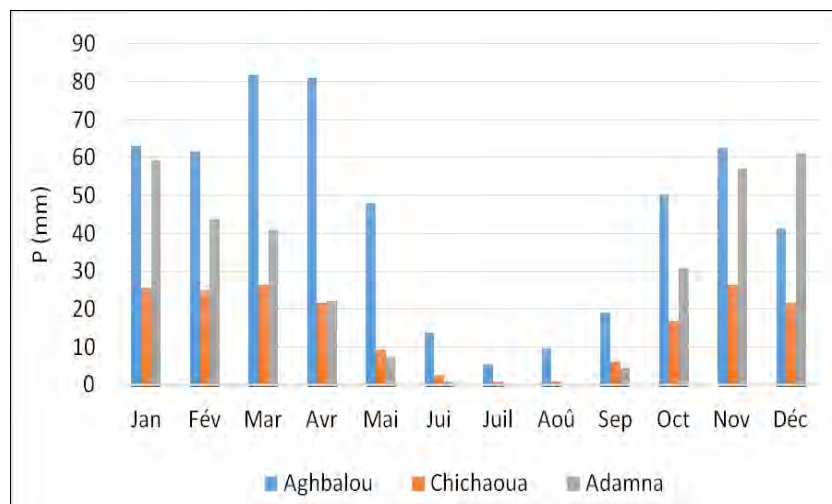
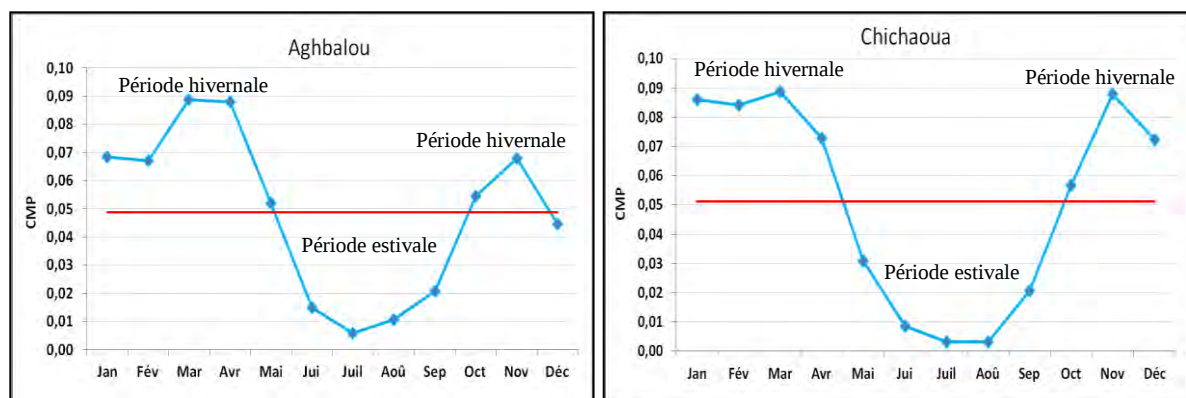


Figure 66 : les précipitations moyennes mensuelles à la station : Aghbalou, Chichaoua et Adamna (1972-2015).

On conclut, à partir l'interprétation des précipitations moyennes mensuelles des stations d'Aghbalou et Chichaoua durant la série (1972-2015) et d'Adamna durant la série (1978-2014), que ces stations montrent deux périodes remarquables :

- ❖ Période Octobre-Avril : C'est la période dans les trois stations où la pluviométrie locale est la plus forte : 82 mm en moyenne mensuelle pour le mois Décembre (Aghbalou), 59 mm pour le mois Janvier (Adamna) et 26 mm pour le mois Mars et novembre (Adamna), c'est presque toujours les mois les plus pluvieux, ce qui entraîne un stockage majoritaire des précipitations sous forme de neige.
- ❖ Période Juin-Septembre : Les précipitations y sont beaucoup plus faibles que lors de deux autres périodes (varient entre 19 mm et 5 mm à la station d'Aghbalou et ne dépassent pas 9 mm à Chichaoua et Adamna), comme elles peuvent être nulles (0 mm, par exemple : Juillet et Aout). Au cours de cette période les précipitations sont essentiellement dues à des phénomènes orageux locaux.

Cet aspect de la variabilité mensuelle peut être abordé par la méthode du coefficient mensuel de la précipitation (CMP). Le coefficient mensuel de la précipitation nous permet de faire un découpage pour déterminer la période hivernale et estivale. Il est le rapport des valeurs mensuelles sur la moyenne de la chronique.



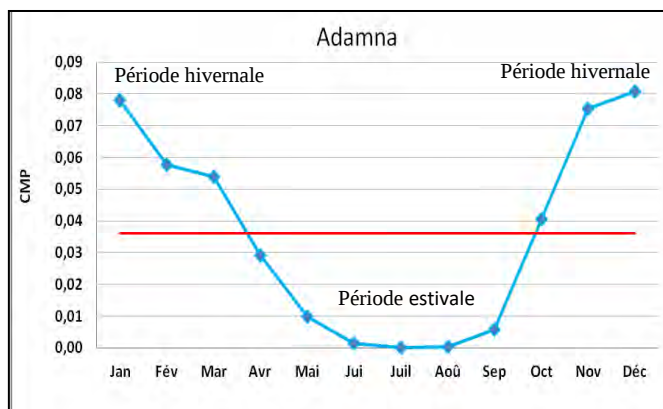


Figure 67 : Coefficient mensuel des précipitations à la station : Aghbalou, Chichaoua et Adamna (1972-2015).

L'analyse de la figure ci-dessus montre l'existence de deux périodes par rapport à la valeur de référence de chaque station :

i. Station d'Aghbalou (valeur de référence 0.05) :

- ✓ La période hivernale : elle est la plus arrosée qui démarre en Octobre jusqu'au mois de Mai (pour le mois Décembre, elle tombe sous forme de neige >1070m d'hauteur).
- ✓ La période des faibles précipitations qui se situe pendant la période estivale, elle commence en juin jusqu'au mois de Septembre.

ii. Station de Chichaoua (valeur de référence 0.05) :

- ✓ La période hivernale : elle commence en Septembre jusqu'au mois d'Avril.
- ✓ La période estivale : elle commence en Mai jusqu'au mois de Septembre.

iii. Station d'Adamna (valeur de référence 0.035) :

- ✓ La période hivernale : elle démarre en Octobre jusqu'au mois de Mars.
- ✓ La période estivale : elle commence en Avril jusqu'au mois de Septembre.

2.2.2. La pluviométrie à l'échelle mensuelle dans le bassin versant de Souss-Massa

L'analyse des précipitations moyennes mensuelles durant les 48 années, ressort que, la pluviométrie moyenne au niveau de la station d'Agadir, se caractérise par un maximum (47 mm) pluviométrique en Décembre et le minimum (0,1 mm) enregistré en juillet. Ainsi, on constate que, les précipitations moyennes mensuelles sont marquées par une hétérogénéité et une grande variabilité du point de vue de leur répartition. Et d'après l'analyse des précipitations moyennes mensuelles au niveau de la station de Taroudant, on trouve que, la pluviométrie moyenne se caractérise par un maximum (36 mm) pluviométrique en Décembre et le minimum (0.3 mm) enregistré en juillet. Ainsi, on constate que, les précipitations moyennes mensuelles sont marquées par une hétérogénéité et une grande variabilité du point de vue de leur répartition. Dans la station d'Aoulouz, on trouve que, la pluviométrie moyenne se caractérise par un maximum (54 mm) pluviométrique en Novembre et le minimum (1.2 mm) enregistré en juillet. Ainsi, on note que, les précipitations moyennes mensuelles sont marquées par une hétérogénéité et une grande variabilité du point de vue de leur répartition.

On conclut que, l'interprétation de la représentation graphique des précipitations moyennes mensuelles des trois stations durant la série (1968-2015), montrent une forte variation pluviométrique mensuelle. Donc, on peut déterminer deux classes, la première connue une pluviométrie plus forte qui s'étende d'octobre jusqu'à avril où les précipitations dépassent 16 mm/mois en moyenne, et la deuxième connue faible pluviométrie et s'étende de Mai jusqu'à Septembre avec une moyenne inférieure à 16 mm/mois.

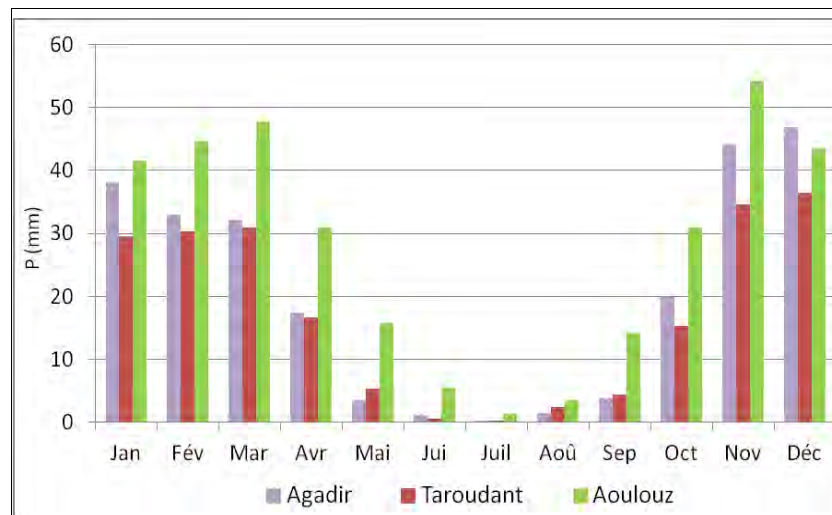


Figure 68 : les précipitations moyennes mensuelles à la station : Agadir, Taroudant et Aoulouz (1968-2015).

L'analyse de figure ci-dessous du coefficient mensuel de la précipitation (CMP) des trois stations, montre l'existence de deux périodes par rapport à la valeur de référence de chaque station :

i. Station d'Agadir (valeur de référence 0.083) :

- ✓ La période hivernale : elle est la plus arrosée qui commence en Novembre jusqu'au mois de Mars.
- ✓ La période des faibles précipitations qui se situe pendant la période estivale, elle commence en Avril jusqu'au mois de Septembre.

ii. Station de Taroudant (valeur de référence 0.084) :

- ✓ La période hivernale : elle démarre en Novembre jusqu'au mois de Mars.
- ✓ La période estivale : elle commence en Avril jusqu'au mois d'Octobre.

iii. Station d'Aoulouz (valeur de référence 0.082) :

- ✓ La période hivernale : elle démarre en Octobre jusqu'au mois d'Avril.
- ✓ La période estivale : elle commence en Mai jusqu'au mois de Septembre.

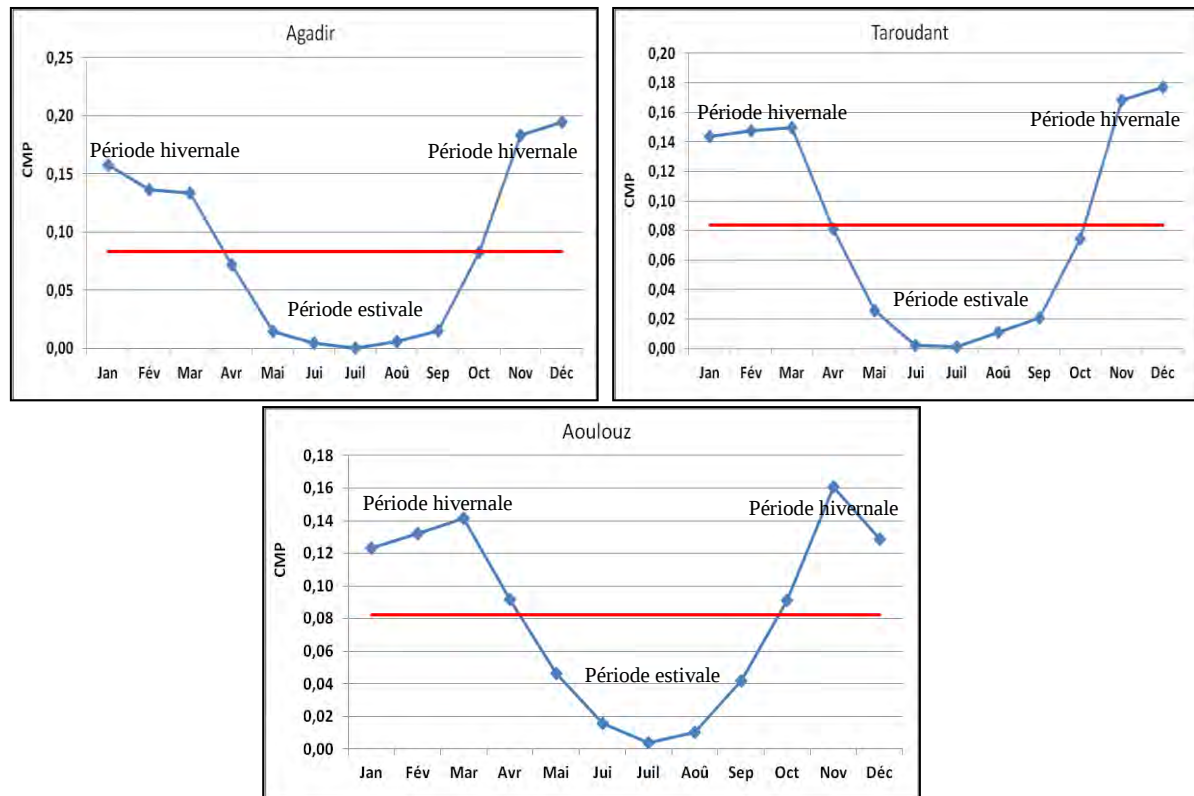


Figure 69 : Coefficient mensuel des précipitations à la station : Agadir, Taroudant et Aoulouz (1968-2015).

2.3. Analyse pluviométrique à l'échelle saisonnière dans les bassins versants de Tensift et de Souss-Massa

2.3.1. La pluviométrie à l'échelle saisonnière dans le bassin versant de Tensift

Restons toujours dans l'analyse pluviométrique en changeant l'échelle temporelle, cette fois au niveau saisonnier. Les résultats obtenus semblent donc bien suivre la même tendance climatique observée au niveau mensuelle : une forte variation saisonnière avec un Hiver plus pluvieux dans les trois stations, l'Automne et le printemps restent légèrement moins arrosée (fig.70).

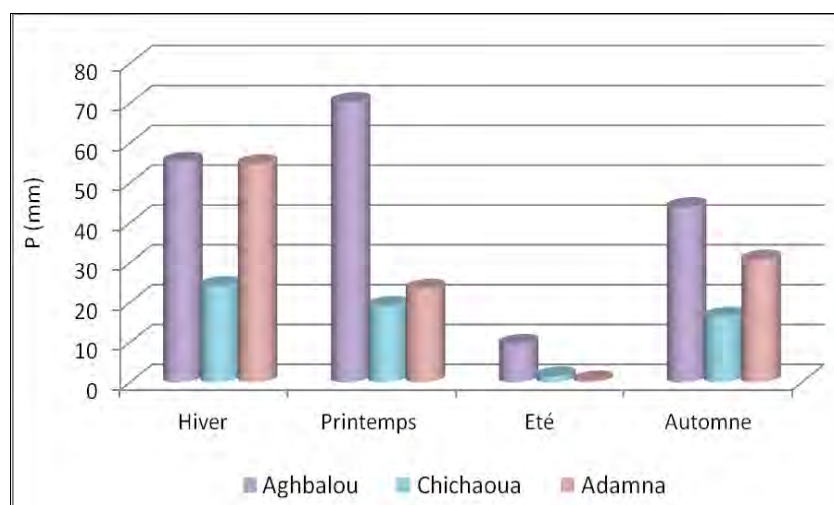


Figure 70 : les précipitations moyennes saisonnières à la station : Aghbalou, Chichaoua et Adamna (1972-2015).

La variation saisonnière des précipitations dans le bassin versant du Tensift est résumée sur les tableaux suivants :

Tableau 15 : Pluies saisonnières et leurs contributions dans les pluies moyennes annuelles à la station de Chichaoua, d'Aghbalou et d'Adamna (1972-2015).

Stations	Contribution (%)	Hiver	Printemps	Été	Automne
Chichaoua	Précipitations moyennes saisonnières (mm)	24	19	1	16
	Contribution (%)	39,34	31,14	1,63	26,22
Aghbalou	Précipitations moyennes saisonnières (mm)	55	70	10	44
	Contribution (%)	30,72	39,10	5,58	24,58
Adamna	Précipitations moyennes saisonnières (mm)	55	23	0	31
	Contribution (%)	50,46	21,10	0	28,44

Le tableau ci-dessus montre que, la saison hivernale est la saison qui reçoit le maximum de précipitations pour la station de Chichaoua (39%), et Adamna (50%), tandis que, la saison Printemps est la saison qui reçoit le maximum de précipitations pour la station d'Aghbalou (39%). Alors que, l'été reste la saison la plus sèche avec contribution varie entre 5 à 0% de la pluie totale.

2.3.2. La pluviométrie à l'échelle saisonnière dans le bassin versant de Souss-Massa

La totalité des stations pluviométriques du bassin versant de Souss-Massa ont reçu le maximum de la hauteur de pluies en hiver.

L'analyse des variations des précipitations de chaque saison au cours de ces derniers 48 ans, montre une forte variation saisonnière avec un Hiver plus pluvieux dans les trois stations, l'Automne et le printemps restent légèrement moins arrosée (fig.71).

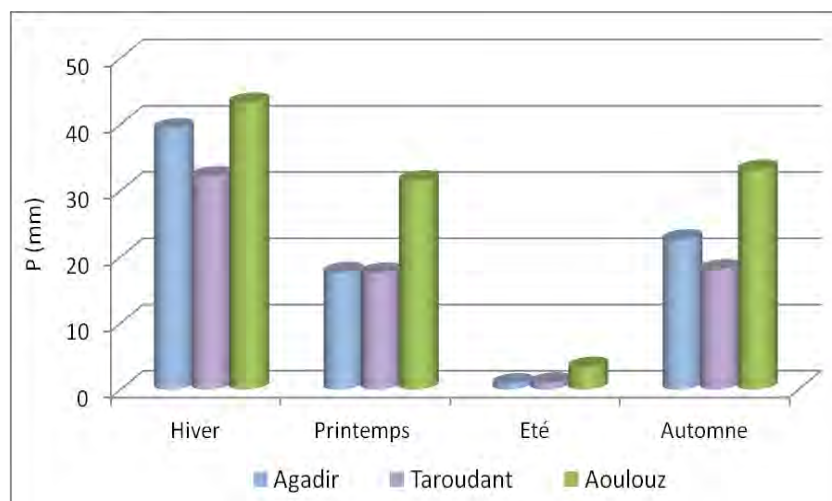


Figure 71 : les précipitations moyennes saisonnières à la station : Agadir, Taroudant et Aoulouz (1968-2015).

La variation saisonnière des précipitations dans le bassin versant de Souss-Massa est résumée sur les tableaux suivants.

Tableau 16 : Pluies saisonnières et leurs contributions dans les pluies moyennes annuelles à la station d'Agadir, Taroudant et d'Aoulouz (1968-2015).

Stations	Contribution (%)	Hiver	Printemps	Été	Automne
Agadir	Précipitations moyennes saisonnières (mm)	39	18	01	23
	Contribution (%)	49	22	01	28
Taroudant	Précipitations moyennes saisonnières (mm)	32	18	01	18
	Contribution (%)	47	26	01	26
Aoulouz	Précipitations moyennes saisonnières (mm)	43	31	03	33
	Contribution (%)	39	28	03	30

On constate que, la saison hivernale est la saison qui reçoit le maximum de précipitations pour les trois stations : Agadir (49%), Taroudant (47%) et Aoulouz (39%), suivi par la saison d'automne, alors que, L'été reste la saison la plus sèche avec contribution inférieure 3% de la pluie totale durant la série 1986-2015.

Axe 11 : les caractéristiques thermiques des bassins de Tensift et de Souss-Massa

L'étude climatique d'un bassin versant, devrait comporter l'analyse de son bilan thermique, dans lequel interviendraient, non seulement les calories apportées par le rayonnement solaire, mais aussi les échanges de chaleur entre le sol, l'atmosphère et les nappes d'eau.

Afin de déterminer le régime de température de la zone d'étude, nous avons mené une analyse à l'échelle annuelle et à l'échelle mensuelle pour les bassins versants de Tensift et de Souss-Massa. Le but, d'une part, est d'identifier les tendances thermiques générales des deux bassins, et d'autre part pour repérer les variations du régime dans le temps. Les études portant sur la caractérisation des climats sont nécessaires pour évaluer les contraintes liées aux différents types du climat au regard des disponibilités en eau et leurs conséquences.

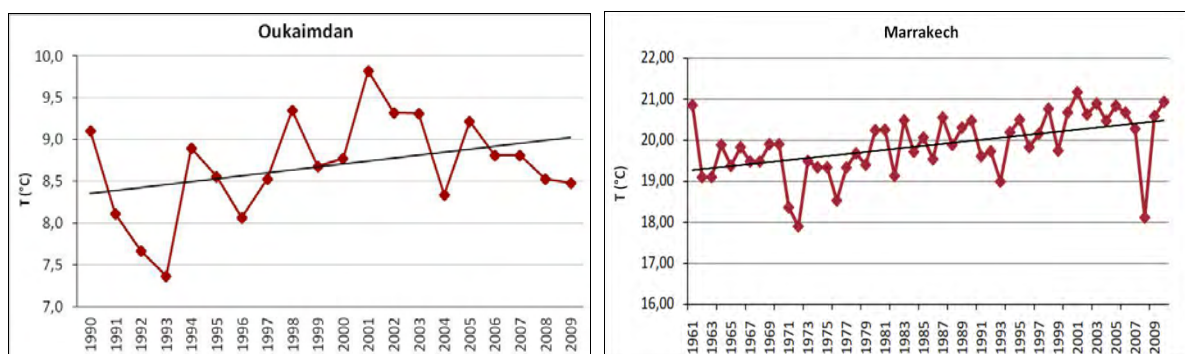
II. La variabilité de la température dans le bassin versant de Tensift

Afin de déterminer les caractéristiques et les tendances thermiques dans le bassin versant de Tensift, nous allons analyser les variabilités des températures d'après les données des stations météorologiques d'Oukaimdan (1990-2009), de Marrakech (1961-2010) et de Takerkoust (1983-2010), que nous avons choisi comme stations de référence à l'échelle annuelle et mensuelle.

1. La température à l'échelle annuelle dans le bassin versant de Tensift

À l'échelle annuelle, Les températures moyennes annuelles enregistrées au niveau des trois stations étudiées généralement ne dépassent pas 22°C. A l'échelle interannuelle, la variation des températures moyennes est faible ne dépassent pas 4°C au niveau des trois stations au cours de la période étudiée. En plus, L'évolution des températures moyennes annuelles généralement tend vers la hausse. On peut observer aussi des pics considérables pour les trois stations (9.7°C en 2001 pour la station d'Oukaimdan, 21.1°C en 2001 pour la station de Marrakech et 20.8 °C en 2002 pour la station de Takerkoust), on peut considérer ces deux années (2001 et 2002) comme années chaude de la chronique étudiée dans le bassin de Tensift.

Les figures ci-dessous présentent les températures moyennes annuelles enregistrées au niveau de la station d'Oukaimdan (1990-2009), Marrakech (1961-2010) et Takerkoust (1983-2010) :



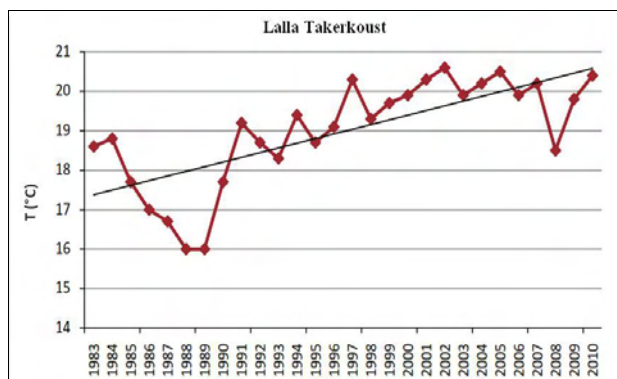


Figure 72 : Évolution de la température moyenne annuelle de la station d'Okaimdan (1990-2009), Marrakech (1961-2010) et de Takerkoust (1983-2010).

On conclure que, l'analyse des températures enregistrées à différentes stations climatiques du bassin de Tensift (figures au-dessus) illustre une augmentation significative du point de vue thermique où des records absolus de température ont été battus ces dernières décennies.

2. La température à l'échelle mensuelle dans le bassin versant de Tensift

À l'échelle mensuelle, la température dans le domaine d'étude varie d'un mois à l'autre. Les trois stations (Oukaimdan, Marrakech et Takerkoust), en général se caractérise par des hautes températures en mois d'été, des basses températures en mois hiver et des températures extrêmes moyennes de l'ordre de 30 °C en juillet et de 01 à 10 °C en Janvier pour les trois stations.

La représentation graphique des températures (Fig.73) montre que les mois de décembre, janvier et février sont le plus froid avec une moyenne minimum au mois de janvier. Juin, juillet, août et septembre forment la saison chaude. On remarque également que la température monte régulièrement depuis le mois le plus froid (janvier) jusqu'au mois le plus chaud (août) au niveau des trois stations.

Les figures suivantes présentent les températures moyennes mensuelles enregistrées au niveau de la station d'Oukaimdan (1990-2009), Marrakech (1961-2010) et Takerkoust (1983-2010) :

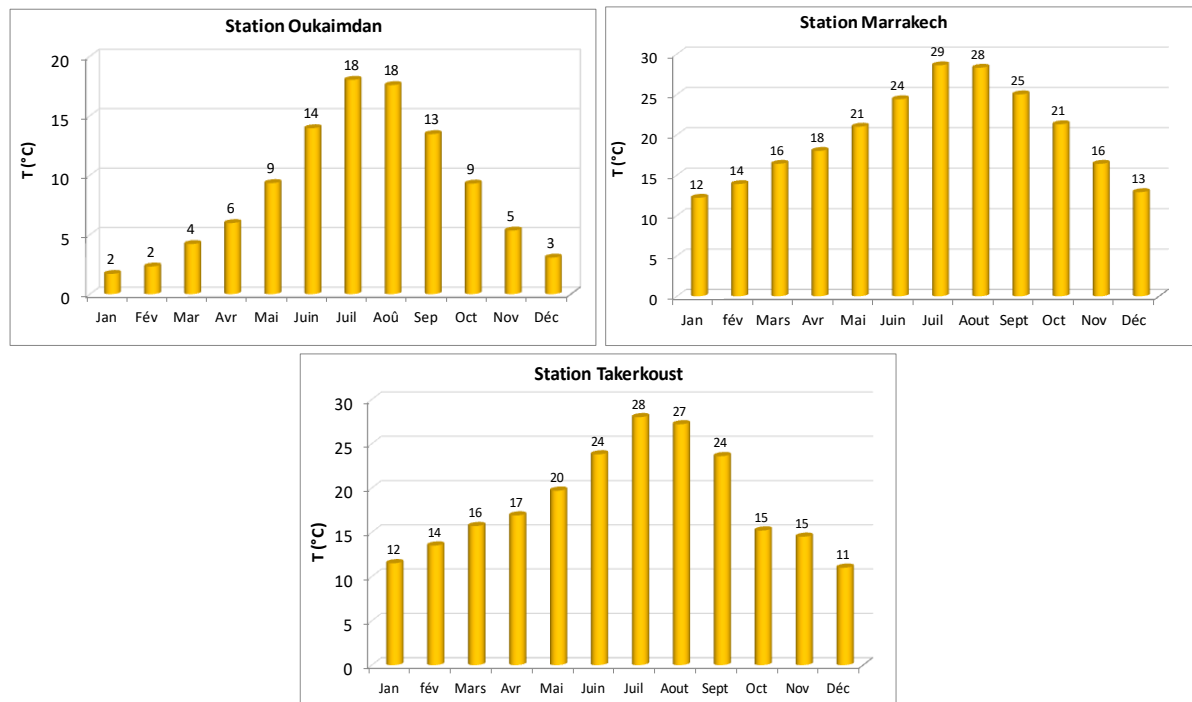


Figure 73 : Évolution de la température moyenne mensuelle de la station d'Okaimdan (1990-2009), Marrakech (1961-2010) et de Takerkoust (1983-2010).

III. La variabilité de la température dans le bassin versant de Souss-Massa

L'objectif est d'identifier les tendances thermiques dans le bassin versant de Souss-Massa, nous allons analyser les variabilités des températures d'après les données des stations météorologiques d'Aoulouz (1981-2018), Taroudant (1981-2018) et d'Agadir (1981-2018) que nous avons choisi comme stations de référence à l'échelle annuelle et mensuelle.

1. La température à l'échelle annuelle dans le bassin versant de Souss-Massa

À l'échelle annuelle, l'analyse de la courbe de variations moyenne annuelles de la température au niveau des stations étudiées, montre que ces températures sont caractérisées par une variabilité interannuelle qui confirme l'irrégularité de ce paramètre. En effet, la température dans le bassin de Souss-Massa se caractérise par une variabilité temporelle faible ne dépassent pas 3 °C, avec une tendance généralement vers la hausse pour toutes les stations pendant la période étudiée. On peut observer aussi des pics considérables pour les trois stations (18.6 °C en 2017 pour la station d'Aoulouz, 20.7 °C en 2017 pour la station de Taroudant et 20.8 °C en 1995 pour la station d'Agadir), on peut considérer ces deux années (1995 et 2017) comme années chaude de la chronique étudiée dans le bassin de Tensift.

- À la station d'Aoulouz, dans le bassin amont du Souss-Massa, les températures moyennes annuelles sont très peu variables ; elles fluctuent entre 16 et 18,6 °C. A l'échelle mensuelle, ce sont les mois de juillet et d'août qui connaissent les plus hautes températures de l'année : respectivement 30 et 29 °C en moyenne, alors que janvier et décembre sont les mois les plus frais avec des moyennes respectives de 6 et 7 °C. Les amplitudes thermiques sont ici assez élevées, et on verra plus loin que plus on s'approche de la côte atlantique, et plus ces amplitudes tendent à s'atténuer.

- À la station de Taroudant, dans le bassin médiane du Souss-Massa, les températures moyennes annuelles sont aussi très peu variables ; elles fluctuent entre 18 et 20,7°C. L'évolution des températures moyennes annuelles généralement tend vers la hausse. On peut observer des pics considérables pour la station de Taroudant (20.7 °C en 2017 et 20.5°C en 2001) on peut considérer ces deux années comme années chaude de la chronique étudiée dans cette station.
- À la station d'Agadir, dans le bassin aval du Souss-Massa, les variations des températures moyennes annuelles sont très faibles ; elles fluctuent entre 19.2 et 20,8°C. À l'échelle mensuelle, La station d'Agadir, qui jouit d'un climat doux, de littoral, se démarque des deux autres stations concernant les températures d'été, qui sont largement plus fraîches à Agadir : de juillet à septembre, la moyenne n'est que de 22,5°. En revanche, les températures de novembre à février sont légèrement plus élevées à Agadir.

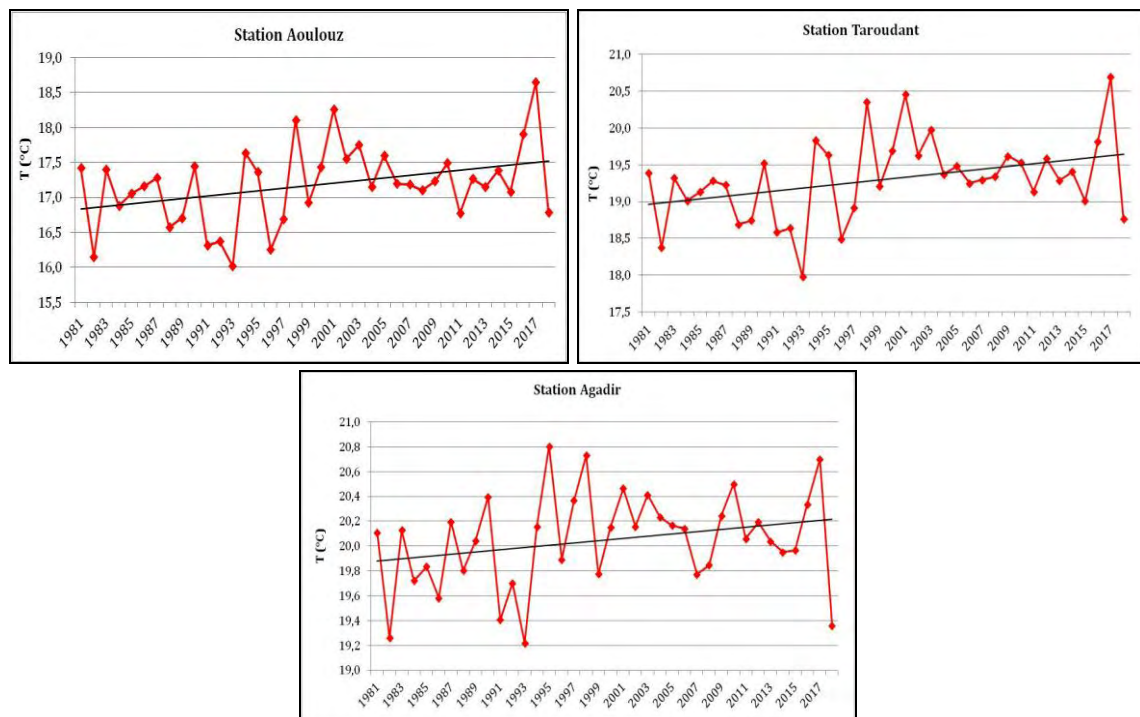


Figure 74 : Évolution de la température moyenne annuelle de la station d'Aoulouz (1981-2018), Taroudant (1981-2018) et d'Agadir (1981-2018).

2. La température à l'échelle mensuelle dans le bassin versant de Souss-Massa

À l'échelle mensuelle, les températures moyennes mensuelles à la station d'Aoulouz, ce sont les mois de juillet et d'août qui connaissent les plus hautes températures de l'année : respectivement 30 et 29 °C en moyenne, alors que janvier et décembre sont les mois les plus frais avec des moyennes respectives de 6 et 7 °C (fig.75). Les amplitudes thermiques sont ici assez élevées, et on verra plus loin que plus on s'approche de la côte atlantique, et plus ces amplitudes tendent à s'atténuer.

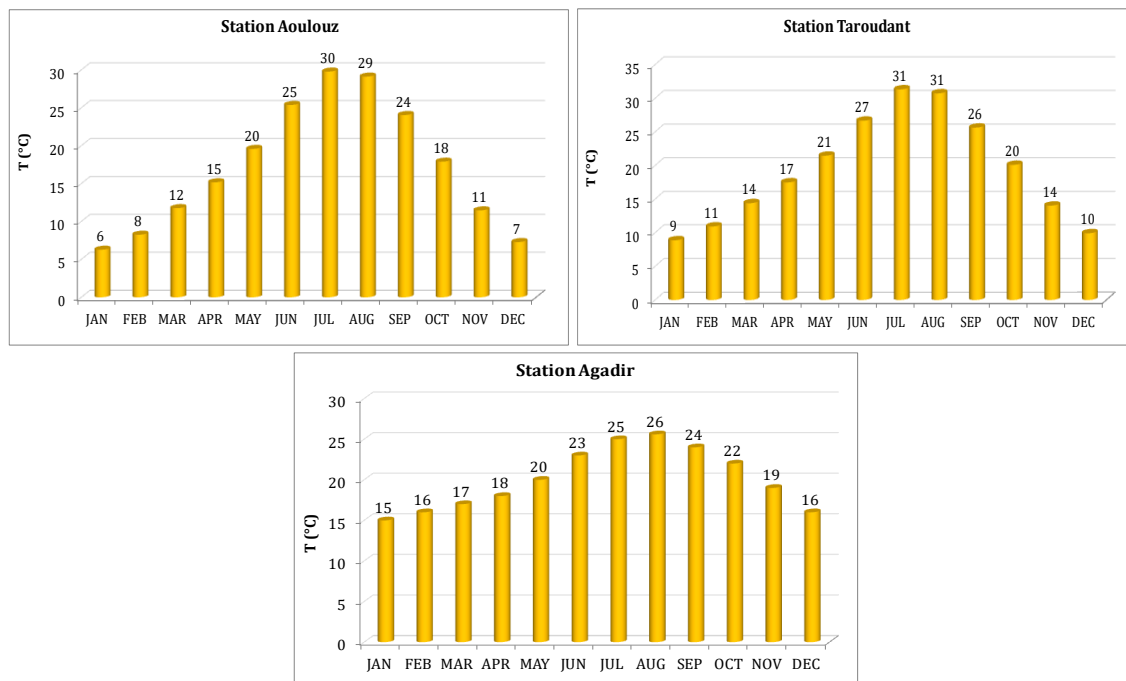


Figure 75 : Évolution de la température moyenne mensuelle à la station d'Aoulouz (1981-2018), Taroudant (1981-2018) et d'Agadir (1981-2018).

À l'échelle mensuelle à la station de Taroudant sont très variables ; elles fluctuent entre 9 et 31 °C. En effet, les mois d'août et de juillet qui connaissent les plus hautes températures de l'année 31 °C en moyenne, alors que janvier et décembre sont les mois les plus frais avec des moyennes respectives de 9 et 10 °C. Les amplitudes thermiques sont ici assez élevées, et on verra plus loin que plus on s'approche de la côte atlantique, et plus ces amplitudes tendent à s'atténuer.

À Agadir -au bord de la mer- les températures ont généralement des moyennes moins élevées qu'à Taroudant ou Aoulouz, surtout en été. En revanche les mois de novembre, décembre et janvier sont plutôt légèrement moins frais à Agadir. Les températures minimales et les minima extrêmes y sont, cependant, plus élevés toute l'année de 2 à 3°C en moyenne. Grâce aux influences océaniques donc, les amplitudes diurnes sont relativement faibles. Comme à Aoulouz et à Taroudant, mais d'une façon beaucoup moins accusée, on peut aussi distinguer ici une saison chaude continue de mai au mois d'octobre, qui fait suite à un semestre plus frais, de novembre à avril.

Un schéma comparatif des températures mensuelles à Agadir, Taroudant et à Aoulouz. Il montre une certaine concordance entre les températures à Aoulouz et à Taroudant. Là nous trouvons en moyenne, 3 mois très chauds : juin, juillet, et août, avec une moyenne nettement supérieure à 25°C, et une moyenne des maxima supérieurs à 30°C ; 5 mois relativement chauds : de mars à mai, et septembre-octobre, avec une moyenne de 20° C, et des maxima supérieurs à 22°C ; et enfin 4 mois doux : de novembre à février avec 14°C de moyenne.

Axe 12 : Contribution à l'étude du bilan hydrique des bassins de Tensift et de Souss-Massa

Les études portant sur la variabilité et les changements climatiques ont intéressé la communauté mondiale suite à plusieurs manifestations climatiques de grande ampleur. Parmi celles-ci, on note la sécheresse qui a touché les deux bandes tropicales de notre planète (Ircoulon, 1976).

La caractérisation de la variabilité climatique à l'aide de méthodes statistiques et l'évaluation de son impact constituent les objectifs majeurs de cette étude.

Sur une période donnée, la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle constitue une appréciation du degré d'aridité du climat. Le changement climatique se traduisant par une hausse de l'évapotranspiration (liée principalement à l'accroissement de la température) et, jusqu'à présent, une relative constance des précipitations.

L'évapotranspiration est le processus quantitativement le plus important lorsque l'on considère la transformation de la pluie en débit à l'exutoire d'un bassin versant. Théoriquement, sur les surfaces continentales, les deux tiers de l'eau de pluie tombant sur les bassins versants rejoignent l'atmosphère par évaporation et transpiration (Oudin, 2004).

I. Bilan hydrique : Estimation de l'évapotranspiration (ETP et ETR)

La disponibilité en eau superficielle et/ou souterraine est relativement liée au fonctionnement du bilan hydrologique, la connaissance de ce dernier s'appuie sur l'analyse de toutes ces composantes : précipitation, température, évapotranspiration (potentielle et réelle), ruissellement, infiltration ainsi que le régime d'écoulement (Brochet et al, 1974).

Le bilan hydrique est l'élément le plus important dans les études hydrologiques et hydrogéologiques, il est basé notamment sur les valeurs de l'évapotranspiration potentielle (Oudin, 2004).

L'établissement de ce bilan d'eau est fonction de plusieurs facteurs climatiques ; dont la pluviométrie et la température sont indispensables.

Le bilan hydrique a été établi aux stations de bassin versant de Tensift et de Souss-Massa entre les années 1981-2015, date à partir de laquelle les mesures de la température sont disponibles.

II. Évapotranspiration : Aperçu globale

L'évapotranspiration est définie aisément comme la quantité d'eau sujette à la perte par évaporation sous l'influence de nombreux facteurs climatiques, parmi eux on cite : température de l'aire, durée d'insolation, humidité du sol, vitesse du vent,... Ce qui se traduit par un dégagement d'eau dans l'atmosphère sous forme de vapeur. Elle englobe deux processus ; l'évaporation direct à partir des surfaces libres d'eau (processus physique) et l'évaporation indirect "transpiration" par l'intermédiaire des plantes (processus physiologique). Ces évaporations jouent un rôle capital dans les calculs des régimes du bilan hydrique (Luck, 2015).

Il faut distinguer l'évapotranspiration réelle (ETR) et l'évapotranspiration potentielle (ETP). L'ETP, que beaucoup d'auteurs appellent EP pour des commodités d'écriture, est la lame liquide évaporée et transpirée lorsque la fourniture d'eau au substratum terrestre est illimitée. Par exemple, sur un océan, un lac, une rivière ou une prairie inondée, $ETR = ETP$. Mais pendant l'été, si le sol est partiellement sec et s'il ne pleut pas, les plantes ne peuvent transpirer que la quantité d'eau dont elles disposent, c'est-à-dire une quantité inférieure à ETP. Cette réduction forcée de l'évaporation est évidemment préjudiciable au développement des plantes (Weingartner, 2003).

Il existe plusieurs méthodes permettant d'estimer les paramètres du bilan hydrologique. On peut citer, entre autre : la méthode de Turc (1931), de Thornthwaite (1948) et de Penman (1948). Chacune de ces méthodes a ses avantages et ses limites. Pour la détermination des paramètres du bilan hydrique, nous avons opté pour la méthode de Thornthwaite. Le choix de cette méthode s'explique par le manque de données climatiques supplémentaires qui pourraient permettre l'utilisation des méthodes plus précises. La fiabilité de la méthode de Thornthwaite dans notre étude se résume à la superficie de la zone d'investigation et au calcul du bilan hydrologique qui est mieux exprimé par celle-ci (Brochet et al, 1974).

Pour la détermination du bilan hydrique, nous avons choisi la méthode de Thornthwaite compte tenu des données disponibles. Les principaux paramètres recherchés sont l'évapotranspiration potentielle (ETP), l'évapotranspiration réelle (ETR).

L'application de la méthode de Thornthwaite (1948) dans l'estimation des bilans mensuel et annuel nous a permis de ressortir les principales composantes du bilan à savoir ; l'évapotranspiration potentielle et réelle, l'infiltration et le ruissellement. Cette méthode tient compte de la précipitation et de la température moyenne mensuelle. Elle donne des meilleurs résultats (proche de la réalité) dans les régions humides à climat tempéré.

La méthode de Thornthwaite a été appliquée dans notre zone d'étude à l'échelle mensuelle et aussi annuelle, en se basant sur les mesures des précipitations et des températures enregistrées aux stations météorologiques de Marrakech, Takerkoust dans le bassin versant de Tensift et d'Aoulouz, Taroudant et d'Agadir dans le bassin versant de Souss-Massa durant les périodes 1981-2015.

1. Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

L'évapotranspiration n'est pas, comme la pluie, une variable directement mesurable à l'échelle du bassin versant. On a donc recours à une variable estimée, l'ETP, pour représenter la capacité évaporatoire de l'atmosphère. Aussi, le concept d'ETP est généralisé et a été développé pour des applications agronomiques, son utilisation à l'échelle du bassin versant est par conséquent non démontrée.

Ce type d'évapotranspiration est estimé à l'aide de la formule simplifiée de Thornthwaite (1948), qui tient compte de la température moyenne de l'aire et de la position géographique de la station de mesure.

La formule proposée par Thornthwaite est applicable pour une température moyenne mensuelle de l'aire inférieure à 26,5 °C. Dans le cas où la température moyenne de l'aire

dépasse ou égale 26,5 °C ; les valeurs de l'évapotranspiration potentielle non corrigée seront tirées directement à partir d'une table de correspondance.

La formule de Thornthwaite, ne dépendant que de la variable climatique de température, sera utilisée ici. De cette manière, des valeurs moyennes inter-mensuelles d'ETP, à ne pas confondre avec une valeur d'ETP d'un mois donné, sont calculées comme suit :

$$ETP \text{ (mm/mois)} = 16 * \left(\frac{10 * t_i^{\circ}}{I} \right)^a * F$$

t_i° : Moyenne interannuelle des températures du mois en degrés Celsius. Si cette moyenne est nulle ou négative, l'ETP est nulle ;

$I = \sum_{i=1}^{12} (0,2 * t_i^{\circ})^{1,514}$: Indice thermique annuel, somme des 12 indices thermiques mensuels ;

$a = 0,016 * I + 0,5$: Fonction de l'indice thermique annuel I ;

F : Facteur correctif qui correspond à la durée du mois et du jour. Il dépend du mois m et de la latitude ϕ du lieu.

2. Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR)

L'évapotranspiration réelle (ETR) est souvent estimée à partir de la comparaison des valeurs de l'ETP déjà obtenues par la formule de Thornthwaite avec celles des précipitations mesurées dans les cinq stations météorologiques. On distingue deux cas :

- Dans le cas où la précipitation est supérieur à l'évapotranspiration potentielle ($P > ETP$) ; l'évapotranspiration réelle sera égale à l'évapotranspiration potentielle ($ETR = ETP$), et la tranche d'eau restante entre la lame d'eau précipitée et l'ETP représente un excédent qui est stockée dans le sol en premier lieu jusqu'à la saturation de la RFU (100 mm au maximum) et puis à l'écoulement superficiel et l'alimentation de la nappe profonde (Mebarki, 2005).
- Dans le cas où la précipitation est inférieure à l'évapotranspiration potentielle ($P < ETP$) ; l'évapotranspiration réelle sera égale à toute la quantité d'eau précipitée plus toute ou une partie de la réserve facilement utilisable jusqu'à la vider totalement. Lorsque la RFU est entièrement épuisée ; le déficit agricole représente la différence entre l'évapotranspiration potentielle et réelle ($ETP - ETR$), cette tranche d'eau qu'il faudrait apporter aux végétations pour qu'elles ne souffrent pas de la sécheresse (Mebarki, 2005).

L'objectif de cette étude est de permet de mettre en évidence l'évolution de la demande atmosphérique en eau donné par la différence entre les apports pluvieux et les pertes partielles par évaporation. Cet indicateur a surtout été appliqué à des régions ayant une saison sèche et une saison des pluies (Vissin, 2007). Dans ce cas de cette étude, nous avons utilisé une nouvelle chronique (1981-2018) en raison de la disponibilité des données thermométriques et pluviométriques de la même station.

III. Interprétation des résultats du bilan hydrique

Le bilan hydrique a été établi aux stations de Marrakech et Takerkoust au bassin versant de Tensift, et les stations d'Aoulouz, Taroudant et d'Agadir au bassin versant de Souss-Massa sur la période 1981-2018, date à partir de laquelle les mesures de la précipitation et la température sont disponibles. Pour mieux apprécier l'impact de la variabilité climatique, nous avons établi les bilans hydriques annuels avant et après rupture dans les séries pluviométriques étudiées.

Pour évaluer l'impact du changement climatique sur la zone d'étude, nous avons calculé les paramètres du bilan hydrologique annuel et mensuel avant et après la rupture de 1996-1997. Les résultats sont consignés dans le tableau ci-dessous. L'analyse de ce tableau montre que l'ETP moyenne annuelle, qui était estimée à 1 008 à la station de Marrakech et 934 mm à la station de Takerkoust avant la rupture dans le bassin de Tensift, est passée à 1 030 mm après la rupture à la station de Marrakech et 960 mm à la station de Takerkoust. Dans le bassin versant de Souss-Massa, l'ETP à était estimée à 912, 991, 911 avant la rupture aux stations d'Aoulouz, Taroudant et d'Agadir respectivement, est passée à 940 mm à la station d'Aoulouz et 1018 mm à la station de Taroudant et 921 mm à la station d'Agadir après la rupture. Alors que, l'ETR moyen annuel, qui était de 222 mm à la station de Marrakech avant la rupture, est réduit à 202 mm après la rupture, et de 303 mm, 186 mm et 237 mm aux stations d'Aoulouz, Taroudant et d'Agadir respectivement avant la rupture, est réduit à 302 mm et 229 pour les stations d'Aoulouz et d'Agadir, est passée 213 mm pour la station de Taroudant après la rupture.

Tableau 17 : Estimation des moyennnes anuelles de bilan hydrique dans les deux bassin versants étudiés (1981-2018).

Bassin versant	Station	ETP (mm)		ETR (mm)	
		1981-1996 (avant rupture)	1997-2018 (après rupture)	1981-1996 (avant rupture)	1997-2018 (après rupture)
Tensift	Marrakech	1008	1030	222	202
	Takerkoust	934	960	-	-
Souss-Massa	Aoulouz	912	940	303	302
	Taroudant	991	1018	186	213
	Agadir	911	921	237	229

Par ailleurs, valeur moyenne mensuelle du bilan hydrique climatique pour une saison ou l'année entière, calculée sur la période 1981-2018. Elles sont calculées par la différence entre les précipitations (P) et l'évapotranspiration potentielle (ETP estimée selon la méthode de Thornthwaite).

Le bilan climatique des stations étudiées ont été étudiés au pas de temps annuel et mensuel. En effet, pour déterminer les années ou les mois secs et humides, les pluies mensuelles ou annuelles ont été comparées avec l'Évapotranspiration Potentiel (ETP) mensuel ou annuel selon le cas :

- Si $P < ETP$ le mois ou l'année est sec.
- Si $P > ETP$, le mois ou l'année est humide.

L'évapotranspiration potentielle a été estimée, par la méthode de THORNTHWAITE, à partir des données de température des stations de Marrakech, Takerkoust dans le bassin versant de Tensift et des stations d'Aoulouz, Taroudant et d'Agadir.

Les données pluviométriques de stations retenues des deux bassins versants ont été utilisées car elles présentant les plus longues chroniques et peu de lacunes.

En termes de résultats, les tracés de l'évapotranspiration potentielle normale pour les deux stations de bassin versants de Tensift et les trois stations de Souss-Massa, font ressortir des valeurs élevées d'évapotranspiration de Mai à Octobre, en saison sèche. On observe aussi des valeurs élevées en Avril pour la station d'Agadir, située à proximité de la côte atlantique.

Une analyse graphique de ces données d'évapotranspiration comparées aux moyennes pluviométriques mensuelle de nos 5 stations météorologiques sélectionnées, montre qu'en général, durant les mois de Janvier, février et décembre, l'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle, puisque nous avons une pluviométrie supérieure à l'ETP (fig.76 et 77).

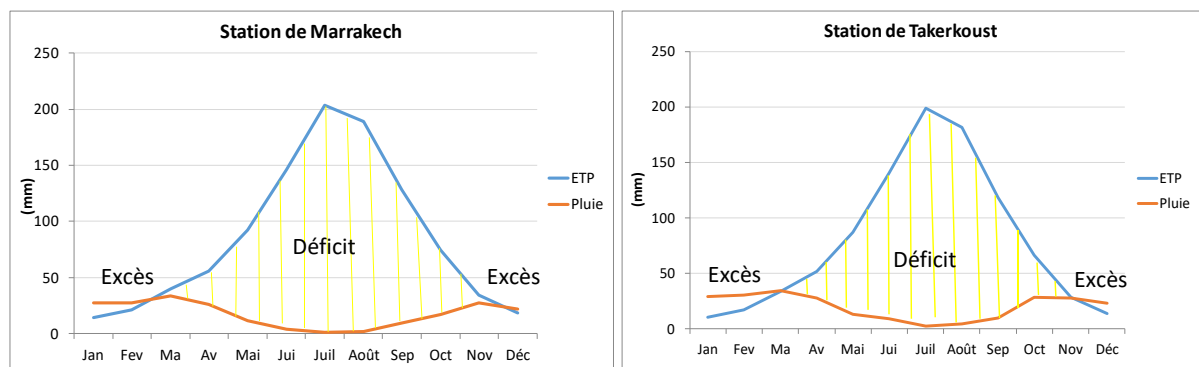


Figure 76 : bilan hydrique mensuel moyen du bassin versant de Tensift (1981-2018).

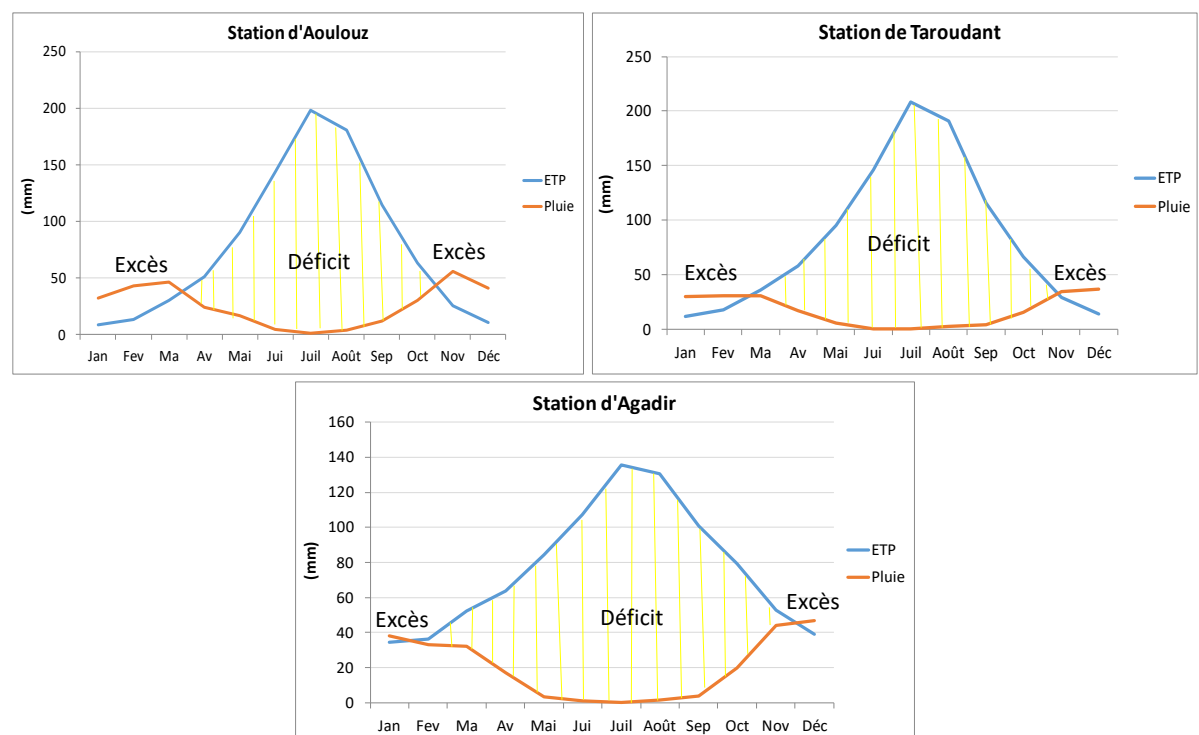


Figure 77 : bilan hydrique mensuel moyen du bassin versant de Souss-Massa (1981-2018).

Selon les résultats des bilans hydriques obtenus par l'application de la méthode de Thornthwaite, on déduit les points suivants :

- ✓ Sur la zone étudiée, l'évapotranspiration potentielle est relativement élevée. Elle est (en moyenne) de l'ordre de 200 mm pour les stations de bassin versant de Tensift (Marrakech et Takerkoust) et de Souss-Massa (Aoulouz et Taroudant), et de l'ordre de 136 mm pour la station d'Agadir, avec un maximum marqué au mois de Juillet.
- ✓ La période déficitaire où l'évapotranspiration potentielle dépasse nettement la quantité d'eau précipitée touche 7 mois de l'année, d'Avril à Octobre. Avec un manque d'eau maximale observé en Juillet de l'ordre de 200 mm à toutes les stations étudiées et d'environ 136 mm à celle d'Agadir.
- ✓ Le bilan hydrique est parfaitement excédentaire d'environ 5 des 12 mois de l'année (de Novembre à Mars) aux stations de Takerkoust, d'Aoulouz et de Taroudant et de 4 mois (de Décembre à Mars) à la station de Marrakech et d'Agadir.

À la lumière de ces résultats, on peut dire que la tendance à la hausse des températures et de l'évapotranspiration présente une significativité plus élevée. Cela porte à conclure que les changements du bilan hydrique ont été plus fortement influencé par l'augmentation de la température et de l'évapotranspiration que par la diminution de la pluviométrie.

CONCLUSION

En conclusion, cette étude climatique (précipitation et température) est très importante, puisqu'elle a permis de caractériser le climat récent dans la zone d'étude, avec ses variations spatio-temporelles, et de montrer les écarts qui peuvent se produire entre une année humide caractérisée par un excès d'eau, et une année sèche dominée par un déficit d'eau.

Le bassin versant du Tensift et de Souss-Massa a une variabilité et une irrégularité spatio-temporelle des températures et des précipitations. L'analyse de l'évolution des températures moyennes annuelles a permis de constater une tendance vers l'augmentation dans les deux bassins versants.

L'analyse d'homogénéités pluviométriques est très importante pour ce travail, par ce qu'elle a permis de faire un diagnostic du climat de la zone d'étude avec les variations spatio-temporelles, et puisqu'elles sont importants pour extraire les phases humides et sèches.

Les précipitations moyennes mensuelles sont encore plus irrégulières que les hauteurs annuelles, leur variabilité est beaucoup plus marquée. On a observé que l'année est divisée en deux périodes climatiques :

- ✓ Période Octobre-Avril : C'est la période où la pluviométrie locale est la plus forte, c'est presque toujours les mois les plus pluvieux, ce qui entraîne un stockage majoritaire des précipitations.
- ✓ Période Juin-Septembre : Les précipitations y sont beaucoup plus faibles que lors de deux autres périodes. Au cours de cette période les précipitations sont essentiellement dues à des phénomènes orageux locaux.

L'évolution des températures à l'échelle annuelle a permis de constater une tendance vers l'augmentation dans les deux bassins versants.

À l'échelle mensuelle, la température varie d'un mois à l'autre, en général se caractérise par des hauteurs températures en mois d'été, des basses températures en mois hiver et des températures extrêmes moyennes de l'ordre de 30°C en juillet et de 01 à 10 °C en Janvier.

La tendance à la baisse des précipitations met en lumière la diminution globale d'humidité et l'installation régulière d'une sécheresse qui est couplée à la hausse des températures précédemment constatées.

Le calcul du bilan hydrique par la méthode de « Thornthwaite » aux stations de Marrakech et Takerkoust (Tensift) et d'Aoulouz, Taroudant et d'Agadir (Souss-Massa), montre que l'évapotranspiration potentielle au niveau des stations étudiées est relativement élevée de Mai à Octobre.

Sur l'ensemble de la période étudiée, l'accroissement observé du déficit hydrique estival résulte d'une augmentation de l'évapotranspiration potentielle. Ce déficit hydrique climatique nous permet de mettre en évidence la pression qui s'exerce sur la disponibilité de l'eau pour les cultures.

Les résultats de cette analyse seront diagnostiqués, par la suite, par le calcul des indices de sécheresse, ce qui va permettre de repérer et déterminer les différentes sécheresses étant survenues au niveau de la zone étudiée.

CHAPITRE N° 5 :

LES EXTRÊMES CLIMATIQUES DANS LES BASSINS DE TENSIFT ET DE SOUSS-MASSA : EXTRACTION, ANALYSE DE LA SÈCHERESSE CLIMATIQUE ACTUELLE

INTRODUCTION

Les sécheresses parmi d'autres phénomènes liés de près aux changements climatiques, touchent de plus en plus les quatre coins du globe. Elle est l'un des phénomènes extrêmes qui ont marqué les populations à travers des générations. Elle peut toucher aussi bien les zones arides que les zones humides qui sont normalement bien arrosées (Whilite, 1993 ; Dubreuil, 1997).

Le premier but de ce chapitre est de caractériser les occurrences de sécheresse climatique dans le bassin de versant de Tensift et de Souss-Massa, à partir l'extraction des différentes tendances climatiques dans la zone étudiée et par le biais de plusieurs indices. Le deuxième but s'intéresser à détermination les effets des indices climatiques (modes de téléconnexion) comme ONA, ENSO, WeMOI sur la modulation des conditions climatiques dans les zones étudiées.

Axe 13 : Caractérisation des occurrences de sécheresse dans les bassins de Tensift et de Souss-Massa

I. Généralités sur la sécheresse au Maroc

La sécheresse est l'une des catastrophes naturelles qui a fait l'objet d'étude de plusieurs auteurs à partir des données climatiques (Meko et al, 1995 ; El Jihad, 2003 ; Stour et al, 2008). La sécheresse ne doit pas être confondue avec l'aridité. La sécheresse se manifeste dans le temps tandis que l'aridité est un phénomène spatial (elle est limitée dans les régions à faible précipitation). La sécheresse est un phénomène naturel complexe et ne dispose pas d'une définition précise. Cependant, on peut dire que la sécheresse est un déficit de disponibilité en eau par rapport à une situation considérée comme normale pour une période donnée et une région déterminée (Beaudin et al, 2007). En effet, elle se manifeste uniquement par certains indices et paramètres dont plusieurs chercheurs ont essayé de les identifier. Ces indices permettent d'identifier les différents types de sécheresse (météorologique, agricole et hydrologique), son intensité, sa durée, son étendu spatiale et sa probabilité de récurrence. La plupart de ces indices sont fondés sur deux concepts à savoir : l'année normale, et le seuil qui indique la sécheresse.

Selon l'Organisation météorologique mondiale (OMM), de 1967 à 1991, 1,4 milliards de personnes ont été affectées par les sécheresses et 1,3 milliards en sont mortes de causes directes ou indirectes. Selon certains scénarios des changements planétaires, l'occurrence et l'impact des sécheresses risquent d'augmenter dans les années à venir. L'augmentation de la population humaine qui entraîne une pression accrue sur l'environnement y contribue grandement. Dans plusieurs régions du globe, une pratique agricole non-adaptée aux conditions environnementales et climatologiques, combinée à la surexploitation des réserves hydriques accélère le processus des sécheresses et entraînent parfois une situation irréversible, la désertification (UNCCD, 2004).

La sécheresse a toujours été présente dans l'histoire du Maroc, elle s'est imposée avec force ces dernières décennies en tant qu'élément structurel du climat du pays. Le Maroc vit actuellement l'épisode sec le plus long de son histoire contemporaine, caractérisé par une diminution des précipitations et une tendance nette à la hausse des températures. Des études de dendrochronologie (stockton, 1988) ont montré que le Maroc a souvent été marqué par des périodes de sécheresses intenses qui reviennent de façon périodique amenant des famines et des épidémies (Stour et al, 2008), la famine engendrée par la sécheresse de 1597-1608 a exterminé le tiers de la population (Safi, 1990). L'étude du ministère de l'équipement en 1997 a montré que le Maroc a connu onze sécheresses entre 1896 et 1996 dont l'intensité a été modéré a forte. Dans d'autres études le Maroc est passé, de cinq années de sécheresse sur 40 de 1940 à 1979, à 6 années sur 16 entre 1980 et 1995, puis à 4 années sur 7 entre 1996 et 2002 (Armand et al, 2013). En effet, Les séries de sécheresse auxquelles ont été confrontées différentes régions du Maroc depuis le début des années 1980 sont aussi repérées par Esper et al. (2007). La fin des années 1980 et le début des années 1990 sont connues pour des conditions sèches généralement sur une grande partie du bassin méditerranéen. En effet, les années 1981 à 1995 ont été particulièrement sèches au sud de l'Europe et au nord du Maroc (Kutiel et al, 1996). La récurrence de conditions sèches sur la zone méditerranéenne depuis le

début des années 1980 a été attribuée à la persistance de la phase positive de l'Oscillation Nord Atlantique (ONA) (Xoplaki et al, 2004). Cette dynamique de sécheresse s'accompagne d'un réchauffement important lié au changement climatique planétaire, qui rend ces années sèches de plus en plus difficiles pour différents secteurs socio-économiques du pays.

Dans la littérature, on distingue quatre types de sécheresse, sont les suivantes :

- ❖ **La sécheresse climatique** : La définition de la sécheresse climatique est basée sur le degré d'aridité d'une période sèche par rapport à la normale (médiane ou moyenne) et sur la durée de cette période sèche. Ces définitions doivent être considérées spécifiques à une région puisque les conditions climatiques normales changent grandement d'une région à l'autre (Margat, 1989).
- ❖ **La sécheresse agricole** : Elle fait un rapport entre les sécheresses climatiques ou hydrologiques et les impacts sur le milieu agricole. Elles portent sur l'insuffisance des précipitations, la différence entre l'évapotranspiration réelle et potentielle, et le manque en eau des sols et des réserves hydriques. Ces sécheresses dépendent grandement des conditions climatiques, des caractéristiques biologiques et phénologiques des cultures ainsi que des propriétés physiques et biologiques des sols (Beaudin et al, 2007).
- ❖ **La sécheresse hydrologique** : La sécheresse hydrologique est liée à tout déficit pluviométrique prolongé entraînant une baisse de l'alimentation des cours d'eau et de la recharge des réservoirs de surface ou souterrains (Whilite, 1990).
- ❖ **La sécheresse socio-économique** : Elle associe l'offre et la demande d'un bien économique et certains éléments des sécheresses météorologiques, hydrologiques et agricoles. Elle se distingue des types de sécheresse dépend des procédés de temps et d'espace de l'offre et de la demande de ce bien économique. Ce bien dépend toujours des conditions climatiques et peut tout aussi bien être l'eau, une récolte ou de l'électricité. Il y a sécheresse socio-économique lorsque la demande pour un bien excède l'offre à cause d'un manque hydrique relié au climat (Beaudin et al, 2007).

L'objectif de notre travail est de caractériser la sécheresse climatique au sud-ouest du Maroc pour la période 1968-2015 (Souss-Massa) et 1972-2015 (Tensift) à travers le calcul de quelques indices pluviométriques à l'échelle annuelle (indice de rapport à la normale (RN), l'écart à la moyenne (Em) et indice normalisé (SPI)). Ensuite, nous allons analyser les relations entre la sécheresse et l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique (ONA), l'indice Scandian (SCAND), L'Oscillation Méditerranéenne occidentale (WeMOI) et l'indice d'oscillation australe (SOI). En plus, émettre des hypothèses qui peuvent expliquer la variabilité spatio-temporelle de la sécheresse au sud-ouest du Maroc.

II. Les indices de la sécheresse utilisés

Les indices sont le plus souvent des représentations numériques de l'intensité des sécheresses, que l'on calcule à partir de valeurs climatiques ou hydrométéorologiques, dont les indicateurs précités. Ils mesurent l'état qualitatif d'une sécheresse à un emplacement donné pour une période donnée.

Au fil des ans, les météorologues et les climatologues ont mis au point partout dans le monde de nombreux indices de sécheresse. La surveillance du climat à diverses échelles

temporelles permet de détecter de brefs épisodes humides au sein de longues périodes de sécheresse ou de brefs épisodes secs au sein de longues périodes d'humidité. Les indices simplifient parfois certaines relations complexes et facilitent la communication d'informations à divers utilisateurs et parties prenantes, dont le public. Ils servent à établir l'intensité, l'emplacement, l'époque d'apparition et la durée d'un épisode de sécheresse. Ces indices constituent également un bon moyen de communication avec le public et un outil de décision pour le gouvernement (Beaudin et al, 2007).

Plusieurs indices et méthodes ont été développés et utilisés pour mieux identifier et analyser les caractéristiques de la sécheresse. Les indices de sécheresse et les outils les plus souvent utilisés pour la surveillance et la prévision sont les suivants :

Dans ce travail, le choix des paramètres et des indices de sécheresse est basé sur leur applicabilité et leur simplicité d'utilisation.

1. Indice de Rapport à la normale des précipitations (RN)

Cet indice, qui est exprimé en pourcentage, est un calcul simple et bien adapté aux besoins des présentateurs de météo de la télévision et le grand public. Il est l'une des mesures les plus simples de précipitation pour un emplacement (Willeke et al, 1994). Le rapport à la normale des précipitations représente le pourcentage de l'écart des précipitations d'une période par rapport à la normale historique de cette période. La normale étant habituellement la moyenne des précipitations totales de la période, calculée à partir d'environ 30 ans de données. Cet indicateur est appliqué à l'échelle locale ou régionale pour des périodes de temps variant de 1 mois à quelques mois, voire même une année.

Cet indice est exprimé mathématiquement en pourcentage comme suit :

$$RN(\%) = (P_i / P_m) \times 100$$

Où :

P_i : est la précipitation de l'année i ;

P_m : est la précipitation moyenne pour la même période de temps étudiée.

Ce rapport permet une estimation ponctuelle des précipitations par rapport à la normale : Une année est classifiée comme sèche si la pluviométrie se situe au-dessous de la normale ; c'est-à-dire lorsque le RN est inférieur à 100 % (Rognon, 1997).

2. Indice de l'écart à la moyenne (Em)

Cet indice le plus utilisé, permet de visualiser et d'estimer le déficit pluviométrique à l'échelle de l'année. L'écart à la médiane est le plus utilisé par les agro-météorologues. Bien évidemment, quand l'échantillon de données est dissymétrique, la différence entre la moyenne et la médiane est grande. L'écart à la moyenne est la différence entre la hauteur de précipitation annuelle (P_i) et la hauteur moyenne annuelle de précipitation (P_m).

Ce graphique met en évidence la succession de période d'années sèches et d'années humides plus ou moins marquées. Cet écart s'obtient par la formule suivante :

$$Em(\%) = P_i - P_m$$

Avec :

Em : écart à la moyenne

Pm : module pluviométrique moyen

Pi : total de l'année considérée.

- L'écart est positif pour l'année humide ;
- L'écart est négatif pour les années sèches.

Une année est dite *sèche* lorsque cet indice est négatif et *humide* quand il est positif. Le cumul de l'indice de l'écart en pourcentage à la normale des années successives permet de dégager les grandes tendances en faisant abstraction des faibles fluctuations d'une année à l'autre. Quand la somme des indices croît, il s'agit d'une tendance humide. La tendance est sèche, dans le cas contraire.

3. Indice normalisé (Standardisé) des précipitations (SPI)

L'indice standardisé des précipitations (Hayes, 1996) a été développé en vue de quantifier le déficit pluviométrique pour des échelles de temps multiples. En 2009, l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) a recommandé d'utiliser principalement le SPI pour surveiller l'évolution des conditions de sécheresse météorologique. En prônant un large emploi du SPI, elle montrait la voie aux pays qui cherchaient à se doter d'un certain niveau d'alerte rapide à la sécheresse. C'est un indice à la fois puissant, souple d'utilisation et simple à calculer. Les données sur les précipitations constituent en fait le seul paramètre requis. En outre, l'indice SPI se révèle tout aussi efficace pour analyser les périodes ou cycles humides que les périodes ou cycles secs (Hayes, 2011).

L'indice SPI est utilisé dans divers instituts de recherche, des universités et des services météorologiques et hydrologiques nationaux du monde entier, dans le cadre d'activités de suivi de la sécheresse et d'alerte précoce dans le domaine.

La formule mathématique de SPI est la suivante :

$$\text{SPI} = (p_i - p_m) / \sigma$$

Où :

Pi : Précipitation de l'année *i*

Pm : Précipitation moyenne

σ : Déviation standard ou écart type

Une sécheresse sévit lorsque l'ISP est consécutivement négatif et que sa valeur atteint une intensité de -1 ou moins, et se termine lorsque l'ISP devient positif. On effectue une classification de la sécheresse suivant les valeurs de l'ISP.

Tableau 18 : Ccatégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs de l'ISP.

Classifications ISP	
2,0 et plus	Extrêmement humide
de 1,5 à 1,99	Très humide
de 1,0 à 1,49	Modérément humide
de -0,99 à 0,99	Proche de la normale
de -1,0 à -1,49	Modérément sec
de -1,5 à -1,99	Très sec
-2 et moins	Extrêmement sec

III. Analyse de la variabilité et calcul des indices de la sécheresse

Afin de caractériser et analyser la sécheresse dans la zone d'étude, différents indices ont été utilisés à savoir ; RN, EM et SPI. En premier lieu une étude comparative entre les indices qui prennent en compte uniquement les données de précipitation a été lancée à différentes échelles de temps, tous les indices précités ont la même classification des événements de sécheresse/humidité. En effet, la comparaison entre les quatre indices était faite sur les données de sept stations pour la période 1972-2015 (Tensift) et 1968-2015 (Souss-Massa), chacune représente une partie du bassin (l'amont, médiane et l'aval).

IV. Analyse de la sécheresse annuelle dans le bassin versant de Tensift

1. Indice de rapport à la normale des précipitations (RN) des stations d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna

L'analyse des séries du rapport à la normale au niveau des trois stations montre une grande vulnérabilité du bassin versant de Tensift vis-à-vis de la sécheresse. En utilisant les seuils de sécheresse calculés ci-dessous, on a pu déterminer pour chacune des stations étudiées les fréquences des années sèches, normales et humides durant la période étudiée au niveau des trois stations, ces derniers nous ont permis de constater 22, 21 et 20 d'années sèches respectivement au niveau des stations d'Aghbalou, Chichaoua et Adamna (tabl.19).

Tableau 19 : Fréquence des années sèches, normales et humides des trois stations à l'aide de l'indice rapport à la normale.

Stations	Années sèches	Années normales	Années humides
Aghbalou	22	10	12
Chichaoua	21	06	17
Adamna	20	12	07

Au cours des 44 années analysées pour Aghbalou et Chichaoua et 36 années pour Adamna, les sécheresses les plus remarquables par leur intensité ont été celle des années 2000-2003 et 2012-2014 (pour Aghbalou), et 1999- 2003 (pour Chichaoua), et 1979-1983 et 1992-1995 et 2005-2008 (pour Adamna). Les épisodes secs détectés pour les trois stations ont été qualifiés extrêmement sévères en termes d'intensité. La figure en bas représente des épisodes de sécheresse détectés par l'indice de rapport à la normale au niveau des trois stations.

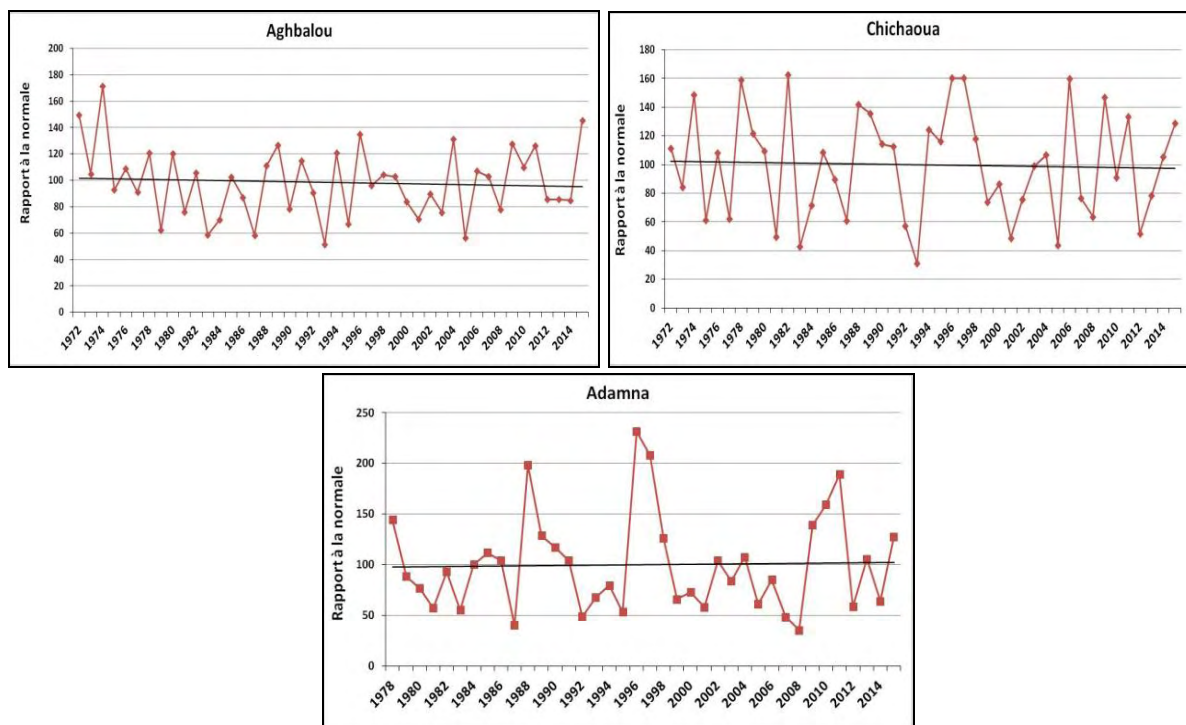


Figure 78 : Évolution de la sécheresse à l'aide de l'indice rapport à la normale aux stations d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna (1972-2015).

2. L'écart à la moyenne pour les trois stations d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna

L'analyse des figures ci-dessous montre que les nombres des années sèches sont devenus plus importantes aux dix premières années des 21 siècles par rapport aux années 80 et 90. Selon les résultats obtenus, l'écart à la moyenne présente globalement une tendance vers la baisse qui confirme la diminution de la pluviométrie. On en déduit donc une tendance vers la diminution du nombre d'années humides (année excédentaire) et l'augmentation du nombre d'années sèches ou déficitaires. Par conséquent l'état de la pluviométrie évolue vers un assèchement au niveau du bassin de Tensift.

Les séries de données étudiées permettent d'identifier plusieurs séquences au niveau des trois stations. Pour les trois stations, les années les plus humides au cours de la chronique étudiée correspondent à l'année 1974 pour Aghbalou, l'année 1982 pour Chichaoua et 1996 pour Adamna avec des écarts à la moyenne respective de 392 %, 115 % et 431 %. L'année la plus sèche correspond à 1993 pour Aghbalou, 1993 à Chichaoua et 2008 pour Adamna. La plupart des stations utilisées pour l'étude de la pluviométrie dans le bassin versant de Tensift, connaissent une baisse pluviométrique à partir des périodes 1973-1987 et 1999-2008, qui marquent donc le début de la sécheresse dans le bassin. Elle se caractérise par sa durée, son intensité et son extension.

Sur l'ensemble de la station d'Aghbalou on remarque l'alternance des années sèches et humides au cours de la période d'étude. La période 1972-1980 et 2006-2011 au niveau de cette station est globalement humide, le maximum des pluies est de 921 mm en 1974, alors que, la période 1981-1987 et 2000-2005 est caractérisée par une phase sèche. Elle est marquée par une irrégularité spatio-temporelle des pluies avec cependant quelques années humides

1982 et 2004. On constate aussi que, le nombre des années sèches pendant 44 ans, il est 22 années sèches et aussi 22 années humides.

Au niveau de la station de Chichaoua, on remarque que, les périodes 1978-1980, 1988-1991 et 1994-1998 sont humides, le maximum des pluies est 109 mm en 1978. Tandis que, les périodes 1981-1987 et 1999-2008 sont caractérisées par des phases sèches. Elle est marquée aussi par une irrégularité spatio-temporelle des pluies avec cependant quelques années humides 1985, 2004 et 2006. On ressort d'après la figure (79) que, le nombre des années sèches à Chichaoua au cours de 44 ans de cette chronique est 20 années sèches et 24 années humides.

Dans la station d'Adamna, on constate que, les périodes 1988-1991, 1996-1998 et 2009-2011 sont humides, le maximum des pluies est de 431 mm en 1996. Cependant, les périodes 1979-1984, 1992-1995 et 1999-2008 sont caractérisées par des phases sèches. Elle est marquée aussi par une irrégularité spatio-temporelle des pluies avec deux années presque humides 2002 et 2004. Les figures ci-dessous ressortent que, le nombre des années sèches dans cette station au cours de la chronique est 20 années sèches et 16 années humides.

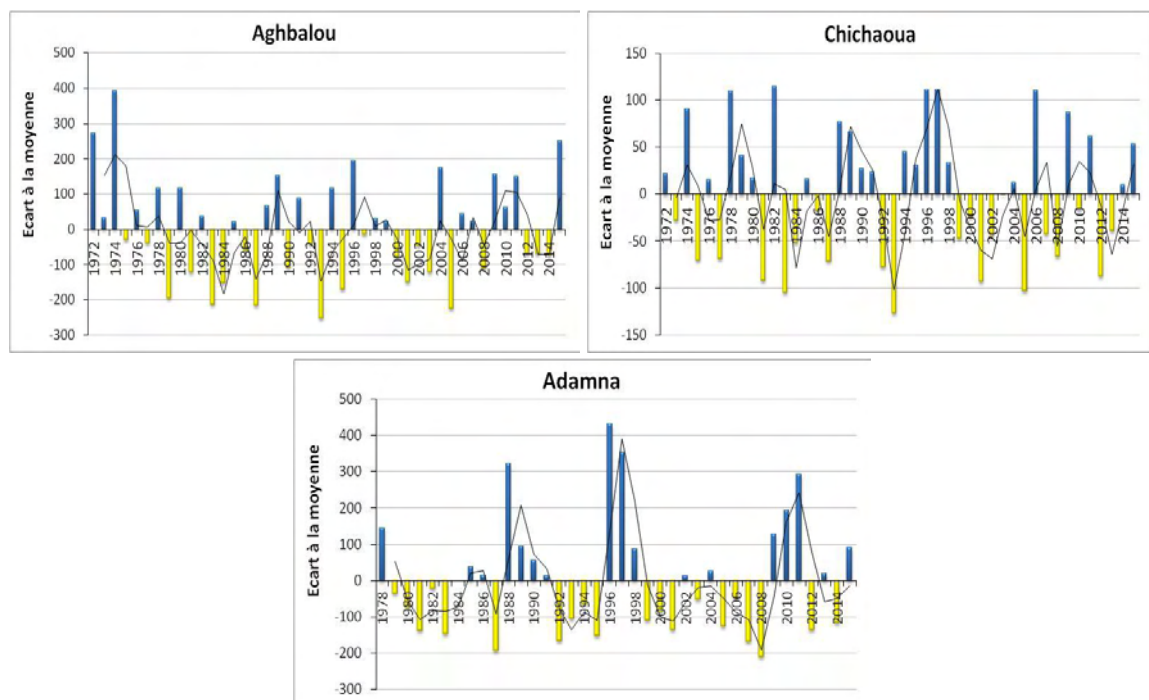


Figure 79 : Évolution de la sécheresse météorologique à l'aide de l'indice l'écart à la moyenne à la station d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna (1972-2015).

Afin de faire une analyse ponctuelle au niveau des postes pluviométriques retenus dans cette étude, et pour mieux évaluer les variations de la pluviométrie annuelle, nous avons calculé l'indice SPI.

3. L'indice de SPI des trois stations d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna

L'analyse des valeurs de SPI montre qu'avant 1980, très peu de séquences sèches ont été observées dans la plupart des stations étudiées (Fig.80). Ainsi, de 1972 à 2015, 08 séquences sèches, 11 séquences sèches et 09 séquences sèches ont été respectivement observées au niveau des stations d'Aghbalou, Chichaoua et Adamna pour la période 1978-2015. En effet,

l'indice statistique SPI a révélé que la période 1983-1984 dans le bassin versant du Tensift a connu un important déficit pluviométrique. En effet, le calcul de l'indice standardisé de sécheresse pluviométrique du bassin versant de Tensift depuis l'année hydrologique 1972 jusqu'à 2015 montre l'alternance de séquences sèches et humides durant la chronique étudiée. Il est à noter aussi que la durée maximale de sécheresse dans cette zone d'étude est d'au moins 4 années.

La station d'Aghbalou a connu des périodes de 2 années successives de sécheresse (1983-1984 et 1986-1987), avec des pics en 1979, 1983, 1987, 1993 et 2005, ces pics ont été caractérisés par des sécheresses de types extrêmement sévères. Alors que, les périodes 1972-1974 et 1988-1989, 1996-1999 et 2009-2011 sont globalement humides. Cette station a également été marquée par des périodes de 3 et 4 années successives proches de la normale (1975-1977, 2012-2014 et 1997-2000). En effet, cette station est marquée par une irrégularité spatio-temporelle des pluies.

À la station de Chichaoua, on remarque l'alternance des périodes humides et sèches au cours de la période d'étude avec une succession des phases humides et relativement normales dépassent parfois 5 ans, sont enregistrés à la période de 1988-1991, 1994-1998 et 1978-1980. Alors que, cette station a connu aussi des périodes de sécheresse de 2 années successives de sécheresse (1983-1984, 1992-1993 et 2001-2002), avec des pics en 1981, 1983, 1993, 2001 et 2005, ces pics ont été caractérisés par des sécheresses de types forts et extrêmement sévères.

L'analyse de l'indice standardisé des précipitations (SPI) pour la station d'Adamna a révélé que cette station a connu un important déficit pluviométrique à partir des années 80 avec des pics en 1987, 1992, 2007 et 2008. Ces pics ont été caractérisés par des sécheresses de types forts et extrêmement sévères. Durant la période de 1978-2015, station d'Adamna a enregistré plus de séquences de sécheresse, elle a connu des périodes de 2 années successives de sécheresse (1992-1993, 2007-2008), avec des périodes relativement normales de 3 et 4 années successives (1984-1986, 1989-1991, 2002-2004, 2012-2015).

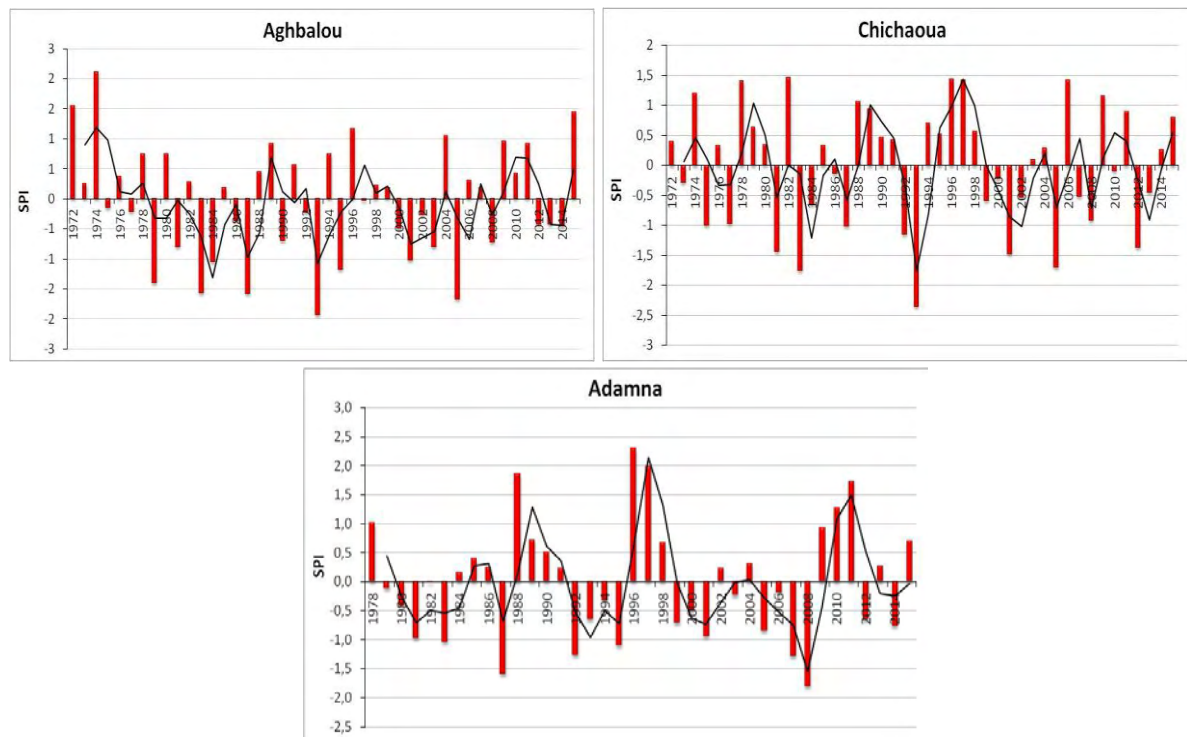


Figure 80 : Évolution de la sécheresse météorologique à l'aide de l'indice SPI à la station d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna (1972-2015).

D'autre part, le pourcentage des années sèches et humides dans le bassin versant de Tensift ne dépasse pas chacun le seuil de 25 % sur la période 1972/2015. Par contre, on remarque la dominance des années proches de la normale, qui présentent un pourcentage au alentour de 60 % (fig.81).

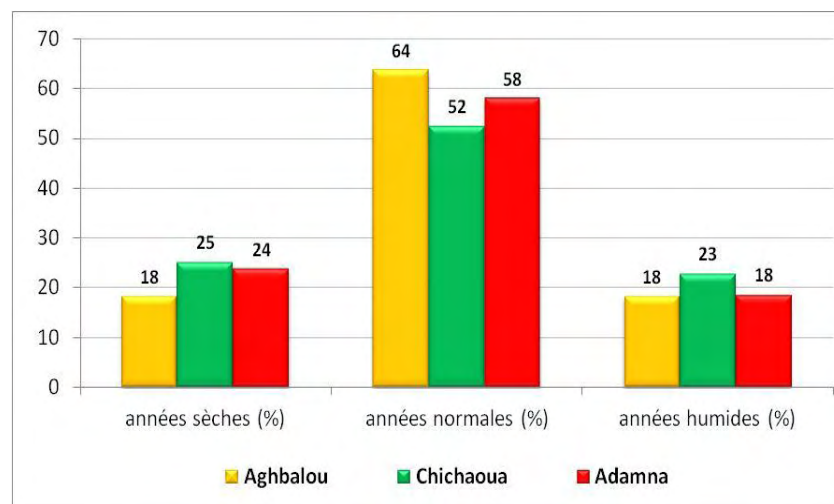


Figure 81 : Pourcentage des années sèches, normales et humides au Tensift (1972-2015).

Pour conclure, la variabilité climatique dans le bassin versant du Tensift se matérialise par une alternance des années humides et sèches au regard de l'évolution des indices pluviométrique. Sur l'ensemble du bassin, la variabilité des pluies enregistrées des indices pluviométriques négatifs, précédé par quelques années humides interrompues par des années sèches.

L'étude des indices de la sécheresse au niveau du bassin versant du Tensift fait généralement ressortir deux périodes, les années relativement excédentaires commencent à partir de 1988 jusqu'à 1998, vient après les années déficitaires entre 1999 et 2008, ses périodes sont interrompues par des années sèches ou humides en fonction de la période. Tandis que, la période entre 1996-1998 est remarquablement humide, et les années 1983 et 1993 sont extrêmement sévères au niveau des trois stations.

V. Analyse de la sécheresse annuelle dans le bassin versant de Souss-Massa

1. Indice de rapport à la normale des précipitations (RN) des trois stations d'Aoulouz, Taroudant et d'Agadir

L'analyse des séries du rapport à la normale au niveau de différentes stations au bassin versant de Souss-Massa, montre une vulnérabilité remarquable de ce bassin vis-à-vis de la sécheresse. Les seuils de sécheresse calculés ci-dessous, nous ont permis de déterminer les fréquences des années sèches, normales et humides durant la période étudiée au niveau des trois stations. On remarque l'alternance des périodes humides et sèches au cours de la période d'étude, le nombre des années sèches pendant 48 ans est 27, 26 et 26 d'années sèches respectivement au niveau des stations d'Aoulouz, Taroudant et Agadir (Tabl.20).

Tableau 20 : Fréquence des années sèches, normales et humides des trois stations à l'aide de l'indice rapport à la normale.

Stations	Années sèches	Années normales	Années humides
Aoulouz	27	03	18
Taroudant	26	07	15
Agadir	26	02	20

Au cours des 48 années analysées pour Aoulouz et Taroudant et Agadir, les sécheresses les plus remarquables par leur intensité ont été celle des années 1975-1977, 1993-1995 et 1999-2008 à la station d'Aoulouz, et 1975- 1978, 1990-1995 et 1999-2002 pour Taroudant, et 1975 -1977 et 1992-1995 et 1999-2008 à la station d'Agadir. Les épisodes secs détectés pour les trois stations ont été qualifiés forts et extrêmement sévères en termes d'intensité. La figure en bas représente des épisodes de sécheresse détectés par l'indice de rapport à la normale au niveau des trois stations du bassin versant de Souss-Massa.

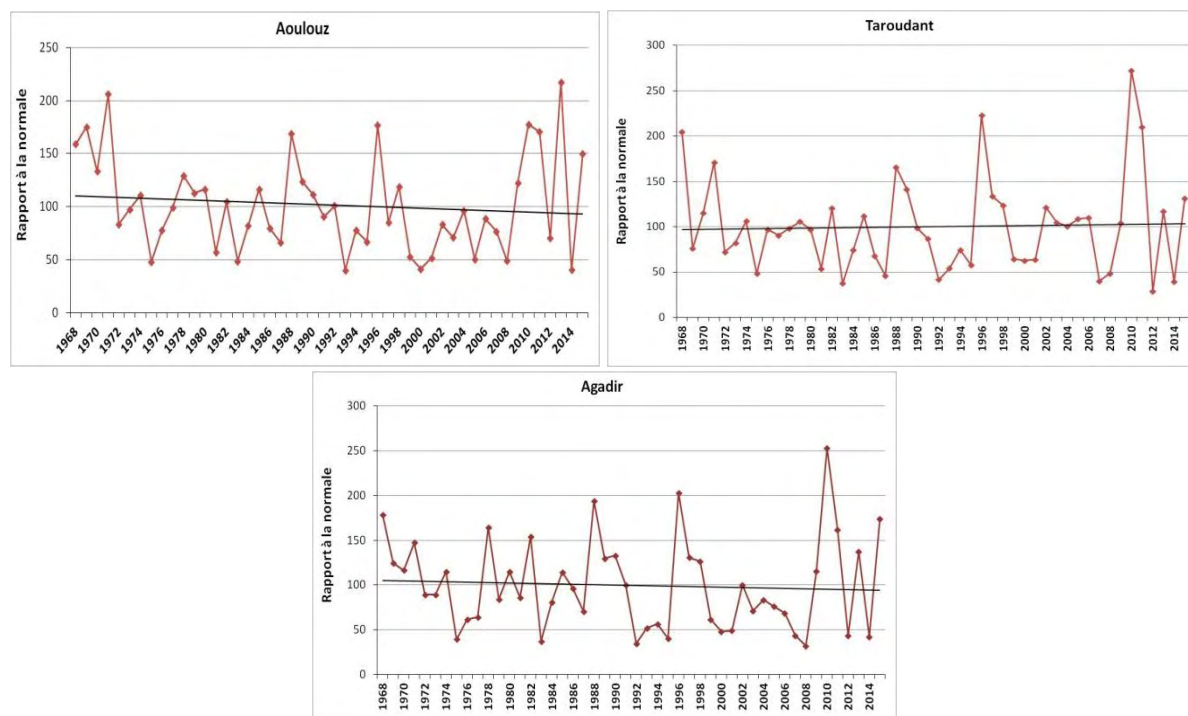


Figure 82 : Évolution de l'indice rapport à la normale des trois stations (Aoulouz, Taroudant et Agadir) pour la période (1968-2015).

2. Indice de l'écart à la moyenne des stations d'Aoulouz, Taroudant et d'Agadir

Le calcul de l'indice écart à la moyenne dans les trois stations du bassin versant de Souss-Massa au cours de 48 ans (Fig.83) montre l'alternance de séquences sèches et humides. Les figures montrent aussi que les nombres des années sèches sont généralement devenus plus importantes aux dix premières années du XXI siècle par rapport aux années 70 et 80. Selon les résultats, l'écart à la moyenne présente une grande vulnérabilité pluviométrique et une tendance vers la baisse qui confirme la diminution de la pluviométrie, on en déduit donc une tendance vers la diminution du nombre d'années humides et l'augmentation du nombre d'années sèches ou déficitaires. De ce fait, l'état global de la pluviométrie évolue vers un assèchement au niveau du bassin de Souss-Massa.

Les séries de données étudiées permettent d'identifier plusieurs séquences au niveau des trois stations. Pour les trois stations, les années les plus humides au cours de la chronique étudiée correspondent à l'année 2013 pour Aoulouz, l'année 2010 pour Taroudant et aussi 2010 pour Agadir avec des écarts à la moyenne respective de 385 %, 354 % et 242 %. L'année la plus sèche correspond à 1993 pour Aoulouz, 2012 pour Taroudant et 2008 pour Agadir. La plupart des stations utilisées pour l'étude de la pluviométrie dans le bassin versant de Souss-Massa, connaissent une baisse pluviométrique à partir les années 70 ans, qui marquent donc le début de la sécheresse dans le bassin.

Au niveau de la station d'Aoulouz on remarque l'alternance des années sèches et humides au cours de la période d'étude. La période 1968-1971 et 2009-2013 au niveau de cette station est globalement humide, le maximum des pluies est de 687 mm en 1971. Alors que, les périodes 1972-1976, 1981-1987 et 1999-2008 sont caractérisées par des phases sèches interrompues par des années humides 1974 et 1985, donc sont marquées par une irrégularité

spatio-temporelle des pluies. On constate aussi que, le nombre des années sèches durant 48 ans, il est presque 26 années sèches et 22 années humides.

Dans la station de Taroudant, on constate que, les périodes 1968-1971, 1996-1998, 2002-2005 et 2009-2011 sont relativement humides, le maximum des pluies est de 561 mm en 2010. Alors que, les périodes 1972-1987, 1990-1995 et 1999-2001 sont caractérisées par des phases sèches, Elle est marquée aussi par une irrégularité spatio-temporelle des pluies avec deux années presque humides 1982 et 1985. D'après la figure ci-dessous on note que, le nombre des années sèches à la station de Taroudant au cours de la chronique étudiée est presque 28 années sèches contre 20 années humides.

La figure ci-dessous illustre l'évolution de la sécheresse à l'aide de l'indice l'écart à la moyenne à la station d'Agadir. On remarque que, les périodes 1968-1971, 1988-1990, 1996-1998 et 2009-2011 sont des périodes humides, le maximum des pluies est 613 mm en 2010. Tandis que, les périodes 1972-1977, 1992-1995 et 1999-2008 sont globalement caractérisées par des phases sèches. D'après la figure ci-dessous on ressorte que, le nombre des années sèches durant 48 ans au niveau de la station d'Agadir est presque 26 années sèches contre 22 années humides.

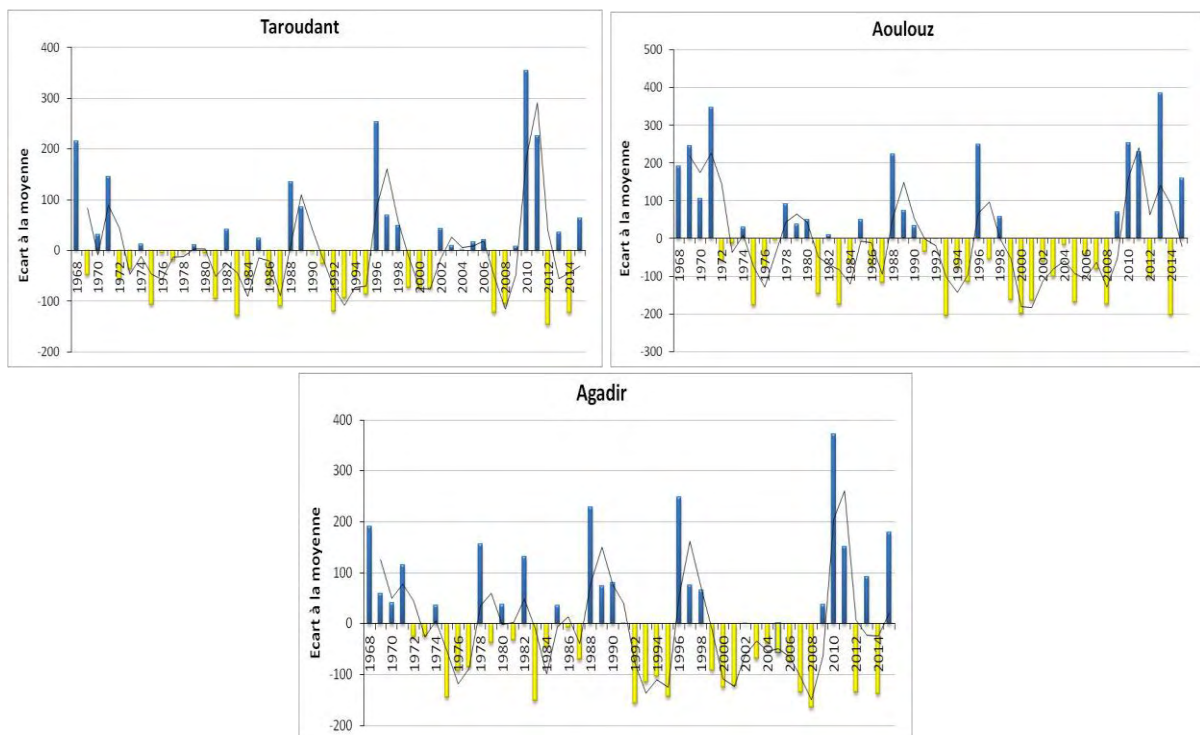


Figure 83 : Évolution de la sécheresse météorologique à l'aide de l'indice l'écart à la moyenne à la station d'Aoulouz, Taroudant (1968-2015).

3. L'indice de SPI des trois stations d'Aoulouz, Taroudant et d'Agadir

L'indice SPI montre une alternance des phases sèches et d'autres humides au niveau des trois stations étudiées au cours de la période de 1968-2015. Les stations d'Aoulouz et d'Agadir montrent presque les mêmes intensités de sécheresse. L'analyse des valeurs de SPI montre qu'avant 1972 presque pas de séquences sèches ont été observées dans la plupart des stations étudiées (Fig.84). En plus, de 1972-2015, 09 séquences sèches observées au niveau de la station d'Aoulouz, 10 séquences sèches à Taroudant et 11 séquences sèches pour

Agadir. En effet, l'indice statistique SPI a révélé que la période 1999-2008 dans le bassin versant de Souss-Massa a connu un important déficit pluviométrique. Il est à noter aussi que la durée maximale de sécheresse dans le bassin de Souss-Massa est atteinte 10 années à la station d'Aoulouz.

D'une manière plus détaillée, la station d'Aoulouz a connu des périodes de 2 années successives de sécheresse (1975-1976, 1983-1984, 1993-1994 et 2007-2008) cette station a également été marquée par une période relativement sèche de 10 années successives (1999-2008), avec des pics en 1975, 1983, 1993, 2000, 2008 et 2014, ces pics ont été caractérisés par des sécheresses de types forts et extrêmement sévères. Alors que, les périodes 1968-1971 et 1978-1980, 1988-1990 et 2009-2011 sont globalement humides. On constate que, d'une part, cette station est marquée par une irrégularité spatio-temporelle des pluies, et d'autre part, avec de plus longues années successives de sécheresses.

L'analyse de l'indice standardisé des précipitations (SPI) pour la station de Taroudant a révélé que cette station a connu une importante alternance pluviométrique à partir des années 70 avec des pics en 1983 et 2012. Ces pics ont été caractérisés par des sécheresses de types forts et extrêmement sévères. Durant la période de 1968-2015, la station de Taroudant a enregistré plus de séquences de sécheresse, elle a connu des périodes de 2, 3 et 4 années successives de sécheresse (1983-1984, 1986-1987, 1991-1995 et 2007-2008).

À la station d'Agadir, on remarque l'alternance des périodes humides et sèches au cours de la période d'étude avec une suscitaient des phases humides de 3 et 4 années successives, sont enregistrées à la période de 1968-1971, 1988-1990, 1996-1998 et 2010-2011. Alors que, cette station a connu aussi des périodes de sécheresses de 2 et 3 années successives de sécheresse (1975-1976, 1992-1995, 2000-2001 et 2007-2008), avec des pics en 1983, 1992 et 2008, ces pics ont été caractérisés par des sécheresses de types forts sévères. Elle a également été marquée par des périodes relativement normales de 3 et 4 années successives (1972-1974, 1979-1981, et 2002-2006).

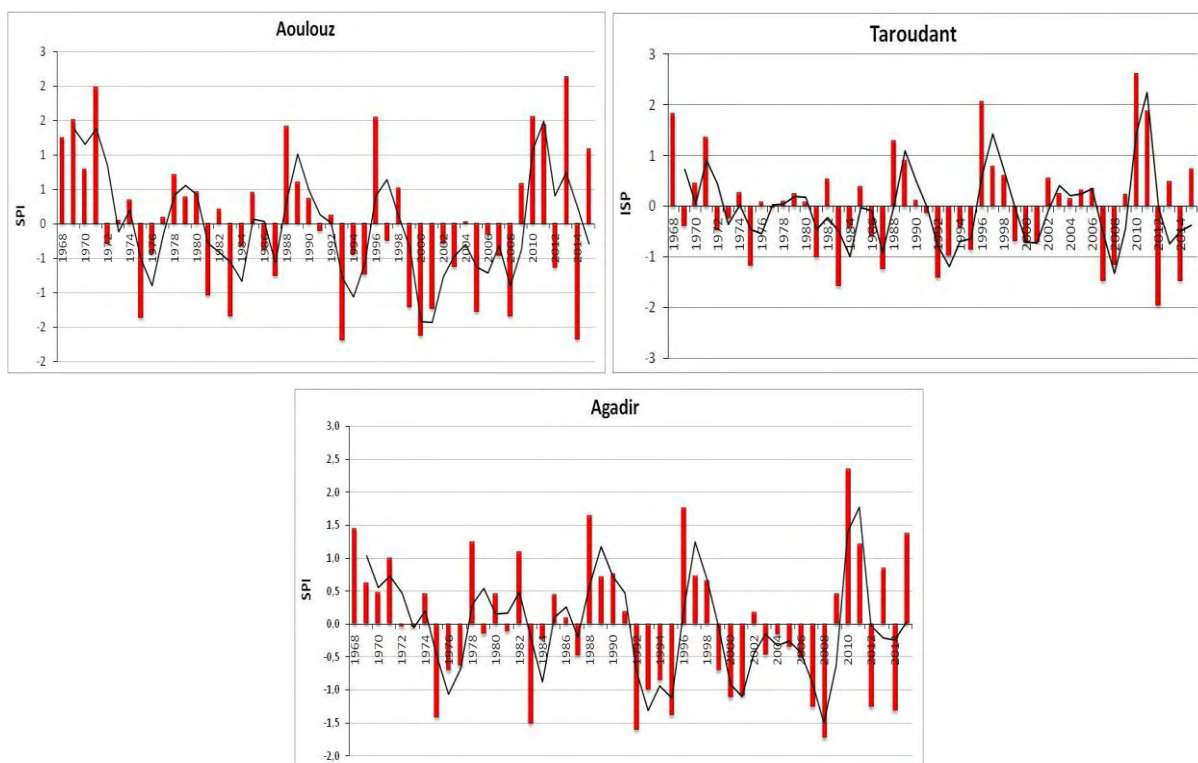


Figure 84 : Évolution de la sécheresse météorologique à l'aide de l'indice SPI à la station d'Aoulouz, Taroudant et d'Agadir (1968-2015).

Par ailleurs, le pourcentage des années sèches et humides dans le bassin versant de Souss-Massa ne dépasse pas chacun le seuil de 25 % sur la période 1968/2015. Alors que, on remarque la dominance des années normales, qui présentent un pourcentage au alentour de 60 % (fig.85).

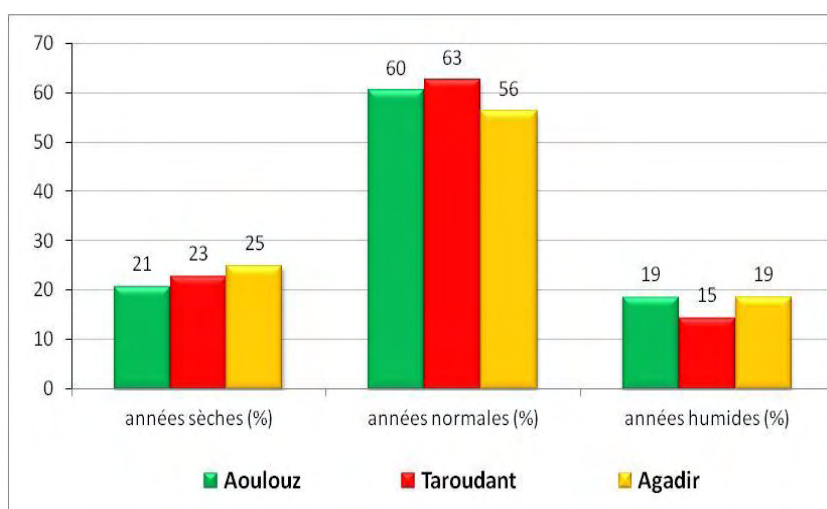


Figure 85 : Pourcentage des années sèches, normales et humides aux trois stations (1968-2015).

En bref, à l'échelle annuelle les trois stations présentent une tendance notable au cours de la période d'étude, on note que l'alternance des années sèches et humides sur toute la période étudiée avec des fréquences et des intensités relativement similaires pour les trois stations.

Pour conclure, L'étude des indices de la sécheresse précédente au niveau du bassin versant de Souss-Massa fait généralement ressortir des périodes excédentaires et des périodes déficitaire, ses périodes sont interrompues par des années sèches ou humides en fonction de la

période. Au cours des 48 années analysées pour la station Aoulouz, Taroudant et Agadir, les années de sécheresses les plus remarquables par leur intensité ont été celle des années 1999 et 2008 (pour Aoulouz) et 1991-1995 (pour Taroudant) et 1999-2008 (pour Agadir). Les épisodes secs détectés pour les trois stations ont été qualifiés forts et extrêmement sévères en termes d'intensité.

Axe 14 : Corrélations des modes de téléconnexion de l'hémisphère nord avec l'indice de sécheresse (SPI) au sud-ouest du Maroc

La circulation atmosphérique est le principal facteur des changements dans la rigueur des saisons, notamment hivernales, d'une année à l'autre. Parmi les éléments les plus distingués de la variabilité interannuelle de la circulation atmosphérique de grande échelle est l'importance de l'organisation spatiale des modes de téléconnexion (Wallace et al, 1981). La circulation atmosphérique présente une grande variabilité, reflétant les modes de téléconnexion, les conditions météorologiques et les systèmes de circulation qui se produisent sur différentes échelles de temps, allant de quelques jours jusqu'aux quelques mois, à plusieurs années voire quelques siècles.

Le climat terrestre fluctue sur une très large gamme d'échelles temporelles, depuis les fluctuations à court terme, qui concernent la variabilité mensuelle et saisonnière, aux fluctuations interannuelles à inter-décennales. La variabilité globale du climat à court terme est généralement associée à des phases de phénomènes océaniques et atmosphériques couplés dont El Niño (ENSO), l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) et l'Oscillation Arctique (AO). Alors que El Niño Southern Oscillation (ENSO) affecte la météo et la variabilité du climat dans le monde entier, l'oscillation nord-atlantique (NAO) représente le mode de climat dominant dans la région de l'Atlantique Nord. Ces oscillations, largement décrites dans la littérature (Hurrell et al, 2003), mettent en jeu l'interaction entre l'atmosphère et l'hydrosphère continentale et océanique. Ainsi que, ont été utilisées dans plusieurs recherches pour développer des modèles précis à mesure de prévoir la variabilité climatique (Pan et al, 2004).

Les modes de téléconnexion reflètent les changements à grande échelle des ondes atmosphériques et des courants jets, et ils influencent la température, les précipitations, les trajectoires des tempêtes, et l'emplacement du courant-jet et son intensité sur de vastes territoires. Par conséquent, ils sont souvent à l'origine de certaines anomalies des conditions météorologiques produites sur de vastes distances (Miller et al, 2006).

À cet égard, il est important de pouvoir distinguer si ces variations climatiques qui caractérisent notre zone d'étude (Tensift et Souss-Massa) sont connectées à des phénomènes de plus larges ampleurs spatiales et temporelles, ou s'ils sont seulement une expression des effets locaux. Plusieurs études ont relié les variations climatiques (précipitations) aux fluctuations du climat (Collins, 2009) dans le but de comprendre les changements abrupts, les fluctuations et les tendances observées. Par exemple, Labat, (2010) a identifié les fluctuations récentes du cycle hydrologique de surface dans les débits de plusieurs grands fleuves mondiaux, en relation avec les principaux modes de variabilité du climat (ENSO, NAO ...).

Cette partie de travail vise à chercher les relations entre la variabilité annuelle des précipitations au sud-ouest du Maroc (Tensift et Souss-Massa) et les différents modes de la circulation atmosphérique générale. Il s'agit donc de mettre en évidence l'influence de la circulation atmosphérique sur la variabilité pluviométrique durant les périodes 1972-2015 et 1968-2015. Pour cela, nous avons déterminé les corrélations entre 6 stations pluviométriques et 3 indices climatiques à l'échelle annuelle, sur une période dépassée 40 ans pour les deux bassins.

I. Identification des modes de téléconnexion étudiés

La variabilité climatique ces dernières décennies peut être expliquée par la modification de la composition chimique de l'atmosphère induite par l'homme, ça pourrait être aussi les fluctuations naturelles à basse fréquence du climat. Une description synthétique des principaux indices climatiques affectant le Maroc sera présenté : la NAO (North Atlantic Oscillation), le SOI (Southern Oscillation Index) et le WeMOI (Western Mediterranean Oscillation Index).

Le choix de l'indice standardisé des précipitations (dénommé en anglais, SPI, Standardized Precipitation Index), est lié au fait que cet indice présente des avantages en termes de cohérence statistique et à la capacité de décrire et quantifier le déficit de précipitation à de multiples échelles de temps, il permet également d'analyser les périodes humides ainsi que les périodes sèches et peut assurer une alerte précoce de la sécheresse et de les aider à évaluer sa sévérité.

II. L'oscillation Nord Atlantique (NAO)

L'oscillation Nord Atlantique ou North Atlantic Oscillation (NAO), est un phénomène climatique qui joue un rôle très important sur les conditions météorologiques et océanographiques de l'Atlantique Nord. Dans cette région, les fluctuations climatiques aux moyennes et hautes latitudes se caractérisent par un petit nombre de structures bien définies, montrant une forte cohérence spatiale à grande échelle sur le bassin atlantique. L'Oscillation Nord Atlantique est le mode atmosphérique dominant plus particulièrement en hiver, son influence s'étendant de la côte Est des Etats-Unis à l'Eurasie et l'Afrique du Nord, jusqu'à l'Arctique (Visbeck et al, 2001).

La NAO est une variation naturelle du climat qui a des impacts importants sur le climat de l'Europe de l'ouest, des environs du nord de l'Afrique et de l'Est de l'Amérique du Nord. Elle a des effets bien plus importants en hiver qu'en été. C'est vers 1920 que les deux météorologues, l'autrichien Friedrich et l'anglais Gilbert Walker ont découvert ce phénomène. La variation de ce phénomène dépend de la pression atmosphérique. La NAO consiste en un basculement de la masse atmosphérique entre la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores. L'indice NAO se définit comme la différence normalisée de pression de surface entre ces deux régions (Hurrell et al, 1995).

Lors d'une phase dite positive, l'anticyclone des Açores est renforcé et s'étend sur le quart Sud-ouest de la péninsule ibérique tandis que de faibles pressions se situent au niveau du Golfe Ligurien. Ceci va alors induire une circulation générale des masses d'air de surface de direction Nord-Ouest/Sud-Est. Au contraire, la phase négative s'observe lorsque la zone de basses pressions est située sur le Sud-Ouest de la péninsule ibérique, avec l'anticyclone central européen renforcé jusqu'au Golfe Ligurien. La circulation des masses d'air de surface se fait alors d'Est en Ouest (Lepinais, 2008).

La plupart des études de la NAO se sont concentrées sur des échelles de temps interannuelles au décennales, en particulier en association avec les variations climatiques à court terme en Europe et en Amérique du Nord (Hurrell et al, 1997) et les variations extratropicale de l'océan (Dickson, 1997). Ward et al, (1999) ont étudié l'évolution intra-saisonnière de la NAO pour la prévision de précipitations saisonnières en Afrique du nord.

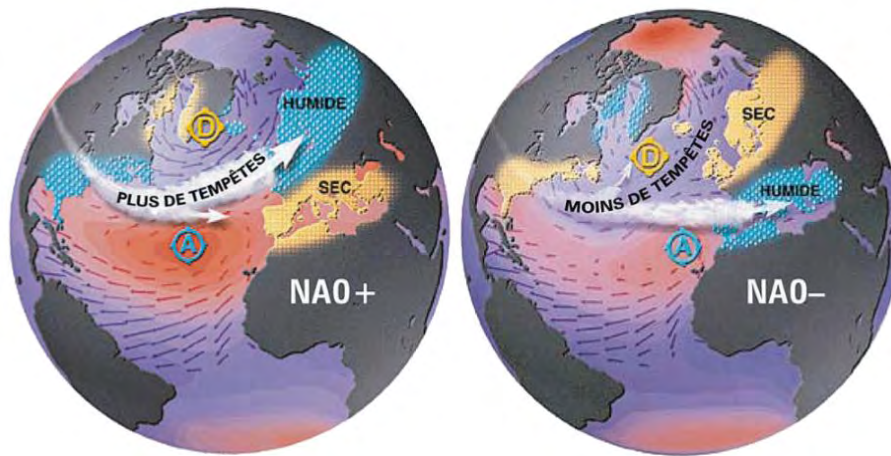


Figure 86 : Schéma récapitulatif des impacts associés aux deux phases de NAO (d'après Cassou, 2004).

La NAO « North Atlantic Oscillation », correspond à la différence de pression Atmosphérique au niveau de la mer (SLP), mesurée au niveau de deux stations représentant les centres d'actions au-dessus de l'Islande et des Açores (Bridgman et al, 2006).

1. Oscillation de la Méditerranée occidentale (WeMOI)

L'oscillation Méditerranéenne (MO), correspond au comportement opposé de la dynamique atmosphérique entre les sous bassins Est-Ouest de la Méditerranée (Conte et al. 1989). La MO est un modèle de variabilité de basse fréquence produisant des anomalies barométriques, thermiques et pluviométriques opposées entre les extrémités du bassin, la MO influence les précipitations dans le bassin méditerranéen (Maheras et al, 1999). La MO peut être interprété par deux pressions de surface opposée (et hauteur géopotentielle), dans son mode positif par un anticyclone dans la Méditerranée occidentale et Iberia, et son mode négatif dans la Méditerranée orientale (Maheras et al, 1999).

La définition Oscillation de la Méditerranée occidentale définie la première fois par Martin vide et Lopez Bustin (2006), correspond à la basse fréquence de la variabilité de la circulation. La MO couvre principalement la dynamique atmosphérique de l'ensemble du bassin méditerranéen. Alors que l'oscillation de la Méditerranée occidentale (WEMO) est définie que dans le cadre du bassin occidental de la Méditerranée et de ses alentours.

La phase positive de la WEMO correspond à l'anticyclone sur les Açores renfermant le quadrant sud-ouest ibérique et basses pressions dans le nord de l'Italie (golfe Genova) ; sa phase négative coïncide avec l'anticyclone central européen situé au nord de la péninsule italienne et zone de basse pression, souvent coupée des latitudes nordiques, dans la péninsule ibérique sud-ouest (Martin et al, 2006).

Au cours des phases positives les vents soufflent du Nord-Ouest sur Nord-Ouest méditerranéen (côte catalane) conduit par l'anticyclone des Açores. Pendant les phases négatives, les vents viennent du secteur oriental, situé sur le bord sud-ouest de l'anticyclone de l'Europe centrale.

L'indice Méditerranée occidentale Oscillation (WeMOI), définie comme la différence des valeurs normalisées des pressions au niveau de la mer entre Cadix-San Fernando en Espagne et Padoue en Italie (Martin-Vide et al, 2006). La WeMOI annuelle est la valeur moyenne du

WeMOI mensuel correspondant, tandis que le WeMOI d'hiver est la valeur moyenne de la WeMOI de Décembre à Février.

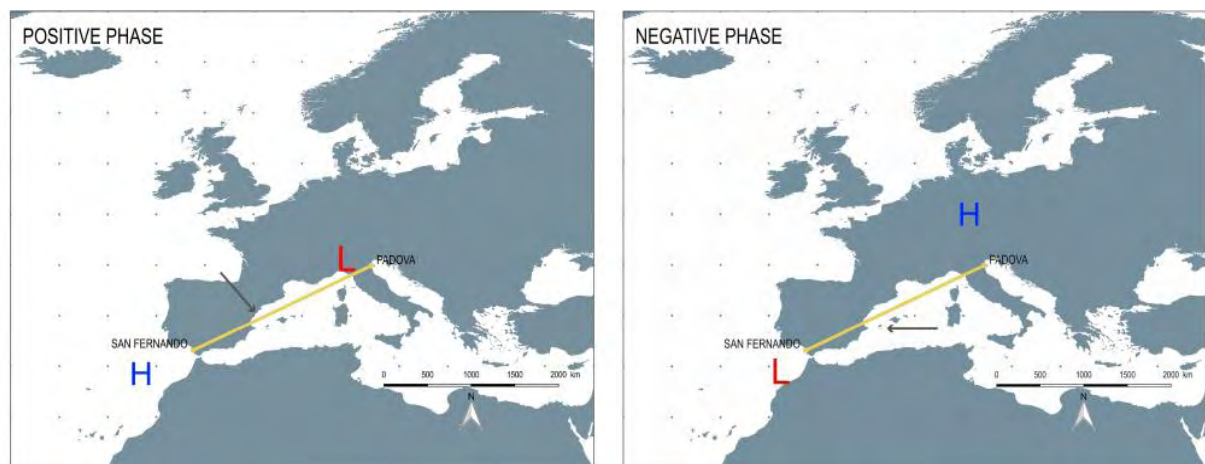


Figure 87 : Schéma des deux phases de WeMOI (d'après Estrela et al, 2002 ; Azorín et al, 2004).

Le WMOI pour « Western Mediterranean Oscillation Index », est un modèle de la variabilité basse fréquence de la circulation atmosphérique qui a été d'abord défini par Martin Vide et Lopez-Bustins (2006). L'Oscillation Méditerranéenne occidentale (WeMOI), défini comme la différence des valeurs normalisées des pressions au niveau de la mer entre Cadix San Fernando en Espagne et Padoue en Italie (Martin-Vide et al, 2006).

2. Indice d'oscillation australe (SOI)

Le SO (Southern Oscillation) est un phénomène de l'échelle planétaire, associés aux grandes variations interannuelles de la température de surface, des précipitations et de la force du vent sur une grande partie du Pacifique. C'est le principal mode de variabilité de la pression dans les tropiques et influence le climat de nombreuses régions du monde (Krishnamurti, 1971 ; Allan et al, 1996). Le SOI mesurant les fluctuations de la pression atmosphérique entre l'ouest et l'est du Pacifique tropical pendant les épisodes El-Niño et La Niña.

ENSO (El-Niño Southern Oscillation) est un phénomène couplé entre l'océan et l'atmosphère qui se manifeste principalement dans l'océan Pacifique. Dans les tropiques, l'ENSO est considéré comme le mode principal de la variabilité interannuelle du climat à cause de ses impacts globaux et régionaux (Camberlin, 2010). ENSO est connu pour exercer une influence importante sur le continent africain (Ropelewski et al, 1987 ; Nicholson et Kim, 1997 ; Camberlin et al, 2001 ; Jury et al, 2002). Déclinée à l'échelle trimestrielle, cette influence se traduit notamment, lors de la majorité des événements chauds dans le Pacifique (années El-Niño), par des sécheresses en Afrique australe (janvier-mars) et de l'Ethiopie au Sénégal (juillet septembre), ainsi que par des inondations en Afrique orientale (octobre-décembre). Il est remarquable que les précipitations en Afrique centrale restent relativement indépendantes de l'ENSO, Nicholson et Kim, (1997) ou Hulme et al, (2001) montrent eux aussi une quasi-absence de signal ENSO en Afrique centrale. Une exception relative est cependant la façade occidentale (Gabon, Sud Cameroun) en avril-juin, un peu plus sèche en année El-Niño. Halpert et al, (1992) révèlent l'absence d'un lien significatif entre l'ENSO et les anomalies climatiques au niveau de la méditerranée. Cela ne signifie pas qu'il n'y ait

absolument aucune influence entre la circulation atmosphérique au-dessus du Pacifique et celle de la région méditerranéenne. Cela signifie simplement que ce lien est trop faible ou trop variable d'un événement à un autre pour apparaître dans les statistiques. Par contre, les mêmes auteurs ont mis en évidence une relation statistique entre les événements de type «La Niña» et les températures de fin d'hiver et de début du printemps au-dessus de la Méditerranée occidentale (Planton, 1999). Chiew et McMahon, (2002) ont étudié la cohérence entre les débits au Maroc et El Niño, ils ont identifié une intensité moyenne, liée à l'association entre un faible écoulement vers mai (+) et El Niño.

En terme d'anomalies, un événement « La Niña », l'opposé «d'El Niño», se traduit par des températures de surface océanique plus froides que la normale dans le Pacifique équatorial et central, événement moins fréquent que ne l'est « El Niño », avec un intervalle entre deux événements consécutifs compris entre 0 et 15 ans sur le dernier siècle. L'étude statistique révèle que les températures au-dessus du domaine méditerranéen, sont plus froides que la normale entre les mois de février et de mai suivant l'événement de «La Niña» (Halpert et al, 1992).

Le SOI « Southern Oscillation Index » donne une indication de l'évolution et de l'intensité d'El Niño ou La Niña dans l'Océan Pacifique. Le SOI est calculé en utilisant les différences de pression entre Tahiti et Darwin. Il est obtenu à partir de (<http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi/>).

Les trois indices climatiques étudiés sont disponibles pour toutes les années de la série étudiée, sans discontinuité à partir de 1950, ce qui permet de reconstituer des événements climatiques et montrer l'influence de ces modes de téléconnexion sur le climat du Maroc et notamment sur le régime pluviométrique en termes de sécheresse au sud-ouest du Maroc.

III. Corrélation et analyse de la variabilité des indices climatiques (modes de téléconnexion) en relation à l'indice de précipitations standardisé (SPI).

Les signaux de précipitations sont marqués par des structures annuelles et interannuelles à la fois en termes de fréquences et de périodes d'occurrences de ces modes. Puisque ces modes d'oscillations sont présents dans les précipitations, ils peuvent être liés à des fluctuations climatiques. Nous choisissons ici d'envisager ces fluctuations au moyen de trois indices climatiques, la NAO (Oscillation Nord-Atlantique), le WMOI (Western Mediterranean Oscillation Index) et le SOI (Oscillation Australe).

Il reste important donc de pouvoir distinguer si ces variations sont connectées à des phénomènes de plus larges ampleurs spatiales et temporelles, ou s'ils sont seulement une expression des effets locaux.

1. Bassin versant de Souss-Massa

Pour dégager la correspondance entre les modes de téléconnexion de l'hémisphère Nord et la variabilité des extrêmes pluviométriques du bassin de Souss-Massa, nous sommes amenés à analyser leurs évolutions annuelles avec l'indice SPI des précipitations des trois stations Aoulouz, Taroudant et Agadir au cours de la période d'étude (1968-2015).

Au niveau des trois stations la corrélation de leur indice SPI avec les trois modes de téléconnexion a révélé des valeurs significatives. Ce qui montre généralement l'influence de ces modes sur le régime pluviométrique de ces stations. Il est à noter que la position géographique des trois stations au bassin versant de Souss-Massa constitue un facteur majeur qui contribue dans ces bonnes corrélations. Elles sont situées face à l'océan et à l'Ouest des montagnes de l'Atlas qui jouent un rôle de barrière pour Aoulouz.

À l'échelle annuelle, l'indice SPI a montré que les années de 1975, 1983, 1992, 1995, 2007, 2008, 2018 sont des années fortes et extrêmement sévères à la station d'Agadir. Avec un calcul simple on trouve que 90% de ces périodes coïncident avec les phases positives de NAO et WeMOI, ce qui explique la réduction de la pluviométrie au cours de ces périodes ceci est aussi expliqué par l'effet réduit de ces modes en dehors de l'hiver. Alors que seulement presque 40% de ces épisodes secs sont liés à la phase positive du mode SOI. En contraste, le pic des épisodes humides 1968, 1988, 1996, 2010 et 2015 peut être mis en relation avec un fort indice de NAO et WeMOI négatif notamment les années 1968 et 2010, par contre, avec un fort indice positif de SOI.

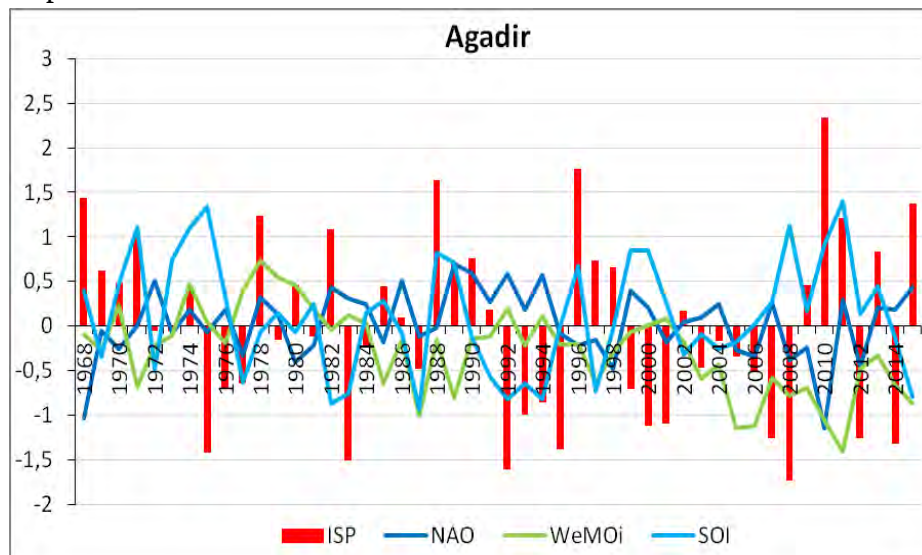


Figure 88 : Évolutions des indices NAO, WeMOI et SOI avec l'indice SPI des précipitations d'Agadir à l'échelle annuelle au cours de la période 1968-2015.

Les variations annuelles de l'indice SPI des précipitations à Taroudant au cours de la période d'étude ont montré que les épisodes de 1975, 1983, 1987, 1993, 2007, 2008, 2012 et 2014 présentent les années sèches de la période 1968-2015. Avec un calcul simple on trouve que 80% de ces périodes coïncident avec les phases positives de NAO et 50% avec les phases positives de WeMOI, ce qui explique la réduction de la pluviométrie au cours de ces périodes ceci est aussi expliqué par l'effet réduit de ces modes. Alors que seulement presque 37% de ces épisodes secs sont liés à la phase positive du mode SOI. En revanche, le pic des épisodes humides enregistré en 1968, 1971, 1988, 1996 et 2010 peut être mis en relation avec un fort indice négatif de NAO et WeMOI notamment les années 1968, 2010 et 2011, à l'inverse, avec un fort indice positif de SOI (fig.89).

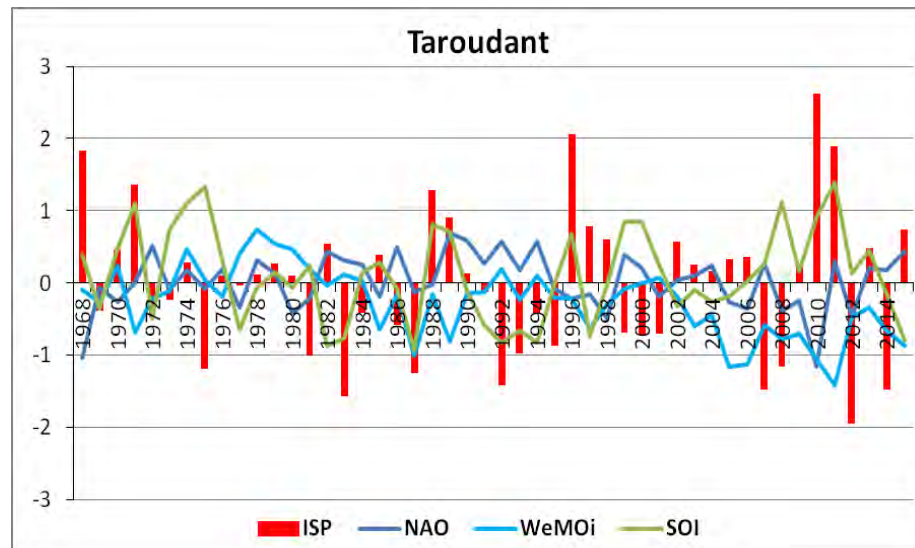


Figure 89 : Évolutions des indices NAO, WeMOI et SOI avec l'indice SPI des précipitations de Taroudant à l'échelle annuelle au cours de la période 1968-2015.

Toujours à l'échelle annuelle, l'indice SPI a montré que les années de 1975, 1981, 1983, 1987, 1993, 1999, 2000, 2001, 2005, 2008 et 2014 sont des années fortes et extrêmement sévères à la station d'Aoulouz. Avec un calcul simple on trouve que 65% de ces périodes coïncident avec les phases positives de NAO et presque 50% avec les phases positives de WeMOI, ce qui explique la réduction de la pluviométrie au cours de ces périodes ceci est aussi expliqué par l'effet réduit de ces modes en dehors de l'hiver. Alors que 55% de ces épisodes secs sont liés à la phase positive du mode SOI. Par contre, le pic des épisodes humides 1968, 1969, 1971, 1988, 1996, 2010, 2011 et 2013 peut être mis en relation avec un fort indice négatif de NAO et WeMOI, par contre, avec un fort indice positif de SOI (fig.90).

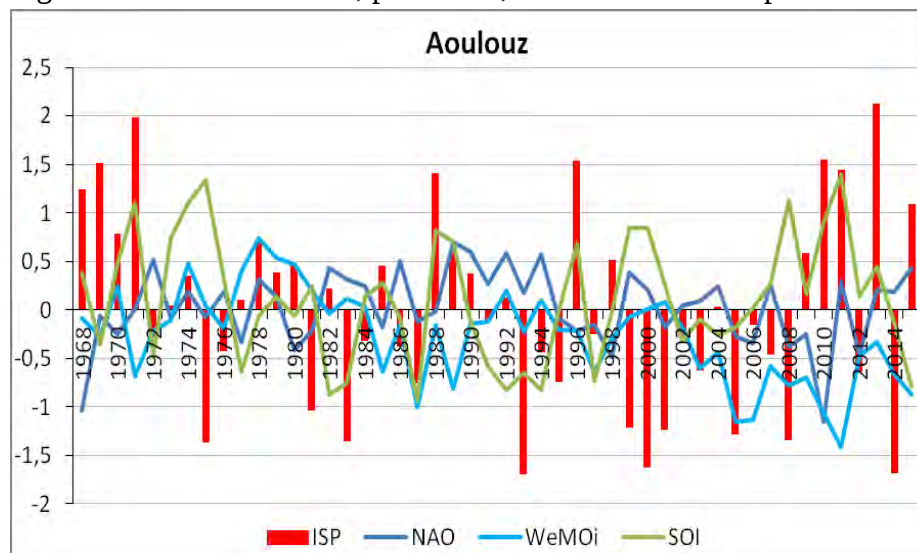


Figure 90 : Évolutions des indices NAO, WeMOI et SOI avec l'indice SPI des précipitations d'Aoulouz à l'échelle annuelle au cours de la période 1968-2015.

Pour conclure, l'analyse de composite nous a donc permis de constater que la phase positive du mode NAO et WeMOI coïncide assez fréquemment avec des déficits pluviométriques au bassin versant de Souss-Massa.

2. Bassin versant de Tensift

Au niveau des trois stations du bassin versant de Tensift durant 44 ans (1972-2015), la corrélation de leur indice SPI avec les trois modes de téléconnexion (NAO, WeMOI et SOI) n'a pas révélé des valeurs significatives. Ce qui montre la faible influence de ces modes sur le régime pluviométrique de ces stations.

Alors, à l'échelle annuelle, l'indice SPI a montré que les années sèches à Aghbalou correspondent aux années 1979, 1983, 1984, 1987, 1993, 1995, 2001, 2005, dont 62% coïncident avec la phase positive de NAO et 50% avec la phase positive de WeMOI, alors que 37% avec la phase positive de SOI. Par contre, le pic des épisodes humides 1972, 1974, 1996, 2004 et 2015 peuvent être mis en relation avec un faible indice négatif de NAO et WeMOI, à l'inverse, avec un fort indice positif de SOI (fig.91).

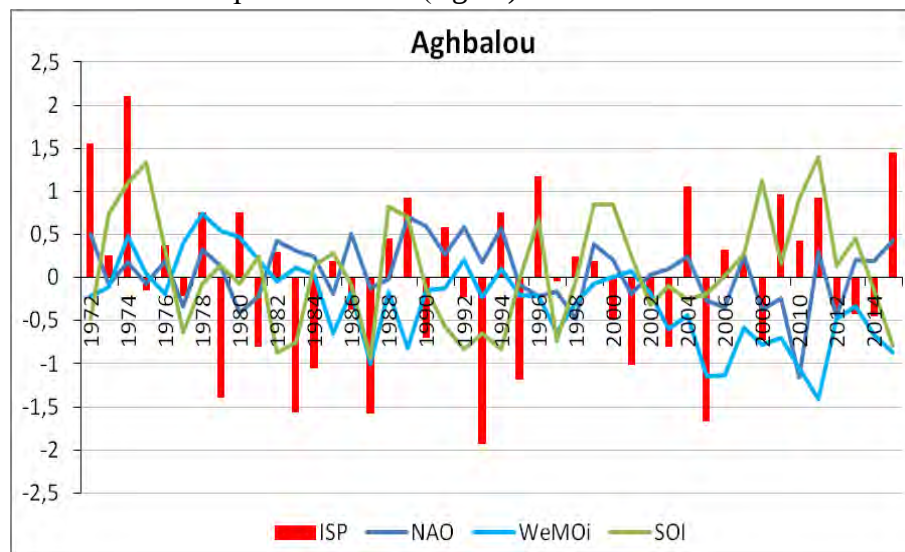


Figure 91 : Évolutions des indices NAO, WeMOI et SOI avec l'indice SPI des précipitations d'Aghbalou à l'échelle annuelle au cours de la période 1972-2015.

Les variations annuelles de l'indice SPI des précipitations à Chichaoua au cours de la période d'étude ont montré que les épisodes de 1981, 1983, 1993, 2001, 2005 et 2012 présentent les épisodes forts et extrêmement secs de la période 1972-2015. Avec un calcul simple on trouve que 33% de ces périodes coïncident avec les phases positives de NAO et 66% avec la phase positive de WeMOI, Alors que 50% de ces épisodes secs sont liés à la phase positive du mode SOI. En contraste, le pic des années humides enregistré en 1974, 1978, 1982, 1996, 1997, 2006 et 2009 peut être mis en relation avec un faible indice négatif de NAO et WeMOI, alors que, cette relation assez significatif avec la phase positif de SOI (fig.92).

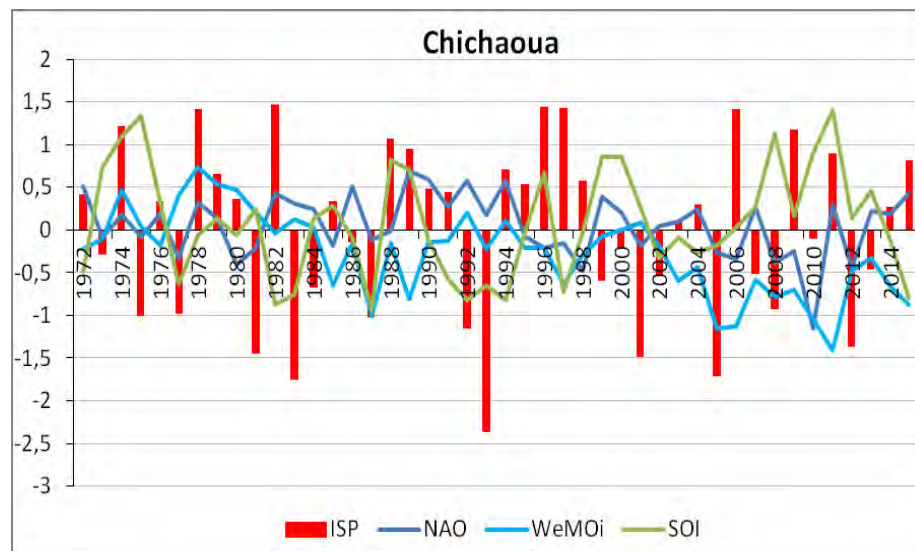


Figure 92 : Évolutions des indices NAO, WeMOI et SOI avec l'indice SPI des précipitations de Chichaoua à l'échelle annuelle au cours de la période 1972-2015.

Pour la station d'Adamna à l'échelle annuelle (1978-2015), l'indice SPI a montré que les années 1981, 1983, 1987, 1992, 1995, 2007 et 2008 de sont des années les plus sèches à cette station. Alors, avec un calcul simple on trouve que 57% de ces périodes coïncident avec les phases positives de NAO et WeMOI, ce qui explique la réduction de la pluviométrie au cours de ces périodes ceci est aussi expliqué par l'effet réduit de ces modes qui reste généralement faible. Alors que presque 71% de ces épisodes secs sont liés à la phase positive du mode SOI. En revanche, le pic des épisodes humides 1988, 1996, 1997, 2010 et 2011 peut être mis en relation avec un très fort indice négatif de NAO et WeMOI notamment les années 1997, 2010 et 2011, à l'inverse, avec un très fort indice positif de SOI (fig.93).

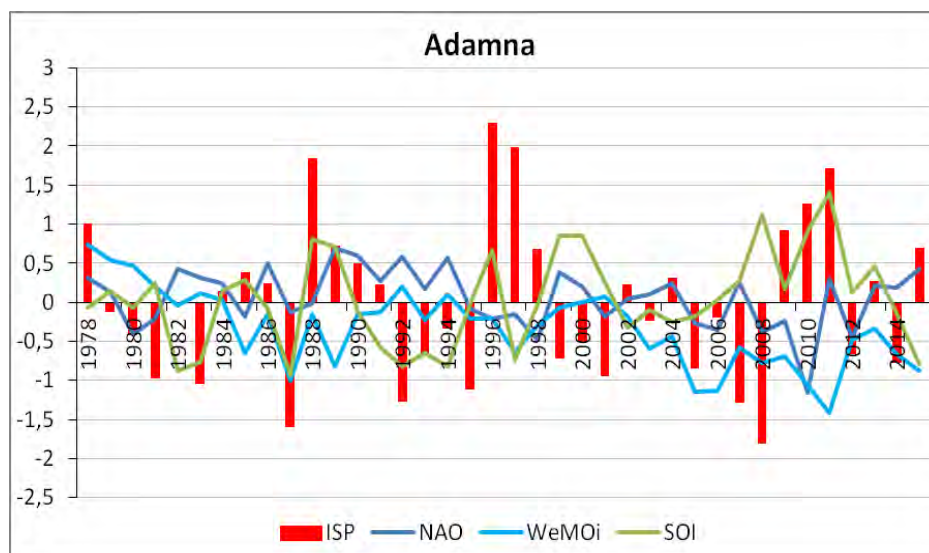


Figure 93 : Évolutions des indices NAO, WeMOI et SOI avec l'indice SPI des précipitations d'Adamna à l'échelle annuelle au cours de la période 1978-2015.

Nous avons analysé les corrélations entre les 6 séries pluviométriques et les 3 indices climatiques (NAO, WeMOI et SOI). À l'échelle annuelle, Il apparaît que les précipitations annuelles sont positivement corrélées avec NAO, WeMOI et SOI. La corrélation positive signifie que les précipitations de NAO, WeMOI évoluent dans le même sens à l'échelle temporelle, alors que le SOI évolue dans l'inverse de NAO, WeMOI à l'échelle temporelle

pour les deux bassins de Souss-Massa et de Tensift. L'analyse des relations entre les épisodes secs (ISP) et les phases positives de NAO et WeMOI, met en évidence de corrélation significative dans les stations de Souss-Massa et faible pour le Tensift. Dans l'ensemble, il apparaît que les deux bassins sont influencés par les trois indices (NAO, WeMOI et SOI), particulièrement le bassin versant de Souss-Massa.

Axe 15 : Le domaine d'étude face aux changements climatiques

Les changements climatiques et leurs conséquences constituent sans aucun doute un des plus gros défis auxquels nos sociétés sont aujourd'hui confrontées. Face à cette réalité qui ne saurait être ignorée, la communauté internationale s'est mobilisée et se mobilise notamment au travers des négociations internationales sur le climat sous couvert de la Convention Cadre des Nations-Unies sur les Changements Climatiques (CCNUCC). Si les progrès ont jusqu'à présent été trop limités au regard des enjeux, l'établissement de l'accord de Paris, lors de la 21ème Conférence des Parties à la CCNUCC (CdP21) en décembre 2015, a marqué une étape cruciale de ces négociations. La CdP22 à Marrakech doit maintenant s'attaquer aux défis de la mise en œuvre.

I. Le bassin versant du Tensift

Les changements climatiques deviennent un sujet de grande préoccupation. Le bassin versant de Tensift ne fait pas l'exception d'autre région du Maroc. Il est aussi exposé aux effets néfastes liés à des changements climatiques. L'illustration de ces changements, deux paramètres importants ont été pris en considération notamment les précipitations et la température (Salama et al, 2010).

1. L'impact des changements climatiques sur les secteurs socio-économiques dans le bassin versant du Tensift

Le changement climatique représente une vraie menace pour la croissance de développement locale, et aux Objectifs du Millénaire pour le Développement (PNUD, 2007). Les pays pauvres précisément les pays tiers-mondistes sont les plus vulnérables aux effets du changement climatique notamment à cause de leur dépendance à l'égard des rendements de l'agriculture sous pluie, de la pauvreté et du manque de capacités des populations rurales. Les effets du changement climatique sont déjà évidents en effet les projections correspondant à de nombreux scénarios qui montrent que, le rendement agricole et surtout en céréaliculture diminue, les pays sont plus sensible au climat (sécheresse ; pluie), événements extrêmes accentueront les contraintes subies par les ressources et les infrastructures ainsi que les atteintes à la sécurité alimentaire et à la santé et freineront en outre le développement locale (CC-DARE, 2011).

Le domaine d'étude subit l'impact du changement climatique, comme il ressort des études nationales réalisées à ce jour. Celles-ci (DMN, 2007) ont montré que durant les quarante cinq dernières années, les régions qui étaient classées sous climat humide et subhumide régressent au profit des régions à climat semi-aride et aride ; en témoignent l'augmentation de la température annuelle moyenne estimée à 0,16°C par décennie et la baisse des précipitations printanières de 47% à l'échelle nationale. Les changements climatiques représentent donc un enjeu majeur pour l'économie et la croissance marocaines dans notre domaine d'étude. En effet, les événements extrêmes tels que la sécheresse et les inondations, et la forte dépendance de l'agriculture aux pluies contribuent à la vulnérabilité locale aux changements climatiques. En outre, les ressources naturelles, en particulier les ressources en eau qui représentent la plus grande part des moyens de subsistance des populations seront sérieusement affectées. En

réalité, les activités et les ressources dont vivent les populations d'une région sont tributaires des conditions climatiques car, leur état ne leur permettent pas l'accès aux technologies modernes (CC-DARE, 2011).

De plus, le climat subdésertique de cette région handicapant toutes les cultures à air ouvert telle la céréaliculture. En plus, la nappe phréatique est surexploitée par les cultures sous serres malgré l'avancée technique dont bénéficient ces cultures en termes de forage, d'extraction, d'irrigation et de gestion d'eau. Par ailleurs, les plaines intérieures de cette région fait face de plus en plus à la désertification des sols et à l'invasion des criquets rendant, ainsi, difficile d'entretenir une agriculture rentable et prospère.

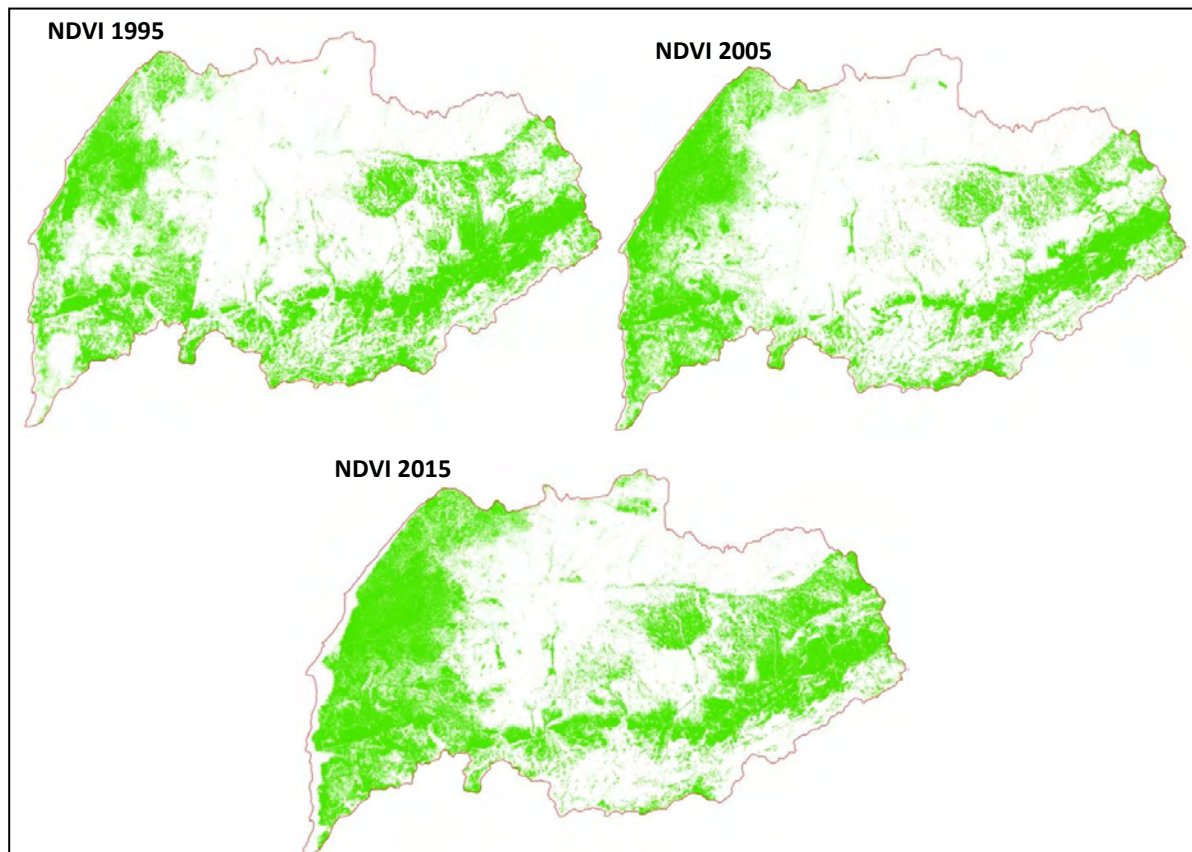


Figure 94 : Cartes de l'évolution du couvert végétal dans le bassin versant de Tensift (NDVI 1995-2005-2015).

II. Le bassin versant de Souss-Massa

1. L'impact des changements climatiques sur les secteurs socio-économiques dans le bassin de Souss-Massa

L'aggravation des conditions climatiques dans le bassin de Souss-Massa risque de conduire à de nouvelles sécheresses, à des pénuries d'eau et à l'augmentation de la température au cours des prochaines décennies.

L'agriculture et la foresterie sont deux secteurs qui sont de plus en plus exposés à des aléas climatiques d'origines diverses ; il s'agit soit d'extrêmes climatiques, soit d'évolutions à plus ou moins long terme.

La vulnérabilité des systèmes agricoles et forestiers aux aléas climatiques caractérise le degré auquel ces systèmes peuvent être affectés négativement par ces aléas. Pour les plantes et les animaux, la vulnérabilité dépend de plusieurs facteurs : la zone géographique, la topographie, l'espèce ou la race, l'âge, la nature et l'occupation des sols, le mode de conduite... (Reinsinger et al, 2013)

Par ailleurs, les ressources en eau deviennent de plus en plus rares, rareté qui se posera avec acuité dans les années à venir. De cet égard, la sécheresse est une condition climatique régnant dans une région géographique où les précipitations sont très nettement inférieures aux valeurs habituellement escomptées. Ce phénomène, extrêmement complexe, est caractérisé par l'occurrence d'un déficit hydrique dû à divers facteurs tels que les conditions météorologiques, hydrologiques et agronomiques, accentuée par l'accroissement démographique et les exigences de la croissance économique et du développement (OMM, 1992).

Globalement, les années de sécheresse, sont caractérisées par des précipitations plus faibles que la normale (-20% à - 60%) pendant une période prolongée (une saison ou plus), combinées à des taux d'évaporation élevés (OMM, 1992). La sécheresse occasionne une baisse du niveau des retenues d'eau des barrages et des lacs, une baisse des débits et une réduction de l'humidité du sol ainsi que des réserves d'eau souterraine. Elle est aussi un facteur de dégradation des autres ressources naturelles telles que la végétation, les parcours pastoraux et les sols, accentuant ainsi le processus de désertification. Dans ce contexte, le bassin versant de Souss-Massa connaît une pression agropastorale et urbaine qui influence l'activité de production végétale de ce bassin. Cette pression anthropique se conjugue avec des variations du climat depuis le début des années 1980 (fig.95) .En outre, la plupart des nappes connaissent une baisse sans précédent, particulièrement dans la région du Souss-Massa qui est marquée par des déficits hydriques aigus, expliqués par le développement de l'agriculture, du tourisme, de la pression démographique et surtout une des zones les plus concernées par l'impact des changements climatiques (AFD, 2015).

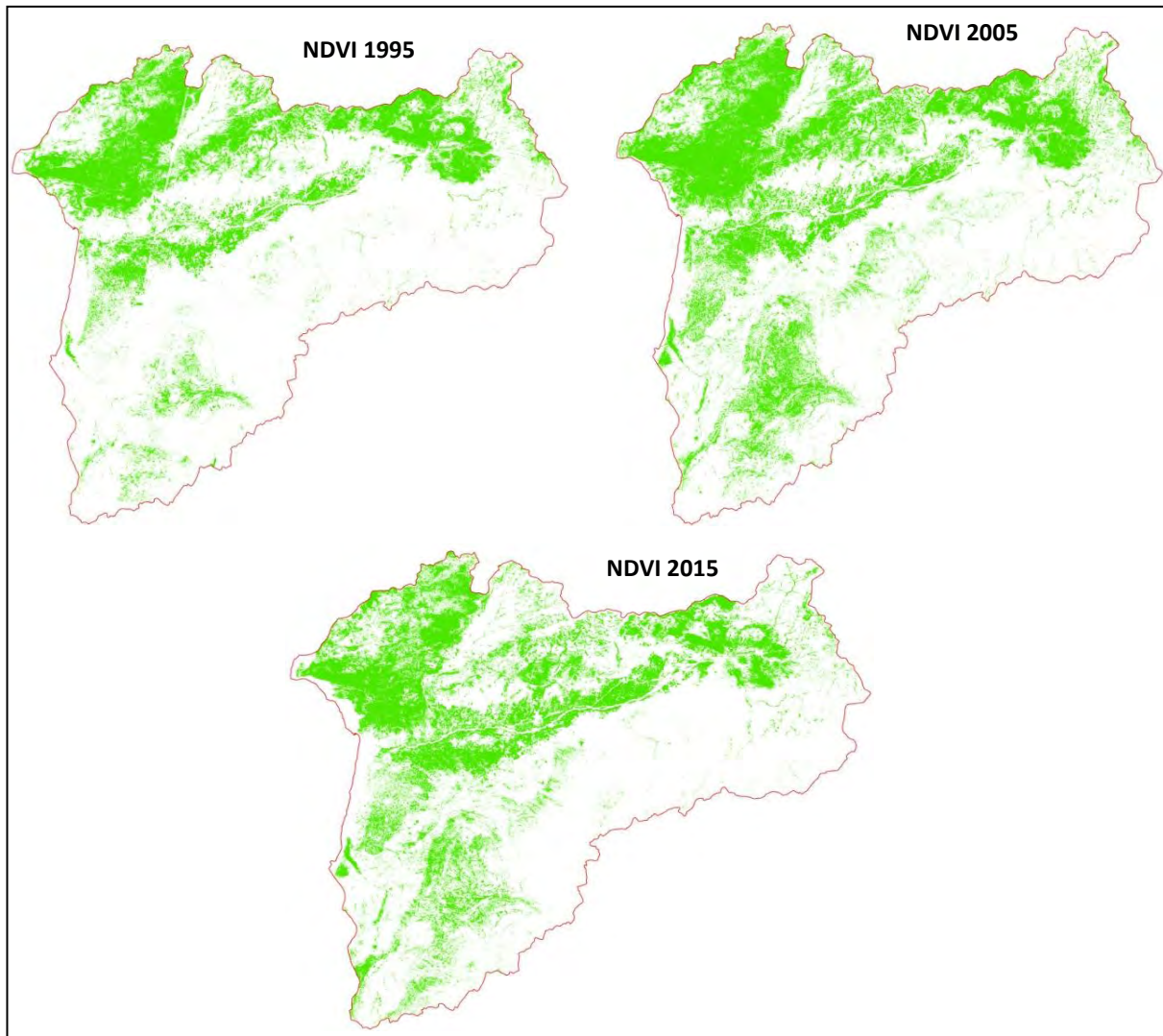


Figure 95 : Cartes de l'évolution du couvert végétal dans le b.v de Souss-Massa (NDVI 1995-2005-2015).

III. La côte atlantique Marocaine et le défi du changement climatique

Les zones côtières étaient et demeurent les espaces géographiques les plus exploités en raison de la richesse de leurs ressources. Les littoraux subissent les pressions anthropiques liées aux activités économiques et aux flux démographiques qui se font de plus en plus important. Le changement climatique est susceptible d'aggraver de plus en plus les problèmes existants et de créer de nouveaux risques (El Filali et al, 2003).

Le littoral est un milieu mouvant soumis aux forces considérables de la mer, du vent et des fleuves côtiers, que l'Homme a toujours cherché à maîtriser pour mieux valoriser et sécuriser ses activités. Aujourd'hui, la logique s'inverse : avec les changements climatiques et l'élévation progressive du niveau de la mer, la gestion des risques sur le littoral doit redonner de l'espace aux phénomènes naturels, utiliser les milieux sauvages comme tampon face aux événements et éloigner, autant que possible, les enjeux des secteurs vulnérables (El Filali et al, 2003).

Au cœur de la machine climatique terrestre, les océans subissent de plein fouet le changement climatique. Les effets observés aujourd'hui sur le milieu océanique sont nombreux : changements de la température de l'eau et des teneurs en oxygène, acidification,

élévation du niveau de la mer, etc. Ces modifications physiques et biogéochimiques, et dans une moindre mesure la sévérité des événements extrêmes, influent sur les conditions de vie dans les océans (El Ayoubi et al, 2003). La répartition géographique des espèces ainsi que la dynamique des écosystèmes vont subir de profondes perturbations dans les décennies à venir et affecter les pêcheries au niveau mondial. Le déplacement des espèces vers les pôles conduira en particulier à une baisse des ressources halieutiques dans les régions tropicales compromettant la sécurité alimentaire dans nombre de pays du Sud (Castaño et al, 2014).

Le Maroc, avec ses 2934 kilomètres de côte atlantique, est la première puissance halieutique en Afrique et dans le monde arabe. L'exploitation des ressources halieutiques contribue d'une manière significative à la richesse nationale et à l'équilibre de la balance commerciale notamment depuis les années 1970 (Delafon, 2005). Cette richesse halieutique est due principalement au phénomène de l'upwelling, qui permet la remontée avec les courants froids de sels minéraux, favorisant ainsi le développement de la faune maritime (Bakun, 1990). En effet, la zone côtière marocaine de plus en plus à une urbanisation accrue et fortement menacé par toutes les formes de dégradation : érosion, pollution, inondation¹, etc. Toutefois, dans le contexte des changements climatiques, elles sont de plus en plus artificialisées et densément peuplées, ce qui les rend particulièrement exposées à divers aléas météo-marins (Levrel et al, 2012).

Il n'est pas inutile de rappeler ici que les évidences scientifiques suggèrent que l'élévation accélérée du niveau de la mer et l'intensification des ondes de tempête, liés au changement climatique, sont des menaces mondiales graves pour les zones côtières et les sociétés humaines (IPCC, 2012). Tous les modèles globaux montrent une tendance à une élévation future. Il est très probable que le niveau moyen de la mer ait augmenté à un taux moyen de 1,7 mm/an entre 1900 et 2010 et à un taux de 3,2 mm/an de 1993 à 2010. L'expansion thermique des océans et la fonte des glaciers ont été les plus gros contributeurs, représentant plus de 80% de l'élévation globale du niveau moyen de la mer sur cette dernière période (Delafon, 2005). Toutefois, les tendances observées de la hausse du niveau moyen des mers ainsi que celles projetées pour 2100 et au-delà, indiquent avec un degré de confiance élevée, que les systèmes côtiers et les zones basses seront de plus en plus exposés à des niveaux marins extrêmes et à leurs impacts négatifs (GIEC, 2014).

La présence d'enjeux (villes, villages et activités humaines) dans la zone littorale conduit à une exposition croissante aux risques. Toutefois, l'évaluation des actifs exposés aux risques n'est pas simple en raison de la diversité de ces derniers. En outre, l'évaluation de la vulnérabilité de l'actif exposé dépend de chaque aléa, rendant la tâche plus complexe. À cet égard, la Banque mondiale a classé le PIB côtier du Maroc dans le Top 10 des pays à risque, avec l'intensification des ondes de tempête. Par conséquent, compte tenu des effets de l'empiétement humain actuel et futur sur la côte, les autorités locales sont confrontées à la tâche de plus en plus complexe d'équilibrer entre le développement et la gestion des risques côtiers, en particulier la submersion et l'érosion côtière (Ministère de l'Équipement, du transport et de la Logistique, 2014).

CONCLUSION

L'étude des indices de la sécheresse précédente au niveau du bassin versant de Tensift et de Souss-Massa fait généralement ressortir des périodes excédentaires et des périodes déficitaires, ses périodes sont interrompues par des années sèches ou humides au cours de la période étudiée. Au cours des 48 années analysées pour la station Aoulouz, Taroudant et Agadir, les années de sécheresses les plus remarquables par leur intensité ont été celle des années 1999 et 2008 (pour Aoulouz) et 1991-1995 (pour Taroudant) et 1999-2008 (pour Agadir). Les épisodes secs détectés pour les trois stations ont été qualifiés forts et extrêmement sévères en termes d'intensité.

L'étude des indices de la sécheresse au niveau du bassin versant du Tensift fait généralement ressortir deux périodes, les années relativement excédentaires commencent à partir de 1988 jusqu'à 1998, vient après les années déficitaires entre 1999 et 2008, ses périodes sont interrompues par des années sèches ou humides en fonction de la période. Tandis que, la période entre 1996-1998 est remarquablement humide, et les années 1983 et 1993 sont extrêmement sévères au niveau des trois stations.

Les corrélations entre les 6 séries pluviométriques et les 3 indices climatiques (NAO, WeMOI et SOI). À l'échelle annuelle, Il apparaît que les précipitations annuelles sont positivement corrélées avec NAO, WeMOI et SOI. La corrélation positive signifie que les précipitations de NAO, WeMOI évoluent dans le même sens à l'échelle temporelle, alors que le SOI évolue dans l'inverse de NAO, WeMOI à l'échelle temporelle pour les deux bassins de Souss-Massa et de Tensift. L'analyse des relations entre les épisodes secs (ISP) et les phases positives de NAO et WeMOI, met en évidence de corrélation significative dans les stations de Souss-Massa et faible pour le Tensift. Dans l'ensemble, il apparaît que les deux bassins sont influencés par les trois indices (NAO, WeMOI et SOI), particulièrement le bassin versant de Souss-Massa.

Par ailleurs, les changements climatiques représentent un enjeu majeur pour l'économie et la croissance de développement local. En effet, le changement climatique est un défi pour tous programmes de développement et il constitue un obstacle à la réalisation des objectifs de développement local dans le domaine d'étude.

CONCLUSION DE LA DEUXIÈME PARTIE

Dans ce travail, on étudié l'évolution récente du régime pluviométrique au sud-ouest du Maroc et on tente d'évaluer son impact sur l'extension spatio-temporelle de la sécheresse au sud-ouest du Maroc. Les ruptures sont détectées au cours de la période de mesures la plus complète disponible (1968-2015 et 1972-2015). L'étude pluviométrique a montré, par l'application des méthodes statistiques, des fortes irrégularités du régime pluviométrique au cours de la période étudiée :

- ✓ Les deux bassins versants (Tensift et Souss-Massa) connaissent une variabilité et une irrégularité spatio-temporelle des précipitations.
- ✓ Les précipitations moyennes mensuelles sont encore plus irrégulières que les hauteurs annuelles, leur variabilité est beaucoup plus marquée. On a observé que l'année est divisée en deux saisons climatiques : une sèche qui s'étale du mois d'avril jusqu'au mois d'octobre, l'autre est humide qui commence du novembre jusqu'au mars avec un maximum de précipitations dans les mois de décembre et de janvier.
- ✓ À l'échelle annuelle, l'évolution des températures a permis de constater une tendance vers l'augmentation dans les deux bassins versants.
- ✓ À l'échelle mensuelle, la température varie d'un mois à l'autre, en général se caractérise par des hauteurs températures en mois d'été, des basses températures en mois hiver et des températures extrêmes moyennes de l'ordre de 30°C en juillet et de 01 à 10 °C en Janvier.
- ✓ Le calcul du bilan hydrique par la méthode de Thornthwaite aux stations de Marrakech et Takerkoust (Tensift) et d'Aoulouz, Taroudant et d'Agadir (Souss-Massa), montre que l'évapotranspiration potentielle au niveau des stations étudiée est relativement élevée de Mai à Octobre.
- ✓ Le calcul des indices de sécheresse étudiés a permis de déterminer l'intensité ainsi que les fréquences des périodes sèches qui ont affecté le sud-ouest du Maroc durant la période de (1968-2015 et 1972-2015). Les résultats obtenus par ces indices ont validé les tendances observées des cumuls pluviométriques. Les périodes de sécheresse repérées ont été qualifiées de modérément à extrêmement sévères en termes d'intensité.
- ✓ L'évolution récente du régime pluviométrique dans le bassin versant du Tensift se matérialise par une alternance des années humides et sèches au regard de l'évolution des indices pluviométrique. L'étude des indices de la sécheresse au niveau du bassin versant du Tensift fait généralement ressortir deux périodes, les années relativement excédentaires commencent à partir de 1988 jusqu'à 1998, vient après les années déficitaires entre 1999 et 2008, ses périodes sont interrompues par des années sèches ou humides en fonction de la période. Tandis que, la période entre 1996-1998 est remarquablement humide, et les années 1983 et 1993 sont extrêmement sévères au niveau de station d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna.
- ✓ L'analyse de l'évolution récente du régime pluviométrique dans le bassin versant de Souss-Massa présente une tendance notable au cours de la période d'étude (1968-2015), on note que l'alternance des années sèches et humides sur toute la période étudiée avec

des fréquences et des intensités relativement similaires pour les trois stations. Au cours des 48 années analysées pour la station Aoulouz, Taroudant et Agadir, les années de sécheresses les plus remarquables par leur intensité ont été celle des années 1999 et 2008 (pour Aoulouz) et 1991-1995 (pour Taroudant) et 1999-2008 (pour Agadir). Les épisodes secs détectés pour les trois stations ont été qualifiés forts et extrêmement sévères en termes d'intensité.

- ✓ Au niveau des deux bassins versants (1972-2015 et 1968-2015), la corrélation de leur indice SPI avec les trois modes de téléconnexion (NAO, WeMOI et SOI) n'a pas révélé des valeurs significatives pour les stations de Tensift, ce qui montre la faible influence de ces modes sur le régime pluviométrique de ces stations. Alors que, cette corrélation a révélé des valeurs significatives pour les stations de Souss-Massa, ce qui montre la forte influence de ces modes sur le régime pluviométrique de ces stations où la phase positive du mode NAO et WeMOI coïncide assez fréquemment avec des déficits pluviométriques.

TROISIÈME PARTIE :

LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES AU COURS DES DEUX DERNIERS MILLENAIRES AU SUD-OUEST DU MAROC

INTRODUCTION

Les sédiments marins fournissent des informations importantes sur les changements climatiques et océanographiques passés, tels que les fluctuations de la productivité biologique, l'état des eaux de fond, l'eau de mer et des sédiments, l'activité tectonique, la force du vent et les sources volcaniques, hydrothermales, hydrogènes, les sources éoliennes et fluviales. Puisqu'ils ces changements ne peuvent pas être déterminés directement, les données indirectes (proxys) géochimiques des variations climatiques et des conditions paléoenvironnementales ont été développées au cours des dernières décennies (Schneider et al, 1997). La plupart des « paléoproxy » ont des restrictions qui limitent leur application aux environnements bien définis. Ces limites et l'influence des processus secondaires qui peuvent détruire ou masquer les signaux primaires ne sont que partiellement connues (Shaw et al, 1990). Des études à haute résolution des données indirectes (proxys) géochimiques dans différents environnements et sur le comportement des éléments de diagnostic dans le milieu marin sont nécessaires pour améliorer l'applicabilité de ces traceurs.

Premièrement, nous donnerons une caractérisation générale des sédiments, de l'association des éléments chimiques et de leur relation géochimique. Deuxièmement, nous utilisons les données à haute résolution pour caractériser les variations climatiques du domaine d'étude via les sédiments de la surface marine, ainsi pour identifier le changement climatique et la température de la surface marine à travers les deux carottes étudiées.

Une stratigraphie a été appliquée en utilisant la relation entre les éléments et les rapports d'éléments et les valeurs Mg/Ca des foraminifères dans les sédiments des eaux profondes (deux carottes) au sud-ouest du Maroc. Enfin, nous interpréterons certains indicateurs « paléoproxy » géochimiques pour la période des derniers 2000 ans.

Dans cette partie, nous présentons des données géochimiques à haute résolution des sédiments de deux sites, marin et continental situés au sud-ouest du Maroc. Nos ensembles de données ont été combinés avec les résultats obtenus sur des sites proches de la côte Marocaine. L'objectif principal est de comparer et d'appliquer des analyses géochimiques et sédimentologiques pour essayer de reconstruire les changements climatiques et océaniques au cours des derniers 2000 ans au sud-ouest du Maroc, ainsi de comprendre la relation terre/océan.

CHAPITRE N° 6 :

APPORT DE L'ÉTUDE GÉOCHIMIQUE DES

SÉDIMENTS DE LA SURFACE CONTINENTALE ET

MARINE DU DOMAINE D'ÉTUDE :

CARTOGRAPHIE ET ANALYSE

INTRODUCTION

Les échantillons prélevés ont été analysés par différentes techniques. Plusieurs résultats obtenus nous aideront d'abord à faire une caractérisation chimique des sédiments de la surface continentale (bassin de Tensift, Souss-Massa) et marine (la façade atlantique) au sud-ouest du Maroc (fig.96). Le but de cette étape est de montrer de quelle façon les composants chimiques distribués en comparaison terre/océan.

Le but de cette analyse est de mesurer la concentration globale des éléments majeurs et en trace. Ces données permettent de déterminer les quantités et de caractériser la distribution de ces éléments dans chaque échantillon. Les deux types des échantillons (continental et marin) ont été analysés par spectrométrie par fluorescence de Rayons X (XRF), pour déterminer la composition chimique de toutes sortes de sédiments de surface. Le scanneur XRF est situé à l'Université de Brême(Allemagne), il s'agit d'un système d'analyse d'éléments extrêmement précis et non destructif des sédiments de surface. Il est couramment utilisé pour tous les matériaux en différents états : solides, liquides, en poudre, filtrés ou autres. Vingt-et-un échantillons ont été analysés : Huit éléments majeurs : L'alumine(Al), Calcium(Ca), fer(Fe), potassium(K), magnésium(Mg), silicium(Si), titane(Ti) et sodium(Na). Treize éléments traces parmi lesquels des alcalino-terreux et des éléments de transition : le zirconium(Zr), chrome(Cr), cuivre(Cu), nickel(Ni), plomb(Pb), rubidium(Rb), vanadium(V), zinc(Zn), baryum(Ba), manganèse(Mn), phosphore(P), soufre(S) et le strontium(Sr).

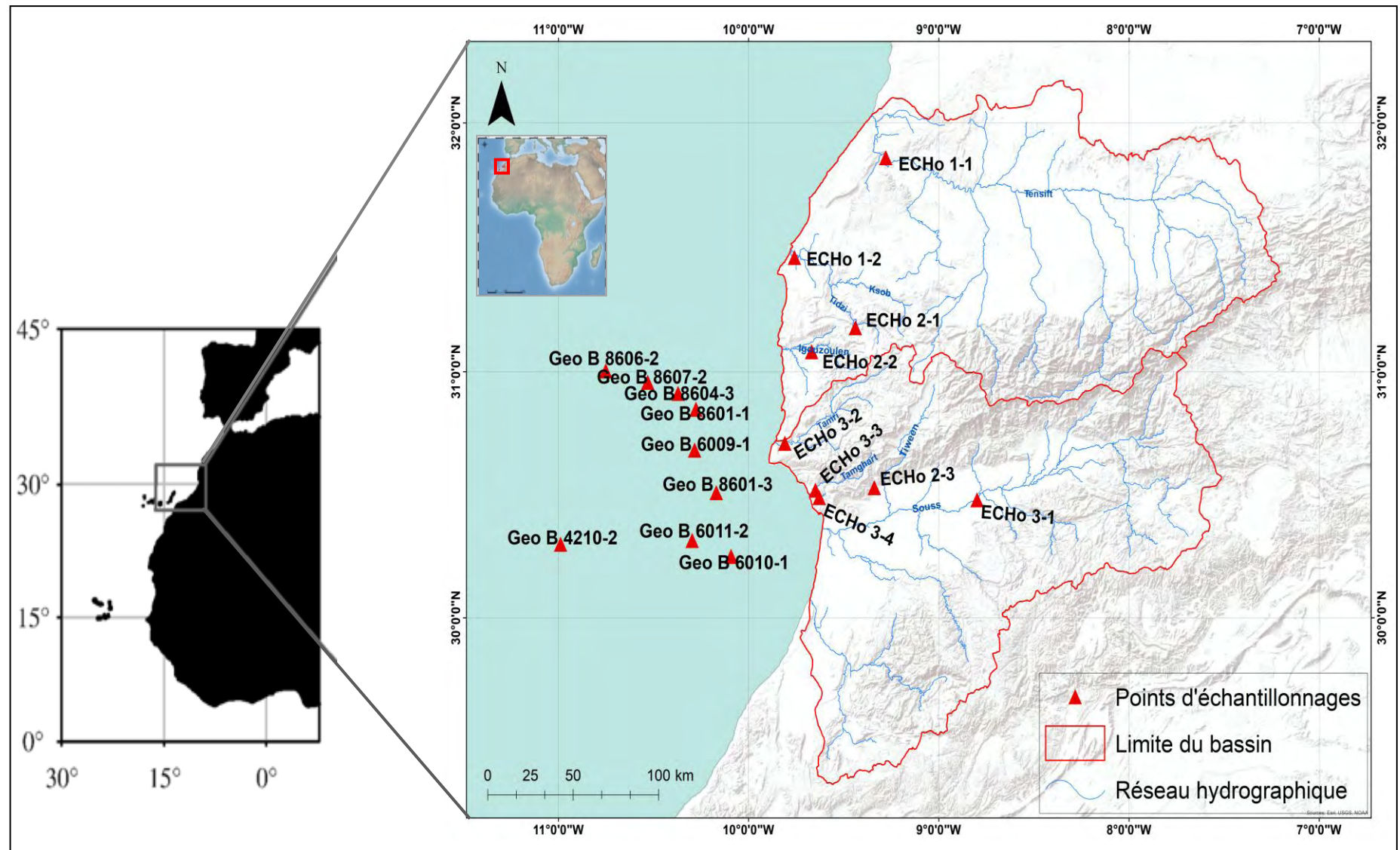


Figure 96 : La situation géographique des points d'échantillonnages continentaux et marins étudiés.

Axe 16 : Les bassins de Tensift et de Souss-Massa : analyse de la variation géochimique spatiale et temporelle des sédiments de surface continentale

L'échantillonnage continental a été réalisé lors de la campagne d'échantillonnage ECHO dans le cadre de programme Maroc-allemand pour la recherche scientifique PMARS III en avril 2017. Ces échantillons ont été prélevés à partir de neuf sites localisés sur différents tributaires et cours d'eau au sud-ouest du Maroc (tabl.21).

Les neuf sédiments de surface ont été collectés le long des deux bassins versants Tensift et Souss-Massa au sud-ouest du Maroc zones d'accumulation d'origine terrigène. Dans la zone d'échantillonnage, nous échantillonnons en allant de la surface jusqu'à près de 5cm de profondeur, en prélevant différentes berges des Oueds (écho1-1a1, écho1-1a2... etc.), Proches les unes des autres afin d'avoir des sédiments de mêmes caractéristiques. Ainsi, il permet des prises de deux places proches de la partie humide et loin de là. Cette stratégie d'échantillonnage vise à obtenir suffisamment de matière dans chaque échantillon.

À travers ces échantillons, nous déterminons les variations géochimiques par rapport aux accumulations proches des côtes dans le sud marocain.

Tableau 21 : Informations détails sur les prélèvements continentaux.

Station	Oued	Bassin versant	Type de prélèvement	Long.(W)	Lat. (N)	Z	Date
ECHO 1-1	Tensift	Tensift	Sédiment de surface	-9,27	31,86	20m	08/04/2017
ECHO 1-2	Ksob	Tensift	Sédiment de surface	-9,75	31,46	1m	08/04/2017
ECHO 2-1	Tidzi	Tensift	Sédiment de surface	-9,43	31,177	110m	09/04/2017
ECHO 2-2	Igouzoulen	Tensift	Sédiment de surface	-9,66	31,08	160m	09/04/2017
ECHO 2-3	Tiween	Souss-Massa	Sédiment de surface	-9,33	30,53	420m	09/04/2017
ECHO 2-4	Tamri	Souss-Massa	Sédiment de surface	-9,80	30,71	31m	09/04/2017
ECHO 3-1	Souss	Souss-Massa	Sédiment de surface	-8,79	30,48	222m	10/04/2017
ECHO 3-3	Tamraght	Souss-Massa	Sédiment de surface	-9,64	30,52	4m	10/04/2017
ECHO 3-4	Assrsif	Souss-Massa	Sédiment de surface	-9,62	30,49	97m	10/04/2017

I. La répartition spatiale des éléments majeurs et traces dans les sédiments continentaux

1. Échantillon ECHO 1-1

La distribution des teneurs dans l'échantillon étudié, montre une teneur très élevée en Si, avec une valeur de 212925,1 mg/kg par rapport aux autres points de prélèvement, mais contrairement, aux autres échantillons, l'Al avec une valeur de 70828,88 mg/kg est l'élément

le plus représentatif, suivis par le Ca avec 41339,19 mg/kg, le fer avec 34181,43 mg/kg ainsi que le K et le Mg avec une teneur de 21984,23 mg/kg et de 16370,67 mg/kg respectivement. Alors que, on peut considérer le Ti (4509,42 mg/kg) et Na (4572,19 mg/kg) comme ayant de faibles teneurs. Pour les éléments traces, le S (864 mg/kg), Mn (750 mg/kg), P (333 mg/kg), Zr (193 mg/kg), Sr (136 mg/kg) montrent des teneurs très faibles. Les autres éléments traces : Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, V, Zn, sont très rares dans cet échantillon, ils ne dépassent pas les 100 mg/kg.

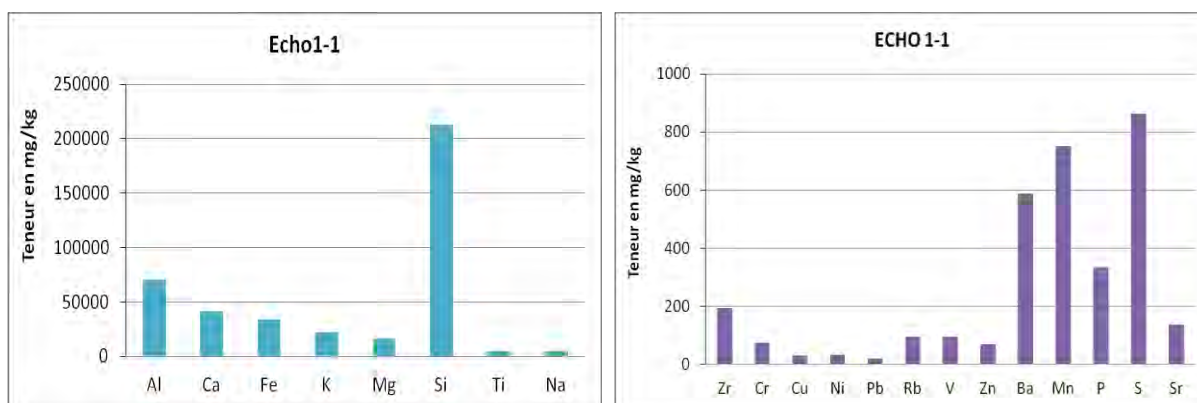


Figure 97 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 1-1.

2. Échantillon ECHO 1-2 :

Pour l'échantillon ECHO 1-2, on trouve une différence majeure par rapport aux autres échantillons, étant caractérisé par une forte teneur de Ca (118904,1 mg/kg), tandis que les teneurs en Si (115279,4 mg/kg), Al (43568,78 mg/kg), Fe (23304,78 mg/kg) et K (13416,92 mg/kg) sont beaucoup moins importantes que l'échantillon précédent. Les teneurs moyennes enregistrées dans cet échantillon, on trouve le Mg (20833,64 mg/kg) et Ti avec une teneur de 2413,665 mg/kg. Les teneurs des éléments traces tels que le Ba (241 mg/kg), Mn (268 mg/kg), P (302 mg/kg) et S (858 mg/kg) sont généralement faibles. Les Zr, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, V, Zn et Sr présentent des teneurs très faibles (de 6 à 147 mg/kg) dans cet échantillon, et à nulles comme le cas de Na.

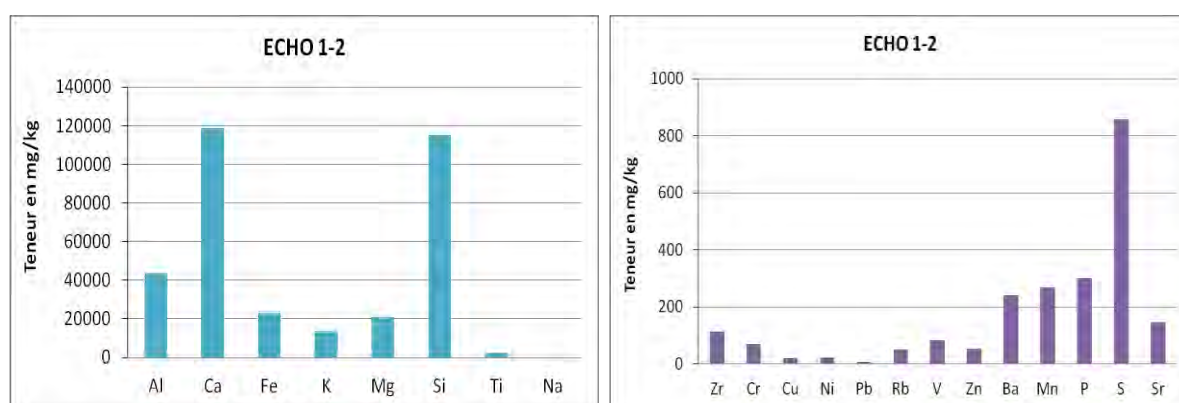


Figure 98 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 1-2.

3. Échantillon ECHO 2-1 :

L'échantillon ECHO 2-1 est relativement similaire à l'échantillon ECHO 1-1. La teneur la plus forte est celle en Si avec 163831,5 mg/kg, suivis par la teneur en Ca (109192 mg/kg), puis de Al (36664,31 mg/kg), Fe (17980,65 mg/kg), Mg (17815,37 mg/kg), Ti (2783,32

mg/kg) et Na avec une teneur de 953,67 mg/kg. Alors que, les teneurs des éléments traces tels que le Zr, Ba, Mn, P et S généralement sont faibles inférieurs de 800 mg/kg. Les Cr, Cu, Ni, Rb, V, Zn, et Sr sont très faible varient entre 18 et 145 mg/kg, et presque à nulles comme le cas de Pb.

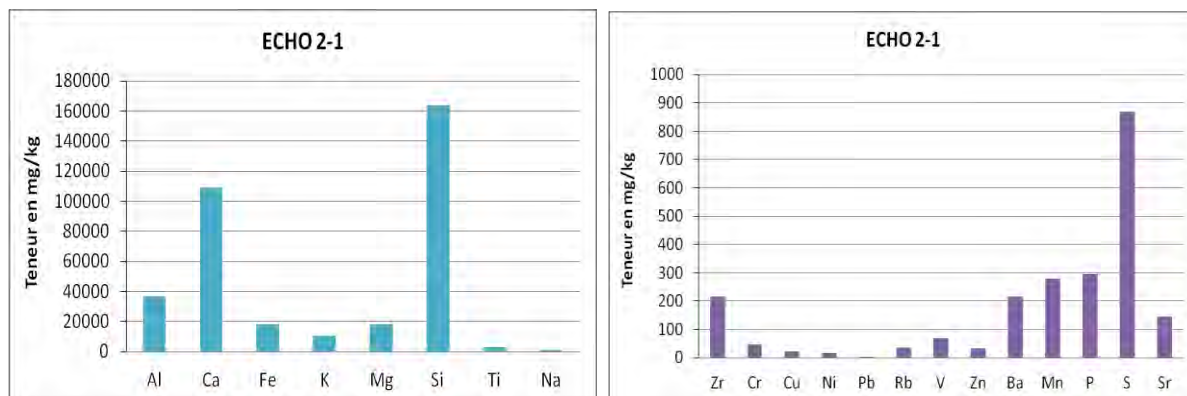


Figure 99 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 2-1.

4. Échantillon ECHO 2-2 :

De même pour l'échantillon ECHO 2-3 la teneur plus élevée est celle de Si (138278,1 mg/kg), suivis d'une teneur de Ca de 110592,2 mg/kg. Les teneurs moyennes présentes dans cet échantillon on cite par ordre décroissant : Al (42884,79 mg/kg), Fe (16879,55 mg/kg), Mg (12741,89 mg/kg), K (11801,02 mg/kg), et Ti (2807,74 mg/kg). La présence des éléments traces (Zr, Ba, Mn et S) dans cet échantillon sont faibles (de 215 à 870), Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, V, Zn, P, et Sr sont très faibles avec des valeurs comprises entre 4 mg/kg et 134 mg/kg.

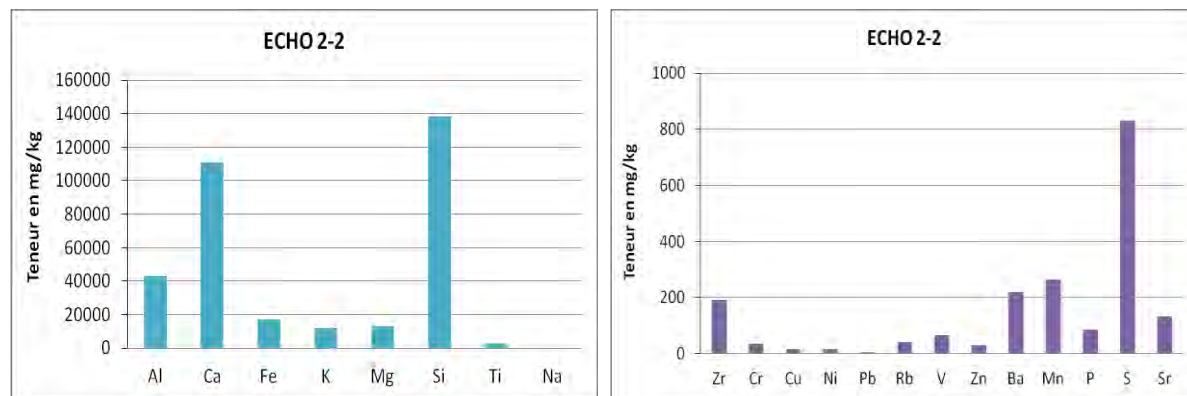


Figure 100 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 2-2.

5. Échantillon ECHO 2-3 :

On observe dans cet échantillon une forte teneur de Si (139061,6 mg/kg) par rapport les autres éléments, suivis par des valeurs moyennes de Ca (128238,7 mg/kg), Al (54592,32 mg/kg), Fe (26799,43 mg/kg), K (18897,86 mg/kg) et Mg (17048,13 mg/kg) et de faibles teneurs de Ti (3194,21 mg/kg) et nulles pour le Na. La distribution des éléments traces dans cet échantillon présentent des teneurs faibles de S (917mg/kg), Mn (356mg/kg), Ba (282mg/kg), Sr (203mg/kg) et P (177mg/kg). La présence des éléments traces (Zr, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, V et Zn) dans cet échantillon restent très faibles avec des valeurs varient entre 10 mg/kg et 125 mg/kg.

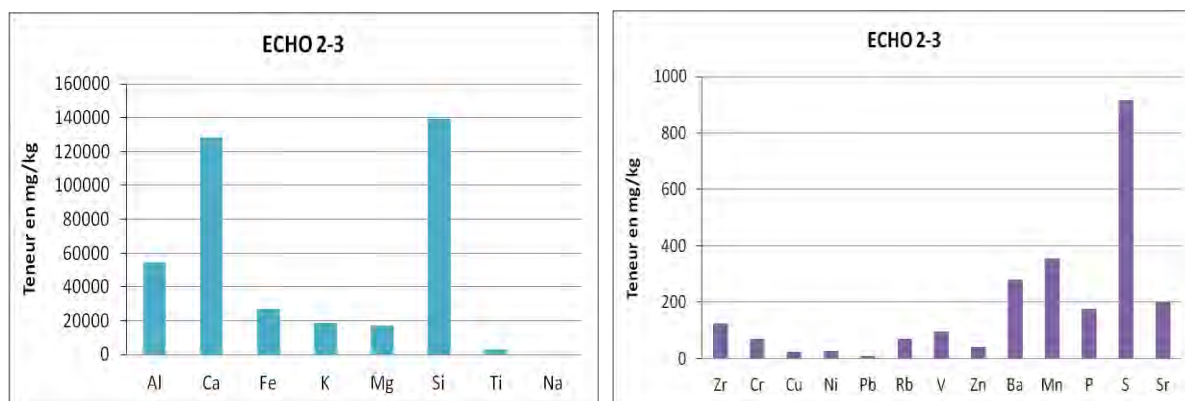


Figure 101 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 2-3.

6. Échantillon ECHO 2-4 :

L'échantillon ECHO 2-4 présente généralement une forte teneur en Si (156321,6 mg/kg), une teneur importante en Ca (114661,7 mg/kg) avec la présence des teneurs moyennes des éléments, tels que l'Al (49867,55 mg/kg), Fe (20942,96 mg/kg), K (15673,67 mg/kg), Mg (13195,81 mg/kg) et Ti (3193,83 mg/kg). Les autres éléments traces Zr, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, V, Zn, Ba, Mn, P, S, et Sr sont très faibles dans cet échantillon ; le Ba, Mn, S et Sr dépasse le 200 mg/kg mais les autres éléments traces sont variés de 5 à 156 mg/kg.

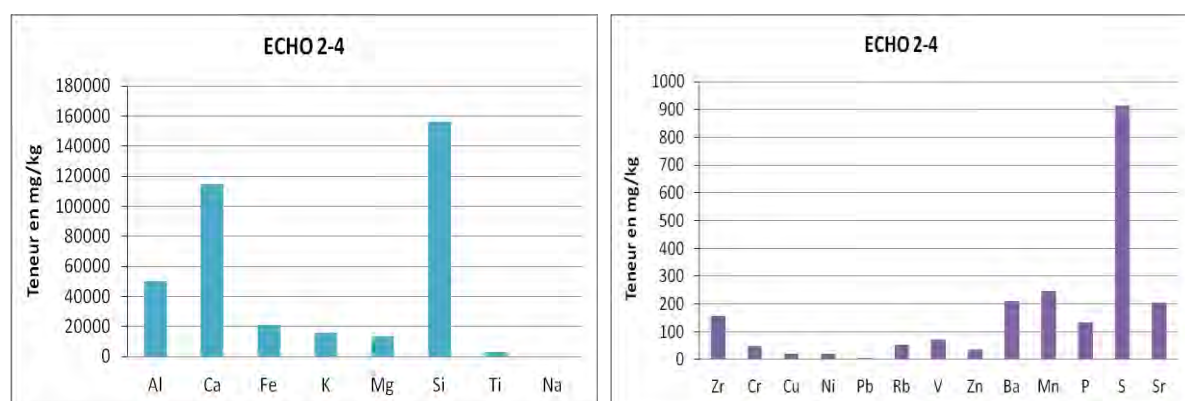


Figure 102 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 2-4.

7. Échantillon ECHO 3-1 :

Dans l'échantillon ECHO 3-1, on trouve une forte teneur de Si qui atteint des valeurs plus élevées 178674,6 mg/kg, suivis par teneur plus moins importante en Ca de 68408,39 mg/kg par rapport aux autres échantillons. L'Al représente une valeur de 48782,56 mg/kg. Les autres éléments Mg (21974,65 mg/kg), Fe (20856,24 mg/kg) présentes dans cet échantillon avec des teneurs modérées. On ne peut pas négliger la présence des autres éléments comme le Ti (3251 mg/kg) et Na (1067 mg/kg), même si leurs teneurs sont faibles. Alors que, les autres teneurs des éléments traces Zr, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, V, Zn, Ba, Mn, P, S, et Sr sont généralement très faibles à rares (de 9 à 654 mg/kg).

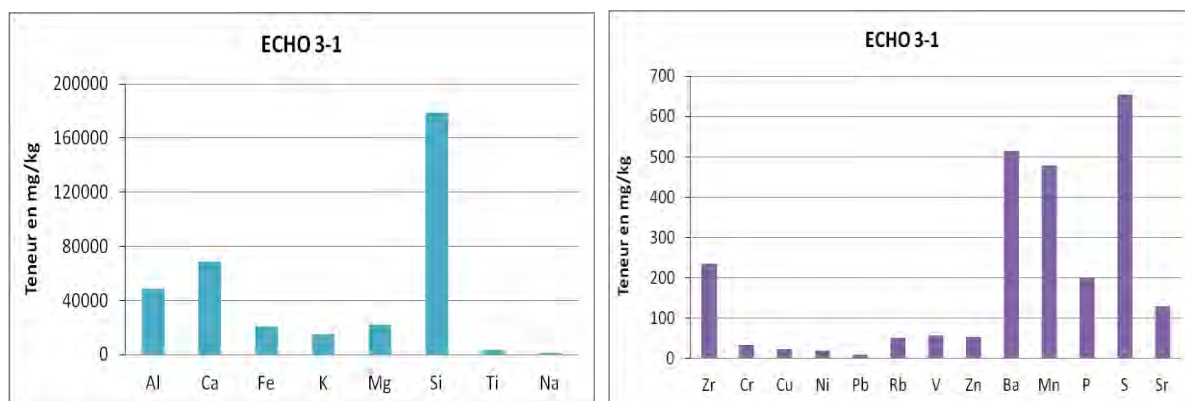


Figure 103 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 3-1.

8. Échantillon ECHO 3-3 :

Échantillon ECHO 3-3 est relativement similaire à l'échantillon ECHO 2-4. La teneur plus élevée est celle de Si (157169,6 mg/kg), suivis de la teneur en Ca (107237,5 mg/kg), puis l'Al (42454,75 mg/kg). Les teneurs moyennes des éléments tels que le Fe, K, Mg et Ti sont représentés à 19095,57 mg/kg, 13731,93 mg/kg, 15267,36 mg/kg et 2888,96 mg/kg respectivement. Tandis que, les teneurs en Zr (208mg/kg), Ba (231mg/kg), Mn (270mg/kg) et S (982 mg/kg) sont très faibles. Les autres éléments Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, V, Zn, P, et Sr présentes avec des teneurs rares (de 4 à 196 mg/kg).

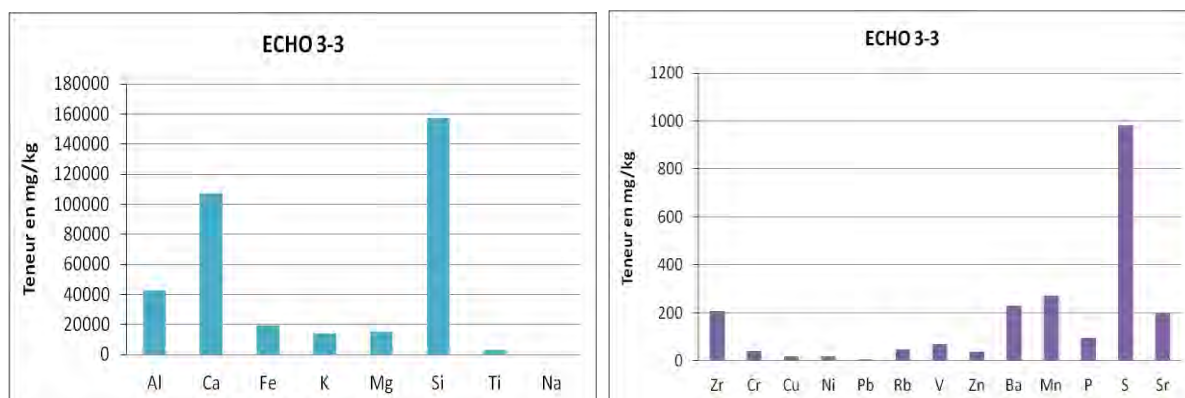


Figure 104 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 3-3.

9. Échantillon ECHO 3-4 :

Dans l'échantillon ECHO 3-4, on trouve une teneur forte de Si qui atteint 149712,4 mg/kg, suivis de la teneur de Ca (132561 mg/kg). Les teneurs moyennes varient de 30858 mg/kg pour l'Al, 14259,78 mg/kg pour le Fe, 12299,49 mg/kg pour le Mg. Les faibles teneurs sont représentées par le K (9548,45 mg/kg) et le Ti (2162,17 mg/kg). Les éléments traces tels que Zr, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, V, Zn, Ba, Mn, P, S, et Sr présentes des teneurs très faibles fluctuent de 12 à 686 mg/kg, et à nulle pour le cas de Pb.

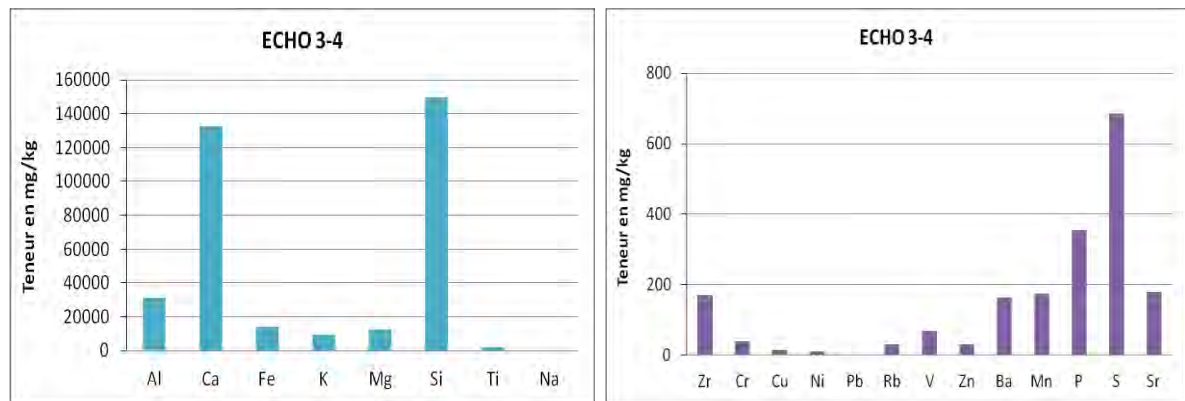


Figure 105 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 3-4.

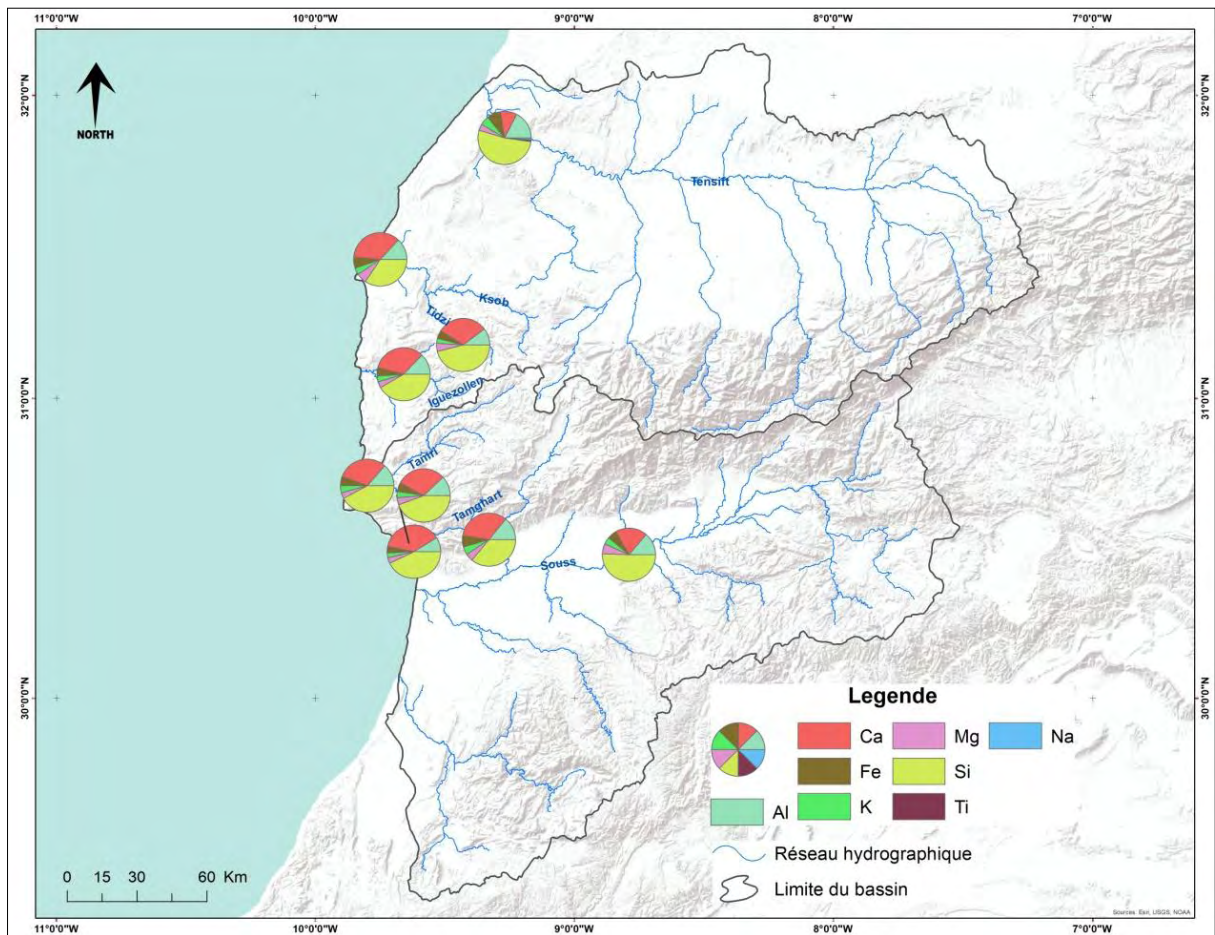
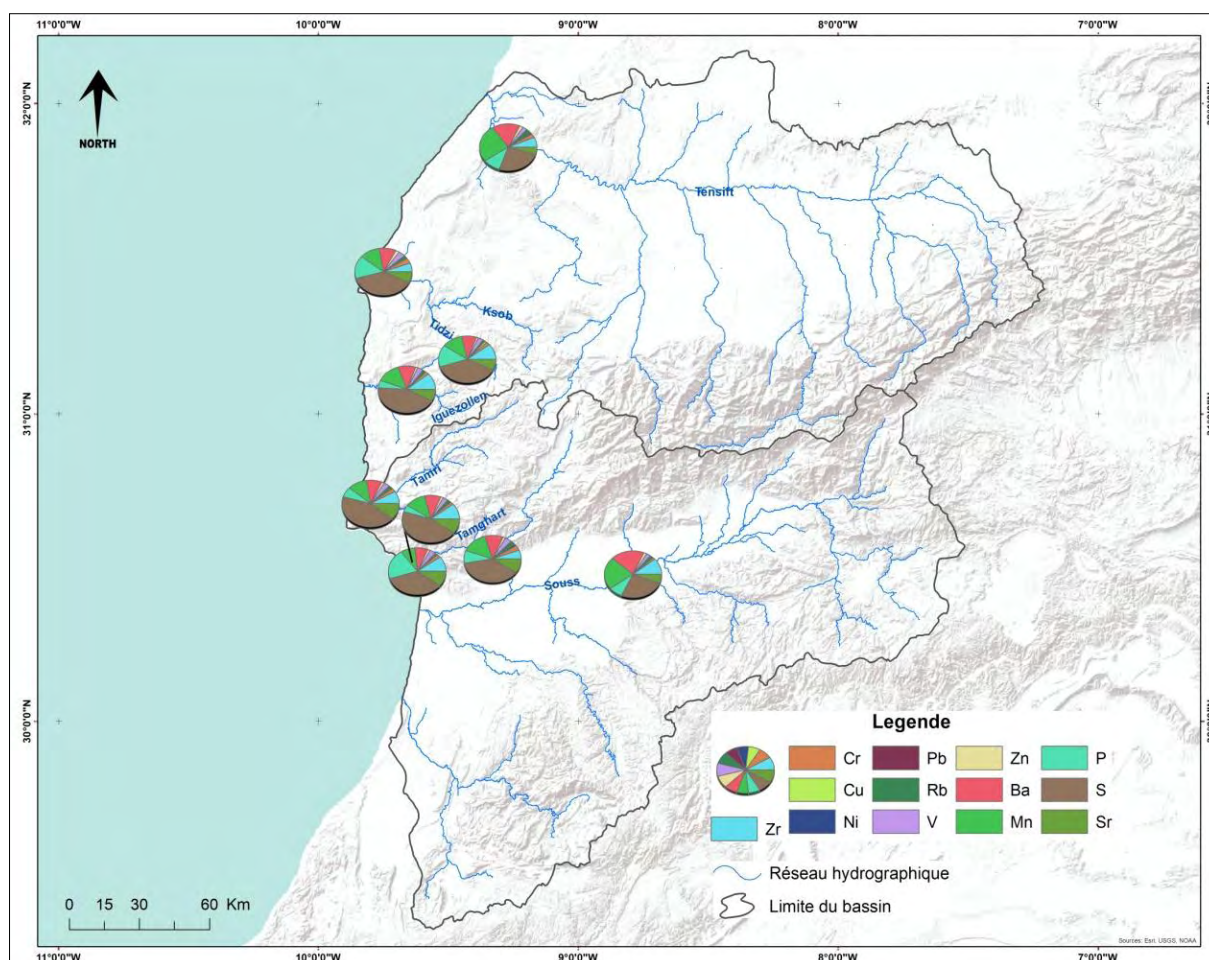


Figure 106 : Répartition spatiale des éléments majeurs (en mg/kg) des échantillons continentaux.



Axe 17 : La côte atlantique Marocaine : analyse de la variation géochimique spatiale et temporelle des sédiments de surface marine

L'échantillonnage marin a été réalisé lors de la campagne océanographique METEOR : Cruise M45/5, Cruise M 37/1 et Cruise M58/2. Les sites marins étudiés au cours de cette thèse se situent à la façade atlantique du sud-ouest du Maroc.

Tableau 22 : Informations détails sur les prélèvements marins mentionnées dans cette étude.

Cruise	Station	Latitude (N)	Longitude (W)	Profondeur (m)	Type
M58/2	8606-2	31,003	-10,742	1227	MUC
M58/2	8604-3	30,95	-10,522	885	MUC
M58/2	8607-2	30,91	-10,362	1068	MUC
M45/5	6009-1	30,68	-10,275	579	MUC
M58/2	8601-3	30,50	-10,161	921	SL15
M45/5	6011-2	30,31	-10,288	993	MUC
M45/5	6010-1	30,25	-10,083	406	MUC
M37/1	4210-2	30,30	-10,98	1959	MUC

I. La répartition spatiale des éléments majeurs et traces dans les sédiments marins

1. Échantillon GéoB8606-2 :

Dans cet échantillon marin, on observe une forte teneur en Si (142893,3 mg/kg), suivis par une teneur importante en Ca (98525,23 mg/kg) avec la présence des teneurs moyennes des éléments, tels que, l'Al (56951 mg/kg), Fe (30126,87 mg/kg), Na (21229,59 mg/kg), K (18277,13 mg/kg), Mg (14704,63 mg/kg) et Ti avec une faible teneur (3099,45 mg/kg). Les éléments traces Ba, Mn, P, S, Zr, Cr, Cu, Sr, Ni, Pb, Rb, V et Zn sont très différents dans cet échantillon ; le S (1576 mg/kg), Ba, Mn, P, et Sr sont variés de 391 à 965 mg/kg, les autres éléments traces ne dépassent pas le 100 mg/kg.

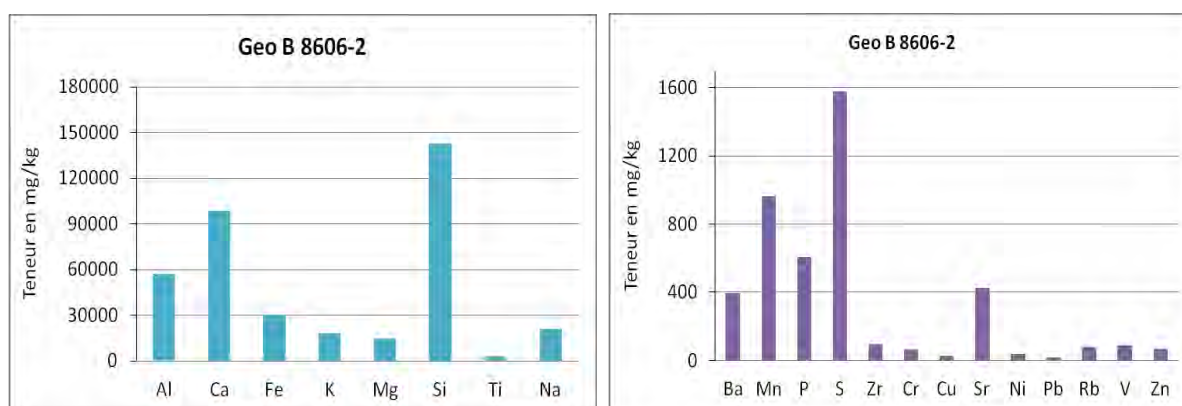


Figure 108 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB8606-2.

2. Échantillon GéoB8607-2 :

L'échantillon GéoB8607-2 est relativement similaire à l'échantillon GéoB8606-2. La teneur la plus forte est celle en Si avec 151647,6 mg/kg, suivis par la teneur en Ca (88518,25 mg/kg), puis l'Al (58865,67 mg/kg), Fe (31134,78 mg/kg), K (19419,32 mg/kg) et Mg (16527,25 mg/kg) et Ti avec une teneur de 3360 mg/kg. Cet échantillon est caractérisé par

teneur très importante en Na par rapport aux autres échantillons, avec une valeur de 27519,33 mg/kg par rapport aux autres échantillons. Les teneurs des éléments traces S (1956 mg/kg), P (788 mg/kg), Ba (390 mg/kg), Sr (350 mg/kg) et Mn (311 mg/kg) sont faibles. Alors que, le Zr, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, V et Zn sont très faible varient entre 20 et 112 mg/kg.

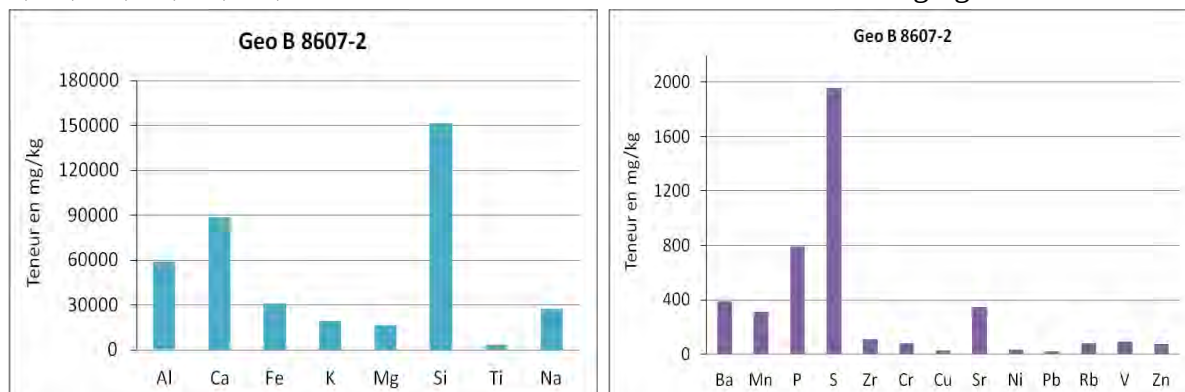


Figure 109 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB8607-2.

3. Échantillon GéoB8604-3 :

Cet échantillon est caractérisé par teneur très importante en Si (145575,5 mg/kg), suivis par le Ca (103585,6 mg/kg), puis l'Al (54705,38 mg/kg), Fe (28686,46 mg/kg), Na (20033,33 mg/kg). Les teneurs peuvent dire moyennes présentent dans cet échantillon sont K (17695,59 mg/kg), Mg (15727,34 Mg/kg) et le Ti (3173,63 mg/kg). Il existe des éléments traces dans cet échantillon qui présentent des teneurs faibles comme : S (1666mg/kg), P (788 mg/kg) et Sr (416 mg/kg). Les autres éléments traces Ba, Mn, Zr, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, V et Zn sont très faible et rares, ils ne dépassent plus les 390 mg/kg.

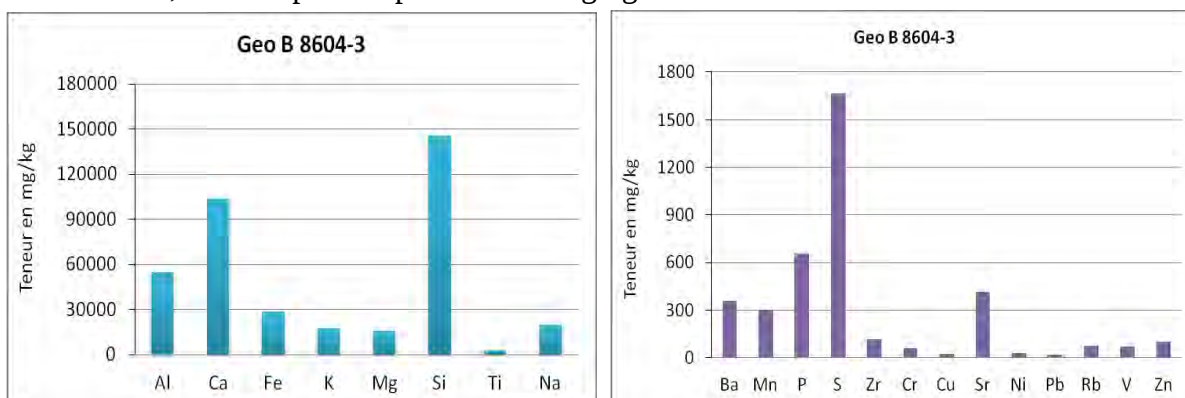


Figure 110 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB8604-3.

4. Échantillon GéoB8601-3 :

Dans 1'échantillon marin GéoB8601-3, on trouve une teneur très élevée de Si qui atteint les 157736,9 mg/kg, suivis par la teneur de Ca (81895,51 mg/kg). Les teneurs moyennes varient de 62406 mg/kg pour l'Al, 32518,69 mg/kg pour le Fe, 24258,38 mg/kg pour le Na, 20696,64 mg/kg pour le K et 16749,18 mg/kg pour le Mg. La faible teneur est représentée par le Ti (3456 mg/kg). D'autre part, les éléments traces : S (1948 mg/kg), P (804 mg/kg) et Ba (418 mg/kg) sont présenté avec une intensité faible et très faible pour les autres : Mn, Zr, Cr, Cu, Sr, Ni, Pb, Rb, V, et Zn (de 26 à 314 mg/kg).

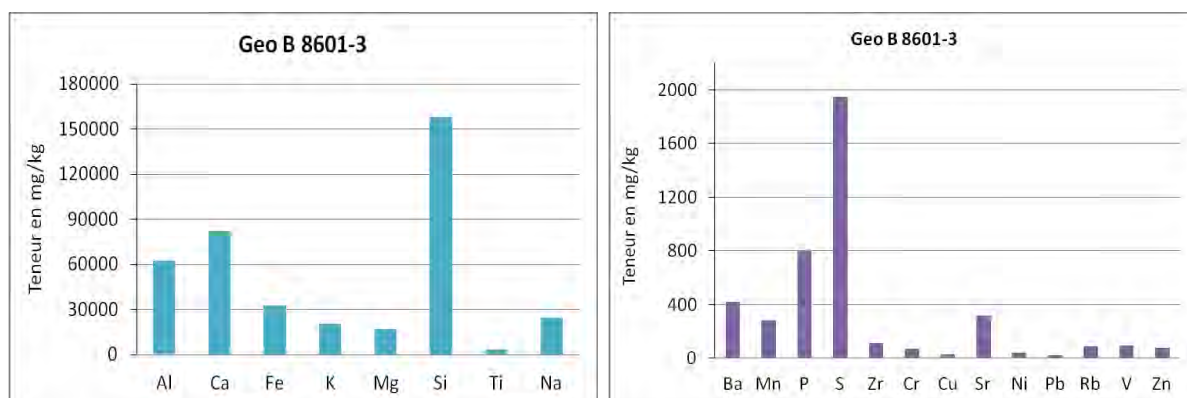


Figure 112 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB8601-3.

5. Échantillon GéoB6009-1 :

Pour l'échantillon GéoB6009-1, la teneur le plus élevée est celle de Si (155063,5 mg/kg), suivis par le Ca 113243,7 mg/kg. Les teneurs peuvent dire moyennes présentés dans cet échantillon on cite par ordre décroissant : Al (56807,85 mg/kg), Fe (29284,05 mg/kg), Na (26731,49 mg/kg), K (18933,62 mg/kg), Mg (16752 mg/kg) et Ti (3385 mg/kg) avec faible teneur. Alors que, les éléments traces tels que Ba, Mn, P, S, Zr, Cr, Cu, Sr, Ni, Pb, Rb, V et Zn représentent généralement des teneurs faibles et très faibles varient de 17 mg/kg à 1973 mg/kg.

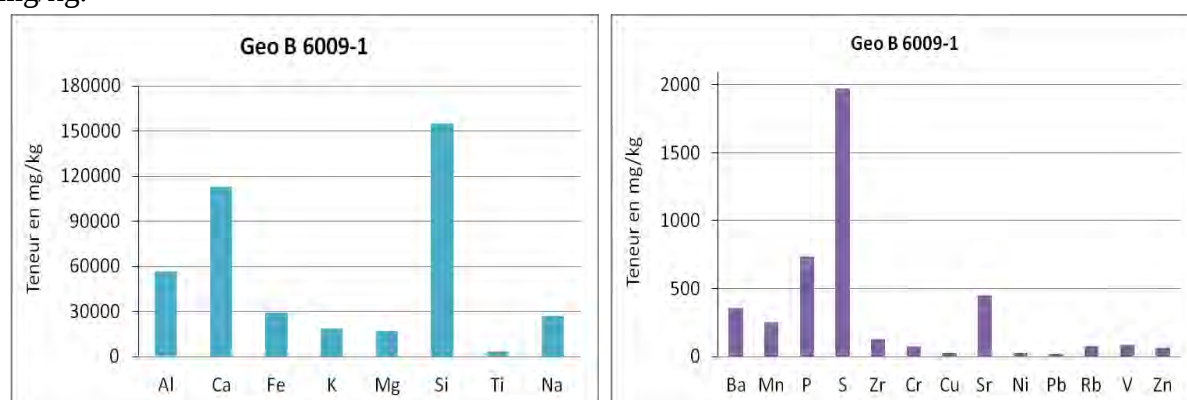


Figure 113 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB6009-1.

6. Échantillon GéoB6011-2 :

Cet échantillon est caractérisé par teneur très importante en Ca avec une valeur de 134087,5 mg/kg, contrairement aux autres échantillons, suivis par le Si (126151,2 mg/kg), l'Al avec 46544,73 mg/kg, Na (25456,38 mg/kg), le fer avec 24297,33 mg/kg. Pour les éléments de K 14659,27 mg/kg, Mg 14428,79 mg/kg et Ti 2743 mg/kg, on peut les considérer comme ayant de faibles teneurs, et les très faibles teneurs pour le Mn (510 mg/kg). Tandis que, les éléments traces de P (615 mg/kg), S (1825 mg/kg) et Sr (600 mg/kg). Les autres éléments traces : Ba, Zr, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, V, Zn, sont très rares dans cet échantillon, ils ne dépassent pas les 300 mg/kg.

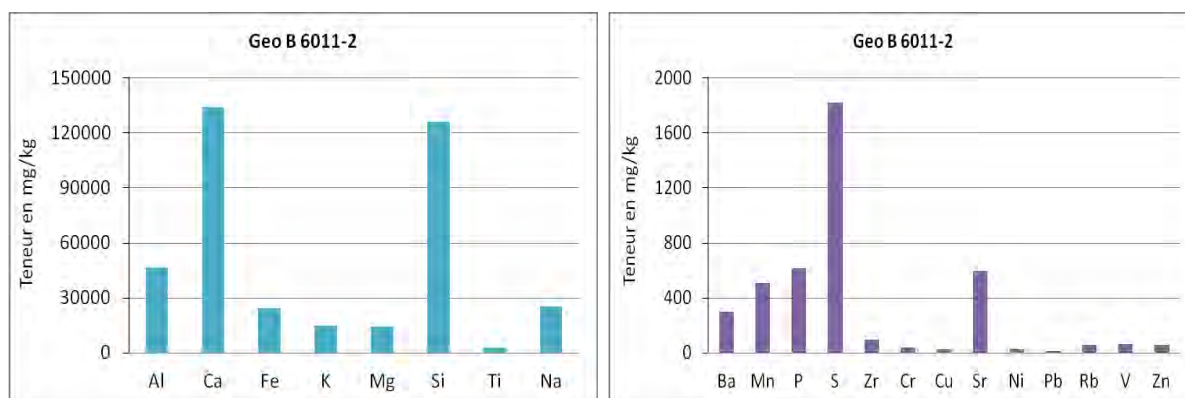


Figure 114 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB6011-2.

7. Échantillon GéoB4210-2 :

Échantillon GéoB4210-2 est relativement similaire à l'échantillon GéoB6011-2. La teneur plus élevée est celle de Ca (147631,5 mg/kg), suivis par la teneur en Si (119480,8 mg/kg), puis l'Al (46579,19 mg/kg). Les teneurs moyennes des éléments tels que le Na, Fe, K, Mg et Ti sont représentés à 14512 mg/kg, 23920,47 mg/kg, 15090,57 mg/kg, 13069,55 mg/kg et 2645 mg/kg respectivement. Les teneurs des éléments traces tels que S (1300 mg/kg), Sr (732 mg/kg), Mn (667 mg/kg), Ba (431 mg/kg) et P (418 mg/kg) sont faibles et très faibles. Les autres éléments traces Zr, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, V, et Zn avec des teneurs rares (de 3 à 80 mg/kg).

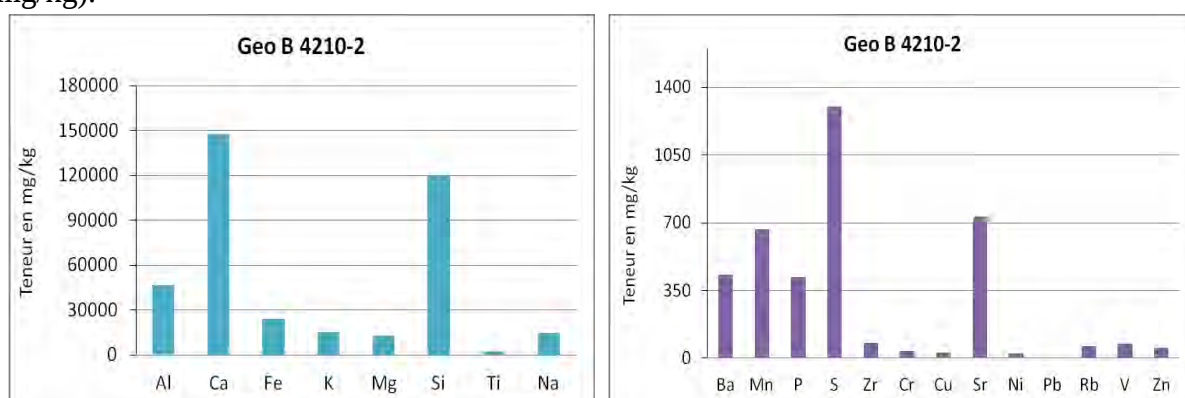


Figure 115 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB4210-2.

8. Échantillon GéoB6010-1 :

L'échantillon GéoB6010-1, présente une très forte teneur en Ca (167944,7 mg/kg) par rapport aux autres échantillons marins, une teneur importante en Si (102813,3 mg/kg), avec la présence des teneurs moyennes des éléments tels que, l'Al (25265,95 mg/kg), Fe (20916,97 mg/kg), Na (17556,91 mg/kg), Mg (10557,44 mg/kg). La faible teneur est représentée par le K (8566 mg/kg) et le Ti (1824 mg/kg). Les éléments traces : Ba, Mn, P, S, Zr, Cr, Cu, Sr, Ni, Pb, Rb, V et Zn sont très faibles dans cet échantillon ; le P, S, et Sr dépasse le 300 mg/kg, bien que les autres éléments traces varient entre 7 et 205 mg/kg, à nulle comme le cas de Pb.

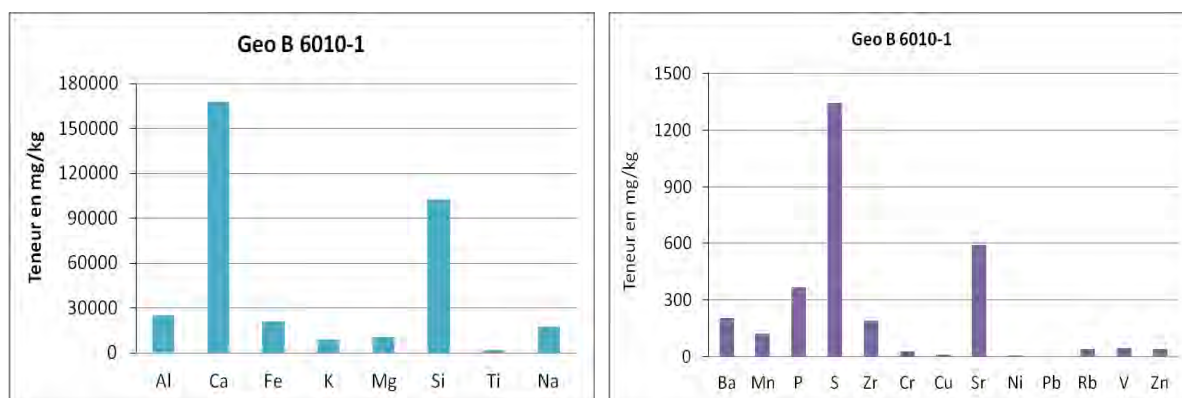


Figure 116 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB6010-1.

Au final, la distribution des composants des éléments majeurs et traces des sédiments marins et continentaux indiquent, en premier lieu, une distribution relativement identique aux éléments terrigènes (Ca, Si, Al, Fe, Mg) au niveau de chaque échantillon avec des valeurs généralement élevées de ces éléments par rapport les autres éléments, puis une distribution clairement variée de Ca mais avec des valeurs élevées. En effet, Le Ca présente des teneurs relativement faibles près de la marge continentale et des teneurs élevées plus loin. Les teneurs faibles en Ca parallèlement à de fortes teneurs d'éléments terrigènes, en particulier près de la marge continentale (à l'embouchure des Oueds). Les teneurs des éléments terrigènes sont généralement élevées dans le continent et près à la marge continentale marocaine. Donc, ces résultats peuvent être indiquent une empreinte claire des apports terrigènes sur les composants chimiques des sédiments marins de surface.

Alors que, Les autres éléments traces Zr, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, V, Zn, Ba, Mn, P, S, et Sr sont généralement faibles dans ces échantillons, avec des intensités élevées de S, P, Mn et Ba, mais les autres éléments traces sont très faibles et/ou nuls comme le Pb et le Ni.

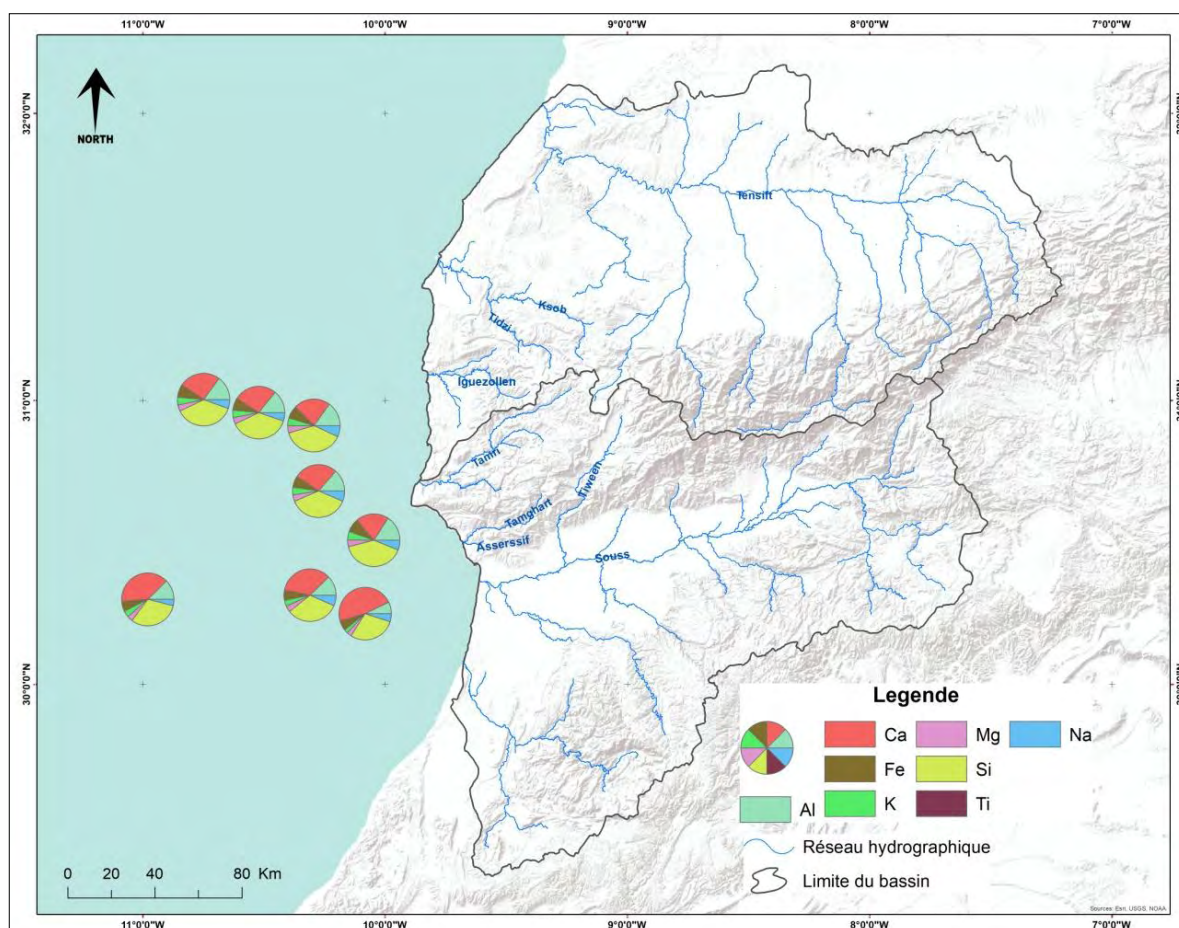


Figure 117 : Répartition spatiale des éléments majeurs (en mg/kg) des échantillons marins.

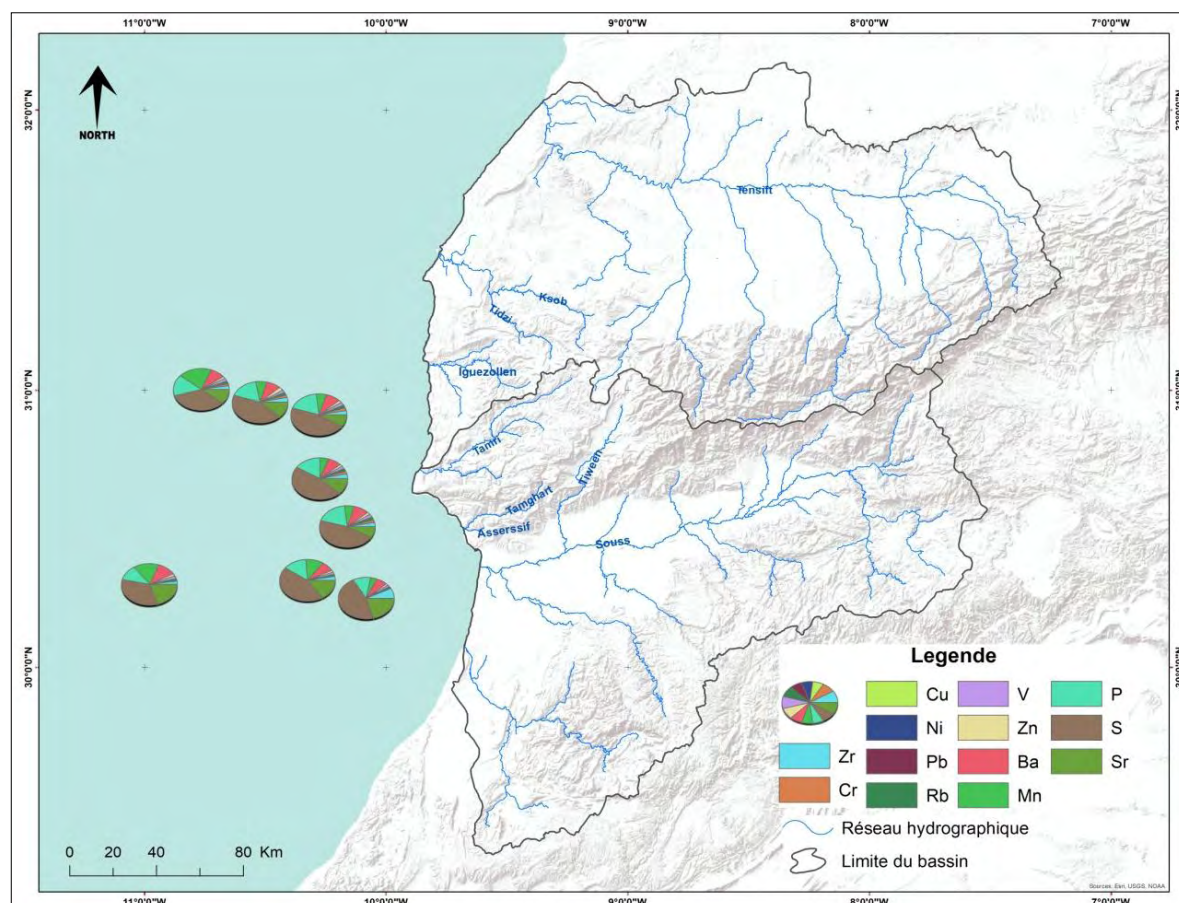


Figure 118 : Répartition spatiale des éléments traces (en mg/kg) des échantillons marins.

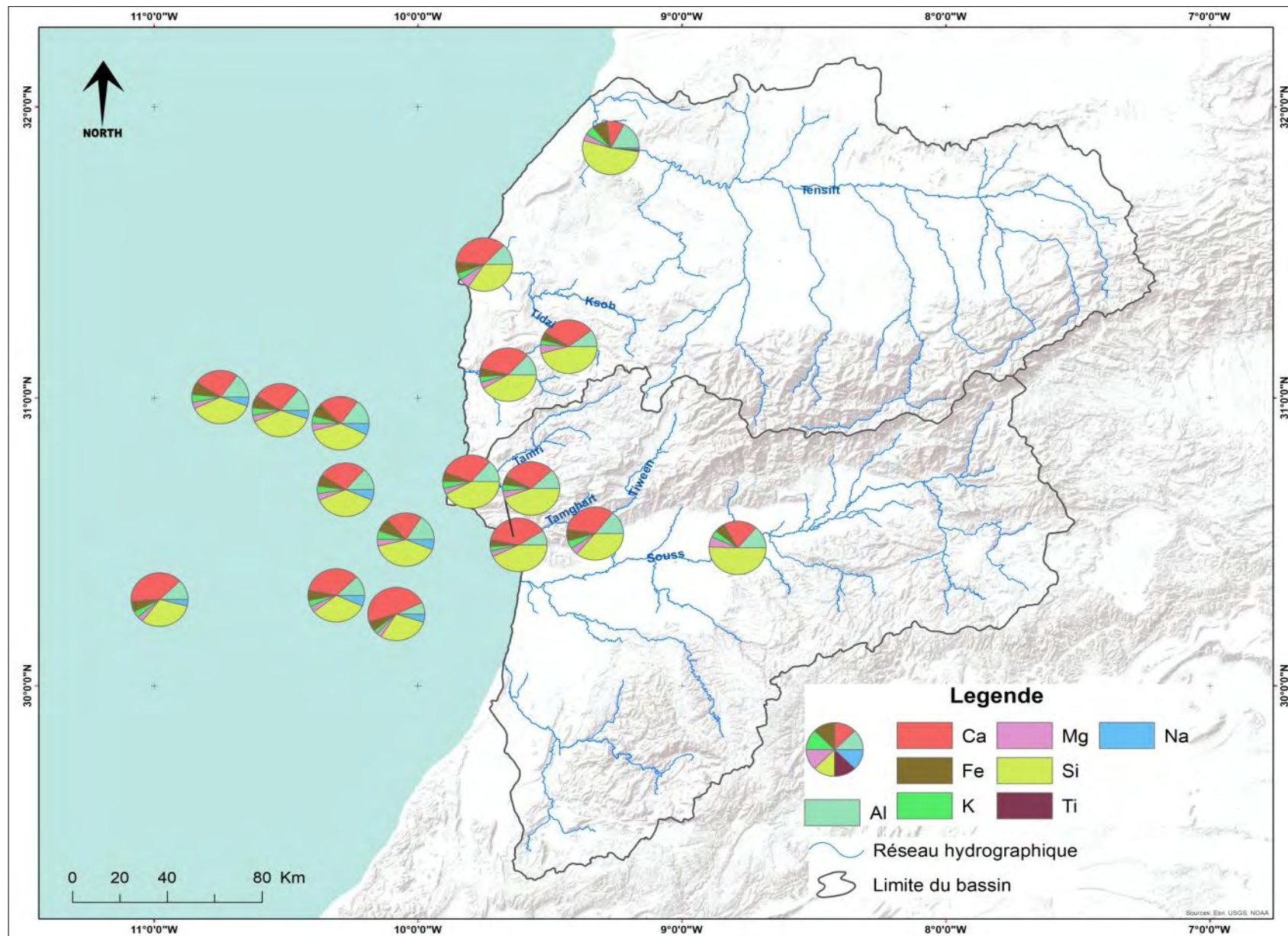
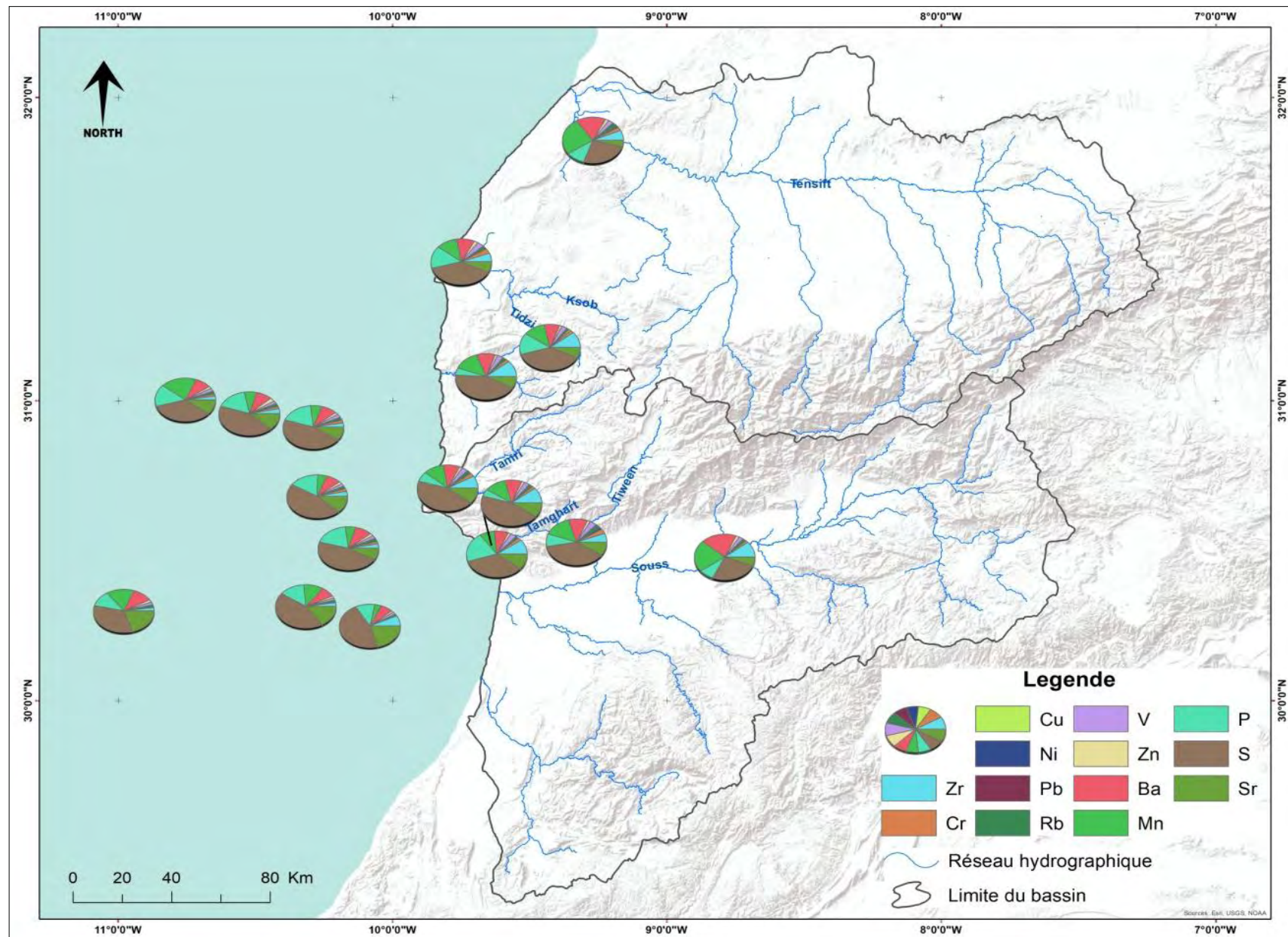


Figure 119 : Synthèse sur la répartition spatiale des éléments majeurs des sédiments continentaux et marins.



CONCLUSION DU CHAPITRE N° 6

L'analyse spatiale des composants chimiques des sédiments continentaux et marins reflètent des compositions terrigènes relativement cohérentes. La concentration des éléments majeurs et traces dans les sédiments marins est affectée par le transfert continental (fluvial et éolien). L'ensemble des composants chimiques utilisées montrent des changements dans la composition élémentaire des sols terrestres et des sédiments de surface marine selon les latitudes, ce qui reflète la diversité à petite échelle des sites d'échantillonnages et des milieux associés (les sédiments des rives, les dépôts de crue, les charges en suspension et sols...). De nombreux facteurs influents sur leur répartition, tels que la géologie, la topographie et la diagénétique.

CHAPITRE N° 7 :

EXPLICATION ET INTERPRÉTATION DES ÉLÉMENTS GÉOCHIMIQUES DES SÉDIMENTS DE LA SURFACE MARINE AU SUD-OUEST DU MAROC : SIGNIFICATIONS CLIMATIQUES

INTRODUCTION

La concentration des éléments majeurs et traces dans les sédiments marins peut varier dans le temps pour différents motifs : apports anthropiques directs, transfert continental par des sources fluviales et éoliennes, transport par des courants marins, dépôts atmosphériques, etc.

De ce fait, les sédiments terrigènes exportés vers les océans représentent une excellente archive des conditions paléoclimatiques sur le continent. Les données mesurées fournissent des informations sur les conditions environnementales ; reflètent les mécanismes de transport et les variations des apports fluviaux et éoliens.

L'océan Atlantique reçoit une quantité importante de matériel terrigène du continent africain (Peucker et al, 2009). Dans notre zone d'étude, les sédiments terrigènes sont transportés vers la côte atlantique soit par l'action fluviale ou éolienne, qui est sensible aux changements climatiques (Miller et al, 1992). Les changements de l'aridité, du vent et des précipitations continentales (Rea, 1994) affectent la quantité et la trajectoire des sédiments transportés vers l'océan.

Les composants chimiques terrestres ont été largement utilisés pour identifier la source de matière terrestre dans l'océan. Par exemple, selon Peterson et al. (2000) et Haug et al. (2001) les concentrations accrues de titane (Ti) et de fer (Fe) ont été interprétées comme une augmentation d'apports en matière siliciclastique d'origine fluviale. Parallèlement, Yarincik et al, 2000 et Kuhlmann et al, (2004) ont utilisé le potassium (K) comme indicateur des apports fluviaux marocains qui reflètent les conditions terrestres humides. En effet, dans la plupart des sédiments marins, les fractions de sédiments grossiers sont enrichies en Ti (Shiller, 1982), il est lié à de l'altération chimique intensive dans des conditions humides (Bonatti et al, 1973), dans les sédiments marins, Ti caractérise les fractions de sédiments grossiers, Tandis que l'Al est plus enrichi en minéraux argileux à fines particules (Govin et al, 2012). Alors que, le Si est contenu dans tous les minéraux argileux, en particulier dans les grains de quartz (Moreno et al, 2001) ont considéré les variations de rapport Si/Al comme des changements dans les apports en quartz terrigène liés aux fluctuations de la force du vent.

D'autres études suggèrent que les rapports des éléments chimiques sont plus utiles que des éléments individuels (Weltje et al, 2008). Les rapports tels que Ti/Al, Si/Al, Ti/Ca, Fe/Ca, Zr/Al, Al/Ti, Mg/Al, K/Al, K/Ca et Rb/Al sont les plus couramment utilisés pour la reconstruction des apports terrigènes. Par exemple, les rapports Ti/Al, Si/Al et Zr/Al ont été utilisés comme traceur de poussières éoliennes (Govin et al, 2012). Alors que, Fe/Ca, Fe/K, Ti/Ca, Mg/Al, K/Al, K/Ca et Rb/Al en tant qu'indicateurs d'humidité relative (Zabel et al, 2001 ; Yarincik et al, 2000 ; Mulitza et al, 2008 ; Govin et al, 2012). Cependant, des études antérieures considèrent que la distinction entre les sources éoliennes et les sources fluviales de certains rapports d'éléments est difficile, car les deux sources peuvent fournir les mêmes minéraux détritiques et présentent donc des apports similaires. Or, les informations sur les processus de transport, la roche-mère et la composition minérale des sédiments sont essentielles pour une interprétation précise des apports des sédiments. Ces propriétés sédimentaires pourraient aider à distinguer les apports fluviaux et éoliens.

Les teneurs élevées ou faibles d'éléments terrigènes le long de la côte atlantique au sud-ouest du Maroc reflètent la variabilité des apports terrigènes dans cette région. Les concentrations de ces éléments permettent de tracer les variations climatiques terrestres le long de la côte atlantique au sud-ouest du Maroc. Ainsi que, les rapports élémentaires

reflètent la composition du matériel terrigène et reflètent aussi les conditions climatiques dans les bassins versants continentaux. La répartition spatiale des rapports chimiques est utile particulièrement pour identifier les apports terrigènes dans la zone d'étude. À cet égard, les rapports tels que Si/Al et Ti/Al ont été utilisés dans cette étude comme traceur de poussières éoliennes. Tandis que, les rapports Fe/Ca, K/Ca, K/Al en tant qu'indicateurs d'humidité relative.

Cette étude nous permettra de tracer les changements climatiques, océaniques (variabilité climatique, température de la surface marine...) et environnementaux. Enfin, l'utilisation de l'analyse en composantes principales va nous permettre d'étudier les différentes corrélations possibles entre les éléments analysés dans le but d'identifier les signatures géochimiques possibles enregistrées dans cette zone.

Axe 18 : Généralités sur la distribution des sédiments marins : présentation et explication

Les sédiments terrigènes déposés dans les océans consistent en un mélange de composants sédimentaires provenant de différentes sources qui sont transportés au site du dépôt par différents mécanismes de transport des sédiments (Weltje et al, 2003). Au large des côtes du désert du Sahara, on trouve principalement deux types de matières terrigènes : le premier, et le plus dominant, l'apport éolien, transporté par différents systèmes éoliens, et la deuxième source fluvial, qui peut être dominante près de l'embouchure des fleuves (par exemple Tensift et Souss).

I. Les sources des sédiments terrigènes au large des côtes au sud-ouest du Maroc

1. Les apports fluviaux

Les rivières et les cours d'eau sont les principaux fournisseurs de matériaux, car ce sont les agents de transport privilégiés des sédiments arrachés aux continents par les phénomènes d'érosion, particulièrement vigoureux dans l'arrière pays de ce littoral. Ils sont essentiellement contrôlés par les facteurs climatiques et la superficie des bassins versants.

Compte tenu du manque de données précises sur tous les apports des Oueds à la zone côtière au sud-ouest du Maroc, il nous est impossible de tenter d'établir un bilan du flux solide. Des informations éparses permettent de considérer que l'essentiel des apports solides est constitué de sédiments fins qui sont aisément évacués en mer et dispersés par les courants marins sur le plateau continental.

La décharge fluviale de matériel détritique est une autre source importante de matière terrigène. Dans la zone d'étude, un certain nombre de rivières (par exemple, Tensift 32 °N, Souss 30 °N) transportent des sédiments provenant de l'arrière-pays de l'Atlas et de l'Anti-Atlas vers le plateau continental (Wynn et al, 2000). Le débit total de sédiments des rivières du nord-ouest de l'Afrique est estimé à 110 millions de tonnes par ans (Milliman et al, 1983). Aujourd'hui, la majeure partie de ces sédiments fluviaux est déposée sur le plateau continental. Cependant, de nombreux canyons, disséquant la rupture du plateau, fournissent des conduits pour le matériel qui contourne le talus continental et se dépose sur la plaine abyssale de la Seine, le bassin d'Agadir et la plaine abyssale de Madère (Weaver et al, 2000 ; Wynn et al, 2000). Les systèmes de canyon dans la partie nord du continent africain du nord-ouest sont encore influencés par le drainage fluvial (Wynn et al, 2000), tandis que plus au sud, sur la marge saharienne occidentale 28°N, l'offre fluviale est significativement réduite par rapport à la zone située au nord de 29°N. Ici, les oueds supplémentaires atteignent l'océan Atlantique uniquement de façon saisonnière (Wynn et al, 2000).

L'apport fluvial de matériel terrigène est limité à la zone d'étude, principalement entre 29 °N et 32 °N. Dans le nord, lorsque la neige fond sur les montagnes de l'Atlas et de l'Anti-Atlas et pendant les saisons pluvieuses, la rivière alimente en intensité. Ceci a une influence significative sur la sédimentation. En général, le profil des précipitations est causé par les vents d'ouest des latitudes moyennes (c'est-à-dire avec leurs systèmes frontaux) et la zone de convergence intertropicale (ZCIT) (Nicholson, 2000). Par conséquent, les apports fluviaux

induits par les précipitations sont intensifiés au nord du Sahara, en particulier pendant l'hiver boréal, la saison des précipitations les plus intenses (Nicholson, 2000).

2. Les apports éoliens

A côté de l'apport fluvial, le transport de sédiments par les vents est un facteur sédimentaire qui joue un rôle notable dans les zones marines. En effet, tous les éléments chimiques sont apportés à l'océan sous forme dissoute et sous forme particulaire par des processus atmosphériques, en particulier le transport éolien. La majeure partie des apports particuliers concerne des particules dont la taille est inférieure à $10\text{ }\mu\text{m}$: les aérosols (Libes, 2009). Le transport éolien se produit lorsque les vents entraînent ces petites particules de la surface continentale et les transportent au-dessus des océans.

L'apport de poussière représente une contribution importante aux sédiments marins. Le désert du Sahara est la source la plus importante de matériel éolien du monde. Engelstaedter et al, (2006) ont estimé que les particules de poussières émises en provenance du nord-ouest de l'Afrique variaient entre 120 et 180 Tg-an. La poussière des régions sahariennes et sahéliennes est transportée par les alizés du nord-est à une altitude de 500-1500m et est exportée vers l'océan Atlantique proximal (Chiapello et al, 1995). De plus, la poussière est transportée dans la couche d'air saharienne plus élevée jusqu'à 3 km (Sarnthein et al, 1981) et peut potentiellement être transportée par-delà l'océan Atlantique jusqu'aux Caraïbes (Prospero et al, 1972).

Dans le continent aride du nord-ouest de l'Afrique, le dépôt de poussières minérales est responsable d'une grande partie de la sédimentation en eau profonde (Chester et al, 1972 ; Rea, 1994) et fournit des nutriments aux eaux de surface de la mer (Jickells et al, 2005). Par conséquent, la poussière saharienne consiste principalement en un mélange de phases d'aluminosilicate contenant toutes des quantités variables de silicium (Si), d'aluminium (Al), de fer (Fe) et de potassium (K) (Caquineau et al, 1998). En titane (Ti) (Schutz et al, 1982).

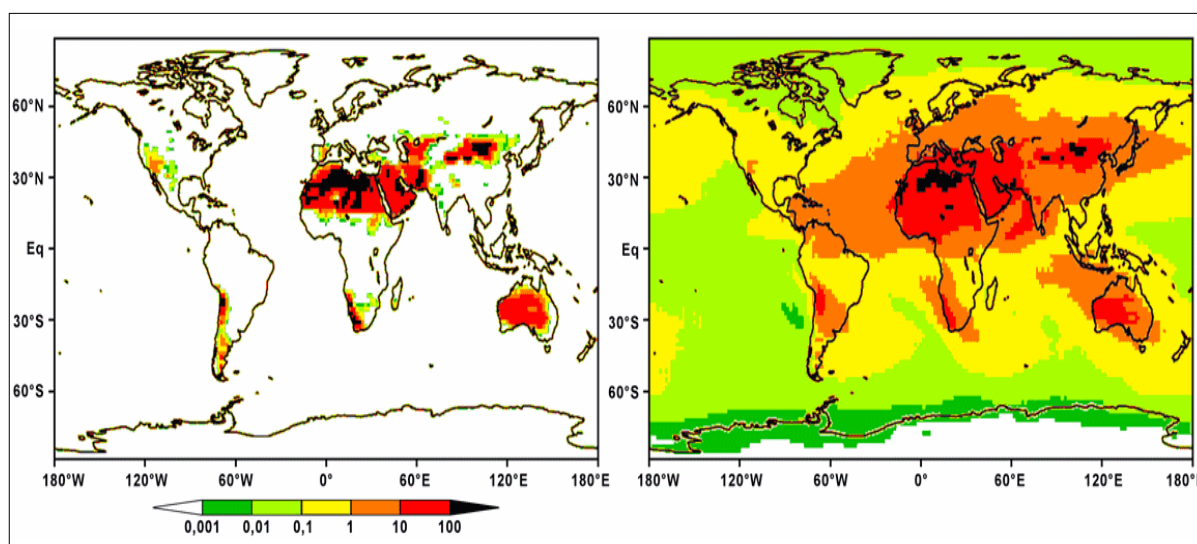


Figure 121 : Simulation à l'aide d'un modèle global d'émission du flux annuel moyen d'émissions de poussières (à gauche) et du flux annuel total de dépôt (à droite), unités : $\text{g poids sec m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ (d'après Tanaka et al, 2006).

La répartition de la poussière saharienne est contrôlée par deux scénarios météorologiques. Le premier en hiver, dans lequel la poussière a été favorisée par le déplacement vers le sud de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) et l'affaiblissement des Açores (Bergametti et al, 1989). Les alizés sont alors bien développés entre la latitude 10°N et 25°N (Martinez et al, 1999), tandis que les vents très secs et chauds (Harmattan) soufflent occasionnellement au

large du Sahara, à des latitudes comprises entre 15°N et 28°N. Ces vents peuvent transporter la poussière du désert dans l'océan et au-dessus de l'océan, bien que la plupart du temps, la frontière entre l'Harmattan et les zones maritimes se situe sur le continent parallèle à la côte (Van Camp et al, 1991). Dans le deuxième scénario, la poussière en été est transportée depuis une source septentrionale (Torres et al, 2002). En raison de la migration vers le nord de la ZCIT vers 19°N (Nicholson, 2000), les alizés soufflent plus au nord 32°N (Martinez et al, 1999). Cette poussière est transportée vers l'ouest, au-dessus de l'océan Atlantique Nord-Est, des îles Canaries et d'une branche ouest transportant les aérosols loin au large.

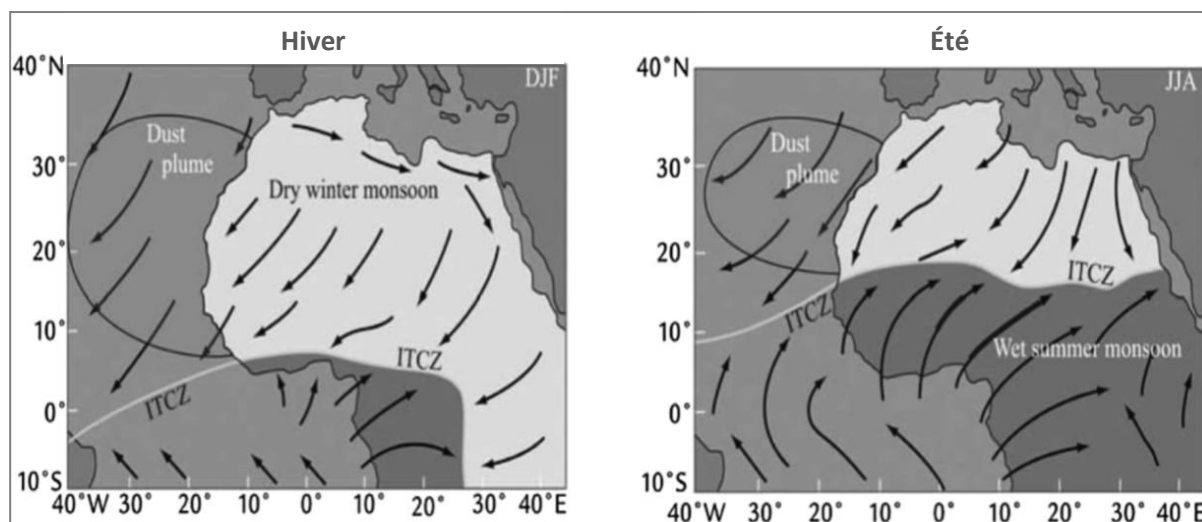


Figure 122 : Les régimes des vents pendant les saisons estivales et hivernales au-dessus de l'Atlantique Nord tropical (d'après Stuut et al, 2005).

La poussière éolienne a permis de reconstituer les changements paléoclimatiques, en particulier les fluctuations de phase humides et arides, qui se traduisent par des augmentations ou des diminutions correspondantes de la concentration des éléments dérivés de la poussière (Cole et al, 2009). Des données indirectes géochimiques tels que les rapports Si/Al, Zr/Al et Ti/Al (Calvert et al, 2007) ont été largement utilisés pour reconstruire les variations des apports éoliennes.

II. Généralités sur la distribution des sédiments marins

Les sédiments marins ne sont plus en équilibre avec les conditions de dépôt actuel et correspondent à une sédimentation ancienne quand le niveau de la mer était plus bas. En effet, La distribution des sédiments marins dépend principalement de trois paramètres :

- ❖ La distance aux continents ;
- ❖ La productivité primaire ;
- ❖ La colonne d'eau.

Sur les plateformes continentales, l'épaisseur des sédiments est plus importante que dans les fonds marins car celles-ci sont proches de la source de la fraction détritique des sédiments. Ainsi, il est aussi évident que devant les embouchures des grands fleuves, l'accumulation de sédiments soit très importante. Ces endroits correspondent donc en générale aux taux d'accumulation sédimentaire les plus élevés. La contribution des particules détritiques diminue avec l'augmentation de la distance aux continents et ne correspond plus qu'aux particules argileuses à la limite de la plateforme (Thurman et al, 2002).

La productivité primaire, représentée principalement par le phytoplancton et donc la chlorophylle, est une des plus grandes sources de sédiments. Cet apport sédimentaire, dit

biogénique, est donc localisé aux régions de plus grande productivité primaire, qu'elle soit carbonatée ou siliceuse. La distribution de la chlorophylle à la surface des océans. Celle-ci dépend surtout de la disponibilité en nutriments et se développe donc dans les zones d'upwellings (ouest des continents), dans les eaux de hautes latitudes et dans les contre-courants équatoriaux qui s'écoulent d'est en ouest (Wynn et al, 2000).

De sa profondeur et ses caractéristiques de ventilation, la colonne d'eau détermine en grande partie les particules qui sédimentent. Ainsi, la bathymétrie (profondeur de la colonne d'eau) influence directement la nature des sédiments car elle varie avec la profondeur de compensation des carbonates, c'est-à-dire la profondeur à partir de laquelle les particules carbonatées sont toutes dissoutes (Jansen et al, 1998). Cette profondeur varie pour chaque océan en fonction de la ventilation des eaux profondes atteignant les plus grandes profondeurs dans l'océan Atlantique. Il est intéressant de noter ici que les dorsales océaniques forment des reliefs montagneux sous-marins (Hillier, 1995).

La distribution des sédiments marins donc reflète l'influence de ces trois paramètres. Les régions les plus profondes, qui se situent en dessous de la ligne de compensation des carbonates, sont caractérisées par des dépôts de type argiles rouges et des nodules polymétalliques. Les régions de productivité primaire élevée sont caractérisées par des sédiments biogéniques carbonatés ou siliceux et les régions proches des continents pas des sédiments terrigènes ou détritiques (Thurman et al, 2002).

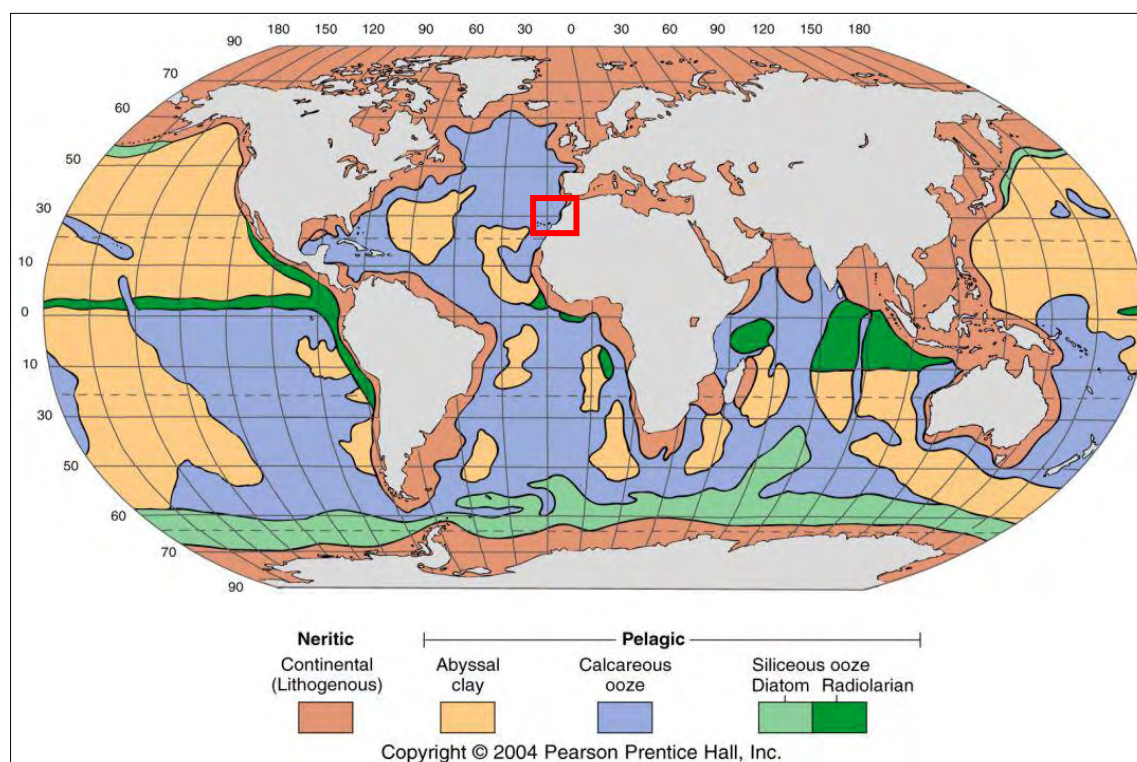


Figure 123 : Distribution globale des sédiments types sur les fonds océaniques (d'après Thurman et al, 2002).

Axe 19 : Analyse et interprétation des composants géochimiques en tant qu'indicateur du climat terrestre au sud-ouest du Maroc

Dans cette étude, nous sommes concentrés sur sept éléments chimiques suivants : Ca, Fe, K, Mg, Al, Ti et Si sont liés aux composants siliciclastiques du sédiment variant avec la fraction terrigène du sédiment, tandis que le Ca est souvent interprété comme représentant le carbonate marin composant déposé sur le site.

I. Distribution des éléments géochimiques en tant que données indirectes du climat terrestre au sud-ouest du Maroc

Les figures ci-dessous montrent la distribution des concentrations en éléments majeurs (mg/kg) des sédiments de surface marine à la côte atlantique au sud-ouest du Maroc. Nous observons en premier lieu des distributions très similaires des éléments terrigènes Al, Fe, K, Mg, Ti et Si puis une distribution clairement opposée de Ca. Le Ca présente des valeurs faibles près de la marge continentale en particulier dans les zones de l'embouchure des Oueds de bassin versant de Tensift et de Souss-Massa, et des valeurs élevées plus loin du continent. La majeure partie du Ca contenu dans les sédiments de surface de l'Atlantique peut donc être attribuée aux carbonates, probablement d'origine marine, comme l'ont montré des études antérieures (Richter et al, 2006 ; Jullien et al, 2007 ; Itambi et al, 2010). Alors que, les teneurs des autres éléments terrigènes sont plus élevées aux marges continentales marocaines que dans l'océan ouvert. Par conséquent, ces résultats indiquent clairement l'effet des apports terrigènes sur la composition élémentaire des sédiments de surface situés au long des marges continentales. De plus, nous pouvons distinguer entre deux régions. Nous observons (i) des valeurs de Ca les plus élevées avec des faibles valeurs d'éléments terrigènes (Al, Fe, Ti, K, Si, Mg) très loin de la marge continentale, (ii) des concentrations de Ca faibles parallèlement à de fortes concentrations d'éléments terrigènes (Al, Fe, Ti, K, Si, Mg) proche de la marge continentale au sud-ouest du Maroc en particulier à l'embouchure des Oueds de bassin versant de Tensift et de Souss-Massa (Souss, Tamri, Tamghart, Tensift, Ksob et Tidzi ...).

Globalement, tous les sites situés au long des marges continentales marocaines présentent des teneurs relativement élevées d'éléments terrigènes, avec une teneur faible en Ca. Les teneurs de Ca sont interprétées en tant que représentant de la composante carbonatée déposée, étant donné que les faibles valeurs sont situées près la zone d'upwelling du Cap Ghir hautement productif, elles représentent probablement la productivité marine (Kuhlmann et al, 2004). On note ici que, le Ca ne reflète pas clairement la quantité de matière terrigène déposée sur le fond marin, il reflète plutôt une quantité importante des apports terrigènes par rapport au contenu marin. Parce que la concentration de Ca dans les sédiments dépend de la productivité et la dissolution des carbonates marins (Goven et al, 2012).

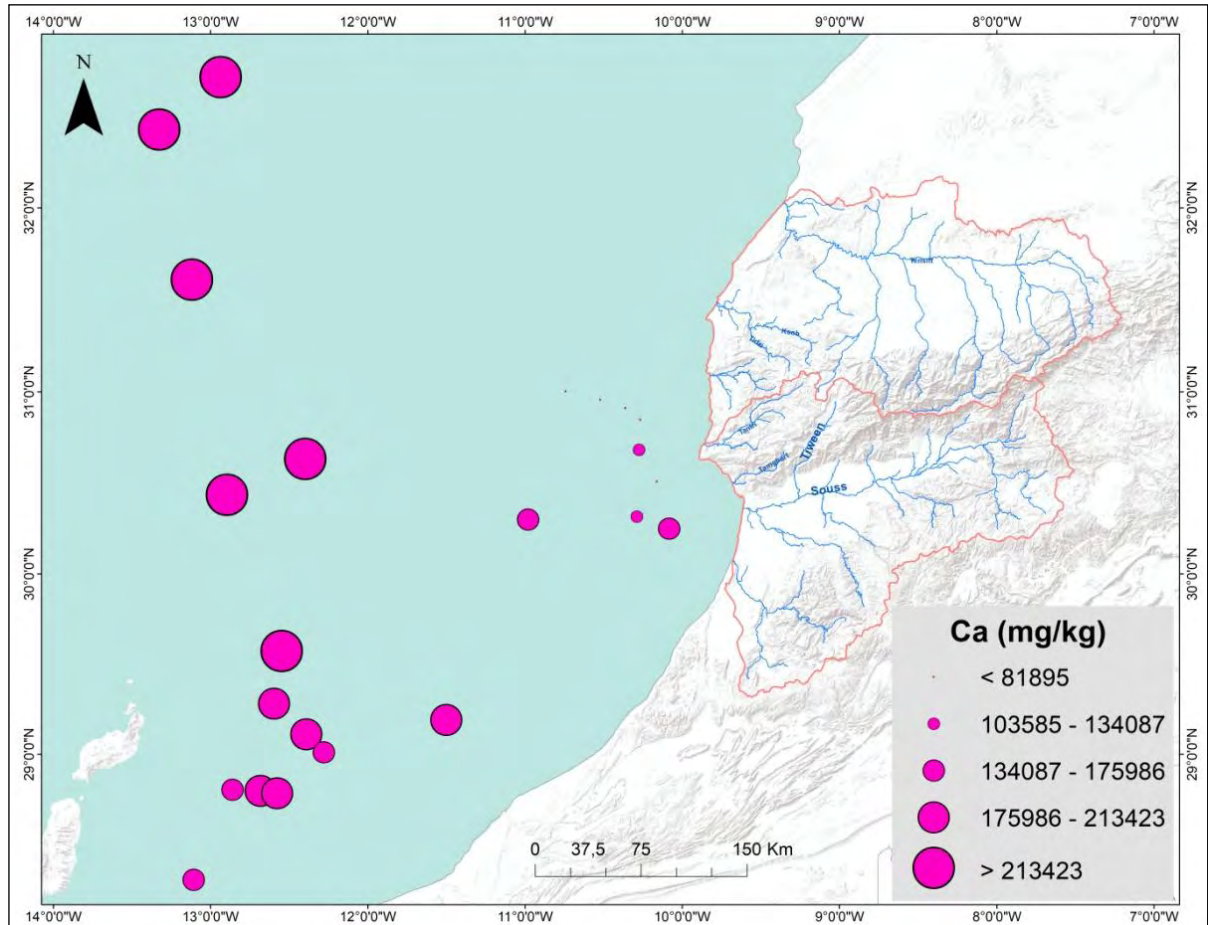


Figure 124 : Distribution spatiale d'éléments de Ca (en mg/kg).

Le K est généralement associé à des siliciclastiques terrestres tels que les argiles illites et le feldspath potassique (Yarincik et al, 2000). D'une part, le potassium est fréquemment utilisé pour d'étudier les changements climatiques (arides/humides) dans une région source (Kuhlmann et al, 2004) et d'autre part, pour d'identifier les régions d'origine des poussières éoliennes. Il existe des valeurs élevées de potassium dans la région d'upwelling de Cap Ghir, ce qui explique les fortes concentrations de K, car cette région est située à l'embouchure de plusieurs rivières du sud Marocain.

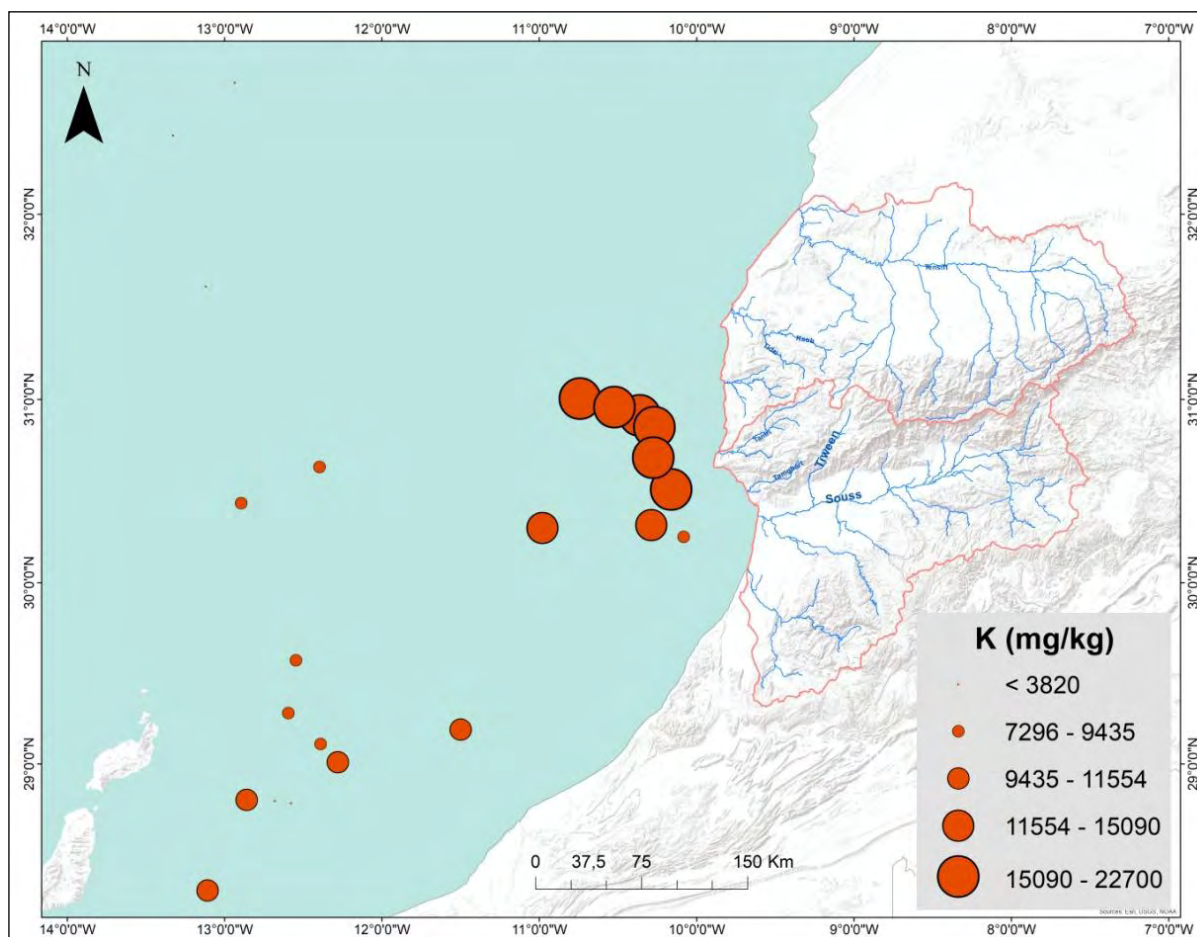


Figure 125 : Distribution spatiale d'éléments de K (en mg/kg).

La distribution des teneurs en Al montre des valeurs élevées au Cap Ghir et relativement élevées au cap Yubi ainsi qu'au large des îles Canaries. Les valeurs les plus basses sont enregistrées dans l'océan ouvert loin du continent. De nombreuses études antérieures ont lié l'Al à l'altération chimique intense, produisant de la kaolinite et des argiles smectites (Zabel et al, 2001). Le potassium (K) et l'aluminium (Al) sont tous prolifiques dans les minéraux argileux, avec une contribution moindre des feldspaths et des zéolithes, et le potassium est principalement présent dans l'illite tandis que l'aluminium est abondant dans tous les minéraux argileux (Boyle, 1983). L'illite est généralement un produit d'altération dans des climats arides où l'altération physique est forte, puisque l'altération chimique est faible, la kaolinite est généralement un produit de l'altération chimique dans les climats tropicaux et humides (Yarincik et al, 2000).

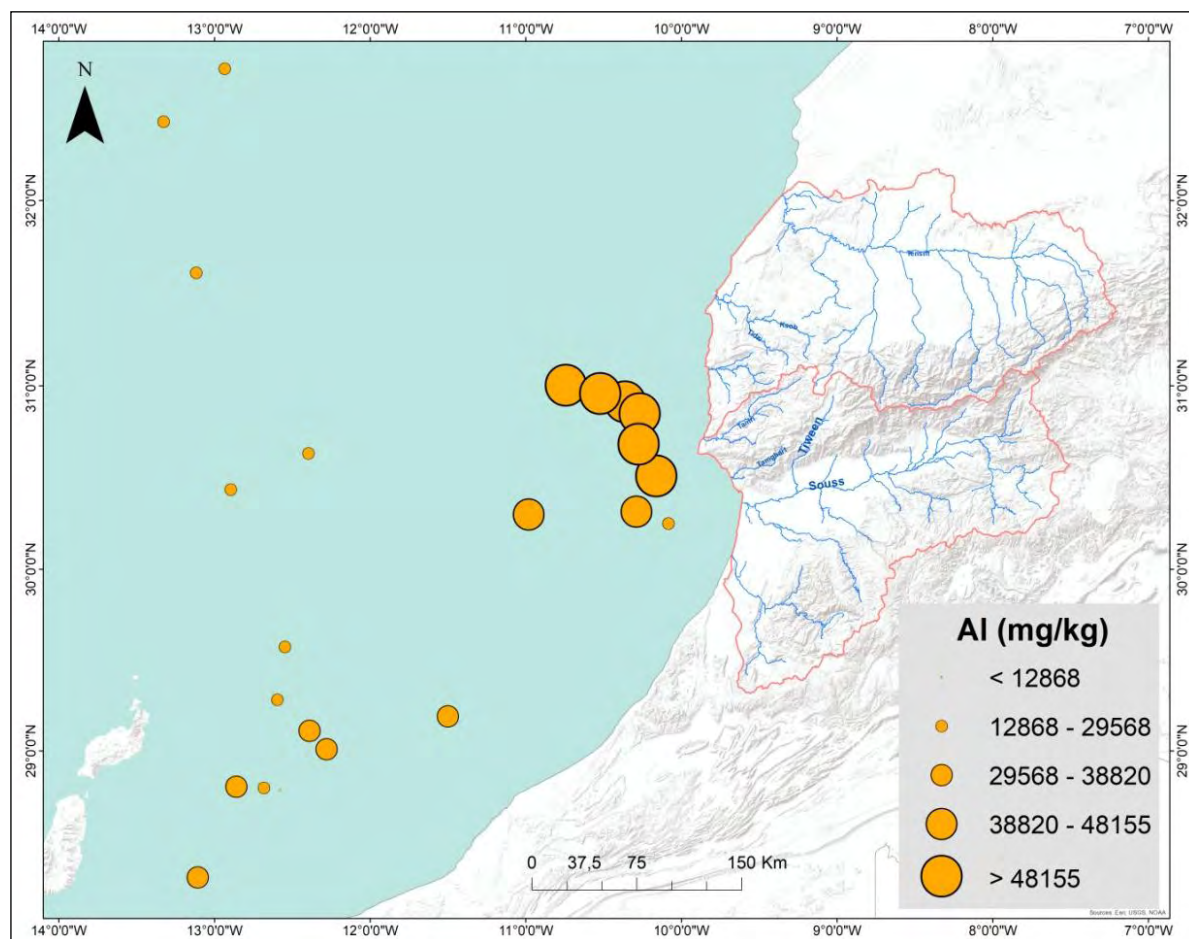


Figure 126 : Distribution spatiale d'éléments d'Al (en mg/kg).

Les concentrations de Fe représentent également des valeurs élevées dans la même région (Cap Ghir) et pour la distribution de K et Al, dans ce cas, ce pourrait être sous forme d'oxyhydroxydes de fer. De plus, le Ti reflète des valeurs élevées le long des marges continentales et des valeurs faibles loin d'eux. Le Ti étant beaucoup moins sensible à la diagenèse que le Fe. En outre, le Mg a enregistré des valeurs élevées en particulier au site de Cap Ghir, cette région recevant des matériaux provenant principalement des fleuves du sud-ouest du Maroc (Souss, Tamri, Tamghart, Tensift, Ksob et Tidzi) ce qui explique l'augmentation du Mg dans cette région.

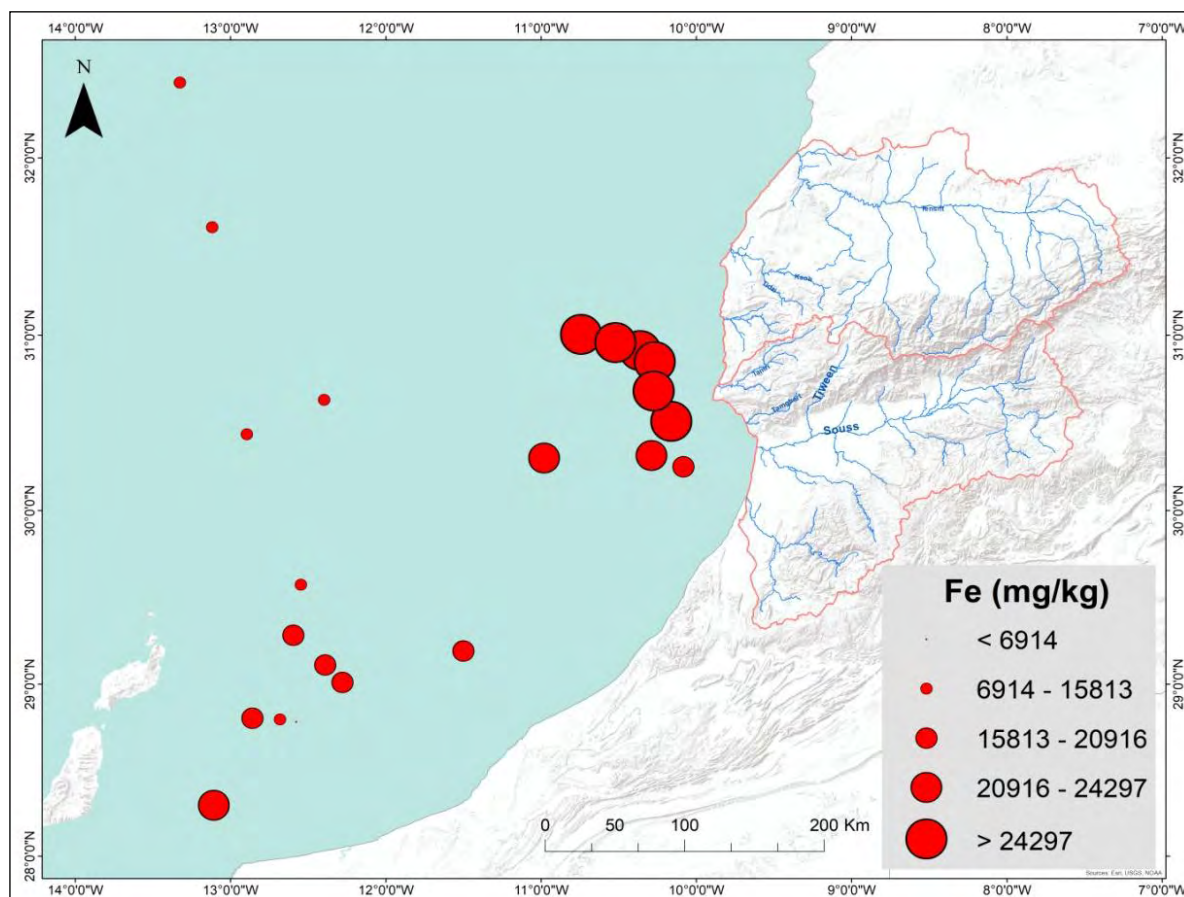


Figure 127 : Distribution spatiale d'éléments de Fe (en mg/kg).

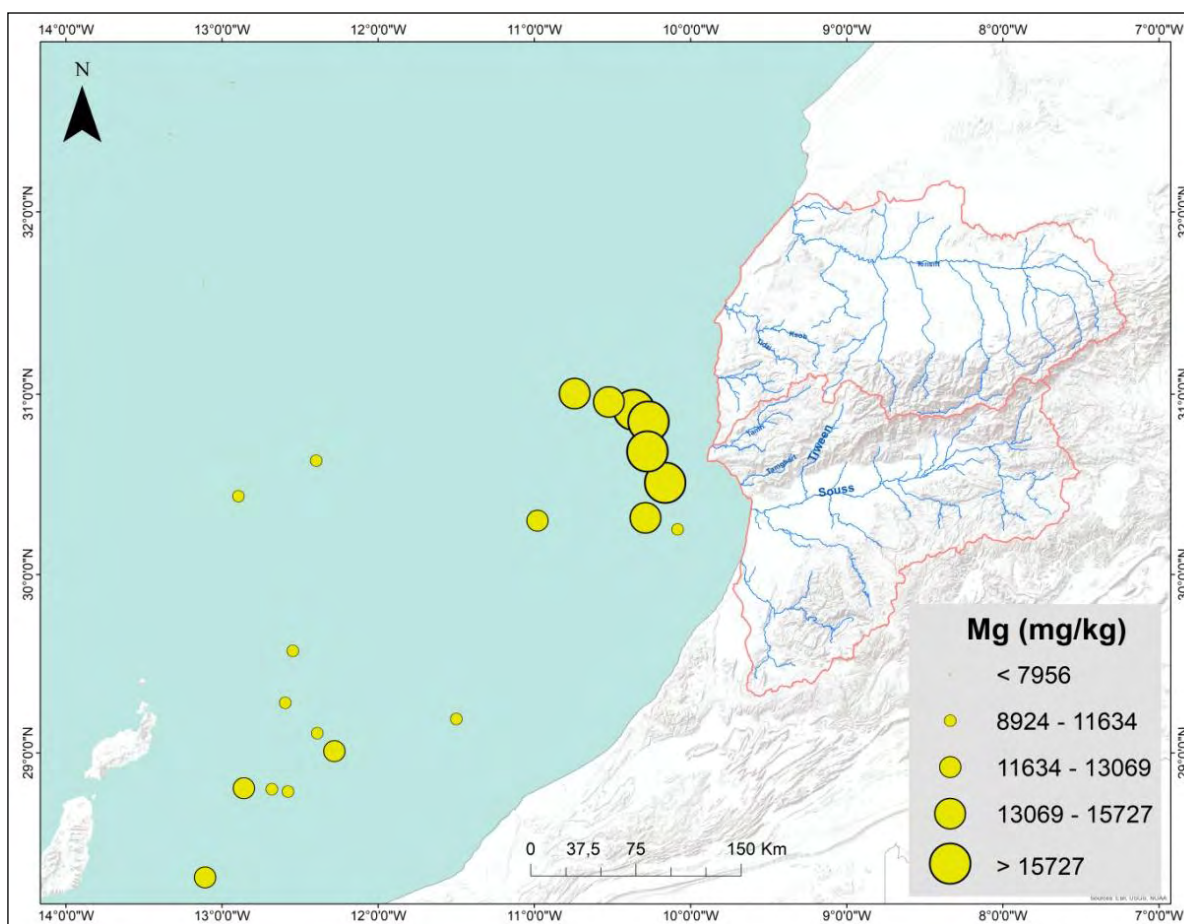


Figure 128 : Distribution spatiale d'éléments de Mg (en mg/kg).

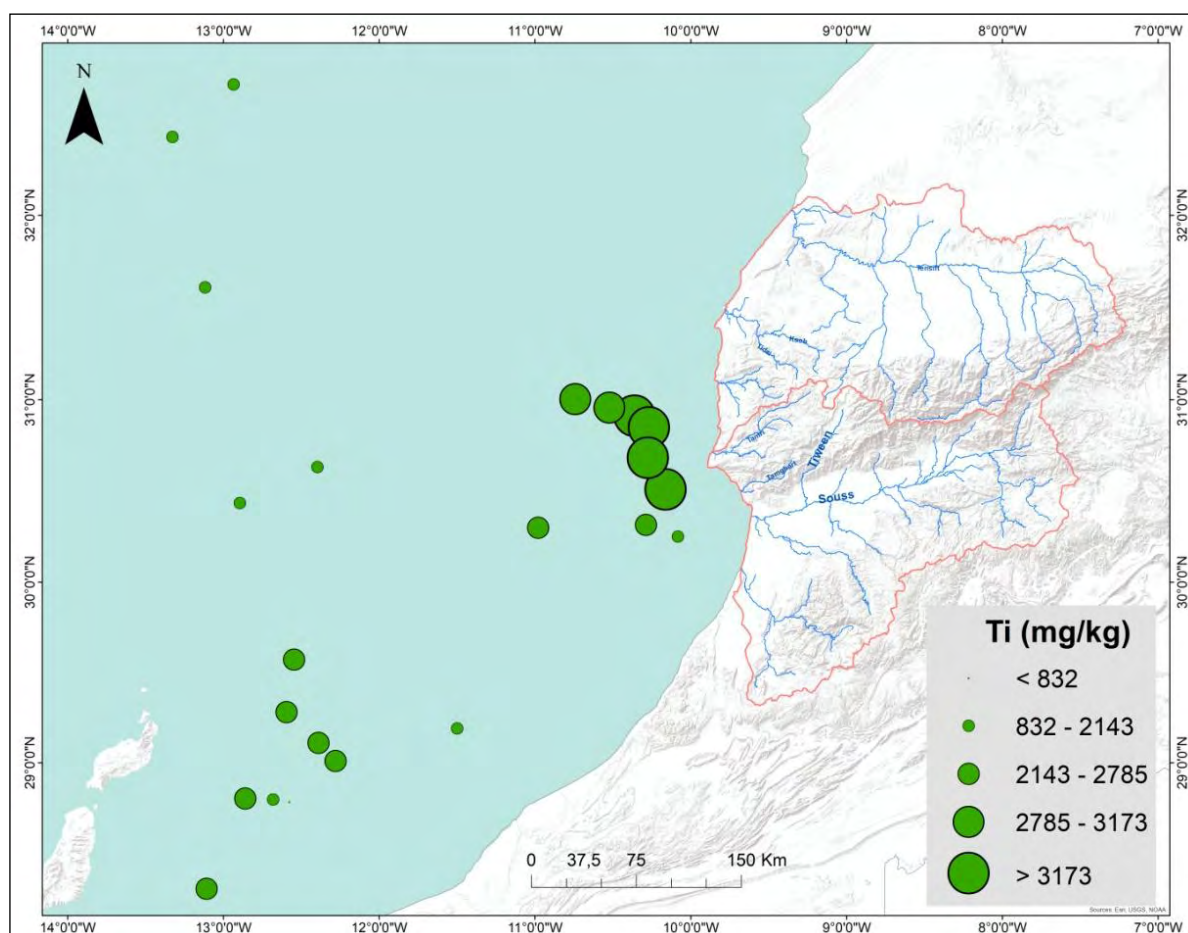


Figure 129 : Distribution spatiale d'éléments de Ti (en mg/kg).

Enfin, les valeurs élevées de Si sont enregistrées aux sites situés le long de la marge continentale marocaine, notamment près de l'embouchure des fleuves et relativement aux marges des Canaries. Ces zones sont caractérisées par une productivité marine élevée (McGregor et al, 2007 ; Kuhlmann et al, 2004), ce qui explique les concentrations élevées de Si dans ces sédiments. Ils sont donc situés dans une région à forte productivité siliceuse et reçoivent des apports important.

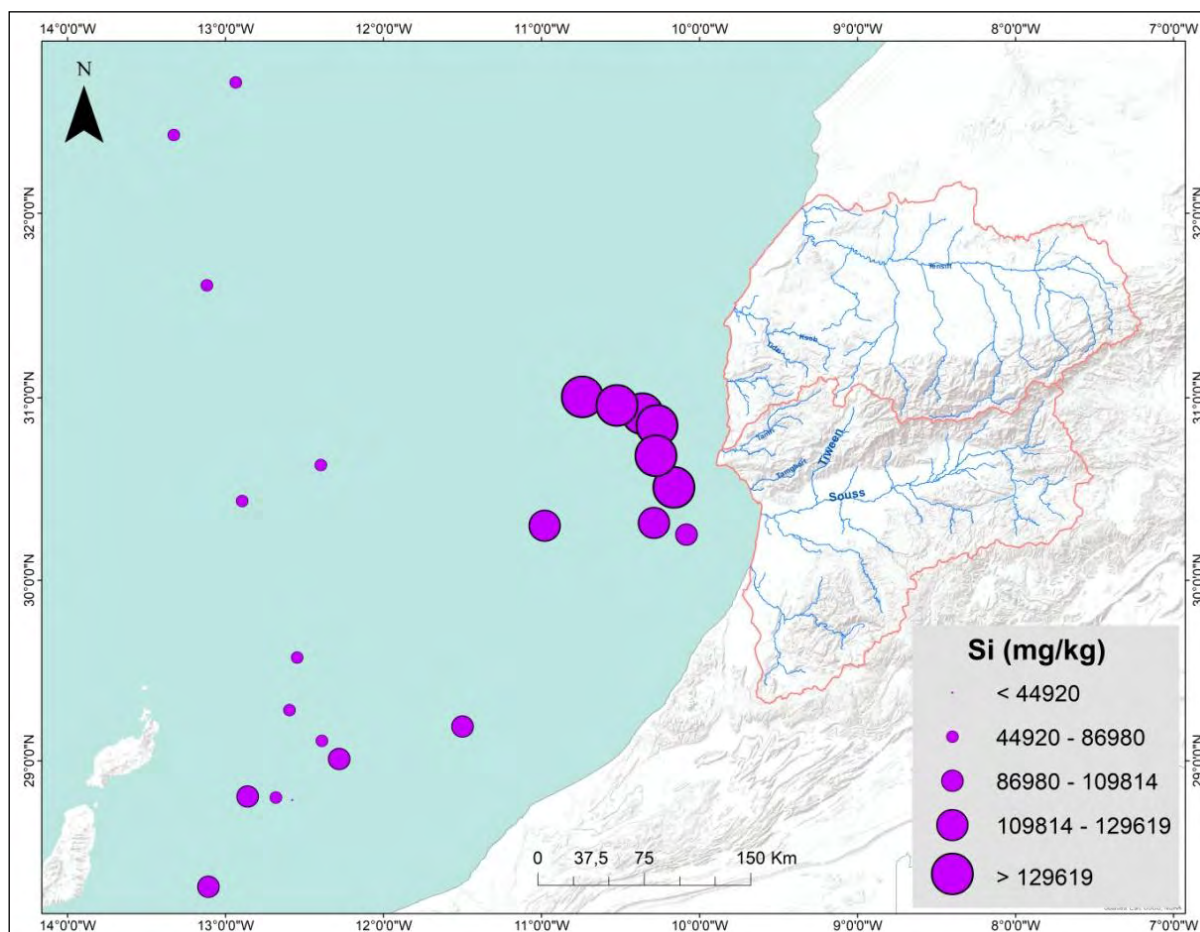


Figure 130 : Distribution spatiale d'éléments de Si (en mg/kg).

II. Les rapports chimiques des sédiments marins représentent un autre traceur des apports terrestres

Nous présentons dans cette étude les rapports chimiques suivants : K/Ca, K/Al, Fe/Ca en tant qu'indicateurs d'humidité relative et Si/Al et Ti/Al comme traceurs de poussières sahariennes.

1. Distribution de fer/calcium (Fe/Ca) et potassium/calcium (K/Ca)

La figure ci-dessous montre que les rapports Fe/Ca et K/Ca présentent des valeurs relativement similaires. Les valeurs de Fe/Ca et de K/Ca sont très élevées en particulier dans les régions à forte densité fluviale des Oueds au sud-ouest du Maroc (Souss, Tamri, Tamghart, Ksob et Tidzi ...) et au sud des îles Canaries sur les sites GeoB8613-7 et GeoB8614-2 (28 °N, 14 °W). En revanche, il existe des valeurs faibles loin des marges du continent.

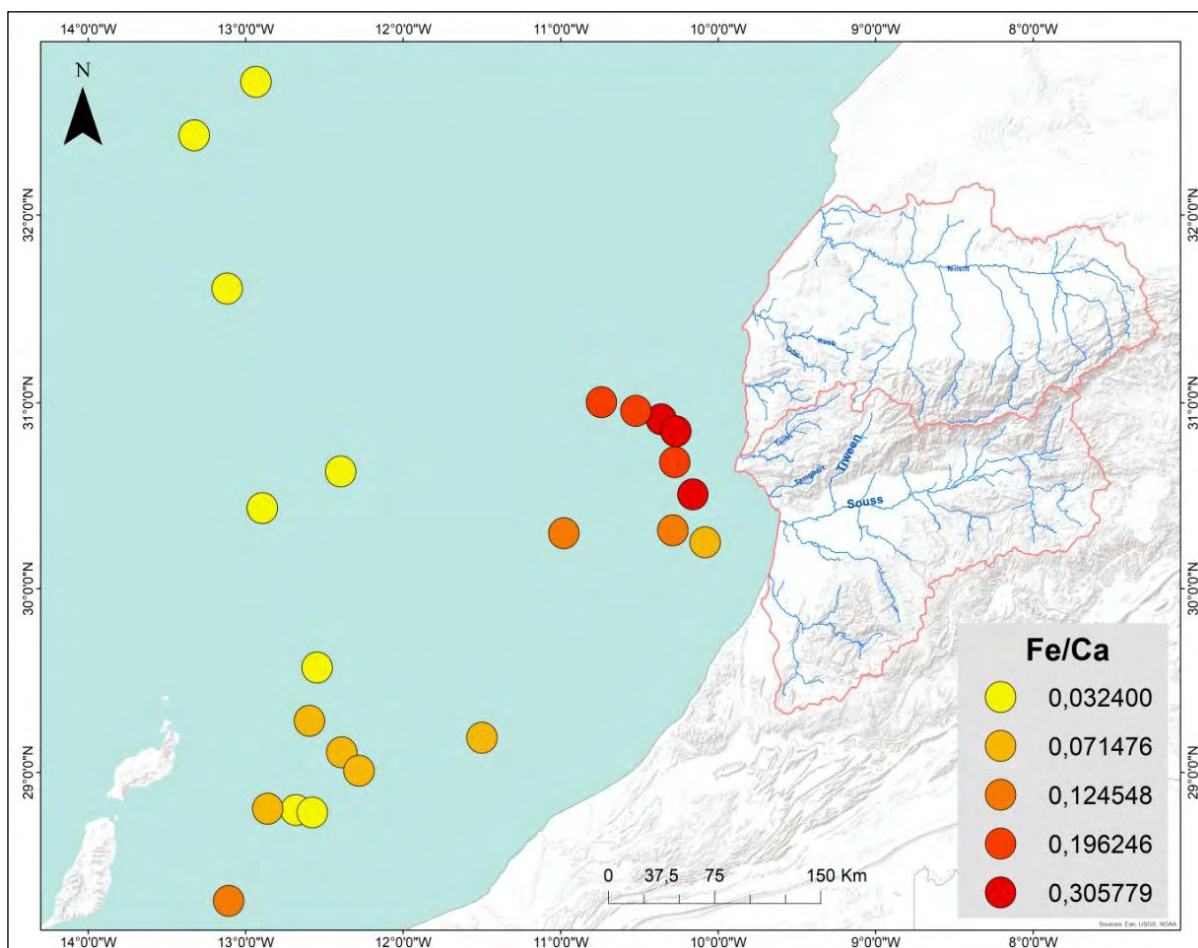


Figure 131 : Distribution spatiale de rapport Fe/Ca (en mg/kg).

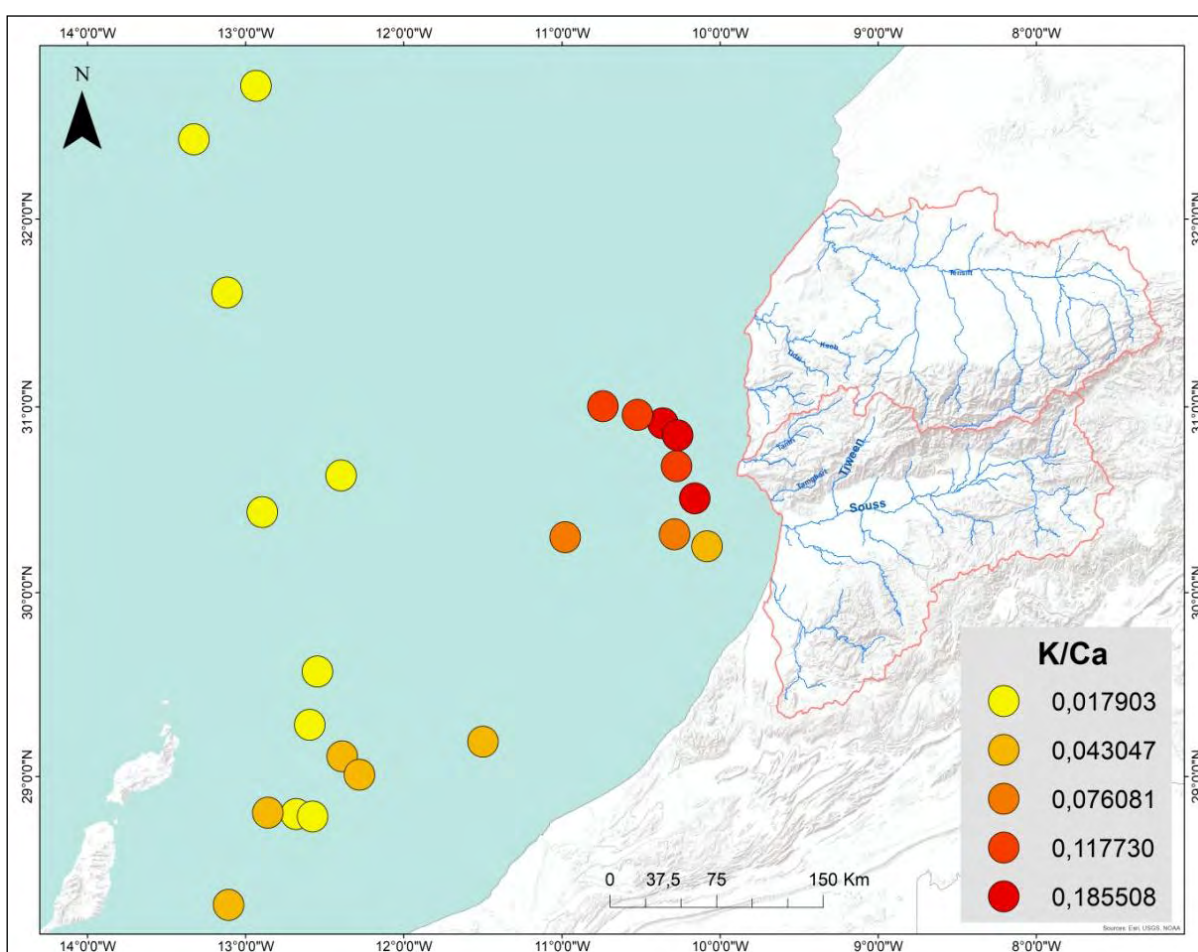


Figure 132 : Distribution spatiale de rapport K/Ca (en mg/kg).

2. Distribution de potassium/aluminium (K/Al)

La figure ci-dessous montre la distribution du rapport K/Al, dans lequel les valeurs K/Al sont très élevées, en particulier au site de Cape Ghir où la région des fleuves marocains (Tensift, Asserssif, Tamghart, Temri et Igouezollen...). Par conséquent, les moyennes valeurs de K/Al sont enregistrées aux sites GeoB8606-2 (31,00 °N, 10,74 °W), GeoB6011-2 (30,31 °N, 10,28 °W), GeoB4210-2 (30,3 °N, 10,98 °O), GeoB4216-2 (30,63 °N, 12,39 °W), GeoB4217-1 (30,43 °N, 12,89 °W) et GeoB5561-1 (32,70 °N, 12,93 °W). Par contre, Les faibles valeurs sont enregistrées aux sites situés entre les îles Canaries et les côtes marocaines (29,57 °N et 27,53 °N).

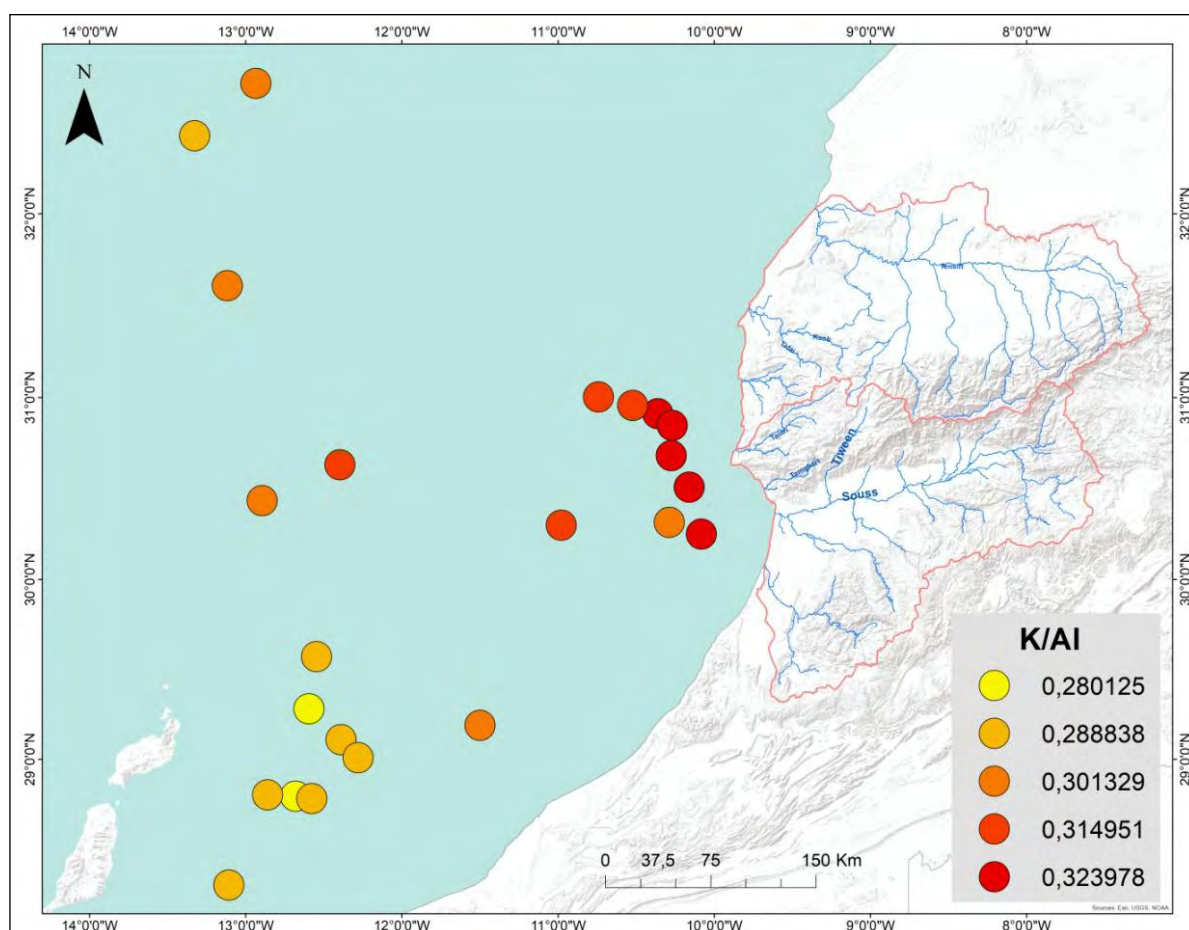


Figure 133 : Distribution spatiale de rapport K/Al (en mg/kg).

3. Distribution de titane/aluminium (Ti/Al)

Deux sites situés près des îles Canaries présentent des valeurs élevées en Ti/Al : (i) site GeoB4218-1 (29,57 °N, 12,54 °W), GeoB4228-2 (29,28 °N, 12,59 °O) et GeoB4229-1 (29,11 °N, 12,39 °O) situés au nord des îles Canaries. (ii) site GeoB4201-2 (32,42 °N, 13,32 °O) et GeoB5561-1 (32,7 °N, 12, 93 °W). De plus, les faibles valeurs du rapport Ti/Al sont observées le long des marges continentales marocaines, en particulier plus proche de la région de Cape Ghir entre 32 °N et 30 °N. Cette région reçoit principalement des apports terrigènes d'origine fluviale provenant des Oueds Souss, Tamri, Tamghart, Ksob et Tidzi.

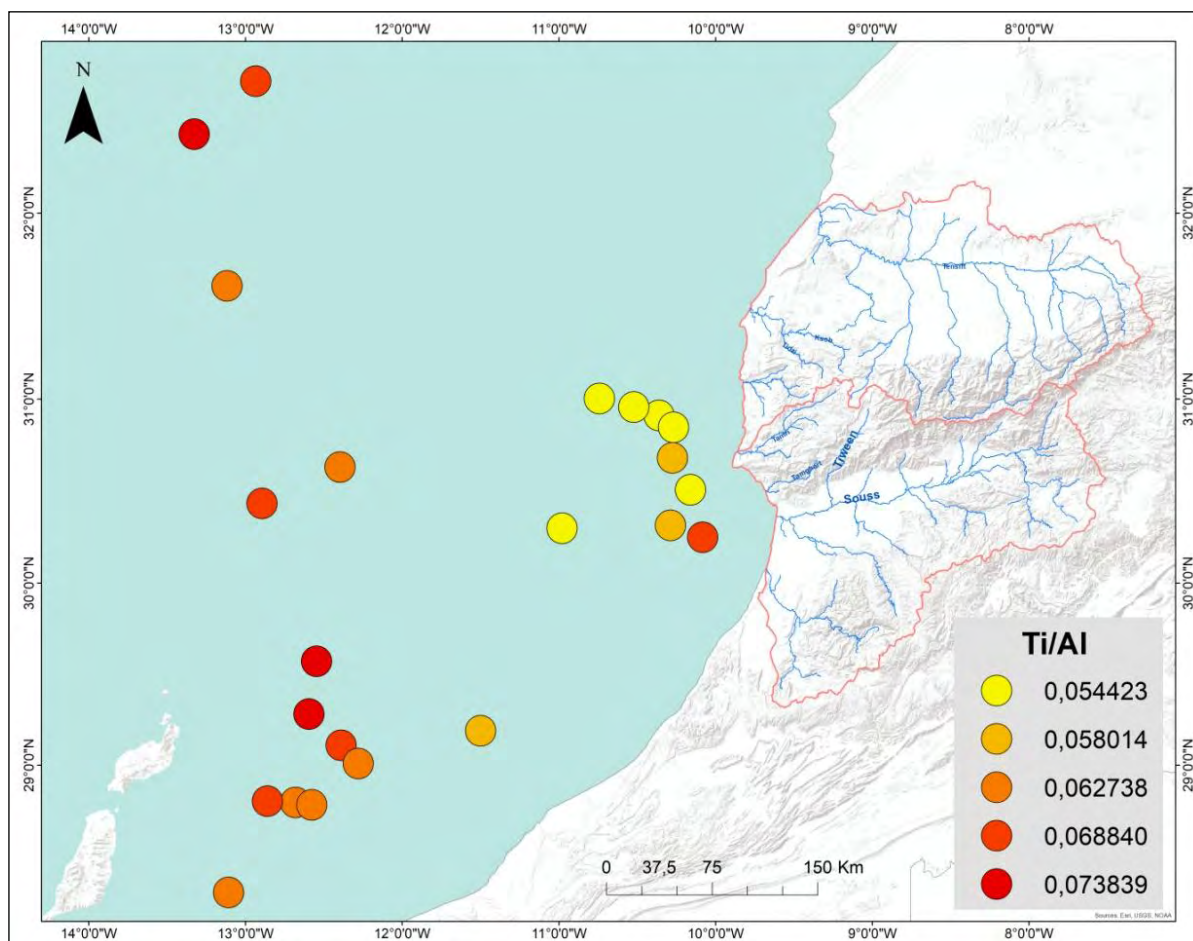


Figure 134 : Distribution spatiale de rapport Ti/Al (en mg/kg).

4. Distribution de silicium/aluminium Si/Al

Deux sites de l'étude montrent (i) des valeurs relativement élevées de Si/Al principalement au site GeoB6010-1 (30,25 °N, 10,08 °O) situé au sud du cap Ghir. (ii) De faibles valeurs de Si/Al ont été enregistrées dans la majeure partie de la région, en particulier le long des marges continentales du Maroc près de l'embouchure d'Oueds de Souss, Tamri, Tamghart, Ksob et Tidzi.

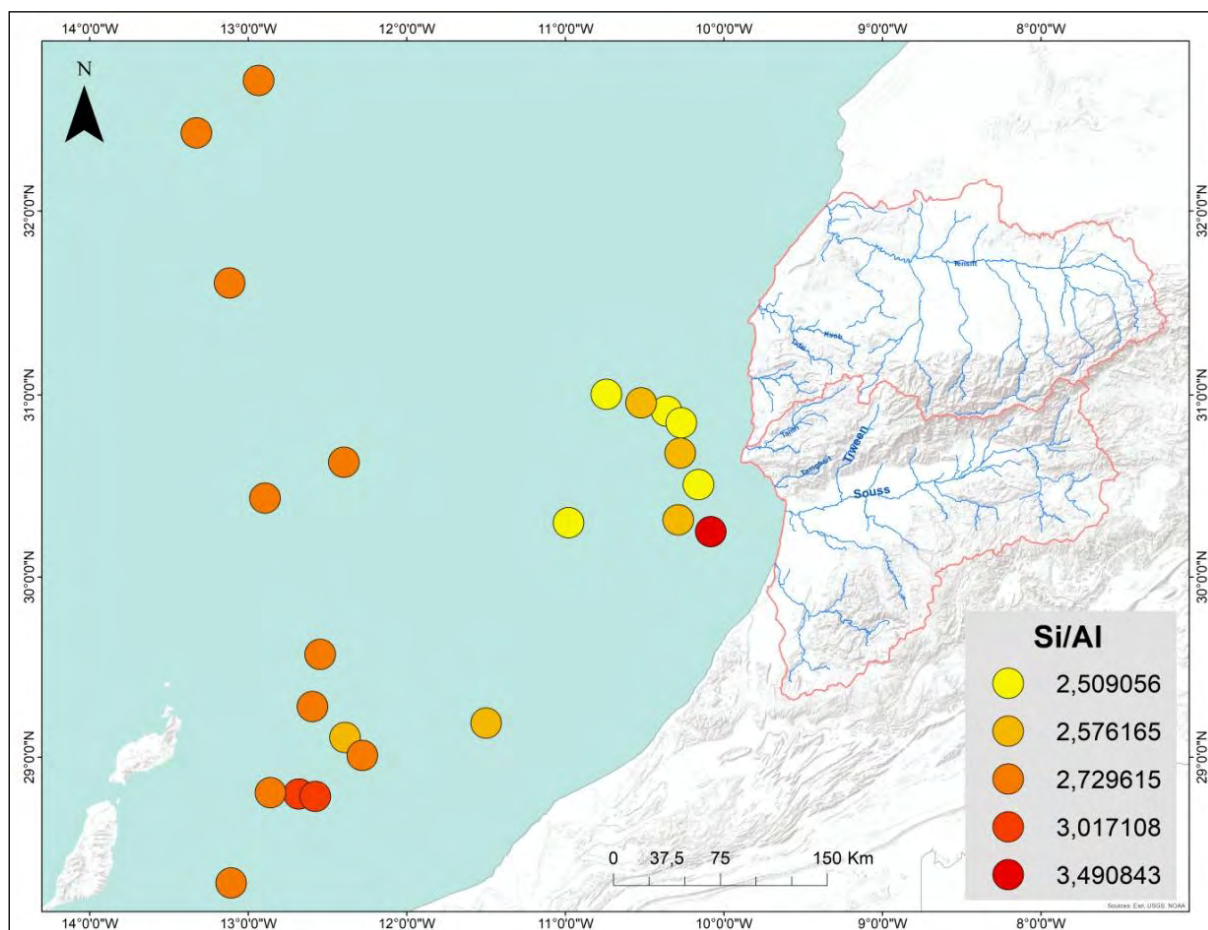


Figure 135 : Distribution spatiale de rapport Si/Al (en mg/kg).

La distribution spatiale de K/Ca montre des valeurs les élevées dans la région de Cap Ghir. On suppose que l'augmentation des apports fluviaux de matières terrigènes joue un rôle important dans cette région. Cette interprétation est appuyée par des études montrant que les sédiments sont déversés dans l'océan Atlantique Nord-Est subtropical par la rivière Souss (Wynn et al, 2000). De plus, les analyses granulométriques d'échantillons de surface dans cette région (Holz et al, 2004) sont en accord avec ces résultats. Ces auteurs ont montré que la fraction à grains fins de source fluviale est piégée à la zone située au large du cap Ghir, où elle constitue jusqu'à 90% de la composition relative des sédiments. La teneur en illite des sédiments marins reflète avec une manière impressionnante le pourcentage et la distribution des particules terrigènes transportées par le transport fluvial (Futterer, 2000).

Les valeurs du rapport K/Al des sédiments de surface augmentent significativement. Les valeurs du K/Al les plus élevées sont trouvées proche de la marge continentale (en particulier entre 31°N et 30,5°N). Il est suggéré que deux mécanismes de transport différents (éolien et/ou fluvial) peuvent être responsables de la manière de distribution observée. Les caractéristiques géologiques dans la zone d'étude jouent également un rôle important dans l'interprétation des résultats de K/Al. Par conséquent, le signal du vent transportait du matériel terrigène dans les sédiments du fond marin dans la partie nord de la zone d'étude (32 °N et ~29,5 °N) est caractérisé par des matières terrigènes riveraines du sud-ouest du Maroc et le drainage des montagnes de l'Atlas et de l'Anti-Atlas. En outre, les valeurs trouvées dans les sédiments peu profonds le long de la côte sont supposées être également un produit de détritiques fluviaux épisodiques, car on sait que les matières transportées par les rivières sont efficacement piégées sur les plateaux et les pentes continentaux (Sarnthein et al, 1982). En revanche, au sud de 30 °N, les conditions climatiques sont peut être plus arides, par

conséquent, les apports en terrigènes se produisent principalement sous forme de poussière éolienne. Ceci peut être principalement influencé par l'apport éolien de matériaux détritiques (Sarnthein et al, 1982). Les faibles valeurs de K/Al observés dans les sédiments de surface du Cap Yubi et des îles Canaries indiquent l'influence de la poussière provenant des déserts pauvres en illite (Petschick et al, 1996).

Alors que, les valeurs du rapport Fe/Ca les plus élevées se trouvent à la marge continentale au sud-ouest du Maroc, avec des valeurs relativement faibles près des côtes des îles Canaries. En effet, les valeurs élevées de Fe/Ca apparaissent aux sites du sud du cap Ghir (31-30°N et 10-12°W). Une faible valeur Fe/Ca concorde avec celles enregistrées dans les sédiments de surface de la marge africaine situés au nord de 17 °N et au sud de 10 °S à partir de régions relativement sèches (Goven et al, 2012). De plus, Ces faibles valeurs de Fe/Ca pourraient indiquer que le dépôt dominant de particules peu altérées provient des zones relativement sèches. Par contre, les matières en suspension transportées par les Oueds du sud-ouest du Maroc en particulier les Oueds de Souss, Tensift, Tamri, Tamghart, Ksob et de Tidzi, présentent des valeurs élevées par rapport aux autres zones. Ces valeurs sont similaires à celles mesurées dans les sédiments tropicaux africains situés entre 17 °N et 10 °S dans les régions de haut débit de sédiments fluviaux (Goven et al, 2012). Ainsi, ces valeurs élevées de Fe/Ca enregistrées à la marge continentale au sud de Maroc pourrait être associée à la présence de sols fortement et intensément altérés enrichis en Fe. Enfin, l'application de ces résultats aux reconstructions paléoclimatiques suggère que l'augmentation des valeurs de Fe/Ca dans les sédiments marins indiquent la présence de conditions climatiques plus humides dans le bassin versant (Mulitza et al, 2008). La remobilisation de Fe diagénétique peut cependant se produire pendant les processus d'oxydoréduction dans les sédiments (Zwolsman et al, 1999).

Les valeurs élevées du rapport Ti/Al observées dans certains échantillons indiquent l'influence de la poussière provenant des déserts, peuvent être pauvres en illite (Petschick et al, 1996). La distribution du rapport Ti/Al dans la zone d'étude montre des valeurs faibles, ces régions sont dominées par l'apport de matières en suspension le long de la zone côtière où le drainage des montagnes de l'Atlas (Oueds Tamri, Tamraght, Souss ...). La distribution de Ti/Al représente en général des valeurs faibles au large du Cap Ghir et des valeurs relativement élevées au nord et Est des îles Canaries. Des valeurs élevées de Ti/Al indiquent une contribution accrue de l'apport de poussière par rapport à l'apport de matières en suspension. On suppose que le modèle de distribution observé peut être lié à la différence entre l'assemblage minéral provenant des basaltes volcaniques et des gabbros des îles (Kuss et al, 1999) et des sources sahariennes potentielles (principalement minéraux argileux, calcite et quartz). Par conséquent, les échantillons de surface des îles proches de la côte du Cap Ghir sont caractérisés par des valeurs inférieures. En effet, les valeurs du rapport Ti/Al des échantillons de surface assez relativement élevées, cette distance croissante conduisant à la prédominance de la poussière saharienne, le matériel lithogène du continent africain augmente proportionnellement avec la distance de la zone côtière. Ainsi que, l'advection latérale doit être prise en compte peut être, il est possible que les courants de fond entraînent un transport des grains les plus lourds vers les océans plus profonds (Plewa et al, 2012). Il est important de noter que la distribution du rapport Ti/Al pourrait révéler les différentes régions sources. De plus, le schéma de distribution de ces rapports représente les différents mécanismes de transport, les types du climat, la géologie et les compositions du sol (Plewa et al, 2012).

Le silicium et l'aluminium sont présents dans les minéraux argileux détritiques, les zéolithes et les feldspaths (Windom, 1976). En ce qui concerne la distribution du rapport

Si/Al, ce dernier représente en général des valeurs faibles au long de la côte atlantique marocaine et des valeurs relativement élevées au nord et Est des îles Canaries. En effet, le Si dans les sédiments marins est principalement dérivé des aluminosilicates et du quartz. Le rapport Si/Al indique la proportion relative de quartz dans les aluminosilicates et a été largement utilisé dans l'étude des paléo-enregistrements côtiers du sud marocain (Sarnthein et al, 1982). Ainsi, les phases arides se caractérisent par une augmentation de la quantité de quartz éolien.

CONCLUSION DU CHAPITRE N° 7

L'analyse spatiale des composants chimiques des sédiments marins et continentaux reflètent des compositions terrigènes relativement cohérentes. La concentration des éléments majeurs et traces dans les sédiments marins est affectée par le transfert continental (fluvial et éolien).

L'ensemble des composants chimiques utilisées montrent des changements dans la composition élémentaire des sols terrestres et des sédiments de surface marins selon les latitudes, ce qui reflète la diversité à petite échelle des sites d'échantillonnages et des milieux associés (les sédiments des rives, les dépôts de crue, les charges en suspension et sols...).

Au terme de ce travail, les résultats obtenus nous ont permis de caractériser les sédiments de surface de l'embouchure des Oueds de bassin versant de Tensift et de Souss-Massa et de la zone s'étendant entre les îles Canaries et la zone côtière au sud-ouest du Maroc.

La distribution spatiale des éléments géochimiques des sédiments de surface marine au sud-ouest du Maroc reflète des compositions terrigènes relativement cohérentes, caractérisant les sédiments d'un site à l'autre. En outre, la sédimentation dans la zone d'étude est affectée par une interaction complexe entre les apports éoliens et les apports fluviaux provenant essentiellement de deux sources : la zone Saharienne et les Oueds d'Atlas.

Dans cette thèse, nous avons cartographié pour la première fois les concentrations d'éléments majeurs (Ca, Al, Fe, K, Mg, Ti et Si) dans les sédiments de surface de la côte atlantique sud-ouest marocaine. Notre ensemble de données montre des concentrations élevées d'éléments terrigènes et de faibles concentrations de Ca le long des marges sud marocaines, et la situation opposée sur l'océan ouvert loin des marges continentales. Cette caractéristique reflète l'empreinte des apports terrigènes le long des marges sud marocaines. Cependant, l'apport de matières terrigènes influence la composition géochimique des sédiments de surface. D'après la distribution des éléments chimiques sur la côte atlantique sud marocaine, nous observons que la dilution des éléments terrigènes par les carbonates et l'opale biogénique dans ces régions de productivité biologique accrue, en particulier au site d'upwelling de Cap Ghir, et les concentrations en un seul élément sont sensibles à ces effets.

La composition géochimique des matériaux terrigènes déposés sur la côte atlantique marocaine détermine les rapports élémentaires (Fe/Ca, K/Ca, K/Al, Si/Al, Ti/Al) de sédiments de surface. La composition des matières terrigènes dépend de leur source, comme les types de roches, les types de sol et leur degré d'altération chimique, et reflète en fin de compte les conditions climatiques dans les bassins versants. La distribution de rapport Ti/Ca, Si/Al est utilisée dans cette étude comme un traceur des apports éoliens de matériel terrigène. En revanche, les distributions des rapports Fe/Ca, K/Al, K/Ca et Fe/Ca sur la côte atlantique sud marocaine sont utilisées comme un indicateur des apports fluviaux de matériel terrigène. De nombreux facteurs influents la répartition des éléments chimiques des sédiments marins, tels que les caractéristiques géologiques, la topographie des bassins hydrographiques des rivières et la diagénétique. Donc, pour appliquer ces ratios aux reconstructions climatiques, il faut tenir compte de ces facteurs.

De nombreux facteurs influents la répartition des éléments chimiques, tels que la géologie, la topographie des bassins versants et la diagénétique. Donc, pour appliquer ces rapports chimiques pour reconstruire les caractéristiques climatiques passées, il faut tenir compte de ces facteurs.

Finalement, les résultats de cette étude montrent que, la répartition spatiale des éléments géochimiques permet de déterminer quels sites ont reçu principalement plus de matériaux terrigènes, et d'autre part définir les différentes conditions climatiques dans notre région, ce qui résulte en différentes voies de transport (apport fluvial dans les régions humides et apport éolien dans les régions arides) et matériel lithogène.

CHAPITRE N° 8 :
CONTRIBUTION À LA RECONSTITUTION DU
CLIMAT DES DEUX DERNIERS MILLÉNAIRES AU
SUD-OUEST DU MAROC

INTRODUCTION

Comprendre les mécanismes et les causes des changements climatiques brusques est l'un des défis majeurs de la recherche paléoclimatique aujourd'hui. Résultats des carottes dans l'océan Atlantique indiquent une forte sensibilité de ces régions aux changements climatiques et océanographiques millénaires (Moreno et al, 2002).

La reconstitution paléoclimatique et paléocéanographique s'appuie sur plusieurs indicateurs (proxys) établies pour un éventail de propriétés physiques, chimiques et biologiques environnementales importantes (Calvert et al, 2007). À l'échelle mondiale, les cernes des arbres, les registres de pollen, les coraux, les spéléothèmes, les tourbières, les carottes de glace et les sédiments marins et lacustres sont les paléo-archives utilisées pour les études paléoclimatiques et paléoenvironnementales. La résolution des données paléoclimatiques et paléoenvironnementales dépend à la qualité de ces archives naturelles. Cette synthèse sur le paléoclimatique à la région Nord-Ouest d'Afrique au cours des derniers 2000 ans est basée sur nombreux enregistrements de sédiments marins disponibles dans cette région. Les sédiments marins offrent certains aspects pour les études paléoclimatiques et paléoenvironnementales en raison de la continuité des enregistrements sur l'ensemble de la période considérée.

Les résolutions fournies sont à l'échelle du millénaire au centenaire, voire décennale dans certaines régions où la vitesse de sédimentation est élevée. Afin d'élucider les propriétés très diverses et interactives enregistrées dans les sédiments marins, de multiples méthodes géochimiques ont été utilisées pour développer des données indirectes (proxy) pour les études paléoclimatiques et paléoenvironnementales tels que : les isotopes stables (Wit et al, 2013), les biomarqueurs moléculaires (Rampen et al, 2012 ; Weijers et al, 2014) et les assemblages microfossiles (Garzanti et al, 2009), etc.

Par ailleurs, la composition chimique et les rapports élémentaires se sont des indicateurs adaptés pour identifier : la source de sédiments, paléo-circulation, paléo-productivité, conditions d'oxydo-réduction des dépôts et diagenèse, ainsi que pour reconstruire les variations climatiques passées et les mécanismes de forçage associés aux variations climatiques à diverses échelles. De nombreuses études paléoclimatiques ont fourni des informations importantes sur les tendances régionales et mondiales de la variabilité du climat dans la région Nord-Ouest d'Afrique (Malanotte et al, 2014). En fait, il a été considéré comme un laboratoire naturel exceptionnel pour les études paléoenvironnementales (Picotti et al, 2014). De plus, sa position latitudinale où les régimes climatiques du sud et du nord interagissent rend cette région très sensible aux changements climatiques (Lionello et al, 2006).

Les excellentes paléo-archives des sédiments marins ont fourni une vaste base de données sur la géochimie des sédiments. Taux de sédimentation élevés dans certaines régions ont donné lieu à des relevés à très haute résolution. Les variations climatiques d'holocènes supérieurs, qui ont donné des indications utiles sur les variations actuelles (Schmittner et al, 2011). À cet égard, un accent particulier a été mis sur la reconstitution paléoclimatique au cours des derniers 2000 ans. Le présent d'étude se concentre principalement sur une synthèse des diverses informations obtenues à partir des mesures élémentaires des sédiments marins et par la mesure du rapport Mg/Ca de la calcite des tests de foraminifères (*G.bulloides*). Ces derniers ont été utilisés pour reconstruire les conditions paléoclimatiques et pour reconstruire les températures de surface de la paléo-mer et les entrées terrestres.

En général, l'objectif principal de ce chapitre est de comparer et d'appliquer des analyses géochimiques et sédimentologiques des sédiments marins pour essayer de reconstruire les changements climatiques et océaniques au cours des derniers 2000 ans au sud-ouest du Maroc, ainsi que cette étude se concentre sur relation terre/océan.

Axe 20 : La reconstitution des caractéristiques paléoclimatiques au sud-ouest du Maroc

La fiabilité des études géochimiques dépend de la qualité des enregistrements sédimentaires (McCave, 2007). Une chronologie détaillée est également essentielle pour les reconstructions paléo-climatiques et paléo-environnementales. Les procédures analytiques appropriées sont également cruciales pour des paléoreconstructions fiables basées sur des rapports élémentaires en particulier lorsque les échantillons des sédiments sont digérés. De plus, les procédures adéquates sont également essentielles pour assurer la dissolution des minéraux, ce qui est important pour l'interprétation fiable des données indirectes « proxys » des matières détritiques.

Les progrès techniques ont largement contribué au développement de nouvelles approximations géochimiques en améliorant les limites de détection, la précision et l'étalonnage. En ce qui concerne les sédiments marins au cours de la dernière décennie, les analyses géochimiques des sédiments marins ont été profondément transformées par le développement des outils de l'analyse.

Les sédiments marins enregistrent les changements paléoclimatiques au fil du temps à travers les variations des concentrations d'éléments chimiques. L'objectif principal de ce travail est d'identifier ces changements au sud-ouest du Maroc au cours des derniers 2000 ans, pour atteindre cet objectif en se basant sur les composants géochimiques des enregistrements des sédiments marins en tant que des indicateurs « proxys » paléoclimatiques. En effet, on discute tous les éléments chimiques et des rapports élémentaires qui sont le plus fiable et souvent utilisées dans notre domaine d'étude et on évalue les incertitudes liées à leur utilisation pour les reconstructions paléoclimatiques.

Les études portant sur le paléoclimat au sud-ouest du Maroc à partir de la composition élémentaire des sédiments marins sont généralement basées sur l'interprétation des éléments et des rapports spécifiques. Cependant, ces éléments dépendent de la géologie, la topographie et les caractéristiques climatiques des régions de source des matériaux terrigènes, de sorte que leur interprétation dans un contexte climatique n'est pas simple (Govin et al, 2012).

Dans cette thèse, l'accent mis sur la région du sud-ouest du Maroc est basé sur la sensibilité de cette région aux changements climatiques. Les éléments qui ont été particulièrement utiles pour caractériser le climat passé au sud-ouest du Maroc au cours des derniers 2000 ans sont le K, Fe, Al, Ca, Ti et Si. Alors que, les rapports élémentaires retenus pour cette étude sont le Ti/Al et Si/Al comme traceurs des apports de poussières éoliennes et les rapports Fe/Ca, K/Ca comme traceurs des apports fluviaux. L'utilisation de ces méthodes a récemment augmenté en raison du progrès technique, tels que les scanners à fluorescence X (XRF).

I. Matériels et méthodes de ce travail

Pour remonter dans le temps, nous avons focalisé sur l'analyse des sédiments marins de la carotte GeoB8601-3 (30°50.90N, 10°16.1W), à 921m de profondeur d'eau, qu'a été récupéré au sud-ouest du cap Ghir près à l'embouchure d'un grand fleuve du sud-ouest du Maroc (Souss), lors de la croisière METEOR M 58/2 (Bleil et al, 2004).

Le modèle d'âge de la carotte GeoB8601-3 est basée sur trois dates AMS ^{14}C mesurées sur des foraminifères planctoniques dans la carotte GeoB8601-3 à 20,5, 60,5 et 85,5 cm de profondeur. Les enregistrements de susceptibilité magnétique ont été utilisés pour corrélérer la carotte GeoB8601-3 avec la proche carotte GeoB6007-2 bien daté (Kuhlmann et al, 2004b),

ce qui a permis d'utiliser en plus les cinq AMS ^{14}C de cette dernière carotte. Le modèle d'âge confirme la chronologie obtenue par AMS ^{14}C de la carotte GeoB8601-3 sauf pour un âge à 49,5 cm qui est légèrement plus âgé que celui à 60,5 cm. Le modèle d'âge final de la carotte GeoB8601-3 est donc basé sur sept dates AMS ^{14}C (tableau 1) et une modélisation bayésienne utilisant Bacon (Blaauw et al, 2011). Pour plus des informations sur la carotte GeoB8601-3 décrit en détail en chapitre 2 (axe 7).

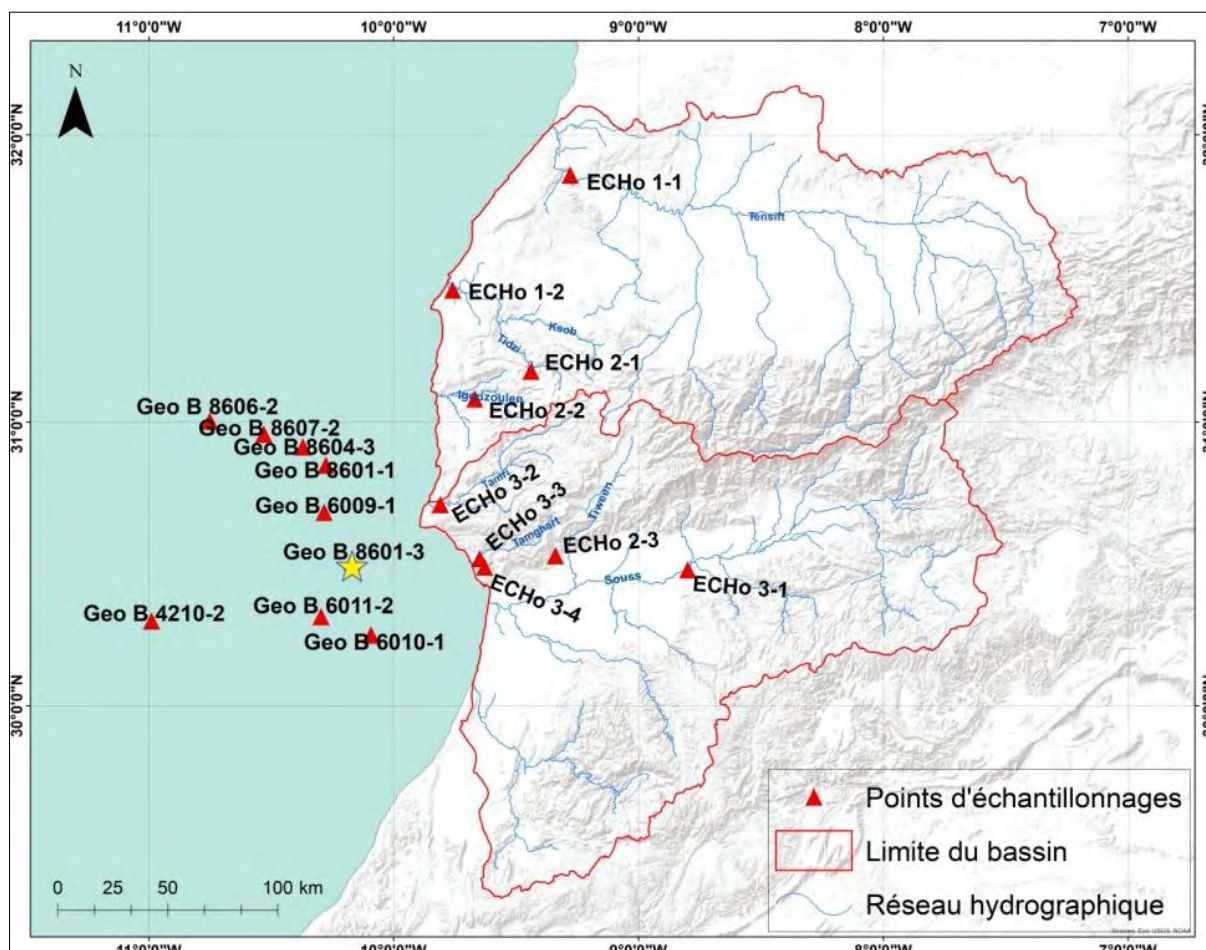


Figure 136 : Situation géographique de la carotte 8601-3 (l'étoile jaune)

II. Les éléments géochimiques en tant qu'indicateur « proxy » du changement paléoclimatique au sud-ouest du Maroc

De manière générale, 24 éléments ont été analysés et nous retiendrons pour cette étude les mesures effectuées sur le potassium(K), le calcium(Ca), le fer(Fe), l'aluminium(Al), le titane(Ti) et le silicium(Si).

La figure ci-dessous montre que les valeurs de concentration les plus élevées des éléments chimiques en fonction de la profondeur est celle de Si (144×10^3 - 170×10^3 mg/kg), suivi par le Ca (95×10^3 - 125×10^3 mg/kg), l'Al (50×10^3 - 67×10^3 mg/kg), puis le Fe (27×10^3 - 34×10^3 mg/kg) et le K (18×10^3 - 24×10^3 mg/kg) respectivement.

Globalement, les éléments de type terrigène tels que l'Al, K, Fe, Si et Ti provenant du continent et ayant été transportés principalement par les Oueds du sud-ouest du Maroc. En effet, ces éléments ayant des valeurs généralement faibles des teneurs entre ± 143 cm et la base de la carotte en fonction de la profondeur, une baisse suivie par une tendance légèrement croissante entre la profondeur ± 143 cm et 88 cm, puis d'un pic d'augmentation de leur teneur entre 88 cm et ± 73 cm de profondeur, enfin d'une tendance trend vers l'augmentation entre la

profondeur $\pm 73\text{cm}$ et le sommet de la carotte. Alors que, le calcium (Ca) montre une baisse quantité lorsque les éléments terrigènes augmentent abondamment. Or, la distribution du Ca en fonction de la profondeur montre des valeurs fortes entre $\pm 143\text{cm}$ et la base de la carotte par rapport les autres éléments, suivie d'une augmentation relativement constante de leur quantité entre $\pm 143\text{cm}$ et 88cm de profondeur, ensuite par une chute assez notable des teneurs de Ca entre 88cm et $\pm 73\text{cm}$, une autre observation intéressante est la diminution importante entre 73cm et le sommet de la carotte. Ici, Il peut être lié aux carbonates, aux sulfates de calcium et aux phosphates de calcium. Nous pouvons considérer qu'il reflète le taux de CaCO_3 (carbonates) correspondant à la fraction biogène du sédiment. Le fait que son taux semble baisser ou augmenter est dû à un effet de dilution, en effet si les éléments terrigènes par exemple sont importants, sa quantité sera « masquée » par cette augmentation sans pour autant qu'il subisse une diminution réelle.

En termes de résultats, la distribution des éléments chimiques livrés par les sédiments de la carotte GeoB8601-3 permettent de la subdiviser en quatre unités distinctes :

- **L'unité 1** : comprise entre $\pm 143\text{cm}$ et la base de la carotte, l'analyse des résultats permet de constater une tendance vers l'augmentation pour tous les éléments à l'exception pour le Ca qui enregistre une diminution au niveau de cette profondeur.
- **L'unité 2** : comprise entre $\pm 143\text{cm}$ et 88cm , montre un décroissement assez notable des concentrations de K, Fe, Al, Ti et Si avec une tendance vers l'augmentation pour le Ca.
- **L'unité 3** : comprise entre 88cm et $\pm 73\text{cm}$ est caractériser par une augmentation remarquable au niveau de la distribution de K, Fe, Al, Ti et Si, par contre on note une réduction notable pour le Ca.
- **L'unité 4** : comprise entre $\pm 73\text{cm}$ et le sommet de la carotte est caractérisée par un accroissement assez notable des concentrations, avec une tendance vers l'augmentation par opposition au Ca qui a connu une diminution à ce niveau.

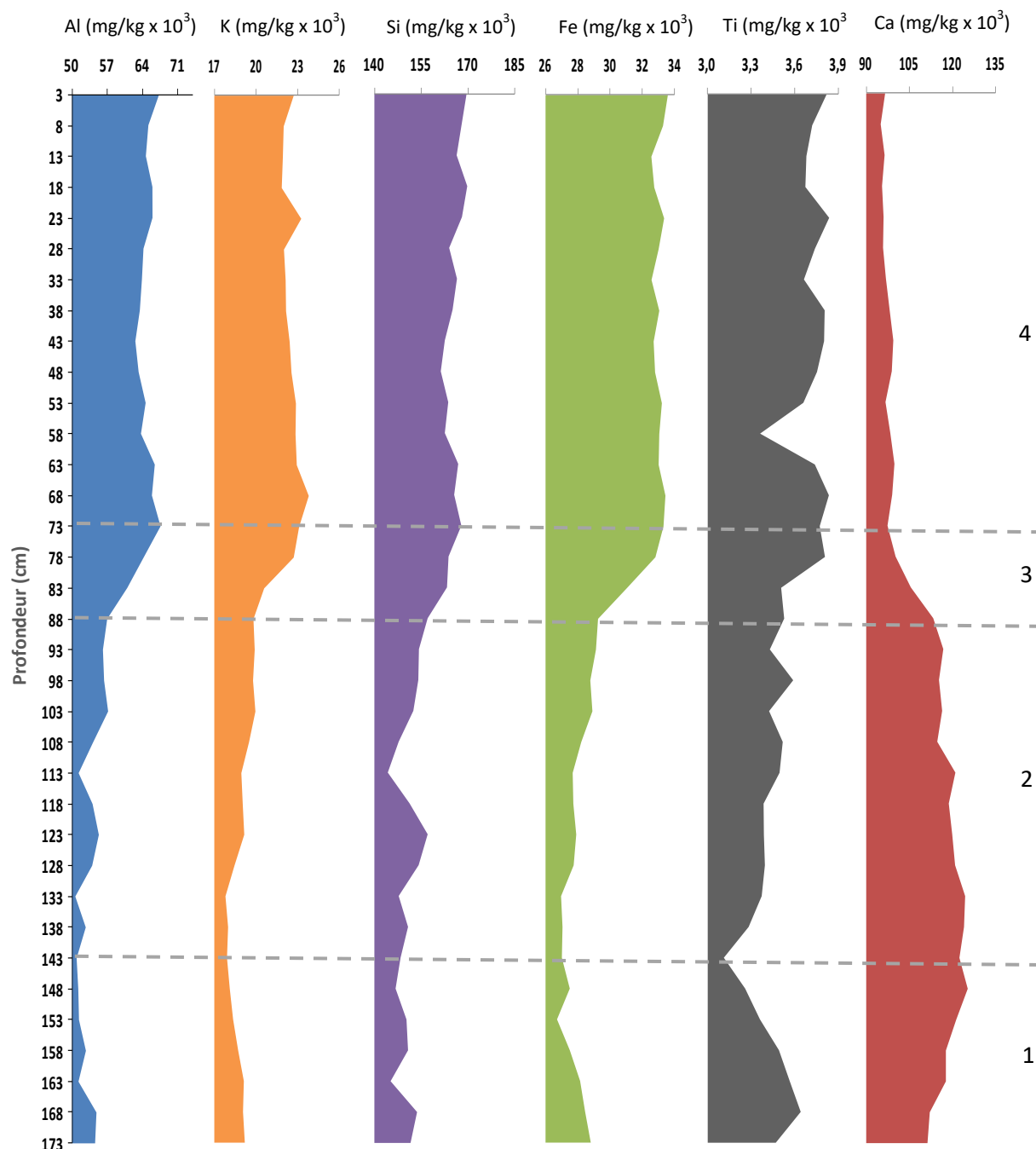


Figure 137 : Distribution des teneurs des éléments chimiques en fonction de la profondeur.

La distribution des rapports d'éléments Fe/Ca, K/Ca, K/Al, Ti/Al et Si/Al en fonction de la profondeur sont illustrés par la figure n°134. La distribution du rapport Fe/Ca et K/Ca montrent des tendances similaires aux profils élémentaires avec une tendance à l'augmentation. Il est important de distinguer quatre types majeurs de comportement le long du profil, (i) une tendance vers l'augmentation entre 73cm et le sommet de la carotte, (ii) ensuite une chute remarquable entre 73cm et 88cm de la profondeur, (iii) une tendance tend à la baisse entre 88cm et ±151cm, (iiii) on peut noter que, il y a une ré-augmentation du rapport Fe/Ca et K/Ca entre la profondeur ±151cm et la base de la carotte.

Par ailleurs, la distribution du rapport Ti/Al en fonction de la profondeur montre une fluctuation remarquable avec une tendance décroissante entre 73cm et le sommet de la carotte, puis une augmentation remarquable à partir la profondeur de 73cm jusqu'à 88cm. En bas du profil, on note une tendance vers l'augmentation entre 88cm et 163cm, avec une chute entre la profondeur de 163cm et la base de la carotte. Ainsi que, la distribution du rapport

Si/Al en fonction de la profondeur montre une tendance décroissante de 73cm et le sommet de la carotte, suivie d'un pic d'augmentation de leur quantité entre 73cm et 88cm de profondeur, avec une tendance vers l'augmentation poursuit jusqu'à ± 151 cm de profondeur, on peut également noter que une nouvelle diminution à partir ± 151 cm vers la base de la carotte.

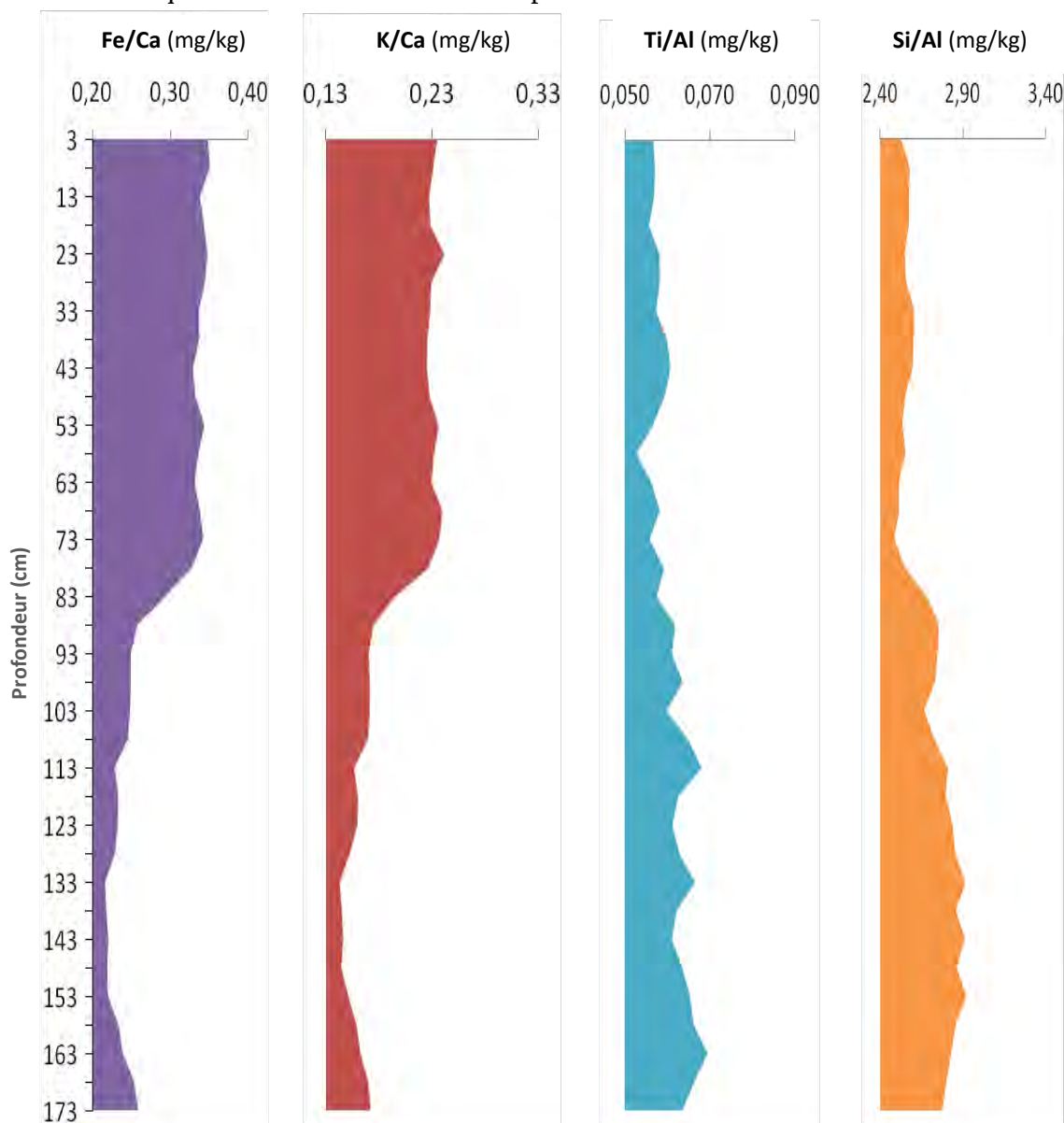


Figure 138 : Distribution des teneurs des rapports chimiques en fonction de la profondeur.

Les principaux résultats obtenus sont reportés sur les figures ci-dessus, et peuvent être maintenant discutés en fonction de l'âge. En effet, au cours des derniers 2000 ans, les données chimiques étudiées montrent des variations importantes dans les compositions des sédiments conduits par les changements climatiques.

Les teneurs de Ca, bien que clairement les plus intenses dans la carotte GeoB8601-3 montrent une réduction de plus ou moins 20% entre les années 1191 et 1034 ans avant le présent (AP) et cette réduction a poursuivi jusqu'à présent. Dans le même temps, K, Fe et Al montrent une augmentation rapide à un niveau toujours plus élevé. Ce décalage brusque est mis en évidence par les rapports K/Ca et Fe/Ca et généralement par les caractéristiques vigoureuses des résultats de XRF de cette carotte. La variabilité des éléments K, Fe, Al et les rapports K/Ca et Fe/Ca au cours des années 1034 ans avant le présent (AP), montrent une tendance vers l'augmentation. En effet, il s'agit très probablement de l'augmentation de la

résolution (vitesse de sédimentation plus élevée) de sédiments de la carotte GeoB8601-3 après les années 1034 ans avant le présent (AP).

Le Ca présente des valeurs faibles à partir les années 1191 ans AP jusqu'au présent et des valeurs élevées après les années 1034 ans AP. Néanmoins, les teneurs des autres éléments terrigènes sont plus élevées avant les années 1034 ans AP. Les teneurs de Ca sont interprétées comme représentant des composantes carbonatées déposées dans ce site, et étant donné que la carotte étudiée est située au centre de phénomène d'upwelling a très productif proche de la région de Cape Ghir au sud-ouest du Maroc (McGregor et al, 2007), il est très probablement représente la productivité marine (Kuhlmann et al, 2004). Le K dans les carottes de sédiments marins est généralement associé aux siliciclastiques terrestres tels que les argiles illites et le feldspath potassique (Yarincik et al, 2000). D'ailleurs, le potassium est fréquemment utilisé pour d'étudier les changements climatiques (arides/humides) dans une région source (Kuhlmann et al, 2004). Les teneurs de Fe représentent également l'apport terrestre, dans ce cas peut-être sous forme d'oxyhydroxydes de fer. Des nombreuses études ont lié Al dans les carottes de sédiments à une altération chimique intense sur les terres produisant des argiles de kaolinite et de smectite (Zabel et al, 2001). Les teneurs de Ti sont beaucoup moins sensibles à la diagenèse que Fe, de sorte que la similitude entre les enregistrements de Fe et Ti suggère qu'il est improbable que l'enregistrement de Fe soit le résultat de diagénétique. En effet, dans la plupart des sédiments marins, les fractions de sédiments grossiers sont enrichies en Ti (Schütz et al, 1982), ils sont liée à l'altération chimique intensive dans des conditions humides (Bonatti et al, 1973). Enfin, le Si est présent dans les minéraux argileux détritiques, les zéolithes et les feldspaths (Windom, 1976). Le Si dans les sédiments marins est largement dérivé via des aluminosilicates et du quartz (Grousset et al, 1989). D'ailleurs, le rapport Si/Al indique la proportion relative de quartz dans les aluminosilicates et il a été largement utilisé dans les études paléo-enregistrements côtiers du sud marocain (Sarnthein et al, 1982).

Généralement, le changement de concentration de Ca, Fe, K et Al entre les années 1191 et 1034 ans AP représentent très probablement une diminution relative de la productivité marine ou/et une augmentation relative du matériel terrestre atteignant ce site. En fait, l'intervalle correspond également à des quantités moins importantes de calcium, au contraire l'augmentation des apports terrigènes entre les années 1034 et 1191 ans AP pourraient avoir « masqué » les quantités de calcium observées à cette période.

Les enregistrements à haute résolution de la carotte GeoB8601-3 ont également indiqués une forte variabilité des apports chimiques aux différentes échelles de temps étudiées.

1. La période entre les années 1191 et 2752 ans avant le présent (AP) :

Cette période fait apparaître deux phases distinctes :

- ❖ Entre les années 1191 et 2381 ans AP : cette phase correspond à une long période de faible teneur pour le K/Ca, Fe/Ca et de forte teneur pour le Si/Al et Ti/Al, cela s'explique que cette période probablement caractérisée par une alimentation par voie atmosphérique notable des (apports éoliens) que fluviaux, suite à une forte action éolienne c'est-à-dire la dominance du climat aride dans la région.
- ❖ Entre les années 2381 et 2752 ans AP : cette phase se caractérise par une ré-augmentation de la concentration des apports fluviaux (K/Ca, Fe/Ca), en contraste une diminution des rapports Si/Al et Ti/Al (traceurs des apports

éoliens), ils seraient alors contrôlée par d'alimentation fluviale et donc par le climat humide.

2. La période entre les années 1034 et 1191 ans avant le présent (AP) :

Les résultats montrent une rupture entre 1034 et 1191 ans AP qui marque une modification des régimes climatiques. Cette rupture s'accompagne d'une diminution de tous les éléments chimiques à l'exception du calcium (Ca). L'augmentation des teneurs de Si/Al et Ti/Al serait liée probablement à une alimentation par voie atmosphérique suite à une forte action éolienne. Cet effet semble fortement influencé par les apports éoliens que fluviaux. En effet, les faibles teneurs de K/Ca, Fe/Ca de cette période correspondrait probablement à la diminution des conditions climatiques dits humides (précipitation) dans la région, elle serait alors contrôlée par la faible alimentation fluviale et engendrée par le climat aride.

3. Les derniers 1000 ans avant le présent (AP) :

Montre une forte valeur des teneurs du rapport K/Ca, Fe/Ca par rapport le Si/Al et Ti/Al ceci témoigne d'une très forte alimentation fluviale (écoulement) que éolien. Cette unité peut être déposée lors d'une période instable, marquée par l'installation d'un climat humide. L'abondance des éléments détritiques serait liée probablement à une alimentation fluvial que éolien suite à une forte action d'écoulement d'eau vers l'océan. La faible valeur de Si/Al et Ti/Al de cette période peuvent correspondant donc l'absence d'action éolienne.

En termes de ces résultats, on peut conclure que le sud-ouest du Maroc a subi des changements climatiques au cours de la période d'étude (derniers 2000 ans), le plus notable étant le changement rapide des années entre 1034 et 1191 ans AP. Nous avons basé principalement sur les changements au niveau de la concentration d'éléments chimiques en fonction de la profondeur en tant que indicateurs « proxy » de la variabilité paléoclimatique.

Tout d'abord, les rapports de Fe/Ca et K/Ca varient d'une valeur élevée à la valeur baisse avant les années 1034 ans AP, suivi d'une diminution brutalement des valeurs entre les années 1034 et 1191 ans AP. Après les années 1351 ans AP, le rapport de Fe/Ca et K/Ca sont poursuivi la diminution pour atteindre les valeurs les plus basses autour des années 2381 ans AP, suivie d'une faible ré-augmentation entre les années 2381 et 2752 ans AP. En revanche, les rapports de Si/Al et Ti/Al diminuent de valeurs relativement élevées à des valeurs plus faibles avant des années 1034 ans AP. Ensuite, ils augmentent rapidement entre les années 1034 et 1191 ans AP, puis une augmentation jusqu'à la fin du record à l'exception de la période autour des années ± 2565 ans AP où les rapports Si/Al et Ti/Al diminuent légèrement après les années ± 2565 ans AP.

La distribution du rapport K/Ca et Fe/Ca en fonction de la profondeur montre des valeurs plus élevées entre les années 1034 et 32 ans AP et des valeurs faibles après les années 1034 ans AP. On suppose que l'augmentation des apports fluviaux de matières terrigènes joue un rôle important dans cette période. Cette interprétation est basée sur des études montrant que les sédiments sont déversés dans l'océan via les dépôts fluviaux (Wynn et al, 2000). Plusieurs études ont montré que les fractions à grains fins d'une source fluviale sont piégées à la zone située proche de la région de Cap Ghir, cela signifié que la teneur en illite des sédiments marins reflète avec une manière impressionnante le pourcentage et la distribution des particules terrigènes transportées par le transport fluvial (Futterer, 2000). Généralement, les valeurs faibles de K/Ca et Fe/Ca pourraient indiquer que le dépôt des matériels terrigènes est

faible, c'est à dire des valeurs faibles des matières en suspension transporté par les Oueds du sud-ouest du Maroc (Tensift, Souss, Tamri, Tamghart, etc.). On suppose que l'augmentant de K/Ca et Fe/Ca dans les sédiments marins indiquer des conditions climatiques plus humides dans cette période. Ainsi, nous suggérons que les rapports Fe/Ca et K/Ca sont également principalement contrôlés par les précipitations des montagnes d'Atlas. En fait, les rapports Fe/Ca et K/Ca ont déjà été utilisés pour les reconstructions paléoclimatiques autour des marges continentales au nord de l'Afrique (Revel et al, 2015).

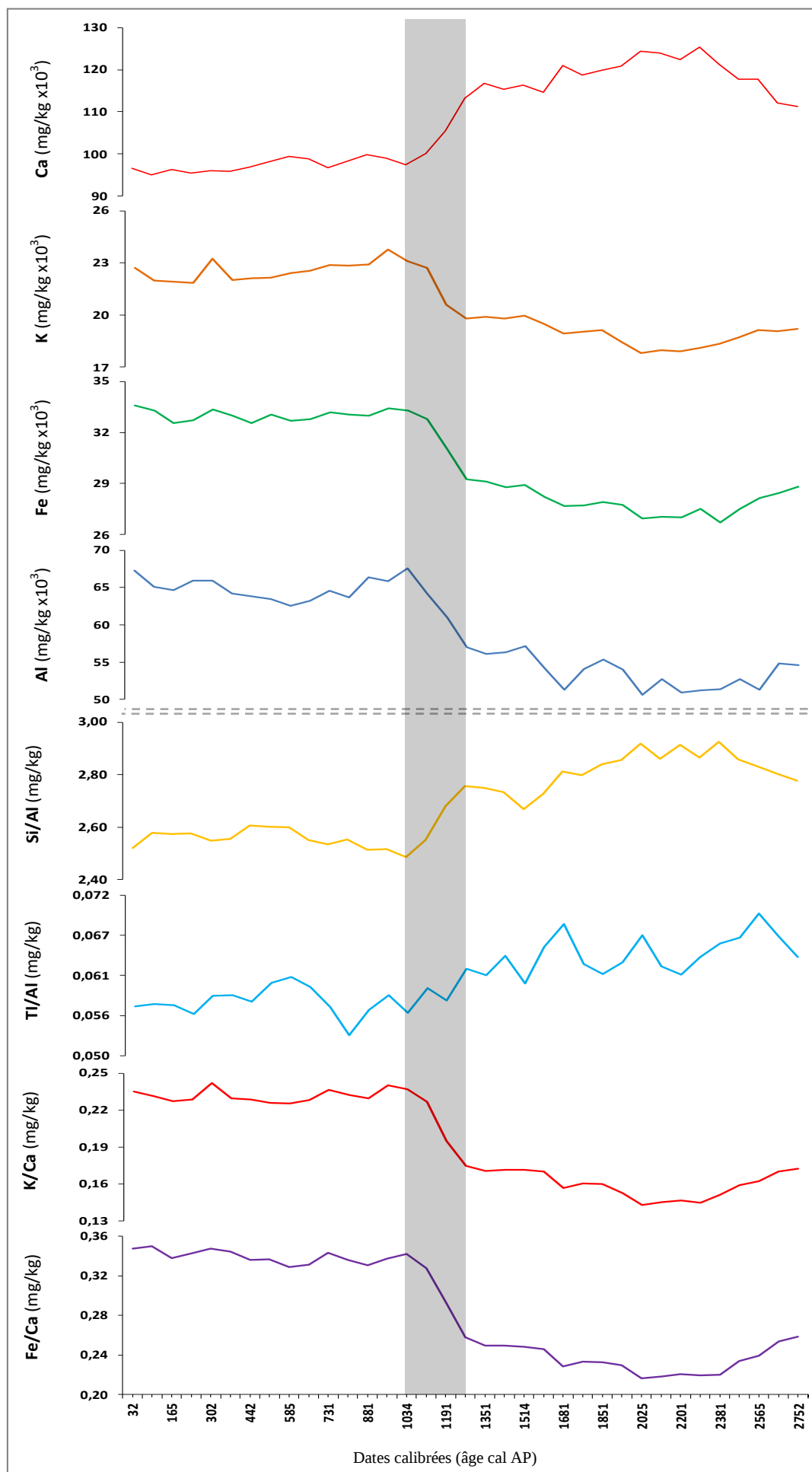


Figure 139 : Distribution des teneurs d'éléments du K, Fe, Al, Ca et des rapports du Fe/Ca, K/Ca, Si/Al et Ti/Al de la carotte GeoB8601-3 en fonction de l'âge (AP).

D'abord, en termes de résultats de la carotte GeoB8601-3 obtenus par XRF, on peut détecter quelque changement au régime du climat au sud-ouest du Maroc durant les derniers 2000 ans. En effet, on distingue généralement trois majeures phases au cours de la période étudiée : les années entre 2752 et 1191 ans AP : une période aride intense au sud-ouest du Maroc ; les années entre 1191 et 1034 ans AP (transition) : une période de transition progressive de l'état aride à l'état humide ; les années de 1034 ans AP jusqu'au présent : une période humide peut être intense au sud-ouest du Maroc jusqu'à 32 ans AP.

Les compositions des sédiments marins transportées par les Oueds d'Atlas vers la façade atlantique Marocaine est très variable. Actuellement, la principale source d'alimentation provient des Oueds de Tensift et de Souss-Massa. Les argiles détritiques représentent principalement la contribution des apports fluviaux aux eaux marines, même si d'autres minéraux sont également abondants en particulier dans les fractions grossières (Roumazeilles et al, 2007).

Au fil du temps, les changements dans les assemblages de minéraux argileux reflètent les fluctuations des endroits d'où viennent les matériaux terrigènes et les modes de distribution/transport qui sont influencés par les conditions climatiques dominants (Fagel, 2007). En fait, les périodes humides peuvent être indiquées des précipitations plus importantes et de ruissellement d'eau douce. Cela signifie l'abondance des matériaux fluviaux riches en argile est donc influencé la composition en éléments majeurs et traces des sédiments marins. En outre, le sud-ouest du Maroc en période entre les années 1034 et 32 ans AP a connu des valeurs élevées des apports fluviaux plutôt l'augmentation des teneurs de K/Ca et Fe/Ca. Par conséquent, la concentration de certains éléments terrigènes (p.ex. K, Fe) ont servi généralement à caractériser les fluctuations climatiques et le dépôt de matériaux causés par les courants d'eau (les Oueds) (Blanchet et al, 2013). Ainsi que, l'apport de ces éléments reflète principalement l'intensité des précipitations et des processus d'érosion liés aux conditions climatiques. Étant donné que les régions du sud-ouest du Maroc sont une source majeure d'illite à cause de l'augmentation des apports des Oueds (p.ex. Tensift et Souss), c'est ce qui s'explique l'augmentation des rapports K/Ca et Fe/Ca dans les sédiments marins en particulier les zones proches de leurs embouchures. D'ailleurs, les phases qui se caractérisent par des teneurs plus élevées des rapports K/Ca et Fe/Ca largement dérivés de l'augmentation des teneurs en illite (Wehausen et al, 2000). De plus, ces rapports ont également été utilisés dans les études des paléo-enregistrements de nord Atlantique pour identifier les périodes humides (Rodrigo et al, 2011). Cependant, il est important de noter qu'en plus d'illite, le rapport K/Ca est également influencé par la contribution du K-feldspath détritique qui peut être importante et en particulier dans les fractions grossières (Dypvik et al, 2001).

La poussière saharienne a été étudiée de manière approfondie en particulier les émissions actuelles en raison de son impact sur le système climatique global (GIEC, 2007, 2013). Il est principalement composé de silicates (argiles, feldspaths et quartz) avec des quantités moindres de carbonates, sulfates, oxydes et hydroxydes (Caquineau et al, 1998). Les zones sources d'émissions de poussières en Afrique du Nord sont substantiellement variables, elles sont hétérogènes en termes de composition à l'échelle régionale et cette hétérogénéité a été utilisée pour distinguer les zones sources (Scheuven et al, 2013). L'apport de poussière représente une contribution importante aux sédiments marins. La quantité fournie et sa minéralogie se reflètent au niveau de la composition des sédiments. En fait, les fractions de sédiments éoliens ont été généralement reconnues dans les sédiments d'eau profonde par sa

granulométrie plus grossière que celle des argiles, qui est l'un des paramètres utilisés pour identifier les apports éoliens. Les fractions éoliennes a permis de reconstruire les changements paléoclimatiques en particulier les fluctuations de phases arides et humides qui se reflètent par l'augmentation ou diminution correspondantes de la concentration des éléments dérivés de la poussière (Cole et al, 2009).

En ce qui concerne la reconstitution paléoclimatiques, les indicateurs géochimiques « proxys » tels que les rapports Si/Al et Ti/Al ont été largement utilisés pour reconstruire les variations des apports éoliens dans la zone d'étude au fil du temps (Calvert et al, 2007). En effet, les rapports de Si/Al et Ti/Al diminuent de valeurs relativement élevées à des valeurs plus faibles avant des années 1034 ans AP. Ensuite, ils augmentent rapidement entre les années 1034 et 1191 ans AP, puis une augmentation jusqu'à la fin d'enregistrements à l'exception de la période autour des années ± 2565 ans AP où les rapports Si/Al et Ti/Al diminuent légèrement après les années ± 2565 ans AP. En effet, les valeurs du rapport Ti/Al et Si/Al assez relativement élevés entre les années 2752 et 1191 ans AP. On pense que l'augmentation de Si/Al et de Ti/Al reflètent l'importance des apports éoliens transporté par la voie atmosphérique vers les eaux marins (Yarincik et al, 2000), cette augmentation peut être aussi conduisant à la prédominance de la poussière saharienne pendant cette période, ainsi qu'il est possible que les courants de fond entraînent un transport des grains les plus lourds vers les océans plus profonds (Plewa et al, 2012). Alors que, les rapports de Ti/Al et Si/Al montrent une diminution rapide entre les années 1191 et 1034 ans AP, Il est important de noter que la distribution du rapport Ti/Al et Si/Al peut révéler les différentes régions sources. De plus, le schéma de distribution de ces rapports représente les différents mécanismes de transport, les types du climat dominant, la géologie et les compositions du sol d'autre part (Plewa et al, 2012). Ainsi que, on pense que le Si dans les sédiments marins est principalement dérivé des aluminosilicates et du quartz. Étant donné que la contribution de Si biogénique est en général très faible (Masque et al, 2002), le rapport Si/Al est indiqué la proportion relative de quartz par rapport aux aluminosilicates et a été largement utilisé dans l'étude des paléo-enregistrement. Car les phases arides se caractérisent par une augmentation de l'apport de quartz éolien, ce rapport a été utilisé pour identifier l'apport éolien pendant des intervalles données (p.exe. Wehausen et al, 2000 ; Calvert et al, 2001), et pour reconstruire les fluctuations de l'aridité (p.exe. Jimenez et al, 2008 ; Rodrigo et al, 2011). Dans notre cas, les résultats obtenus montrent une augmentation rapide du rapport Si/Al entre les années 2752 et 1191 ans AP, en accord avec d'autres indicateurs paléoclimatiques, indiquant l'aridité à ce moment-là. La figure ci-dessus a également montré une diminution du rapport Si/Al à partir les années 1034 ans AP jusqu'au présent, L'augmentation des flux de poussière dans la région d'Afrique du Nord particulièrement au sud-ouest du Maroc pendant cette période est bien documentée dans les enregistrements de la marge au Nord-Ouest Africaine (McGee et al, 2013).

De fait que le Ti réside dans les deux aluminosilicates, se substituant à certains éléments majeurs, et sous forme d'oxyde de Ti et de phases minérales de silicate principalement du sphène et de l'ilménite. D'ailleurs de leur densité plus élevée, ils sont également transportés avec des grains de quartz éolien légèrement plus grossiers. Cela signifie que les rapports Ti/Al et Si/Al ont été utilisés pour identifier les changements dans l'apport de poussières soufflées par le vent, car la concentration accrue des particules éoliennes dans les sédiments marins conduit à des teneurs élevées de ces éléments par rapport aux sédiments hémipélagiques (Harrison et al, 2001). En général, la diminution significative des apports éoliens et l'augmentation simultanée des apports fluviaux au sud-ouest du Maroc pendant la période

entre les années 1191 et 1034 ans AP a largement reconnue par des valeurs faibles de Ti/Al et Si/Al , par opposition des valeurs plus élevées de Fe/Ca et K/Ca . Nous suggérons que cette période influencé en particulier par une augmentation substantielle des teneurs des apports fluviales confirmés par l'augmentation rapide du rapport K/Ca et Fe/Ca , Cela signifie que l'apport fluvial aurait principalement contribué aux argiles des régions riches en illite et en chlorite, conduisant à ces teneurs élevées. D'ailleurs, au cours de la période entre 1034 et 32 ans AP, les teneurs de K/Ca , Fe/Ca ont également augmenté d'une manière assez stable, ce qui suggère que l'apport fluvial et/ou les variations de l'intensité de la circulation peuvent avoir conduit à une plus grande teneur en K et Fe au cours de cette période. En revanche, une diminution assez notable du rapport Si/Al et Ti/Al qui ont réduit jusqu'à nos jours.

Pour conclure, on note ici que, la base des données fournies par l'utilisation des éléments chimiques (Fe, K, AL, Ca) est très utile pour l'analyse paléoclimatique. D'autre part, comme discuté ci-dessus, les rapports tels que Fe/Ca , K/Ca , Ti/Al et Si/Al ont également fourni des informations utiles pour reconstruire la variabilité paléoclimatique au sud-ouest du Maroc particulièrement les derniers 2000 ans. Cependant, on note aussi qu'il est important d'abord de souligner que la distinction entre les apports fluviaux et éoliens, basée uniquement sur des éléments chimiques concentrés dans les sédiments marins, peut être difficile car parfois les mêmes minéraux terrigènes peuvent également être fournis par les rivières ou voie atmosphérique (la poussière). Ce qui suggère que l'apport éolien dans une région dépend également de la direction du vent, caractéristique atmosphérique et de l'agent du transport ; par conséquent, ces facteurs doivent être pris en compte pour les reconstitutions paléoclimatiques (Bout et al, 2007). De plus, l'interprétation des résultats obtenues au sein de cet étude peuvent également être affectés par plusieurs facteurs cela pourrait parfois compliquer l'interprétation de la source de ces matériaux, pour cela il est également nécessaire de s'appuyer sur d'autres indicateurs pour valider et confirmer les résultats obtenus tels que la taille des grains, les isotopes radiogéniques, la palynologie, etc.

Axe 21 : Contribution à détermination des paléo-températures de l'océan au sud-ouest du Maroc à partir du rapport Mg/Ca des foraminifères

La recherche en paléo-océanographie a pour objectifs majeurs de quantifier la variabilité climatique et chimique de l'océan à différentes échelles de temps, d'évaluer sa sensibilité aux forçages (internes et externes) et de déterminer son rôle dans le contrôle de la pression atmosphérique en CO₂. En effet, l'océan intervient tant au niveau des transferts de chaleur sensible et latente avec l'atmosphère que des échanges de gaz comme le CO₂. Il est donc tout aussi essentiel de mieux décrire les propriétés physiques des océans (température, salinité), en surface comme en profondeur, que de quantifier l'activité des écosystèmes marins si l'on veut mieux comprendre le rôle de l'océan dans la variabilité climatique. La dynamique des écosystèmes est en effet une composante importante du système climatique, mais les rétroactions entre cycle du carbone et climat sont encore mal connues (Lea, 2004).

La mise au point d'outils permettant la détermination de la température passée des eaux océaniques de surface et de profondeur, est une des grandes priorités de la paléocéanographie pour mieux comprendre les changements climatiques. Ces dernières années ont vu se développer un outil particulièrement prometteur basé sur l'analyse du rapport Mg/Ca dans les tests des foraminifères.

L'utilisation du rapport des éléments chimiques magnésium/calcium (Mg/Ca) de la calcite des tests de foraminifères marins, carbonates biogéniques, en tant que proxy de la température a bénéficié d'avancées significatives durant ces dernières années. En effet, la dépendance en température du rapport Mg/Ca des tests de foraminifères a conduit à son développement comme traceur de température de l'eau de surface et de profondeur.

Les foraminifères sont couramment utilisés dans les reconstructions paléoclimatiques car ils se produisent dans les océans du monde et sont facilement conservés dans les sédiments. Traditionnellement, les « proxy » comme les isotopes stables de l'oxygène et le rapport Mg/Ca sont analysées sur des échantillons constitués de nombreux spécimens regroupés d'une seule espèce. Comme un échantillon de sédiments typique comprend les enregistrements de plusieurs à centaines voire milliers d'années mais qu'un seul spécimen n'a vécu et enregistré que plusieurs semaines, un plus grand nombre de 10 à 100 spécimens est nécessaire pour fournir un signal représentatif du paramètre paléoclimatique qui est à reconstruire (Rosenthal et al, 2000 ; Katz et al, 2010).

Dernièrement, la thermométrie du Mg/Ca foraminifère a été considérablement appliquée presque systématiquement aux questions paléocéanographiques concernant la variabilité de la température à travers le temps (p.ex. Mashiotta et al, 1999 ; Elderfield et Ganssen, 2000 ; Rosenthal et al, 2003). La thermométrie foraminifère du Mg/Ca est une méthode relativement récente à l'ensemble croissant des indicateurs « proxys » utilisées pour reconstruire les changements passés de la température océanique de surface (SST). Le Mg²⁺ est l'un des nombreux cations divalents qui peuvent se substituer au Ca lors de la formation de carbonate calcium. Leur incorporation, la calcite de foraminifère est influencée par la température de l'eau de mer pendant sa croissance, de sorte que les rapports foraminifères Mg/Ca augmentent avec l'augmentation de la température. La sensibilité à la température des rapports foraminifères Mg/Ca a d'abord été rapportée par Chave, (1954) et Blackmon et Todd, (1959).

Le rapport Mg/Ca des tests de foraminifères est de plus en plus utilisé comme indicateur de paléotempérature océaniques. Depuis que les premières études détaillées ont démontré une relation systématique entre Mg/Ca et la température (Nürnberg et al, 1996), le potentiel de cette technique pour la reconstruction du paléoclimat a été reflété par sa popularité croissante.

Le rapport Mg/Ca est donc très important pour reconstruire les changements de température océanique de surface (SST) (Elderfield et Ganssen, 2000). Plusieurs études ont montré que la teneur en Mg des coquilles de foraminifères est corrélée positivement avec la température de l'eau pendant la calcification (Elderfield et Ganssen, 2000 ; Dekens et al, 2008). En effet, le rapport Mg/Ca des coquilles de foraminifères planctoniques est couramment utilisé comme indicateur (proxy) pour reconstruire la température à la profondeur à laquelle les espèces se calcifient préférentiellement. La profondeur de calcification des foraminifères planctoniques diffère selon les espèces. Par conséquent, une compréhension approfondie de l'écologie et le type de calibration des foraminifères est nécessaire afin de reconstruire en toute confiance les températures océaniques passées.

Le progrès significative des techniques de microanalyse telles que la spectrométrie d'émission atomique (ICP-AES), permettent d'analyser les tests des foraminifères avec une résolution spatiale de dizaines de microns (Kasemann et al, 2009).

La thermométrie Mg/Ca présente des avantages par rapport aux autres indicateurs de température. Les estimations de température basées sur le rapport Mg/Ca dépendent à l'espèce employées, elles peuvent être utilisées pour reconstruire les températures à différentes profondeurs de la colonne d'eau en fonction des préférences d'habitat de l'espèce. En effet, la mesure du rapport Mg/Ca est assez facile avec les techniques modernes d'analyse élémentaire. Par conséquent, les enregistrements à haute résolution peuvent être atteints un temps relativement court.

Généralement, les paléotempératures océaniques ou/et température océanique de surface (SST : Sea Surface Temperature) sont difficiles à estimer, car il faut souvent faire appel à des moyens chimiques et isotopiques. Cependant, ce paramètre est important, car au-delà des implications immédiates sur la biodiversité océanique, il nous renseigne sur les interactions océans-atmosphère (échanges thermiques et évaporation) ainsi que sur la circulation thermohaline de l'époque. Nous ne présenterons ici que la technique chimique à partir d'analyser les éléments traces de *Globigerina bulloides* à l'aide de la technique ICP-AES (spectrométrie d'émission atomique), afin de caractériser la température de la surface océaniques.

Nous présentons dans un premier temps, les nouvelles données Mg/Ca de foraminifères planctoniques (*Globigerina bulloides*) issus du sédiment de sommet d'une seule carotte sur la gamme de profondeurs 0-173cm de l'océan atlantique au sud-ouest du Maroc. Ces données sont utilisées pour établir une calibration des rapports Mg/Ca en fonction de la température. Dans un deuxième temps, nous présentons les résultats de l'application directe de ces calibrations sur la carotte 8601-3 prélevées près à l'embaucheur l'un de grand fleuve au sud-ouest du Maroc (Souss). La reconstitution des paléotempératures à différentes profondeurs au cours des derniers 2000 ans fait ainsi l'objet de cet axe.

I. Généralités sur l'eau de l'océan à la côte Atlantique au sud-ouest du Maroc

En basant sur les données de l'Atlas mondial de l'océan (National Oceanographic Data Center, Washington DC), les températures océaniques de surface (SST) dans la zone d'étude

varient de 17 °C à 19 °C en hiver et de 20 °C à 23 °C en été, avec des températures les plus basses autour du cap Ghir et des températures les plus élevées en la partie océanique sud-ouest du Maroc. La salinité de la surface de la mer (SSS) comprise entre 36,25 et 36,78 (p.s.u). Un gradient E-W est clairement reconnaissable, c'est-à-dire que près de la côte entre les caps (Ghir et Yubi), la salinité est la plus faible et près de l'extrême ouest des îles Canaries, la salinité est la plus élevée. Le gradient se développe en raison de la remontée d'eau centrale relativement fraîche près de la côte, suivie d'une évaporation et par conséquent d'une augmentation de la salinité lorsque les eaux sont transportées vers « offshore » (Hagen et al, 1996). La salinité est plus visible en saison estivale et dans les eaux de surface qu'en hiver et à 75 m de profondeur.

La distribution des nutriments, expliquée par les concentrations de phosphate et de nitrate, elle change avec l'augmentation de la profondeur de l'eau. A la surface de la mer, la concentration en nitrates autour du cap Ghir est relativement élevée, diminuant vers le sud, et montrant des valeurs plus faibles au cap Yubi. A une profondeur de 75 m, la distribution du nitrate présente un gradient inverse, avec une concentration plus faible au cap Ghir et des valeurs croissantes vers le sud-ouest et au cap Yubi. De plus, les concentrations de nitrate à 100 m de profondeur sont encore élevées au cap Yubi mais sont également augmentées entre les deux caps. En revanche, la concentration de phosphate à la surface de la mer est faible en dehors des caps et augmente entre eux et vers le large (Schütz et al, 1981 ; Sarnthein et al, 1982). La concentration de phosphate à 75 m de profondeur est très similaire, mais avec des valeurs légèrement faible au cap Ghir. À 100 m de profondeur, les valeurs augmentent au cap Ghir et à l'ouest de Tenerife et diminuent entre les deux caps. Les sédiments terrigènes sont transportés dans les zones océaniques étudiées soit par les apports éoliens, soit par les apports fluviaux. Actuellement, les arrivées fluviales vers l'océan Atlantique-Nord se produit principalement dans la zone nord en dehors du cap Ghir en particulier par l'Oued de Souss. Alors que, au sud de 29 °N, les conditions arides prévalent sur le continent et la poussière éolienne provenant de la région saharienne (Swap et al, 1996 ; Holz et al, 2004 ; Kuhlmann et al, 2004).

Le système du courant des Canaries contient des filaments et des tourbillons qui se forment en raison de la nature sinueuse du courant des Canaries. Ils transportent de l'eau fraîche remontée jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres vers le large (Van Camp et al, 1991 ; Johnson et al, 2000). La plupart des filaments se développent proche des caps à la côte africaine, par exemple le filament d'upwelling quasi permanent en dehors du cap Ghir (Hagen et al, 1996). Les concentrations élevées de chlorophylle-a indiquant une productivité élevée, ils sont observées notamment dans les filaments ainsi que dans la zone d'upwelling côtière (Van Camp et al, 1991 ; Davenport et al, 1999). La principale source d'eau remontée (provenant de profondeurs comprises entre 100 et 300 m) est l'Eau centrale de l'Atlantique Nord (NACW) (Mittelstaedt, 1983) qui est relativement fraîche (environ 7 °C à 14 °C) et les salinités varient entre 34,9 et 35,9 (p.s.u) (Poole et al, 1999). Ainsi, le courant sous-marin vers le nord a été signalé le long du talus africain entre 20 °N et 34 °N (Barton, 1998 et Johnson et al, 2000), qui atteints moins de 100 km de large et a une extension verticale de plusieurs centaines de mètres (Barton, 1998), en dehors des côtes marocaines, il s'écoule à des profondeurs d'environ 1000 m (Mittelstaedt, 1989).

La zone d'étude est donc caractérisée par la présence de l'eau d'upwelling riche en éléments nutritifs (Mittelstaedt, 1991). Les zones des remontes d'eau sont généralement limitées aux eaux du plateau et de la pente supérieure dans une bande étroite de 20 à 30 km

(Mittelstaedt, 1991). Ainsi, la production primaire est élevée sur le plateau et diminue vers les eaux océaniques. L'intensité du courant des Canaries, ainsi que la force et la durée des l'upwelling dépend des variations saisonnières de l'intensité et de la position des alizés du nord-est qui sont couplées au déplacement méridien de la haute des Açores. Les zones au large du cap Ghir ($\sim 31^\circ\text{N}$) et du cap Yubi ($\sim 27^\circ\text{N}$) connaissent de fortes remontées d'eau en été et en automne et des remontées d'eau moins intenses en hiver et au printemps (Mittelstaedt, 1991 ; Nykjær et al, 1994). Entre les deux caps l'upwelling est moins prononcé car les vents sont dirigés principalement vers la côte (Hernández et al, 1997).

II. Rapport Mg/Ca des foraminifères planctoniques comme indicateur «proxy» de paléo- température de l'océan au sud-ouest du Maroc.

L'utilisation du rapport Mg/Ca des foraminifères planctoniques est maintenant couramment employée pour déterminer les changements de température de l'eau de mer/océan (Lea et al, 1999 ; Elderfield et Ganssen, 2000 ; Anand et al, 2003). Ainsi, depuis la dernière décennie plusieurs études ont aussi suggérées que cette méthode devrait pouvoir être utilisée pour reconstituer cette fois la température des eaux profondes (Elderfield et al, 2006 ; Marchitto et al, 2006). Cependant, les variations de température estimées de l'eau de profondeur entre la dernière période glaciaire et l'Holocène (période actuelle), sont faibles et proches des incertitudes de mesures comparées aux variations observées pour les températures de surface. L'amélioration des limites de détection et de la précision instrumentale des analyses Mg/Ca ainsi que la publication de nouvelles calibrations du rapport Mg/Ca d'espèces planctonique en fonction de la température des eaux profondes contraintes pourraient néanmoins permettre de mieux appréhender leur reconstruction.

Plusieurs indicateurs mis au point pour reconstruire les températures passées de l'eau de la surface (SST), le Mg/Ca mesuré sur les foraminifères planctoniques a fait l'objet de nombreuses études ces dernières années (Elderfield et al, 1999 ; Ganssen, 2000 ; Barker et al, 2005). L'avantage de cette méthode est que le même porte-biotique peut être utilisé à la fois pour les analyses isotopiques du Mg/Ca et de l'oxygène ce qui permet d'estimer l'eau de mer, un indicateur indirect (proxy) de la salinité. Néanmoins, des études récentes ont mis en évidence plusieurs biais potentiels qui peuvent affecter l'intégration de Mg dans les tests foraminifères ou sa conservation au cours de la diagenèse. En ce qui concerne l'intégration de Mg dans la calcite foraminifère, des travaux antérieurs ont porté sur les effets potentiels de la concentration en ions carbonate d'eau de mer (Barker et al, 2002) et de la salinité (Lea et al, 1999 ; Mathien et al, 2009 ; Kisakurek et al, 2008). Le rapport Mg/Ca peut également être modifié dans les sédiments de surface, soit par la dissolution partielle de composants de coquille riches en Mg dans des eaux sous-saturées par rapport à la calcite (Brown et al, 1996 ; Regenberg et al, 2009), ou par la prolifération de calcite secondaire riche en Mg probablement formée près de l'interface sédiment-eau de mer en particulier dans les zones où les eaux interstitielles sont sursaturées par rapport au CaCO_3 (Boussetta et al, 2011).

Le développement des méthodes d'analyses fiables est donc nécessaire à l'interprétation du rapport Mg/Ca des carbonates biogéniques marins. En fait, la mesure du rapport Mg/Ca dans les coquilles marines est un moyen de connaître les températures océaniques passées. En outre, plusieurs études antérieures indiquent que cette méthode est principalement utilisée pour les reconstructions du Quaternaire et du Pliocène, bien qu'elle puisse être utilisée la plupart du temps à travers l'Éocène.

Dans l'atlantique nord, le foraminifère planctonique de type *Globigerina bulloides* est abondant ainsi la géochimie de son test pourrait être utilisée pour reconstruire les changements passés des conditions des eaux de surface et de profondeur. Les variations morphologiques des Foraminifères planctoniques ont été largement utilisées pour déchiffrer les reconstructions paléoclimatiques, paléoenvironnementales et paléoécologiques (Elderfield et al, 2006). *Globigerina bulloides* est un foraminifère planctonique essentiellement présent dans les masses d'eau tempérées à subpolaires. Dans les régions d'upwelling *G.bulloides* contribue au flux foraminifère maximal à la profondeur de l'océan et fournit donc des informations géochimiques importantes pour les études paléocéanographiques. Bien que des chercheurs antérieurs aient discuté de la répartition générale de *G.bulloides* dans les eaux de surface et les sédiments de l'océan Atlantique ainsi que de sa relation avec le changement des paramètres écologiques.

Nombreux travaux antérieurs ont été étudié les sédiments d'eau profonde au large de l'Afrique du Nord-Ouest afin d'obtenir des informations concernant la paléocéanographie de l'Atlantique Nord-Est et l'évolution climatique du continent africain (Moreno et al, 2002). La distribution de la température de l'eau de la surface et de profondeur est peut-être la meilleure représentation de l'état du système climatique, parce que l'océan joue un rôle fondamental dans l'évolution du climat terrestre. Par conséquent, déterminer l'évolution de la température passée de l'océan est essentiel pour comprendre l'histoire de la Terre.

L'objectif principal de cette étude est de reconstituer la variabilité temporelle des eaux de la mer à haute résolution au cours des derniers 2000 ans à la façade atlantique au sud-ouest du Maroc, en se basant sur deux carotte GeoB8601-3. La variabilité temporelle est discutée pour les changements paléoclimatiques affectant les caractéristiques de la colonne d'eau (températures de la surface de la mer) et la productivité de la surface en réponse à divers facteurs de forçage.

La détermination de la température de l'océan de surface dans le passé s'appuie principalement sur des méthodes micropaléontologique (fonctions de transfert) et isotopique (équation des paléotempératures). Depuis une quinzaine d'années, l'analyse des alcénones s'est ajoutée à ces méthodes de reconstruction essentielles aux paléo-océanographes pour quantifier les changements climatiques. Dans ce qui suit, nous présenterons un résumé des travaux qui ont abouti à la mise au point de cette approche.

1. Matériels et méthodes de ce travail

Les analyses de Mg/Ca ont été effectuées sur foraminifère planctonique de type *Globigerina bulloides* récupéré à partir des prélèvements de la surface marine couvrant la façade atlantique au sud-ouest du Maroc. Ainsi que, nous avons reconstitué dans cette étude l'évolution des températures de la surface océanique basant sur la carotte GeoB8601-3 prélevée au sud-ouest du Maroc à partir la mesure du rapport Mg/Ca des tests du foraminifère.

Chaque échantillon choisi dans ce travail contenant entre 16 et 30 foraminifères planctonique (*G.bulloides*). La plupart des méthodes de préparation d'échantillons utilisées pour la mesure du Mg/Ca de foraminifères suivent les procédures développées par Lea et Boyle (1991). Pour nous, les échantillons ont été nettoyés selon la procédure de nettoyage de Barker et al, (2003) modifiée par le professeur à l'université de Brême Mn. Groeneveld.J, qui comprend plusieurs traitements (voir chapitre 2). Ils ont été mesurés à l'aide de la méthode spectrométrie d'émission atomique (ICP-AES), Cette technique fournis des mesures de haute précision des rapports Mg/Ca de l'ordre de 70,5% (Rosenthal et al, 2004). Tous les procédures

de nettoyages et mesures ont été effectués au centre MARUM, à l'Université de Brême, Allemagne, suivant une méthode précise (voir chapitre 2).

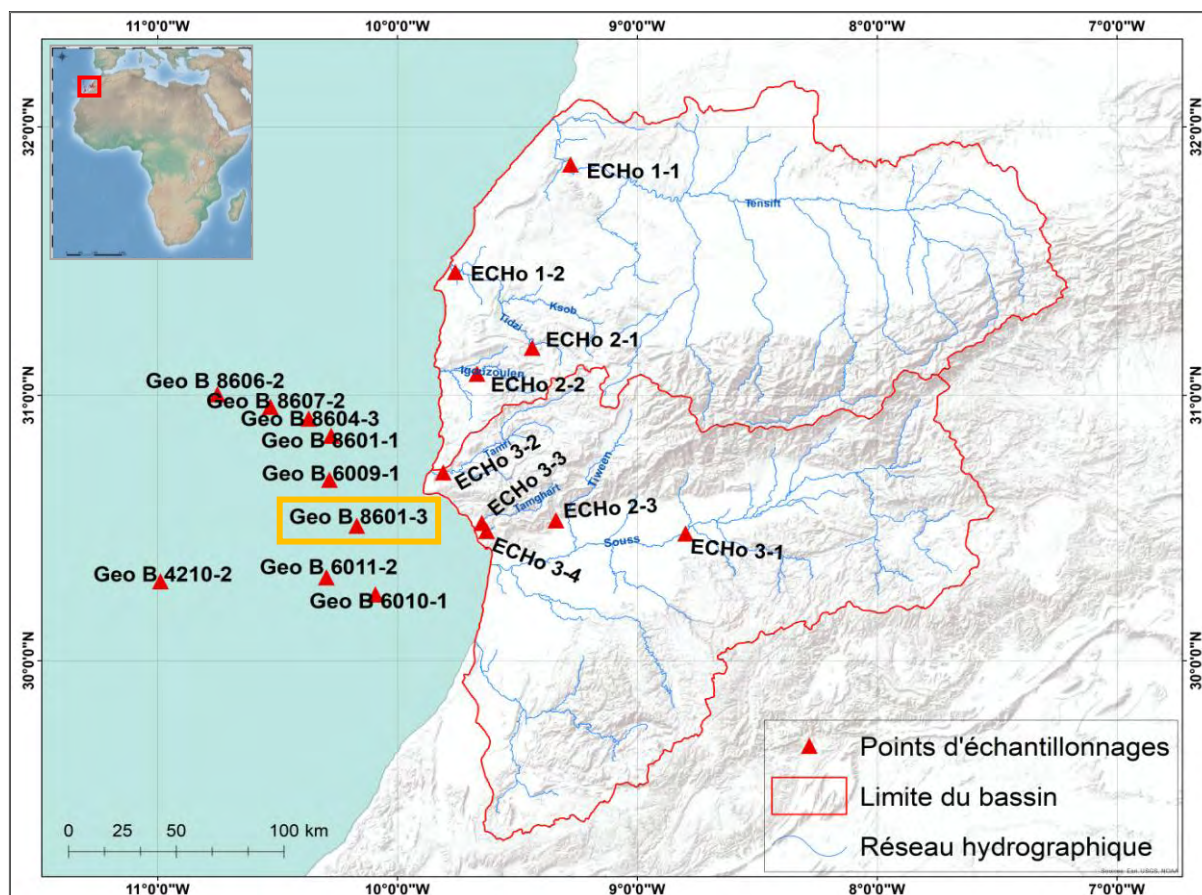


Figure 140 : Situation géographique de la carotte Geo8601-3.

En ce qui concerne la calibration utilisée dans cette étude, on indique que les calibrations sont disponibles pour un nombre limité d'espèces, dont *G. sacculifer* (Nürnberg et al, 1996), *O. universa* (Lea et al, 1999 ; Russell et al, 2004), ***G. bulloides*** (Mashiotta et al, 1999 ; Lea et al, 1999 ; Elderfield et Ganssen, 2000), et *N. pachyderma* (Langen et al, 2005). Les expériences disponibles suggèrent une sensibilité à la température de $9,7 \pm 0,9\%$ de variation de Mg/Ca par °C, fournissant ainsi les preuves directes les plus solides pour le contrôle de la température sur le Mg/Ca foraminifère planctonique, de la même manière que les expériences inorganiques ont soutenu les attentes thermodynamiques. Anand et al, (2003) ont calculé les températures de calcification des différentes espèces planctoniques à partir de mesures appariées du $d^{18}O$ plutôt que d'utiliser des estimations de l'hydrographie locale. Ce dernier pourrait être associé à des erreurs importantes en raison de l'incertitude sur la profondeur de calcification exacte. La calibration de plusieurs espèces suggère une sensibilité à la température de $9,5 \pm 0,5\%$ par °C, de sorte que la calibrations multi-espèces fournit des preuves solides, parce que le signal de température pendant la formation du test est transféré de manière fiable dans les sédiments (Elderfield et al, 2000 ; Rosenthal et al, 2002).

Plusieurs approches ont été faites pour calibrer le Mg/Ca en fonction de la température de plusieurs espèces de foraminifères planctoniques. Celles-ci comprennent des études sur les carottes dont chacune peut avoir des avantages et des inconvénients. Pour ce titre, nous avons utilisé dans cette étude la calibration de Mashiotta et al, 1999 ; Elderfield et al, 2002 pour calibrer le Mg/Ca en fonction de la température afin d'identifier les changements de la température d'eau de surface et de profondeur au sud-ouest du Maroc durant les derniers 2000 ans.

Nous présentons dans un premier temps, les nouvelles données Mg/Ca de foraminifères planctoniques (*G.Bulloides*) issus des sédiments de surface (dépôt le plus actuel) sur la gamme de profondeurs 173cm de l'océan atlantique au sud-ouest du Maroc. Ces données sont utilisées pour établir une calibration des rapports Mg/Ca en fonction de la température. Dans un deuxième temps, nous présentons les résultats de l'application directe de ces calibrations à une série de la carotte GeoB8601-3 prélevées dans le même secteur géographique de l'étude. Les résultats des données des sédiments de surface et la reconstitution des paléotempératures à différentes profondeurs au cours des derniers 2000 fait l'objet de la discussion suivante.

2. Caractérisation des températures de surface marine au sud-ouest du Maroc

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées sur *G. bulloides* des sédiments de surface et leurs températures de calcification correspondantes à l'aide de la méthode spectrométrie d'émission atomique (ICP-AES), sont résumées dans le tableau ci-dessous. Les résultats pour le Mg/Ca mesurés sur *G.bulloides* sont également présentés dans le tableau n°23. Les valeurs Mg/Ca de *G.bulloides* obtenus ont été converties en températures ($\text{SST}_{\text{Mg/Ca}}$) en utilisant l'équation de Mashiotta et al, 1999 et l'équation d'Eldderfield et Ganssen, 2000 pour le foraminifère planctonique de type *G. bulloides*.

Tableau 23 : Les caractéristiques géochimiques des sédiments de surface marins obtenues.

Nom carotte	Prof. (cm)	Lat.	Long.	G. bulloides			T (°C) (Cal.Mashiotta)	T (°C) (Cal.Eldderfield et Ganssen)
				Mg/Ca (mmol/mol)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$		
GeoB8614-2	2-3	27,535	-13,850	3,06	-0,95	-0,14	17,4	18
GeoB8613-7	2-3	27,535	-13,737	3,98	-1,12	-0,08	19,9	20
GeoB4239-2	B3	28,495	-13,180	3,36	-1,07	-0,40	18,3	19
GeoB8612-2	2-3	28,802	-12,860	3,54	-1,07	-0,28	18,8	19
GeoB8611-3	2-3	28,795	-12,682	4,85	-1,42	-0,43	21,7	22
GeoB8610-2	2-3	28,782	-12,577	7,22	-1,24	-0,15	25,5	26
GeoB4229-1	B3	29,185	-12,650	3,16	-0,71	-0,05	17,7	18
Muc4223-4	2-3	29,018	-12,467	4,22	-1,09	-0,13	20,4	21
GeoB4226-3	B3	29,318	-11,833	5,42	-0,28	0,11	22,8	23
GeoB4228-2	B3	29,470	-12,993	4,25	-0,58	0,13	20,5	21
GeoB4218-1	A3	29,955	-12,912	3,73	-0,35	0,38	19,3	20
GeoB4210-1	B3	30,300	-10,980	3,27	-0,96	-0,07	18,0	18
GeoB4217-1	2-3	30,435	-12,895	4,29	-0,27	0,33	20,6	21
GeoB4216-2	2-3	30,632	-12,397	3,28	-0,31	0,41	18,1	18
GeoB8604-3	2-3	30,957	-10,522	3,74	-1,38	-0,10	19,3	20
GeoB8607-2	2-3	30,912	-10,362	11,89	-1,06	0,14	30,1	31
GeoB6011-2	2-3	30,315	-10,288	4,49	-1,08	-0,05	21,0	22
GeoB6009-1	2-3	30,682	-10,275	3,09	-1,16	-0,10	17,5	18
GeoB8601-1	2-3	30,848	-10,268	3,82	-1,39	0,09	19,5	20
GeoB6010-1	2-3	30,250	-10,083	10,82	-1,05	-0,13	29,2	30
GeoB8606-2	2-3	31,003	-10,742	2,62	-1,16	-0,11	16,0	16
GeoB5560-1	B3	32,610	-13,117	3,81	-1,01	1,55	19,5	20
GeoB5561-1	2-3	32,703	-12,935	4,25	-0,64	0,36	20,5	21
GeoB4201-2	B3	32,702	-13,545	3,77	-0,07	0,66	19,4	20

A partir des résultats obtenus ci-dessus, le rapport Mg/Ca montre une variabilité plus ou moins compliquée. Il semble y avoir très peu de dépendance à la température à travers la zone d'étude. En effet, les rapports des foraminifères Mg/Ca d'une manière générale ont montré un grand potentiel comme un indicateur des températures océaniques passées dans les zones

tropicales et subtropicales de l'océan (Elderfield et al, 2000 ; Rosenthal et al, 2000 ; Lea et al, 2002).

Généralement, les résultats obtenus montrent une grande variabilité entre les échantillons retenus dans cette étude. En se basant sur les mesures du rapport Mg/Ca, la température de surface de la mer (SST) à la façade atlantique au sud-ouest du Maroc varie entre 16 °C (Mg/Ca = 2,62 mmol/mol) et 30,1 °C (Mg/Ca = 11,89 mmol/mol) selon la calibration de Mashiotta ou entre 16°C et 31°C selon la calibration d'Elderfield et Ganssen, (2000). La distribution de la température de surface de la mer (SST) varie en fonction de la position géographique des échantillons. En effet, la distribution de la température (SST) montre que la valeur de la température la plus élevée est celle de l'échantillon GeoB8607-2 (~31°C) tandis que la faible valeur enregistré au niveau de l'échantillon GeoB8606-2 (~16°C). Le gradient de la température marqué aussi à la côte Atlantique marocaine près à la région de Cap Ghir. Généralement on note au niveau de cette région d'étude des valeurs comprise entre 17 °C et 30 °C.

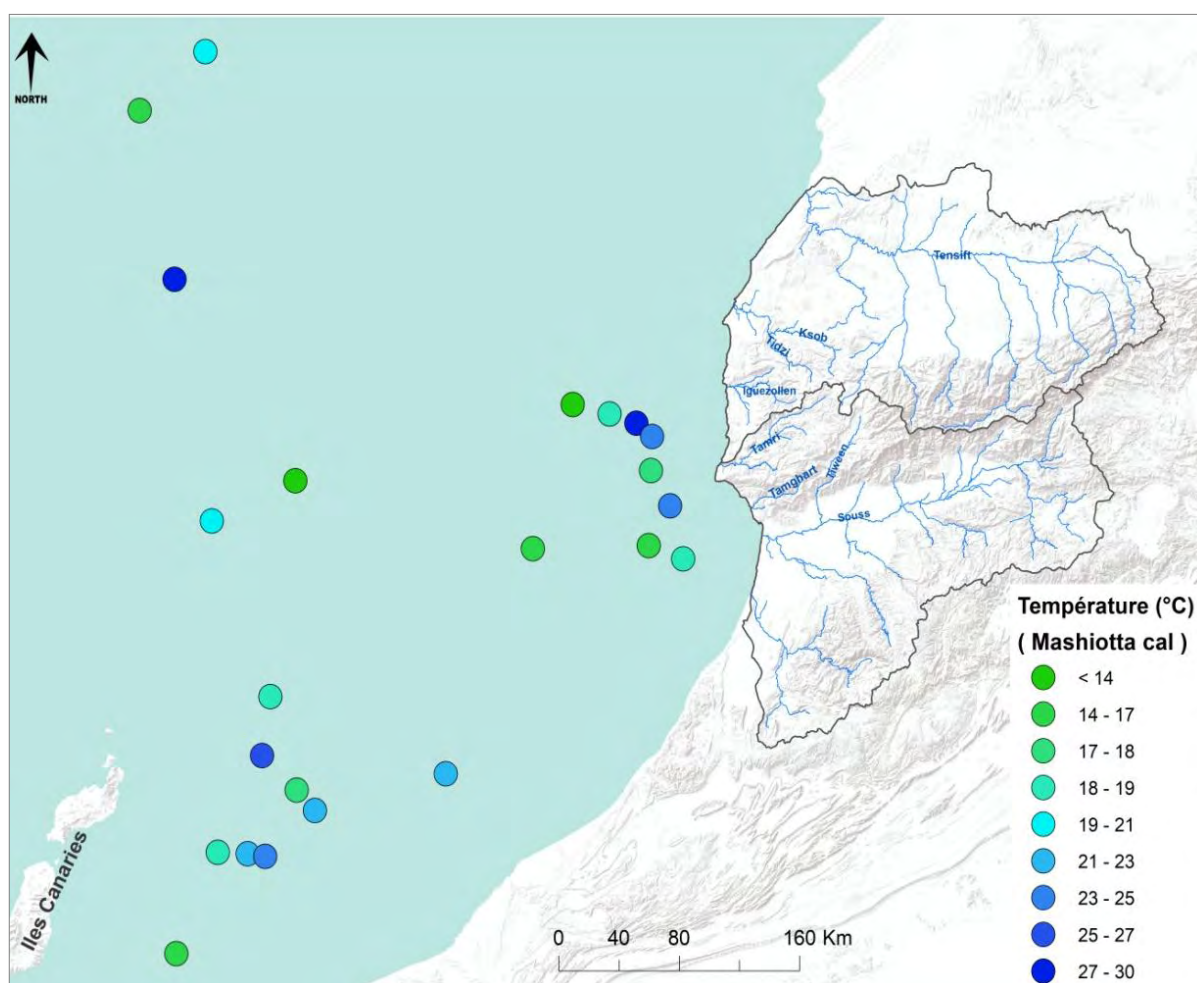


Figure 141 : Températures estimées de surface marine à partir le rapport Mg/Ca des foraminifères planctoniques (G.buloides) selon la méthode de Mashiotta, 1999.

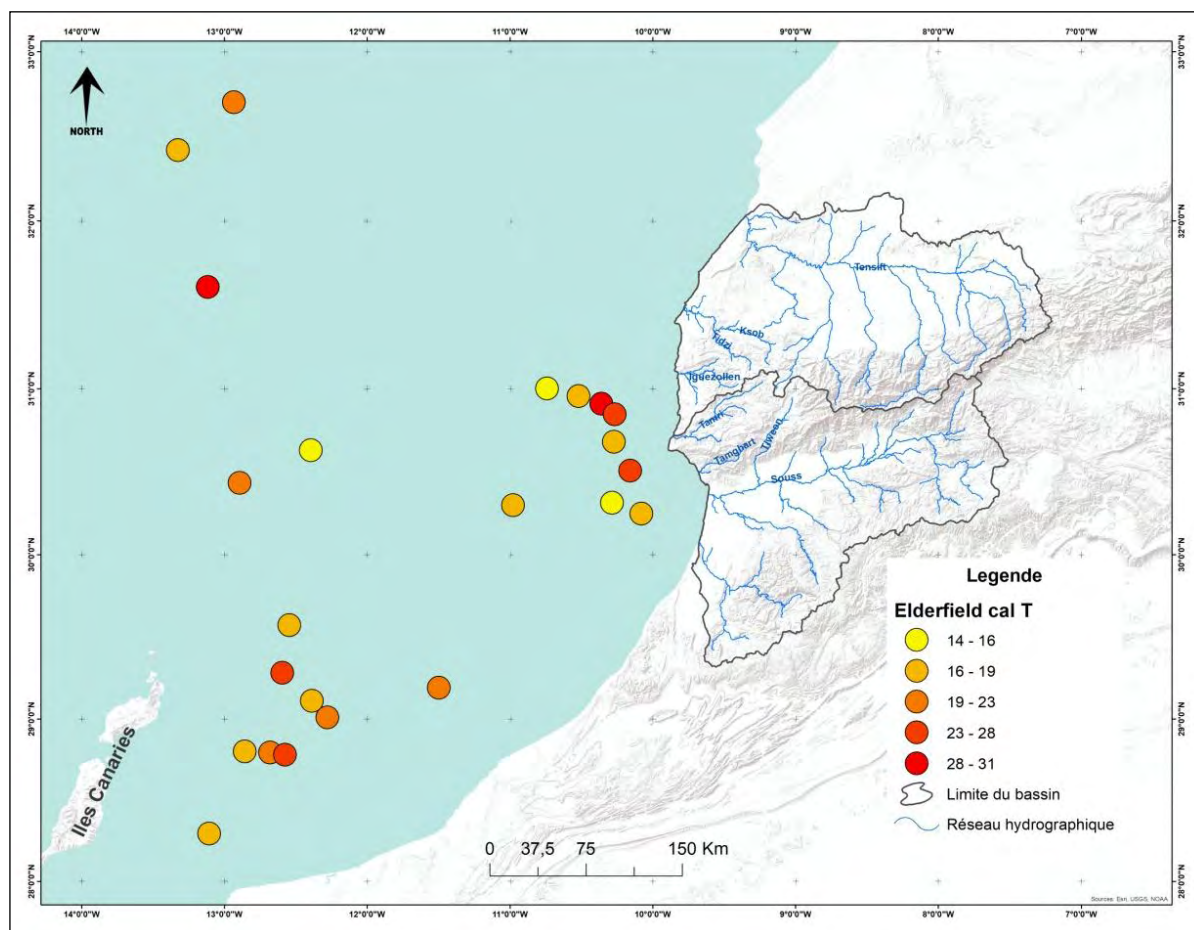


Figure 142 Températures estimées de surface marine à partir le rapport Mg/Ca des foraminifères planctoniques (G.buloides) selon la méthode d'Eldderfield et al, 2000.

3. Essaie de reconstituer des températures des eaux profondes au sud-ouest du Maroc au cours des 2000 dernières années à partir du rapport Mg/Ca des foraminifères (G.buloides)

Les rapports Mg/Ca de foraminifères planctoniques ont été déterminés dans les sédiments de la carotte GeoB8601-3 prélevées à la marge atlantique au sud-ouest du Maroc, afin d'étudier les variations de températures des masses d'eau caractérisant la partie supérieure de la circulation océanique pendant la dernière 2000 ans.

La reconstitution paléotempératures (Mg/Ca) des eaux de 173cm de profondeur à l'aide d'espèces de foraminifères G. Bulloide et des datations au carbone 14 ont été réalisées, permettant d'établir des modèles d'âges, et donc de faire associer à des profondeurs précises de carottes, à un âge calendaire absolu.

Les données Mg/Ca mesurées des foraminifères planctoniques sont ensuite converties en température en utilisant des calibrations adaptées à l'espèce de foraminifère de type G. Bulloide.

Dans ce chapitre, nous présentons une étude sur les variations des températures océaniques de surface (Sea Surface Temperatures, SST) de la carotte GeoB8601-3. Ceci afin de mieux définir les variations des températures océaniques au cours des derniers 2000 ans.

Pour reconstituer la température marine à la marge sud-ouest Marocain, en utilisant le rapport Mg/Ca qui nous a permis de retracer l'évolution de température de l'océan au cours des derniers 2000 ans.

Afin de vérifier la cohérence des résultats de Mg/Ca obtenus, il est intéressant de mettre en parallèle ces résultats avec ceux des calibrations déjà existantes sur cette espèce dans la littérature (Mashiotta et al, 1999 ; Elderfield et al, 2000). Toutes ces données ont été obtenues par la même méthode de nettoyage, un coefficient d'ajustement de $\sim 0,09$ mmol/mol est systématiquement ajouté aux données obtenues à partir de la méthode réductive de Boyle et Keigwin, 1985. Ce coefficient a été déterminé à partir de nombreuses mesures inter-calibration menées par différents laboratoires au cours des dernières années. (Barker et al, 2003, Greaves et al, 2008, Yu et al, 2008).

Tableau 24 : Les caractéristiques géochimiques de la carotte GeoB8601-3 obtenues sur *Globigerina bulloides*.

Nom carotte	Prof. (cm)	G. bulloides		
		Mg/Ca (mmol/mol)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
GeoB8601-3	0-1,5	3,03	-0,63	-0,02
GeoB8601-3	5-6,5	2,99	-1,23	-0,01
GeoB8601-3	10-11,5	3,37	-0,69	0,09
GeoB8601-3	15-16,5	3,60	-0,76	0,16
GeoB8601-3	21-22,5	3,24	-1,02	0,13
GeoB8601-3	45-46,6	3,86	-0,86	0,01
GeoB8601-3	70-71,5	3,59	-0,83	0,13
GeoB8601-3	80-81,5	3,43	-1,16	-0,12
GeoB8601-3	85-86,5	3,48	-0,36	0,10
GeoB8601-3	90-91,5	2,30	-0,92	0,07
GeoB8601-3	100-101,5	3,27	-	-
GeoB8601-3	110-111,5	4,44	-0,30	0,43
GeoB8601-3	125-126,5	4,11	-0,51	0,37
GeoB8601-3	130-131,5	3,91	-1,54	-0,16
GeoB8601-3	135-136,5	4,44	-0,89	-0,12
GeoB8601-3	145-146,5	2,91	-0,21	0,28

Les températures de la carotte 8601-3 durant les derniers 2000 ans est légèrement plus froides que celles de la carotte la plus au Sud (4223-4) par exemple. Ceci pourrait s'expliquer par l'impact des flux d'eau douce issus des cours d'eau dérivent par le continent. Cette alimentation a sans doute eu un impact important sur les SST de la zone Cape Ghir influencées par les eaux continentales. Ce facteur qui varie localement de manière importante doit être pris en considération lors de la comparaison entre les signaux de températures des différentes carottes.

À ce titre, on marque au niveau des résultats obtenus dans cette étude que, les données de rapport Mg/Ca à la zone d'étude varient en fonction de la profondeur. En effet, la distribution de Mg/Ca (mmol/mol) montre que la plus faible valeur enregistrée au niveau de la profondeur de 90-91,5 (2,62 mmol/mol), tandis que la plus élevée est celle de la profondeur de 110-111,5 (4,44 mmol/mol) et 135-136, 5 (4,44 mmol/mol). Cette dernière montre des valeurs plus que la moyenne au niveau de cette carotte, ce qui pose la question de savoir si elles sont liées à des circonstances particulières ou sont-elles liées à la procédure de traitement des données. Ainsi, on observe au niveau de cette carotte une large dispersion/tendance des données qui sont significativement plus forte au niveau de cette carotte. En effet, tous les points semblent suivre généralement une tendance vers la diminution (plus ancien vers plus récent), seuls les points entre 110-111,5cm et 45-46,5cm qui marquent une augmentation notable atteignent 4,44(mmol/mol) et 3,86(mmol/mol) respectivement.

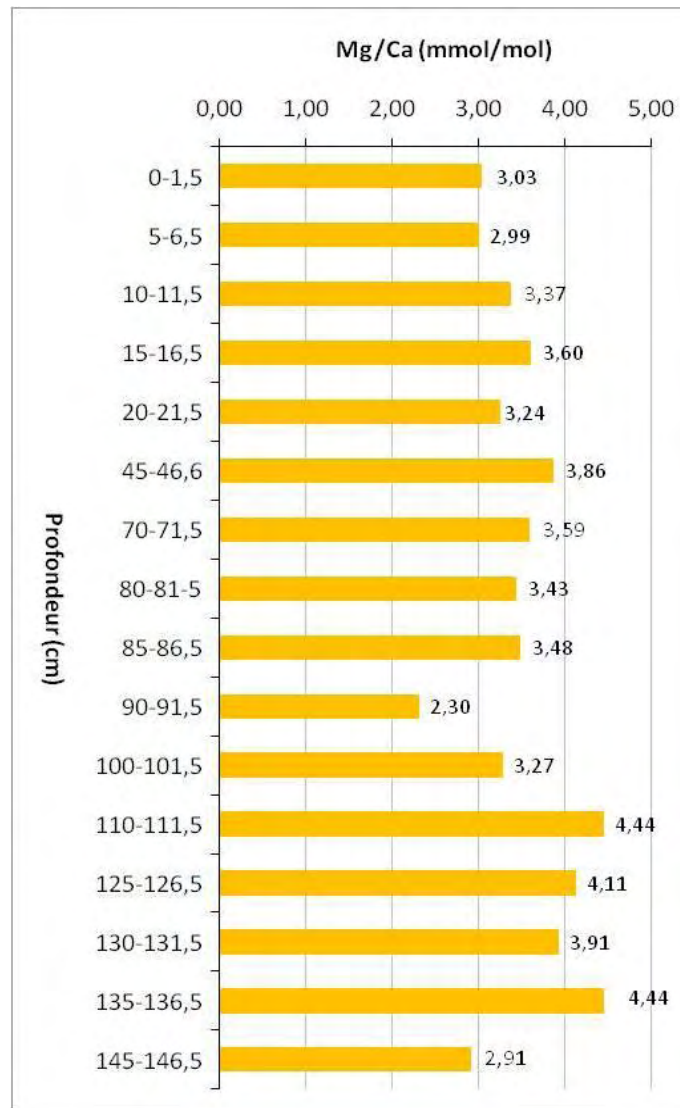


Figure 143 : Enregistrements Mg/Ca (mmol/mol) de la carotte GeoB8601-3 obtenues sur *Globigerina bulloides*.

Grâce les outils de calibration, et au cadre chronologique précis obtenu à l'aide des nombreuses datations ^{13}C , nous avons pu mettre en évidence les variations des températures océaniques au large du sud-ouest du Maroc au cours des derniers 2000 ans. La reconstitution des SST de la carotte GeoB8601-3 permet d'obtenir les principales phases climatiques marquant cette période. Nous trouvons une augmentation significative des températures pendant les années entre ± 2112 et ± 1681 ans AP et plus ou moins les années entre ± 1191 et 233 ans AP, et par des températures relativement froides entre ~ 165 ans AP et jusqu'à l'actuel, enfin interrompues par un refroidissement remarquable en ± 1351 ans AP. Lorsque l'on compare les enregistrements des deux méthodes de calibration, on observe d'abord la présence d'un gradient vers la diminution de SST tout le long de cette période.

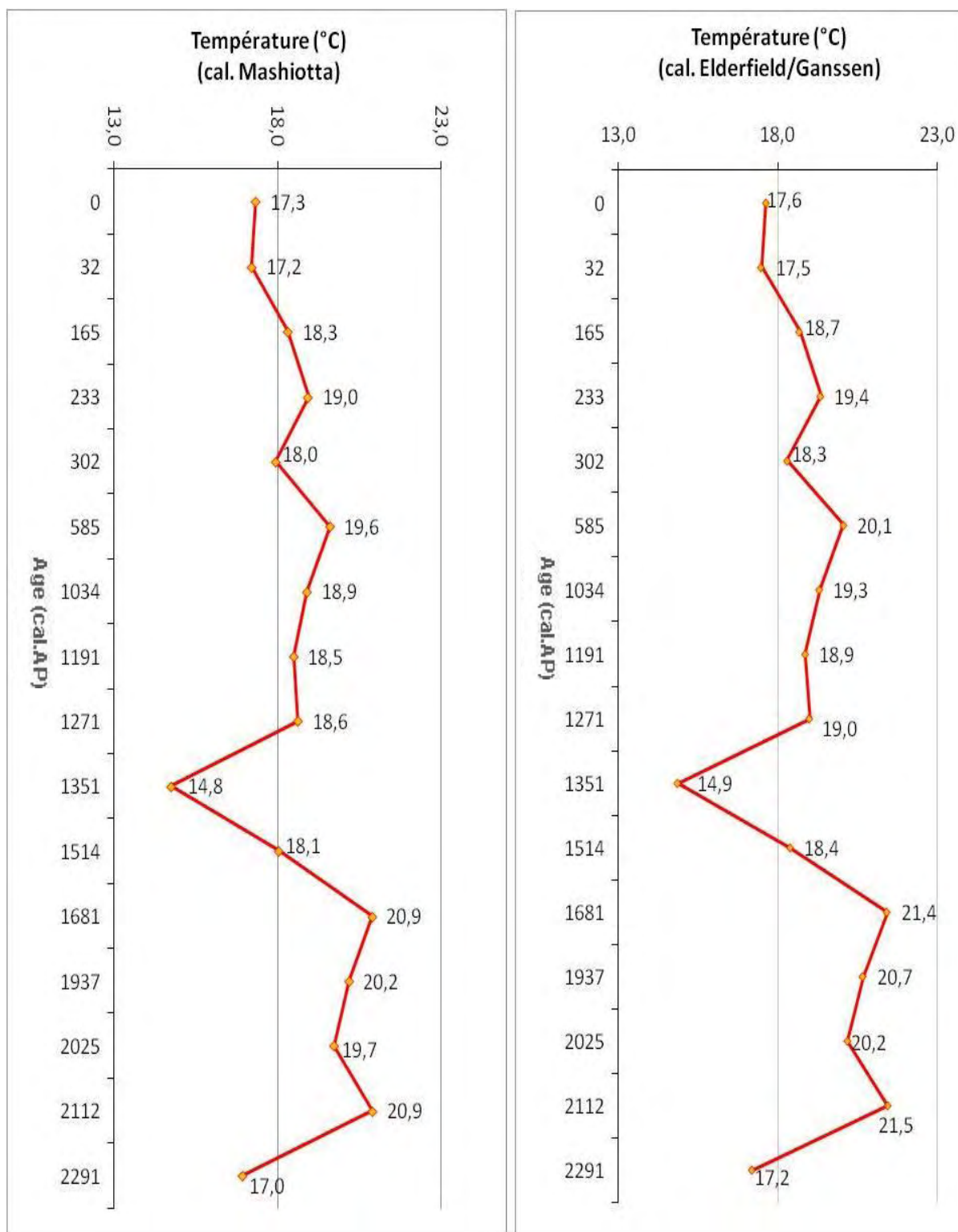


Figure 144 : Paléotempératures de surface estimées par la mesure du rapport Mg/Ca du foraminifère planctonique *G. bulloides* (Calibration de Mashiotta, 1999 et d'Elderfield et al, 2000).

AXE 22 : DISCUSSION ET INTERPRÉTATION

Le climat dans le domaine d'étude est généralement semi-aride et influencé par l'océan Atlantique. Cette région semi-aride est vulnérable au changement climatique à cause de la variabilité climatique à des échelles de temps saisonnières et plus longues (Knippertz et al, 2003), ce qui entraîne des changements dans la fréquence, l'intensité, la répartition spatiale, la durée et le moment des événements météorologiques et climatiques extrêmes. Pendant la phase négative de la NAO, les trajectoires des dépressions atteignent plus souvent l'Afrique du Nord, ce qui entraîne une augmentation des précipitations dans le nord-ouest de l'Afrique (Knippertz et al, 2003 ; Trouet et al, 2009). Pour le sud-ouest du Maroc, Ait Brahim et al, (2016) ont montré que la variabilité la plus importante des précipitations est observée dans les montagnes de l'Atlas, où les valeurs des précipitations varient considérablement en raison des effets de l'altitude et du microclimat.

Par ailleurs, toutes les estimations disponibles montrent que, à l'échelle de l'hémisphère Nord, la période 1983-2012 est la période de 30 ans la plus chaude des 800 dernières années et la plus chaude depuis 1400 ans (Masson et al, 2013). Sur l'ensemble de la période étudiée (1968-2015), le bassin versant du Tensift et de Souss-Massa connaissent une variabilité et une irrégularité spatio-temporelle des températures et des précipitations. L'analyse de l'évolution des températures moyennes annuelles a permis de constater une tendance vers l'augmentation dans les deux bassins versants. On note aussi un accroissement observé du déficit hydrique estival résulte d'une augmentation de l'évapotranspiration potentielle au cours de la période 1968-2015. Ce déficit hydrique climatique au sud du Maroc nous permet de mettre en évidence la pression qui s'exerce sur la disponibilité de l'eau pour les cultures.

Les enregistrements paléoclimatiques continentaux montrent également des périodes de plusieurs décennies où les températures, localement, étaient aussi chaudes pendant l'optimum médiéval (950-1250) que le milieu ou la fin du siècle. Cependant, ces épisodes chauds ne se sont pas produits de manière synchrone dans les différentes régions de la planète, ce qui explique que le réchauffement « global » récent.

Dans la présente étude, nous essaierons de souligner ce qui a été atteint précédemment, en comparant les résultats que nous avons obtenus grâce à nous étude et ceux obtenus grâce aux autres études menées sur la région du sud-ouest du Maroc. En se basant essentiellement celles qu'ont été récupérées lors de la croisière METEOR M 45/5 (carotte GeoB6007-2 et GeoB6008-1), en raison que ces deux sites sont plus proche de notre site d'étude, également en raison des bonnes corrélations des paramètres géochimiques entre les deux sites. L'objectif principal est d'obtenir plus informations sur les changements climatiques et environnementaux passés enregistrés dans le sud-ouest du Maroc au cours des 2000 dernières années à nos jours.

I. Comparaison des résultats XRF et Mg/Ca de cette étude et des autres enregistrements climatiques au large du sud-ouest du Maroc

Tout d'abord, dans ce travail, les enregistrements des sédiments marins à haute résolution utilisées documentent les variations du dépôt de sédiments terrigènes au large de la marge continentale marocaine. Actuellement, le site de la carotte GeoB8601-3 étudiée est situé sous la trajectoire de la poussière saharienne, mais il enregistre également de façon saisonnière les dépôts fluviaux, souvent fournies sous la forme d'écoulements d'eau provenant des montagnes de l'Atlas (Holz et al, 2007). En effet, les changements observés dans les enregistrements des

données géochimiques de la carotte GeoB8601-3 indiquent une variabilité claire à l'échelle millénaire, peuvent également être observée dans les sédiments terrigènes de l'océan Atlantique Nord au large du Maroc.

Le transport des matériaux terrestre au large du sud-ouest du Maroc soit d'une source éolienne et/ou une autre source fluviale provient de plusieurs rivières/Oueds saisonniers (Souss, Tamghart, Asserssif et Assif Ait Aneur). Ce qui concernant les sédiments marins dans notre domaine d'étude, les zones sources d'alimentation peuvent être aussi loin au sud que le Sahara méridional et le Sahel transporté par le jet d'est Africain/saharienne (Dupont, 1999).

La carotte sédimentaire GeoB8601-3 récupérée au large du Maroc documente une augmentation abrupte de l'humidité à partir d'environ 1191 ans avant le présent (AP). Cette période peut être reconnue comme une transition aride-humide au sud-ouest du Maroc. De plus, cette période peut être caractérisé par une augmentation de ruissellement continental interrompu par de courts épisodes secs, sont clairement reflétées par les fluctuations de l'apport terrigène au large du sud-ouest du Maroc. Ça pourrait expliquer par des effets locaux dans un paysage montagneux, puisque que ces enregistrement provient de l'océan et que les sédiments sont dérivés à la fois des montagnes de l'Atlas et du désert saharien, on note ici que la variabilité observée dans nos enregistrements est plus représentative et sont cohérents avec les enregistrements paléoclimatiques et paléohydrologiques à l'intérieur de notre zone d'étude.

L'enregistrement d'aridité/humidité documente clairement une variabilité à l'échelle millénaire d'épisodes secs brusques et répétés dans le climat du sud-ouest du Maroc. En outre, la phase plus ou moins sèche enregistrés au sud-ouest du Maroc représentant la période entre 2752 et ± 1351 ans avant le présent (AP). En général, ces longues périodes de réduction de l'écoulement continental peuvent correspondent aux changements climatiques de l'Holocène décrits pour les hautes et basses latitudes (deMenocal et al, 2000).

En faisant appel à la reconstitution de la température de surface de la mer (SST) de la faune foraminifère (G.Bulloides) de la même carotte étudiée (GeoB8601-3), on marque au cours de la période étudiée, l'existence d'événements froids au sud-ouest du Maroc notamment les années ± 2291 et ± 1351 ans avant le présent (AP). Cependant, cet enregistrement au large du domaine d'étude est fortement influencé par la mousson africaine, alors que notre enregistrement au large du Cap Ghir est plutôt dominé par le système climatique de l'Atlantique nord (Knippertz et al, 2003). Dans ce contexte, Kuhlmann et al, (2004), indique que pendant l'Holocène, la partie nord de l'Afrique du nord-ouest a probablement été dominée par le climat de l'Atlantique nord. En effet, Dans une zone où la fraction de sédiments terrigènes contient si clairement une partie dominante de sédiments éoliens, il faut évidemment faire la distinction entre les sédiments fluviaux et éoliens. Nous supposons que nos données peuvent être comparées à des données indirectes provenant des hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Bond et al, (2001) suggèrent que les variations de l'irradiation solaire constituent le principal mécanisme de forçage de ces changements du climat holocène sur des échelles de temps centennales à millénaires, et n'excluent pas que le forçage solaire puisse exciter la variabilité atmosphérique.

Si nous comparons l'aridité continentale du nord-ouest de l'Afrique avec un enregistrement de glace de sédiments marins de l'Atlantique nord subpolaire, représentant la variabilité climatique de l'Holocène sur des échelles de temps centennales à millénaires (Bond et al, 2001). On note que pendant cet intervalle de temps, une reconstruction des précipitations

hivernales moyennes dans l'ouest de la Norvège indique une augmentation des précipitations hivernales, qui peut également être attribuée à une circulation d'ouest plus forte (Nesje et al, 2000). Sur la base d'un modèle de circulation générale atmosphérique, Harrison et al, (1992) montre que, au début et au milieu de l'Holocène, la dépression islandaise et le courant-jet d'ouest ont été déplacés plus au nord, produisant des hivers modérée et humides en Europe du Nord. Tous ces signaux des hautes et basses latitudes sont similaires à une situation positive d'oscillation nord-atlantique (NAO), qui se caractérise par des conditions orageuses sur l'océan Atlantique Nord, des conditions humides mais chaudes en Europe du Nord et des conditions froides et sèches dans la région méditerranéenne (Hurrell et al, 2003). Dans la présente étude, la variabilité à l'échelle centennale et millénaire des données pluviométriques mesurées par des instruments (voir la partie II) et de l'apport en sédiments terrigènes (sédiments éoliens contre sédiments fluviaux) au large du sud-ouest du Maroc, indique des conditions sèches récurrentes.

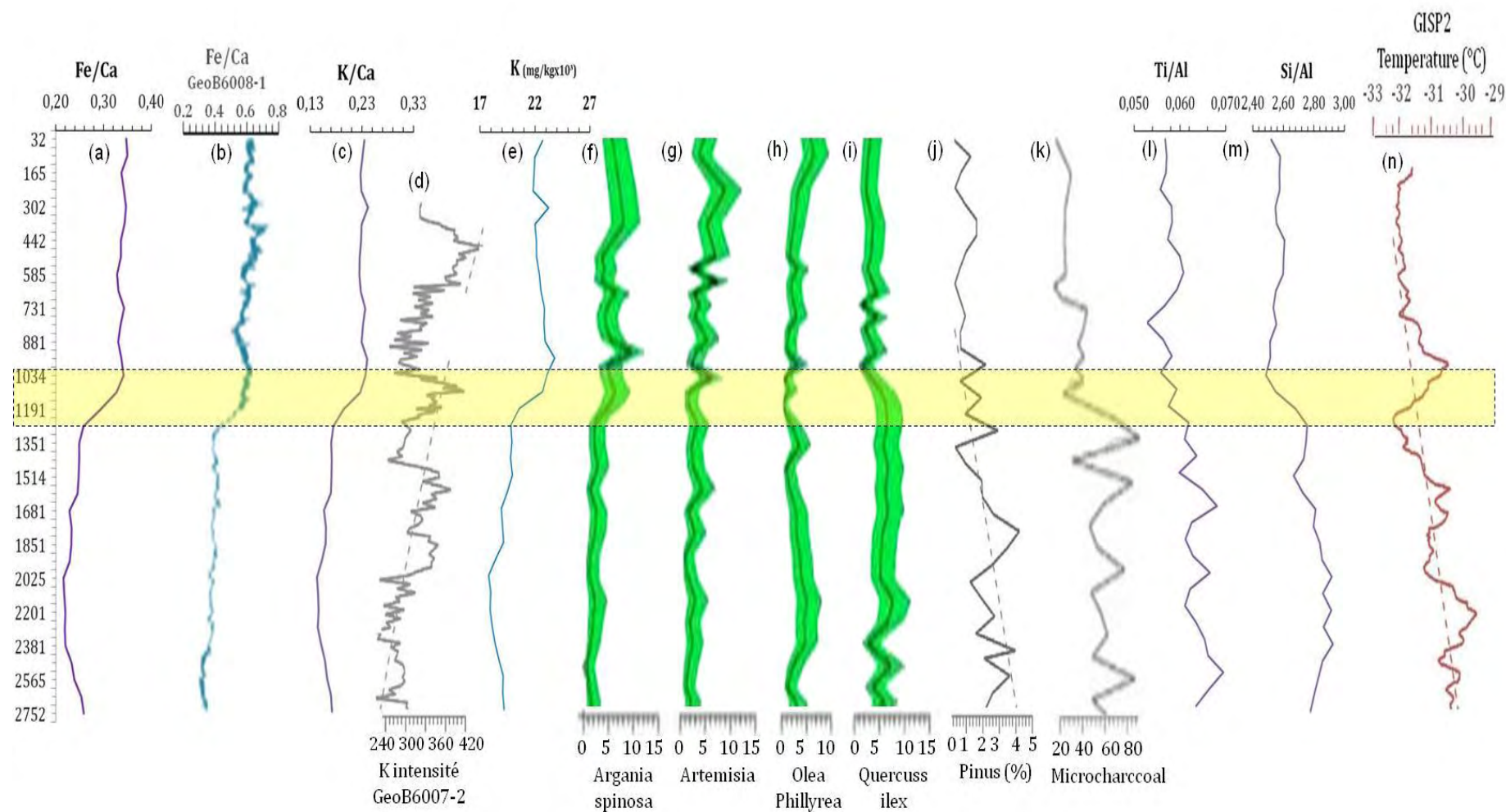


Figure 145 : Comparaison des enregistrements climatiques au large du sud-ouest du Maroc (a, b, c, d, e) rapports Fe/Ca, K/Ca et K dans les carottes GeoB8601-3 (cette étude), GeoB6008-1 (McGregor et al, 2009) et GeoB6007-2 (Kuhlmann et al, 2004) respectivement. (f, g, h, i, j) cinq taxons polliniques (%) de la carotte GeoB8601-3 (Zhao et al, 2019). (k) concentration en Microcharbons de la carotte GeoB8601-3 (Zhao et al, 2019). (l, m) rapport Ti/Al et Si/Al de la carotte GeoB8601-3 (cette étude). (n) reconstruction de la température à partir des carottes de glace du Greenland Ice Sheet Project Two (Alley, 2004).

Par ailleurs, nous observons à partir nos résultats ci-dessus que, la distribution des teneurs des éléments chimiques variée d'une façon remarquable au cours de cette période avec un changement brusque marqué entre 1191 ans et 1034 ans AP. En comparaison avec l'enregistrement de la carotte voisine GeoB6008-1 qui couvre la même période les 2000 dernières années. En outre, les enregistrements des éléments chimiques, les données complémentaires de concentration de pollen et de micro-charbon de bois de la carotte GeoB8601-3 devrait nous permettre de mieux comprendre la variabilité du climat passée et leur relation avec la végétation et les activités humaines. En effet, les données polliniques (McGregor et al, 2009 et Zhao et al, 2019) et les rapports d'éléments chimiques des sédiments marins utilisés dans ce travail, indiquent un changement marqué entre 1191 ans et 1034 ans AP. L'augmentation de la vitesse de sédimentation, du rapport Fe/Ca et K/Ca et les éléments fluviaux ont indiqué une augmentation de la charge sédimentaire terrestre dans le site d'étude entraînée soit par le climat soit par le changement d'occupation des sols (McGregor et al, 2009). A cet égard, on peut mentionner donc deux scénarios : changement de climat/précipitations et changement d'occupation des sols.

Ces deux scénarios sera discuter en détail ci-dessous avec des données de deux sites GeoB8601-3 (notre carotte étudiée) et GeoB6008 (McGregor et al, 2009) utilisées pour tester chaque scénario.

1. Premier scénario : changement de climat/précipitations

Dans le cadre du premier scénario, la comparaison d'éléments Al, Fe, K, des rapports Fe/Ca, K/Ca et du pollen des deux carottes (GeoB8601-3 et GeoB6008-1) montre, dans les limites des incertitudes du modèle d'âge, que les tendances généralement sont cohérentes pour les 2000 dernières années. En effet, une relation positive significative entre les teneurs d'élément K, Fe et Al, des rapports du Fe/Ca et K/Ca (cette étude) et la distribution de pollen et les données de Micro-charbon (Zhao et al, 2019) a été observé pour la période allant de ± 2752 ans AP à ± 1191 ans AP. Nous marquons qu'avant ± 1191 ans AP, la région du sud-ouest du Maroc entre les années 2752 et 1191 ans AP ont été connus généralement une période aride intense caractérisée par l'augmentation des apports éoliens. Tandis que les années entre 1191 et 1031 AP (transition) ont été caractérisés d'une période de transition progressive de l'état aride à l'état humide d'une manière remarquable. Selon McGregor et al, (2009) l'augmentation des apports fluviaux est généralement interprétée comme un indicateur des précipitations ou du bilan hydrique pour une région donnée. Enfin les années de 1031 ans AP jusqu'au présent, la région a été connu une période humide intense caractérisée par l'augmentation des apports fluviaux. De plus, plusieurs données indirectes (proxys) basées sur la carotte GeoB6008 suggèrent un changement marqué à partir d'environ ± 1191 ans AP. Le taux de sédimentation, les valeurs élevées de Fe/Ca et K/Ca et l'augmentation des flus de pollen, ce qui indique un apport terrestre plus important dans la zone d'étude pendant cette période. De plus, Les faibles valeurs de Fe/Ca et K/Ca indiquent des quantités de précipitations faibles avec une augmentation de Si/Al et Ti/Al. En effet, L'enregistrement de Fe/Ca, K/Ca, Si/Al et Ti/Al pour cette période indique donc un stress hydrique plus élevées dû à une plus grande disponibilité de l'aridité dans le sud-ouest du Maroc.

Dans le cadre du scénario climat/précipitation, le passage de ± 1034 ans à 1191 ans AP montre un changement rapide d'un mode climatique à un autre. C'est-à-dire qu'avant ± 1034 ans et 1191 ans AP les dépôts éoliens dominant et cela signifie que les conditions plus arides

qui prévalent. Après ± 1034 ans et 1191 ans AP, le dépôt fluvial domine et implique des conditions plus ou moins humides jusqu'à nos jours. Puisque les précipitations au Maroc sont contrôlées par la circulation atmosphérique à grande échelle de l'oscillation nord-atlantique (Knippertz et al, 2003), le changement entre ± 1034 ans à 1191 ans AP montre une réorganisation de cette caractéristique à grande échelle. Ce changement pourrait être la transition hors de la " période humide africaine " à 6 ka AP (deMenocal et al, 2000). De plus, les enregistrements polliniques du Moyen Atlas montrent une diminution régulière des précipitations au cours des 2000 dernières années, bien que la dernière partie de cette reconstruction puisse être influencée par les changements de végétation anthropiques (Cheddadi et al, 1998). Enfin, au cours des 1000 dernières années, les faibles changements au cours de la même période dans les précipitations marocaines ou dans l'indice de gravité de la sécheresse de Palmer, tels qu'ils ont été reconstitués à partir de la largeur des cernes d'arbres au nord du Maroc (Esper et al, 2007).

Par ailleurs, le phénomène d'upwelling est une caractéristique océanique majeure au long de la côte sud-ouest du Maroc, ainsi que le refroidissement associé de l'atmosphère peuvent être une source majeure d'humidité pour les régions situées immédiatement sur le littoral des zones d'upwelling (Snyder et al, 2003). L'enregistrement de la température de surface de la mer de notre carotte GeoB8601-3, est un indicateur de l'intensité du phénomène d'upwelling (McGregor et al, 2007). En effet, les rapports Mg/Ca sont souvent utilisés comme indicateur paléocéanographie pour reconstruire la température océanique passée (Schefuß et al, 2011). Nos résultats indiquent que les valeurs de Mg/Ca au sud-ouest du Maroc augmentent notamment de 2112 ans AP à 1681 ans AP et qu'un nouvel enrichissement s'est produit entre 1271 ans AP et 585 ans AP. Alors que les valeurs plus faibles enregistrées aux années 2291, 1351 et 32 AP.

Selon Ait Brahim et al, (2016), l'effet de la température devient plus important vers la latitude moyenne et dominante à haute altitude dans le domaine d'étude. En ce qui concerne les sources d'humidité variables, nous avons exclu l'influence de l'humidité dérivée de la mer Méditerranée car son influence sur le sud-ouest du Maroc est négligeable par rapport à celle de l'humidité dérivée de l'océan Atlantique (Ait Brahim et al, 2017). En effet, l'apport d'humidité provenant de l'océan Atlantique s'affaiblit ou se renforce sous l'influence de la dépression saharienne dans le sud-ouest du Maroc (Liu et al, 2014). Par conséquent, la quantité des précipitations est l'effet prédominant qui fonctionne avec l'effet de l'altitude, car plus de précipitations signifie également plus de précipitations en altitude à des températures plus basses (Sachse et al, 2012). Si on suppose que les précipitations avaient changé entre ± 1034 ans et 1191 ans AP selon les données de notre carotte GeoB8601-3 au sud-ouest du Maroc, on peut confirmer ou interpréter ces résultats en s'appuyant sur les changements dans les enregistrements polliniques de la carotte voisine GeoB6008, puisque même de petits changements dans la disponibilité de l'eau auraient un impact important sur la végétation de cette région (McGregor et al, 2009).

En outre, les rapports Ti/Al et Si/Al dans la carotte GeoB8601-3 diminuent clairement après 1191 ans AP pour atteindre des valeurs très faibles vers 1034 ans AP, tandis que les rapports Ti/Al et Si/Al dans la carotte GeoB6008-1 (non représentés dans la figure) montrent un peu de changement tout au long de la carotte. Ces divergences entre les données peuvent être liées aux différentes méthodes XRF qui ont été utilisées pour les deux carottes. Cependant, la diminution du pourcentage de pollen de type *Quercus Robur* avec des

enregistrements relativement stables d'*Olea/Phillyrea* et de *Pistacia* suggèrent des conditions plus sèches (McGregor et al, 2009). Le pollen d'*Olea/Phillyrea* et de *Pistacia* reflète souvent des conditions semi-arides (Barbero et al, 1990). L'augmentation des pourcentages de pollen d'*Artemisia* par exemple suggère également un assèchement (McGregor et al, 2009). Alors que, on marque d'après les résultats des données polliniques de Zhao et al, (2019) une augmentation des valeurs polliniques d'*Argania spinosa* et d'*Artemisia* autour ± 1191 ans et 1034 ans AP accompagnée d'une diminution des types de *Pinus* depuis ± 1514 ans AP, ainsi que les similitudes des pourcentages polliniques des d'autres taxons (*Olea/Phillyrea*, *Quercus ilex*).

Les valeurs élevées des rapports de Ti/Al et Si/Al dans notre carotte GeoB8601-3, suggèrent probablement un fort transport éolien au sud-ouest du Maroc avant 1191 ans AP. Par conséquent, la faible dispersion éolienne pourrait également expliquer la diminution rapide du rapport Ti/Al et Si/Al dans la notre carotte GeoB8601-3 au cours de la période entre 1191 ans et 1034 ans AP. L'augmentation tardive du K/Ca et Fe/Ca après 1191 ans AP suggère un transport fluvial depuis les hautes montagnes du sud-ouest du Maroc. La fréquence de feu plus élevée avant 1191 ans AP pourrait suggérer des conditions arides. Après 1191 ans AP, l'activité de feu est beaucoup plus faible, ce qui suggère soit des conditions plus humides, soit une moindre disponibilité avec un paysage plus ouvert (Zhao et al, 2019). Cependant, dans cette étude, lorsque la concentration de micro-charbon de bois diminue après 1191 ans AP, la concentration de rapport du K/Ca et Fe/Ca augmente. Cela signifie que le feu est plus faible, qui devrait être attribué à des conditions humides ou à un meilleur contrôle des incendies par les humains. Par ailleurs, le fort transport éolien est cohérent avec les pourcentages élevés de pollen de *Pinus* accompagné des valeurs élevés d'*Olea/Phillyrea* et de *Quercus*, qui ont également été transportés par les alizés du nord-est (Zhao et al, 2019), avec aussi des valeurs élevés de micro-charbon de bois (indice de feu), cette condition également observée dans la carotte voisine GeoB6008-1. En même temps, les rapports de Fe/Ca, K/Ca (transport fluvial) et les pourcentages de pollen d'*Argania spinosa* et d'*Artemisia* augmentaient (Zhao et al, 2019). Cela signifie qu'il y a peut être une transition d'une période sèche à une période humide.

D'autre part, les tendances des rapports Si/Al et Ti/Al et les pourcentages de *Pinus* de la carotte GeoB8601-3 correspondent à une diminution de la température basée sur l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte de glace GISP2 (Alley, 2004). En effet, Vinther et al, (2003) et Olsen et al, (2012) ont montré que le climat hivernal du Groenland est fortement influencé par les modes de la NAO. La baisse de la température au Groenland et la diminution des alizés du nord-est en faveur d'un passage à des modes de NAO plus négatifs (Zhao et al, 2019). Il en résulterait une augmentation des précipitations hivernales au Maroc, ce qui serait cohérent avec un apport fluvial élevé indiqué par l'augmentation des rapports K/Ca et Fe/Ca dans notre carotte GeoB8601-3. Cette hypothèse est soutenue par Trouet et al, (2009) et Olsen et al, (2012) qui ont proposé des modes négatifs de NAO à l'échelle millénaire et submillénaire pendant le refroidissement de l'Atlantique. De plus, Zielhofer et al, (2017) a utilisé une approche multi-proxy pour le lac « Sidi Ali » dans le Moyen Atlas, ont également déduit l'influence des pluies hivernale maximum sur la Méditerranée occidentale pendant les modes -NAO coïncidant avec le refroidissement de l'Atlantique.

De plus, les valeurs élevées de Fe/Ca et K/Ca après ± 1191 ans AP coïncident avec une augmentation de l'abondance du pollen, notamment d'*Argania spinosa* dans la carotte

GeoB8601-3 (Zhao et al, 2019). Les arganiers sont des végétations les plus dominantes dans le sud-ouest du Maroc (Msanda et al, 2005). Sur la base des analyses palynologiques des sédiments de la même carotte GeoB8601-3 accompli par Zhao et al. (2019) montrent une forte augmentation d'*Argania spinosa* après 1191 ans AP. De même, dans la carotte voisine GeoB6008-1, le pollen d'*Argania spinosa* représente 9% de l'assemblage pollinique total (McGregor et al, 2009). Les valeurs d'Al, Fe et K relativement élevées, ce qui pourrait expliquer l'importance de ruissellement d'eau après ± 1191 ans AP. Ainsi, nous trouvons une corrélation positive entre les concentrations de pollen d'*Argania spinosa*, les valeurs élevées de Fe/Ca et K/Ca et la diminution de micro-charbon de bois (indice des incendies). Cela indique que la diminution de Fe/Ca et K/Ca pourrait être entraînée par des conditions climatiques sèches. En fait, Zhao et al, (2019) confirment que l'augmentation d'*Argania spinosa* est probablement principalement influencée par l'impact humain. Zhao et al, (2019) suggère que la diminution de *Pistacia* avec le retour de *Olea/Phillyrea* et *Quercus ilex* (Fig.142) résultant probablement des facteurs climatiques avec une augmentation des précipitations et/ou du ruissellement après la période de 1191 ans et 1034 ans AP. Selon Zhao et al, 2019, la diminution du pollen de *Pinus* dans la carotte GeoB8601-3 suggère une diminution du transport éolien, ce qui est supporté par une diminution de l'apport éolien indiqué par la diminution du rapport Ti/Al et Si/Al. Alors que, McGregor et al, (2009) a réfuté le premier scénario (climat/précipitations) pour deux raisons : Premièrement, aucun autre enregistrement au Maroc ne pourrait refléter des changements à grande échelle dans les précipitations coïncidant avec leurs résultats ; deuxièmement, l'enregistrement pollinique de la carotte GeoB6008-1 ne suggère ni des conditions plus humides ni des conditions plus sèches à partir de 1191 ans AP. Le principal argument de McGregor et al, (2009) contre le forçage climatique seulement c'était la combinaison des valeurs polliniques relativement stables d'*Olea/Phillyrea* et de *Pistacia*, de faibles valeurs du type *Quercus robur* avec une stabilité ou même une légère augmentation du type *Quercus ilex* après la période 1191-1034 ans AP. Selon McGregor et al, (2009), la diminution contemporaine des valeurs de pollen du type *Quercus robur* avec ceux du type *Ephedra fragilis* est difficile à expliquer par des changements dus au climat.

2. Deuxième scénario : changement d'occupation des sols (Facteur anthropique)

Dans le cadre du deuxième scénario, le scénario d'occupation des sols a été recommandé par McGregor et al, (2009) indique que l'augmentation des apports terrestres est liée à l'augmentation d'érosion. Presque les mêmes changements des apports terrestres ont été trouvés dans les deux enregistrements de la carotte GeoB8601-3(cette étude) et la carotte voisine GeoB6008-1. De plus, l'augmentation du pollen d'*Argania spinosa* après ± 1191 ans AP qui a été considérée comme le résultat d'une augmentation de l'habitation et de l'élevage de chèvres (McGregor et al, 2009). Comme nous l'avons vu précédemment, l'augmentation des précipitations peut être déduite après la période entre ± 1191 ans et 1034 ans AP. Selon Zhao et al, (2019), la répartition actuelle d'*Argania spinosa* se situe principalement au sud-ouest du Maroc où les précipitations sont faibles et les températures élevées, n'aurait probablement pas augmenté dans des conditions plus humides, comme cela a été montré pour la période après ± 1191 ans et 1034 ans AP. Par conséquent, McGregor et al, (2009) montre que, le forçage climatique ne pourrait pas seulement expliquer l'augmentation du pollen

d'*Argania spinosa* comme nous l'avons vu précédemment, mais serait mieux expliqué par l'impact humain.

Par ailleurs, Après d'environ ± 1191 ans AP, on marque une augmentation des rapports Fe/Ca et K/Ca dans notre carotte GeoB8601-3 et dans la carotte voisine GeoB6008-1. Ainsi, le taux de sédimentation a augmenté de façon spectaculaire, passant de 100cm/1000 ans à 300 cm/1000 ans (McGregor et al, 2009), ce qui signifie qu'un changement du taux de sédimentation s'est produit après ± 1191 ans AP. En effet, l'augmentation de l'apport fluvial entre ± 1034 ans à 1191 ans AP, serait probablement due à un changement d'occupation des sols ou une augmentation de la superficie des terres érodables (Walling et al, 1996). L'érosion des sols peut augmenter en raison de l'augmentation des cultures et du pâturage du bétail, et cela s'explique par une augmentation de la charge sédimentaire des rivières/Oueds qui atteignent l'océan (Dearing et al, 2003). La distribution des sédiments montre une augmentation plus importante en raison des impacts humains et du changement d'occupation des sols (Dearing et al, 2003). Le taux de sédimentation de la carotte GeoB8601-3 montre une grande augmentation de ± 1034 ans à 1191 ans AP comme indiqué auparavant, cette augmentation est cohérente avec une augmentation de l'érosion de la terre. De plus, on note une augmentation de l'apport de Fe et K (matériel terrestre) correspond l'augmentation du flux de pollen dans la carotte voisine GeoB6008-1 (McGregor et al, 2009).

Pendant cette période, on suppose que c'est le début la conquête du Maroc par les Arabes (arabisation) et l'influence des activités humaines (McGregor et al, 2009). Par ailleurs, McGregor et al, (2009) et Zhao et al, (2019), indiquent que l'augmentation du pollen d'*Argania spinosa* autour de ± 1191 ans AP a été reliée à l'arrivée de l'Islam et au changement des pratiques agricoles, y compris la possibilité de la préservation des forêts d'arganiers. D'autre part, Fletcher et al, (2017) a suggéré que la dégradation de couvert végétale naturelle a été déclenchée anthropologiquement par l'augmentation de l'intensité des activités pastorales au sud du Haut Atlas au début de la période islamique au Maroc. Les estimations suggèrent que la population marocaine a doublé après l'arrivée des Arabes (McEvedy et al, 1978), la migration et la colonisation ont augmenté la population au sud du Maroc, et l'expansion du pâturage et d'agricole (Brett, 1992). Des études antérieures sur les changements au rendement sédimentaire des rivières au 20^{ème} siècle, indiquent que les rendements sédimentaires augmentent généralement avec l'accroissement de la population (Walling et al, 1996), où la population du Maroc a triplé au cours du 20^{ème} siècle (DAÉSSNU, 2006). L'augmentation de la population du Maroc a conduit à une pression sur les écosystèmes, étant donné que le paysage marocain soumis à la déforestation (Mikesell, 1960), à la désertification (Sobrinho et al, 2000), et à la dégradation des écosystèmes (Culmsee, 2004). En effet, l'augmentation des valeurs de pollen d'*Argania spinosa* par exemple montre une augmentation du bétail (chèvres) dans le sud-ouest du Maroc (McGregor et al, 2009), ainsi que, la diminution des valeurs de pollen de *Pistacia* résultant de l'exploitation des arbres de *Pistacia* par les chèvres (Mikesell, 1960). En outre, McGregor et al, (2009), indique que l'augmentation de la déforestation et du pastoralisme pourrait mieux expliquer le changement des taxons polliniques à partir de 1191 ans AP qu'une interprétation uniquement climatique. Alors que, Mikesell, (1960) suppose que le défrichage des terres pour le pâturage et pour le bois de feu peuvent être réduire les espèces d'arbres. En effet, l'apparition d'animaux domestiques (en particulier les chèvres) dans les régions du sud-ouest du Maroc expliquerait la diminution de quelques types d'arbres (McGregor et al, 2009).

Dans ce contexte, nous suggérons que les valeurs faibles de Si/Al et Ti/Al et les valeurs élevées de Fe/Ca K/Ca de la carotte GeoB8601-3 peuvent être expliquées par une érosion du sol plus élevée en raison du changement d'occupation des sols après ± 1191 ans AP, qui coïncide avec l'arabisation dans la région du Souss et de Tensift. Les effets anthropiques sur la végétation et l'occupation des sols après ± 1191 ans AP ont été suggérés par McGregor et al, (2009). Après ± 1191 ans AP, les valeurs d'Al, Fe et K sont en moyenne plus élevées, ce que nous interprétons comme un indicateur d'un période humide. De même, les concentrations d'Al, Fe et K montrent une plus grande variabilité après ± 1191 ans AP, ce qui correspondrait à des effets plus forts des variations climatiques sur un paysage plus érodable. L'augmentation des rapports K/Ca et Fe/Ca après ± 1191 ans AP a été interprétée comme une alimentation élevée des Oueds du sud-ouest du Maroc et une diminution de l'apport de poussière, ainsi indiquant une augmentation de la décharge terrestre. Selon Bouchaou et al, (2008) l'eau est souvent la force érosive cruciale au Maroc, où 40% des terres sont affectées par l'érosion hydrique. En effet, l'érosion naturelle ou anthropique, est très importante dans les zones arides et semi-arides. Par exemple, l'érosion anthropique est dépend aux différents facteurs comme la croissance démographique, la déforestation et l'agriculture, surtout dans le cas de sols peu profonds et dans les zones montagneuses, c'est le cas de notre domaine d'étude.

En outre, des études antérieures, par exemple, Lamb et al, (1991) ; McGregor et al, (2009) et Cheddadi et al, (2015), montrent que l'augmentation d'*Artemisia* et d'autres herbes telles que *Cichorioideae*, *Plantago* indiquant une perturbation humaine c'est-à-dire un milieu modifié du fait de l'activité ou de la présence humaine, ce qui signifié un pâturage intensif et des cultures, et donc une dégradation des terres au cours de cette période. Or, la baisse d'activité des feux (les données de micro-charbon) après ± 1191 ans AP pourrait également être associée au déboisement et à la dégradation des terres entraînant une ouverture du couvert végétale (Campbell et al, 2017). McGregor et al, (2009), indique que l'impact des activités humaines, en particulier l'augmentation du bétail après ± 1191 ans AP, serait responsable de l'augmentation d'érosion et de changement de la végétation, ce qui renforcer les changements documentés dans les pratiques agricoles (Ibn Khaldoun, 1971). Ainsi, plusieurs sources suggèrent qu'après l'arabisation du Maroc autour de ± 1191 ans AP, l'influence anthropique a augmenté de façon rigoureuse par une utilisation agricole plus intense. Par exemple, l'augmentation du pollen d'arganier (*Argania spinosa*) pourrait être liée à une augmentation du nombre de chèvres dans le sud-ouest du Maroc, étant donné que la présence et l'utilisation de l'arganier ont été d'abord décrites par Leo l'Africain en 1550. Ici, nous pouvons confirmer que l'espèce se développe dans les régions du sud du Maroc depuis au moins les 2000 dernières années et a augmenté vers 950 ans AP. En effet, l'augmentation de la représentation des arganiers pourrait représenter le début et le développement de la culture et de l'exploitation de cet arbre, et en raison de sa valeur économique (McGregor et al, 2009). Dans l'ensemble, l'apparition des chèvres dans le sud-ouest du Maroc, suite à l'islamisation et à l'augmentation de la population, pourrait expliquer les changements observés dans les taux d'érosion entre ± 1034 et 1191 ans AP dans la carotte GeoB6008-1 la plus proche de notre carotte GeoB8601-3.

Les résultats de notre carotte GeoB8601-3 en comparaison avec les résultats de la carotte voisine GeoB6008-1, indiquent que la dégradation des terres et l'érosion dans le sud-ouest du Maroc ont une histoire beaucoup plus longue que les 50 dernières années, étant donné que les processus de dégradation et d'érosion peuvent avoir commencé dès le 8ème siècle (McGregor

et al, 2009). D'après les preuves présentées dans cette étude, il est possible de classer le sud-ouest du Maroc en fonction de sa vulnérabilité passée, puis d'évaluer la sensibilité/résilience aux impacts futurs (Dearing, 2006). Sachant que, le sud-ouest du Maroc est déjà dégradé et sensible à une très forte érosion, et alors que la pression augmente pousser l'agriculture et le pastoralisme vers de nouvelles régions (McGregor et al, 2009). En effet, les principaux résultats obtenus dans ce travail indiquent que le sud-ouest du Maroc en général peut être très vulnérable à l'impact humain. Par conséquent, la gestion et l'atténuation de la dégradation des terres et des écosystèmes dans ces régions doivent tenir compte de la longue histoire du changement climatique et de la végétation afin d'établir les données de références sur les écosystèmes et la résilience des écosystèmes (Dearing, 2008).

En résumé, les résultats de la carotte GeoB8601-3 fournissent plus informations sur l'interprétation paléo-enregistrements des carottes des sédiments marins au sud-ouest du Maroc. Les proxys (indicateurs) tels que les intensités d'éléments chimiques, le rapport Mg/Ca des foraminifères (G. Bulloides) et les données polliniques sont souvent utilisées dans cette discussion. Nos résultats suggèrent que la période des 2000 dernières années peut avoir une forte empreinte anthropique et que les proxys terrestres de cette période ne reflètent pas nécessairement le climat seul. En effet, une interprétation basée seulement sur le climat n'explique pas de manière adéquate l'augmentation abrupte de l'apport fluvial de ± 1034 ans à 1191 ans AP au sud-ouest du Maroc. Ce point doit être pris en compte lors de l'interprétation des enregistrements à plus long terme du changement climatique dans le sud du Maroc.

CONCLUSION DU CHAPITRE N° 8

La distribution des composants géochimiques des sédiments de surface marins et continentaux au sud-ouest du Maroc a été réalisée afin de faciliter l'interprétation des enregistrements marin. La distribution spatiale des composants géochimiques des sédiments continentaux et marins reflètent des compositions terrigènes relativement cohérentes, étant donné que la concentration des éléments majeurs et traces dans les sédiments marins est affectée par le transfert continental (fluvial et éolien). Le premier résultat concernant le schéma de distribution des composants géochimiques au sud-ouest du Maroc, montrent des changements au niveau de la composition élémentaire terrestres et des sédiments de surface marins selon les latitudes, ce qui reflète la diversité à petite échelle des sites d'échantillonnages et des milieux associés.

Les paramètres géochimiques ont été utilisés pour reconstruire les changements paléoclimatiques et paléoenvironnement au cours des deux derniers millénaires. Les valeurs de Fe/Ca et K/Ca adoptées dans cette étude renseignent sur les changements des apports fluviaux, tandis que les valeurs de Ti/Al et Si/Al renseignent les apports de poussières éoliennes. En effet, nous définissons deux périodes qui caractérisent les apports terrigènes dans la carotte GeoB8601-3. Avant ± 1191 AP, les valeurs des rapports Fe/Ca, K/Ca et les rapports de Ti/Al et Si/Al montrent une corrélation négative, indiquant que les changements des apports terrigènes de cette période ont été induits par le climat. Après ± 1191 AP à nos jours, une augmentation claire des apports fluviaux (Fe/Ca et K/Ca) s'est peut-être expliquée par l'humidité relative du climat pendant cette période.

L'analyse de la carotte sédimentaire GeoB8601-3 située au large du sud-ouest du Maroc, montre une augmentation abrupte de la vitesse de sédimentation, de l'intensité du Fe, K, Al, Fe/Ca, K/Ca entre ± 1191 et 1034 AP, ce qui indique une augmentation du dépôt de matériel terrestre dans cette région. Les analyses géochimiques des sédiments marins suggèrent que le matériel terrestre a augmenté en raison de l'augmentation des apports fluviaux. Les valeurs élevées des apports fluviaux se maintiennent de ± 1191 AP à nos jours. La hausse abrupte de l'apport fluvial dans le site GeoB8601-3 peut être expliquée par des facteurs climatiques tels que l'augmentation des précipitations et/ou du ruissellement.

En outre, la reconstitution de la température de surface de la mer (SST) de la carotte GeoB8601-3 permet d'obtenir les principales phases climatiques marquant cette période. Nous trouvons une augmentation significative des températures pendant les années entre ± 2112 et ± 1681 ans AP et plus ou moins les années entre ± 1191 et 233 ans AP, et par des températures relativement froides de ± 165 ans AP et jusqu'à le présent.

Par ailleurs, selon plusieurs études, les changements de paysages au sud-ouest du Maroc suite au changement d'occupation des sols induits par l'homme. Nous concluons que, le changement des paysages au sud-ouest du Maroc est généralement une interaction entre les effets climatiques et anthropiques, puisque le forçage climatique seul n'explique pas les changements des paysages au sud-ouest du Maroc, que nous attribuons également aux effets anthropiques.

CONCLUSION DE LA TROISIÈME PARTIE

- ✓ Nous avons essayé dans cette partie de thèse d'identifier les changements paléoclimatiques et paléoenvironnements au sud-ouest du Maroc au cours des 2000 dernières années. Pour atteindre cet objectif nous avons utilisé essentiellement les composants géochimiques des enregistrements des sédiments marins en tant que des indicateurs « proxys ». Cette étude est généralement basée sur l'interprétation des éléments et des rapports spécifiques.
- ✓ L'analyse spatiale montre que, les composants chimiques des sédiments continentaux et marins au sud-ouest du Maroc reflètent des compositions terrigènes relativement cohérentes. L'ensemble des composants chimiques utilisés montrent des changements dans la composition élémentaire des sols terrestres et des sédiments de surface marins selon les latitudes. La sédimentation dans le domaine d'étude est affectée par une interaction complexe entre les apports éoliens et les apports fluviaux provenant essentiellement de deux sources : la zone Saharienne et les rivières/Oueds d'Atlas.
- ✓ La composition géochimique des matériaux terrigènes déposés au sud-ouest du Maroc détermine les rapports élémentaires des sédiments de surface marins. La distribution des rapports Ti/Ca, Si/Al est utilisée dans cette étude comme un traceur des apports éoliens de matériel terrigène. En revanche, la distribution des rapports Fe/Ca, K/Al, K/Ca et Fe/Ca est utilisées comme un indicateur des apports fluviaux. En effet, de nombreux facteurs influents la répartition des éléments chimiques des sédiments marins, tels que les caractéristiques géologiques, la topographie des bassins hydrographiques des rivières et la diagénétique.
- ✓ Les données fournies par l'utilisation des éléments chimiques est très utile pour l'analyse paléoclimatique. Ainsi, les rapports tels que Fe/Ca, K/Ca, Ti/Al et Si/Al ont également fourni des informations très important pour reconstruire la variabilité paléoclimatique et paléoenvironnements au sud-ouest du Maroc au cours des derniers 2000 ans.
- ✓ L'analyse de la carotte sédimentaire marine GeoB8601-3 située au sud-ouest du Maroc, montre une augmentation abrupte de la vitesse de sédimentation, de l'intensité du Fe, K, Al, Fe/Ca, K/Ca entre ± 1191 et 1034 AP, ce qui indique une augmentation du dépôt de matériel terrestre dans cette région. Ces analyses géochimiques suggèrent que le matériel terrestre en général a augmenté en raison de l'augmentation des apports fluviaux. Les valeurs élevées des apports fluviaux se maintiennent de ± 1191 AP à nos jours. La hausse abrupte de l'apport fluvial dans le site GeoB8601-3 peut être expliquée par des facteurs climatiques tels que l'augmentation des précipitations et/ou du ruissellement.
- ✓ En outre, nous définissons dans ce travail deux périodes qui caractérisent les 2000 dernières années. Avant ± 1191 AP, les valeurs des rapports Fe/Ca, K/Ca et les rapports de Ti/Al et Si/Al montrent une corrélation négative, indiquant que les changements des apports terrigènes de cette période ont été induits par le climat. Après ± 1191 AP, une augmentation claire des apports fluviaux (Fe/Ca et K/Ca) s'est peuvent être expliqué l'humidité relative du climat pendant cette période.
- ✓ Enfin, la reconstitution de la température de surface de la mer (SST) de la carotte GeoB8601-3 une autre source nous a permet d'obtenir les principales phases

climatiques marquant cette période. Nous trouvons une augmentation significative des températures pendant les années entre ± 2112 et ± 1681 ans AP et plus ou moins les années entre ± 1191 et 233 ans AP, et par des températures relativement froides de ± 165 ans AP et jusqu'à le présent.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Au terme de cette étude, on rappelle que le sud-ouest du Maroc est le domaine d'étude de cette thèse, qui a constitué de deux parties, une partie continentale (bassin versant du Tensift et de Souss-Massa) et une partie marine (la côte atlantique marocaine entre 30°-32°N et 7.2°-11.4°W).

Nous avons centré notre étude autour du sud-ouest du Maroc dans le but de caractériser la dynamique de la variabilité climatique actuelle et le changement climatique passé en utilisant des méthodes multidisciplinaires. Elles se composent de plusieurs approches nécessaires à la collecte et l'analyse de l'information en vue de résoudre la problématique de la recherche qui s'articule autour de la confirmation ou du rejet du changement climatique et leur impact sur le sud-ouest du Maroc au cours des derniers 2000 ans, c'est-à-dire la comparaison entre le climat actuel (1968-2015) avec le climat passé. Cette étude a fourni une comparaison entre les enregistrements marins et continentaux, afin de comprendre les interactions océan/terre dans le sud-ouest du Maroc pendant les derniers 2000 ans. À ce titre, l'analyse de différents paramètres du domaine d'étude nous a permis une compréhension globale sur l'interaction l'océan/terre et s'influence le climat de la zone d'étude et le rôle de l'océan dans la variabilité climatique à toutes les échelles du temps. En effet, cette étude vise à fournir des informations sur l'évolution climatique récente et de reconstruire à haute résolution le changement climatique au cours des 2000 dernières années. L'étude de paléoclimat est la détermination des variations climatiques dans le passé est donc très importante, car il est fourni une large connaissance sur le climat passé.

À l'échelle de l'évolution climatique **actuelle**, cette étude a montré une homogénéité s'observe au niveau des apports climatiques et leurs distributions dans les deux bassins versants. En effet, le domaine d'étude actuellement présent un climat à caractère aride et semi-aride qui résulte du cadre montagneux (Haut Atlas et Anti Atlas), de la proximité de l'Océan et de la latitude saharienne. Sur la base d'étude statistique des données climatiques, l'évolution climatique actuelle au sud-ouest du Maroc a montré une forte irrégularité du régime pluviométrique au cours de la période étudiée (1968-2015). Ainsi, le domaine d'étude connaît généralement une variabilité et une irrégularité spatio-temporelle des précipitations où les précipitations moyennes mensuelles sont plus irrégulières que les hauteurs annuelles. Ainsi que l'année est divisée en deux saisons climatiques, une sèche qui s'étale du mois d'avril jusqu'au mois d'octobre, l'autre est humide qui commence du novembre jusqu'au mars avec un maximum de précipitations dans les mois de décembre et de janvier. Par ailleurs, l'évolution des températures à l'échelle annuelle a permis de constater une tendance vers l'augmentation dans le domaine d'étude, de sorte que la température varie d'un mois à l'autre, en général se caractérise par des hauteurs températures en mois d'été, des basses températures en mois hiver et des températures extrêmes moyennes en juillet (30°C). Or, le calcul du bilan hydrique dans le domaine d'étude montre que l'évapotranspiration potentielle au niveau des stations étudiée est relativement élevée de Mai à Octobre. De plus, le calcul de quelques indices de sécheresse a nous permis de déterminer l'intensité et les fréquences des périodes sèches qui ont affecté le sud-ouest du Maroc durant la période de (1968-2015). Les résultats obtenus par ces indices sont fait généralement ressortir deux périodes, les années relativement excédentaires commencent à partir de 1988 jusqu'à 1998, vient après les années déficitaires

entre 1999-2008 pour le bv de Tensift et entre 1983-1993 pour le bv de Souss-Massa. Enfin, la corrélation de l'indice de sécheresse (SPI) avec les trois modes de téléconnexion (NAO, WeMOI et SOI) montre relativement une influence de ces modes sur le régime pluviométrique au sud-ouest du Maroc, où la phase positive du mode NAO et WeMOI coïncide assez fréquemment avec des déficits pluviométriques.

À l'échelle de l'évolution climatique **passée**, cette étude nous autorisée également de retracer l'histoire du climat au sud-ouest du Maroc depuis 2000 dernières années. Dans ce cadre, les échantillons prélevés ont été analysés par différentes techniques (XRF et ICP). L'étude de la distribution des composants géochimiques provenant des sédiments de surface continentaux et marins a été réalisée afin de faciliter l'interprétation de l'enregistrement marin. En effet, la distribution spatiale des composants géochimiques de ces sédiments est relativement assez cohérente, de sorte que la concentration des éléments majeurs et traces dans les sédiments marins est affectée par le transfert continental (fluvial et éolien) et selon les latitudes, ce qui reflète la diversité à petite échelle des sites d'échantillonnages. Par ailleurs, l'étude de la carotte sédimentaire GeoB8601-3 prélevée au large du sud-ouest du Maroc, a nous permis de retracer l'histoire du climat dans cette région depuis 2000 dernières années. En effet, les éléments qui ont été particulièrement utiles pour caractériser le climat passé au cours des derniers 2000 ans sont le K, Fe, Al, Ca, Ti et Si. Alors que, les rapports élémentaires retenus pour cette étude sont le Ti/Al et Si/Al comme traceurs des apports de poussières éoliennes et les rapports Fe/Ca, K/Ca comme traceurs des apports fluviaux. Dans ce contexte, les résultats de cette carotte montrent une augmentation abrupte de la vitesse de sédimentation, l'intensité du Fe, K, Fe/Ca, K/Ca entre ± 1191 et 1034 AP, ce qui indique une augmentation du dépôt de matériel terrestre dans cette région. Au cours des derniers, les analyses géochimiques des sédiments marins au sud-ouest du Maroc suggèrent que le matériel terrestre a augmenté en raison de l'augmentation des apports fluviaux. Les valeurs élevées des apports fluviaux se maintiennent de ± 1191 AP à nos jours. La hausse abrupte de l'apport fluvial dans le site GeoB8601-3 peut être expliquée par des facteurs climatiques tels que l'augmentation des précipitations et/ou du ruissellement. Nous interprétons plutôt l'apport fluvial comme une augmentation de l'érosion terrestre.

Les résultats obtenus dans cette étude ont été complété par des enregistrements de pollen et de micro-charbon. Les enregistrements de XRF et de pollen indiquent un changement notable autour de 1191 ans AP. Avant 1191 ans AP, les valeurs plus élevées de Si/Al, Ti/Al et des valeurs plus faibles de K/Ca et Fe/Ca, ce qui suggère un apport éolien plus élevé et un apport fluvial plus faible. De plus, la végétation était caractérisée par des occurrences relativement plus élevées de Pinus, Pistacia et Ephedra fragiles-type accompagné d'une fréquence de feu plus élevée, cela pourrait provenir de conditions relativement arides entraînant un plus grand nombre de feux. Après 1191 ans AP, les occurrences d'Argania spinosa et d'Artemisia ont commencé à augmenter parallèlement à un déclin du Pinus, du Pistacia et du type Ephedra fragiles. La diminution de Si/Al et Ti/Al avec une tendance à la baisse de Pinus et une forte augmentation de K/Ca et Fe/Ca suggère moins d'apport éolien et plus de décharge fluviale. Cette augmentation de l'érosion terrestre est peut-être attribuée à l'augmentation de l'habitat et de l'élevage dans le sud-ouest du Maroc. Cela modifierait la végétation et augmenterait l'érosion, conduisant à un apport fluvial plus important de matériaux et à une augmentation

des flux polliniques.

Au cours des dernières 2000 ans, les changements climatiques et environnementaux peuvent être liés au fort développement politique et économique du sud-ouest du Maroc qui a eu lieu autour de ± 1250 AP, c'est-à-dire l'époque de l'islamisation. Par ailleurs, cela pourrait suggérer des conditions plus humides, qui pourraient être corrélées à des modes négatifs plus fréquents de l'oscillation nord-atlantique (NAO) entraînant une fréquence de feu plus faible. D'autre part, l'augmentation d'*Argania spinosa* accompagnée d'une fréquence de feu plus faible pourrait aussi indiquer une augmentation des activités humaines, entraînant une réduction du couvert végétal et une érosion ultérieure. Ce qui pourrait nous donner un indice que la gestion humaine est cruciale pour la protection future et l'exploitation durable des ressources naturelles.

À travers les différents outils quantitatifs et qualitatifs utilisés dans cette thèse, afin de comparer le climat actuel et le climat passé du sud-ouest du Maroc, nous concluons que le climat de domaine d'étude est soumis à désertification, dégradation des terres, pression démographique, diminution des ressources naturelles et un processus temporel et spatial de changements radicaux qui tendent à augmenter la température et à baisser l'humidité. Cela fait de l'hypothèse du changement climatique une réalité quoique nous ne soyons pas complètement d'accord sur son degré et son impact.

Ce travail constitue une première avancée dans l'étude du climat actuel et le climat passé au sud-ouest du Maroc. Dans ce cadre, les résultats obtenus dans cette étude suggèrent que l'écosystème et l'environnement terrestre du domaine d'étude ont été dans un état modifié, en raison des changements climatiques et des activités anthropiques. La prédiction de l'impact des changements climatiques futurs, la gestion des bassins versants et des systèmes pastoraux-agricoles doivent tenir compte de la longue histoire de végétation dégradée pour cette région.

Au final, le changement climatique et environnemental au sud-ouest du Maroc aura inévitablement un impact sur les différents aspects de la vie et sera une nécessité à invoquer sur tous les plans économiques et pour tous les programmes de développement social avec la contribution réelle de toutes les disciplines scientifiques concernées afin de s'adapter à ces changements et d'anticiper leurs effets, de manière à ne pas compromettre l'avenir des générations futures et leur devenir. Cette étude, qui est loin d'être complète, constitue une étape majeure dans la compréhension des réalités actuelles et futures sur le changement climatique et leur impact au sud-ouest du Maroc. D'autre part, cette étude fournit une autre ligne de preuve que l'impact humain sous la forme de nouvelles activités agricoles, de pastoralisme et de déforestation a considérablement modifié l'environnement régional. Ainsi que ces résultats aideront à vérifier et comprendre l'interaction humaine, climat et l'environnement, y compris la pertinence des stratégies adoptées dans la gestion des territoires.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABHSM (2003) : Étude de synthèse des études géophysiques réalisées dans les plaines de Souss et Chtouka, ABHSM.
- ABHT (2009-2013) : Agence du Bassin Hydraulique du Tensift. <http://www.eau-tensift.net/>.
- Agoumi. A, Debbarh. A (2005) : Ressources en eau et bassins versants du Maroc : 50 ans de développement (1955-2005). In 50 ans de développements humains et perspectives 2025 : Cadre naturel, environnement et territoires. pp. 9-58.
- Ait Brahim. Y, Cheng. H, Sifeddine. A, Wassenburg. J.A, Cruz. F.W, Khodri. M, Sha. L, Perez-Zanon. N, Beraaouz. E.H, Apaestegui. J, Guyot. J. L, Jochum. K.P, Bouchaou. L (2017) : Speleothem records decadal to multidecadal hydroclimate variations in southwestern Morocco during the last millennium. *Earth Planet. Sci. Lett.* 476, 1e10.
- Alba-Sanchez. F, Lopez-Saez. J.A, Nieto-Lugilde. D, Svenning. J.C (2015): Long-term climate forcings to assess vulnerability in North Africa dry argan woodlands. *Appl. Veg. Sci.* 18, 283-296.
- Alexander. L. V, Zhang. X, Peterson.T. C, Caesar,J, Gleason.B, Tank.A, Haylock. M, Collins. D, Trewin.B, Rahimzadeh.F, Tagipour.A, Kumar.K, Vincent.L, Stephenson.D. B, Burn.J, Vazquez-Aguirre. J. L (2006): Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres and temperature fields, Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.
- Alley. R.B (2004): GISP2 ice core temperature and accumulation data. In: IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series 13.
- Amraoui. L (2013) :Variabilités climatiques régionales et changement global : cas de l'évolution climatique récente au Maroc, en Mauritanie et leur proche océan, sous la direction de Jacques Comby. - Lyon : Université Jean Moulin (Lyon 3).
- Anctil. F, Coulibaly. P (2004): Wavelet analysis of the interannual variability in southern Québec streamflow. *Journal of climate*, 17(1), 163-173.
- Archer. D. E (1996): An atlas of the distribution of calcium carbonate in sediments of the deep sea, *Global Biogeochem. Cycles*, 10, 159-174.
- Atillah. A (1993) : Les influences maritimes sur le climat du Maroc central : Une analyse par télédétection spatiale. Thèse de Doctorat, Université Rennes II, France, 496 p.
- Azzi. A, Medjerab. A (2011) : Caractérisation de la sécheresse climatique dans le nord centre de l'Algérie : Cas du bassin versant de la Soummam, Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Rovereto, pp. 51- 56.
- Balsam. W. L, McCoy. F. W (1987): Atlantic sediments: Glacial/interglacial comparisons, *Paleoceanography*, 2(5), 531–542, doi: 10.1029/PA002i005p00531.
- Barbero. M, Bonin. G, Loisel. R, Quezel. P (1990) :Changes and disturbances of forest ecosystems caused by human activities in the western part of the Mediterranean basin. *Vegetatio* 87, 151-173.
- Barker. S, Elderfield. H (2002): Foraminiferal calcification response to glacial-interglacial changes in atmospheric CO₂. *Science*, 297(5582): 833-6.
- Barker. S, Greaves.M, Elderfield. H (2003): A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4: 8407.
- Baroni. M (2006) : Étude des anomalies isotopiques du soufre et de l'oxygène dans le sulfate d'origine volcanique enregistré dans les archives glaciaires, Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1, p 172.
- Barton. E.D, Aristegui. J, Tett. P, Canton. M, Garcia-Braun. M, Hernandez-Leon. S, Nykjaer. L, Almeida. J, Almunia. J, Ballesteros. S, Basterretxea. G, Escanez. J, Garcia-Weill. L (1998): The transition zone of the Canary Current upwelling region, *Progress in Oceanography*, vol. 41, pp. 455 - 504.
- Barton. E.D, Huyer. A, Smith. R.L (1977): Temporal variation observed in the hydrographic regime near Cabo Corveiro in the Northwest African upwelling region. *Deep-Sea Res.*, 24, 7-23.
- Barton. E.E (1998): Eastern boundary of the north Atlantic: Northwest Africa and Iberia. Coastal segment (18,e). In: Robinson, A.R.A.R., Brink, K.H.K.H. (Eds.), *The Sea: The Global Coastal Ocean*. vol. 11. Wiley, pp. 633–657.
- Benazzouz.S.S, Mordane. A, Orbi. A, Chagdali. M, Hilmi. K, Atillah. A, Llus Pelegr. J, Herv. D (2014): An improved coastal upwelling index from sea surface temperature using satellite-based approach the case of the canary current upwelling system. *Cont. Shelf Res.* 81.
- Bentov. S, Erez. J (2006): Impact of biomineralization processes on the mg content of foraminiferal shells: A biological perspective. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7: Q01P08.
- Benzakour. F, Gaadi. D, Queffelec .A (2000) : Le français au Maroc : lexique et contacts de langues. Ed. Duculot, 170 p.

- Bergametti. G, Gomes. L, Coude-Gaussen. G, Rognon. P, Le Coustumer. M.N (1989): African dust observed over Canary Islands: source-regions identification and transport pattern for some summer situations. *J. Geophys. Res.* 94, 14855-14864.
- Berger. A. L (1992): Astronomical theory of Paleoclimates and the last glacial-interglacial cycle. *Quaternary Science Reviews*, 11(5): 571-581.
- Bernikov. R (1991) : Synthèse des travaux de recherches océanographiques réalisés le long de la côte atlantique marocaine par « Atlantniro ». Rapport, 24 p.
- Bertrand (2011) : Changes in plant community composition lag behind climate warming in lowland forests. *Nature* 479, 517-520.
- Bianchi. G. G, McCave. N (1999): Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland, *Nature*, 397, 515-517.
- Biscaye. P. E, Kolla. V, Turekian. K. K (1976): Distribution of calcium carbonate in surface sediments of the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 81(15), 2595-2603.
- Bleil (2004): Report and Preliminary Results of Meteor Cruise M 58/2: Las Palmas-Las Palmas (Canary Islands, Spain), 15.05.-08.06. 2003. Geowissenschaften, Universität Bremen, bremen. Fachbereich 5.
- Bond (2001): Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate during the Holocene, *Science*, 294, 2130-2136.
- Boudhar. A (2009) : Télédétection du manteau neigeux et modélisation de la contribution des eaux de fonte des neiges aux débits des oueds du haut atlas de Marrakech.
- Boudhar. A, Benoît. D, Hanich. L, Chaponnière. A, Maisongrande. P (2007) : Analyse de la dynamique des surfaces enneigées du Haut Atlas marocain à partir des données SPOTVEGETATION [Article] // Sécheresse : Vol. 18.
- Boyle. E. A (1983): Chemical accumulation variations under the Peru Current during the past 130,000 years, *J. Geophys. Res.*, 88, 7667-7680.
- Boyle. E. A, Keigwin. L. D (1985): Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215,000 years - Changes in deep ocean circulation and chemical inventories. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76: 135-150.
- Boyle. E.A (1981): Cadmium, zinc, copper, and barium in foraminifera tests. *Earth and Planetary Science Letters* 53, 11-35.
- Brenner. I. B, Zander. A. T (2000): Axially and radially viewed inductively coupled plasmas, a critical review. *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*, 55(8): 1195-1240.
- Bronk Ramsey. C (2001): Development of the radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 43, 355e363.
- Brown. S. J, Elderfield. H (1996): Variations in Mg/Ca and Sr/Ca ratios of planktonic foraminifera caused by postdepositional dissolution: Evidence of shallow Mg-dependent dissolution. *Paleoceanography*, 11(5): 543.
- Brunet (2001): The variations and trends of the surface air temperature in the Northeastern of Spain from middle nineteenth century onwards, In Brunet, M., López, D. (Eds.): *Detecting and modelling regional climate change*, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp 81-93.
- Bryan. K (1962): Measurements of meridional heat-transport by ocean currents. *J. Geophys. Res.* 67, (9), pp. 3403-3414
- Budyko. M. I (1984): The effect of volcanic eruptions on climate. *Meteorologiya i gidrologiya*, no3, pp. 5-11 .
- Calvert (2007): Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of eastern Mediterranean sapropels. *Nature* 359: 223-225.
- Caquineau. S, Gaudichet. A, Gomes. L, Magonthier. M. C, Chatenet. B (1998) : Saharan dust: clay ratio as a relevant tracer to assess the origin of soil-derived aerosols. *Geophys. Res. Lett.* 25, 983-986.
- Caroli. E (1999) : Analyse numérique de la morphologie des marges continentales et implication de l'évolution du niveau marin sur l'immersion des plates formes continentales est-africaines. École Normale Supérieure de Lyon.
- Castañeda (2010) : Millennia-scale sea surface temperature changes in the eastern Mediterranean (Nile River Delta region) over the last 27,000 years, *PALEOCEANOGRAPHY*, VOL. 25, PA1208, 1.
- Castelao. R, Barth. J (2006): The relative importance of wind strength and along-shelf bathymetric variations on the separation of a coastal upwelling jet. *J. Phys. Oceanogr.* vol. 36, pp. 412-425.
- Charrouf. Z, Guillaume. D (1999): Ethnoeconomical, ethnomedical, and phyto-chemical study of *Argania spinosa* (L.) skeels: a review. *Journal of Ethnopharmacology* 67, 7-14.
- Cheddadi. R, Lamb. H.F, Guiot. J, van der Kaas. S (1998): Holocene climatic change in Morocco: a quantitative reconstruction from pollen data. *Climate Dynamics* 14, 883-890.
- Chester. R, Elderfield. H, Griffin. J.J, Johnson. L.R, Padgham. R.C (1972): Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic Ocean. *Mar. Geol.* 13, 91-105.
- Chester. R, Griffiths. A.G, Hirst. J.M (1979): The influence of soil-sized atmospheric particulates on the elemental chemistry of the deep-sea sediments of the northeastern Atlantic. *Mar. Geol.* 32, 141-154.
- Chester. R, Johnson. L.R (1971): Atmospheric dusts collected off the West African coast. *Nature* 229, 105-107.

- Chiessi. C. M, Mulitza. S, Pätzold. J, and Wefer. G (2010): How different proxies record precipitation variability over southeastern South America, IOP Conf. Ser., 9(1), 012007.
- Christensen (2007): Regional Climate Projections-Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 235-336, ISBN: 978-0521-70596-7.
- Christensen. J. H, Christensen. O. B (2007): A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climate Change* 81: 7-30.
- Clift. P. D, Hodges. K, Heslop. D, Hannigan. R, Hoang. L. V, Calves. G (2008): Correlation of Himalayan exhumation rates and Asian monsoon intensity, *Nat. Geosci.*, 1, 875-880.
- Cole.J.M, Goldstein. S.L, deMenocal. P.B, Hemming. S.R, Grousset. F.E (2009): Contrasting compositions of Saharan dust in the eastern Atlantic Ocean during the last deglaciation and African Humid Period. *Earth Planet. Sci. Lett.* 278, 257e266.
- Collins. M.J (2009): Evidence for Changing Flood Risk in New England Since the Late 20th Century. *Journal of the American Water Resources Association*, 45(2): 279-290.
- Colombo. A. F, Etkin. D, Karney. B. W (1999): Climate Variability and the Frequency of Extreme Temperature Events for Nine Sites across Canada : Implications for Power Usage. *Journal of Climate* 12:2490-2502.
- Coste. B, Minas. H.J (1982) : Analyse des facteurs régissant la distribution des sels nutritifs dans la zone de remontée d'eau des côtes mauritaniennes. *Oceanol. Acta*, 5, 3, 315-324.
- CSEC (2001) : Conseil Supérieur de l'Eau et du Climat- plan directeur pour le développement des ressources en eau des bassins du Souss-Massa. Agadir 21-22 juin 2001, 9ème Session.
- Cubasch. U, von Storch. H, Waszkewitz. J, Zorith. E (1996): Estimates of climate change in southern Europe derived from dynamical climate model output. *Climate Research* 7: 129-149.
- Culmsee. H (2004) : Vegetation und Weidenutzung im Westlichen Hohen Atlas (Marokko). MSc Thesis, Cramer-Borntraeger, Stuttgart.
- Cury. P, Roy. C (1987) : Migration saisonnière du thiof (*Epinephelus aeneus*) au Sénégal : influence des upwellings sénégalais et mauritanien, *Oceanol. Acta*, 11, 1, 32-33.
- DARE. C.C (2011) : Guide d'intégration de l'adaptation dans les Plans de Développement Communaux. 1215186-03 IDID NGO Project. 17p.
- Davenport. R, Neuer. S, Hernández-Guerra. A, Rueda. M.J, Llinas. O, Fischer. G, Wefer. G (1999): Seasonal and interannual pigment concentration in the Canary Islands region from CZCS data and comparison with observations from the ESTOC. *International Journal of Remote Sensing* 20 (7), 1419-1433.
- Davis. R. E, Knappenberger. P. C, Michaels. P. J, Novicoff.W. M (2003): Changing Heat-Related Mortality in the United States. *Environmental Health Perspectives* 111:1712-1718.
- De Deckker. P, Chivas. A.R, Shelley. J.M.G (1999): Uptake of Mg and Sr in the euryhaline ostracod *Cyprideis* determined from in vitro experiments. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology* 148, 105-116.
- Dearing. J.A, Jones.R.T (2003): Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. *Global and Planetary Change* 39, 147-168.
- DeGaetano. A. T (1996): Recent Trends in Maximum and Minimum Temperature Threshold Exceedences in the Northeastern United States. *Journal of Climate* 9:1646-1660.
- Dekens. P. S, Lea. D. W, Pak. D. K, Spero. H. J (2002): Core top calibration of Mg/Ca in tropical foraminifera: Refining paleotemperature estimation. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 3(4): 1022.
- Delworth, coll (2016): The North Atlantic Oscillation as a driver of rapid climate change in the Northern Hemisphere. *Nature Geoscience* 9: 509-512.
- DeMenocal (2000): Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing, *Quaternary Science Reviews* 19 (2000) 347-361, 1.
- Dijon.R (1968) : Contribution à l'étude hydrogéologique et à l'inventaire des ressources en eaux de la vallée du Souss. Thèse d'état, Montpellier. Notes & Mém. Serv. Géol. Maroc n°214, 1968, 292 p.
- Direction de la Météorologie Nationale (DMN) (1995) : Spécial sécheresse, Bulletin d'information du Centre National du Climat et des Recherches Météorologiques, N° 2.
- Duce. R.A, Tindale. N.W (1991): Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean. *Limnol. Oceanogr.* 36, 1715-1726.
- Dupont. L.M (1999): Pollen and spores in marine sediments from the east Atlantic a view from the ocean into the African continent. In: Fischer, G., Wefer, G. (Eds.), *Use of Proxies in Paleoceanography: examples from the South Atlantic*. Springer, Berlin, pp. 523-546.
- Durski. S.M , Allen. J.S (2005): Finite-amplitude evolution of instabilities associates with the coastal upwelling front. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 35, pp. 1606-1628.

- Dwyer. G.S, Cronin. T.M.P, Baker. A, Raymo. M.E, Buzas. J.S, Correge.T (1995): North-Atlantic deep-water temperature-change during late pliocene and late quaternary climatic cycles. *Science* 270, 1347–1351.
- Dypvik. H, Harris.N.B (2001): Geochemical facies analysis of fine-grained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (Zr/Rb)/Sr ratios. *Chem. Geol.* 181, 131e146
- El Ghachi. M (2007) : La seille: un système fluvial anthropisé (lorraine, France) . Tome 1. Thèse, Université Paul Verlaine de METZ, France .344p.
- El Ghachi. M (2008) : La caractérisation de l'impact des interventions humaines sur les cours d'eau : cas de la Seille (France) . Mosella, tome 30, n° 1- 4.
- El Ghachi. M (2010) : Etiages de 2003 dans un domaine océanique, Méthodologie et Résultats : Le cas de la Seille (Lorraine, France). *Revue Geomagheb*, n° 6, pp. 45-57.
- El Ghachi. M, Corbonnois J (2004) : Evolution du lit de la Seille sous l'influence des actions anthropiques (Lorraine, Bassin de La Moselle) . Actes du colloque de l'université de Metz. *Revue Mosella* tome XXIX-N°3-4.
- El Ghachi. M, Morchid F.Z. (2015) : Analyse des tendances pluviométriques dans la ville de Khénifra dans un contexte de variabilité climatique . *Journal of Materials and Environmental Science*. Volume 6, N 11, 2015. 3346-335. ISSN : 2028-2508.
- El Ghachi. M, Aafir. M, Bouberria . A (2011): Analyse des tendances pluviométriques dans la ville de Taza, dans un contexte de variabilité climatique . Publication des actes du colloque, pp. 1-15.
- Elderfield. H, Ganssen. G (2000): Past temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios. *Nature*, 405(6785): 442-445.
- Emberger. L (1955) : Une classification biogéographique des climats. Recueil des travaux des laboratoires de botanique. Géologie et zoologie de la faculté des scien. De Montpellier, 1955, fascic.7, pp. 3-43.
- Erez. J (2003) : The source of ions for biomineralization in foraminifera and their implications for paleoceanographic proxies. *Biomineralization*, 54: 115-149.
- Esper. J, Frank. D, Büntgen. U, Verstege. A, Luterbacher. J, Xoplaki. E (2007): Longterm drought severity variations in Morocco. *Geophysical Research Letters*, 34(17).
- Essallami (2007): Hydrological changes in the Mediterranean Sea over the last 30,000 years, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Volume 8, Number 7, p. 3, 4.
- Estrade. P, Marchesiello. P, Colin de Verdière. A, Roy. C (2008): Cross-shelf structure of coastal upwelling: a two-dimensional expansion of Ekman's theory and a mechanism for inner shelf upwelling shut down. *J. Mar. Res.*, 66, 589-616.
- Fletcher. W.J, Hughes. P.D (2017): Anthropogenic trigger for late Holocene soil erosion in the Jebel Toubkal, high Atlas, Morocco. *Catena* 149, 713e726. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.03.025>.
- Foley. J.A (2005) : Global Consequences of Land Use. *Science* 309: 570 - 574.
- Folland. C.K (2001) : Global temperature change and its uncertainties since 1861. *Geophysical Research Letters* 28: 2621-2624.
- Foucault. A (2009) : Climatologie et Paléoclimatologie, Dunod, Paris, 281, 307 p.
- Foucault. A, ET Raoult. JF (1980) : "Dictionnaire de géologie", Editions Masson, Paris, ISBN 2-225-65461-1, ISSN 0338-2672.
- Furnestin. J (1959) : Hydrologie du Maroc atlantique. *Rev. Trav. Inst. Pêches Mar*, 23, 1, 5-77.
- Futterer. D.K (2000): The solid phase of marine sediments. In: Zabel, M. (Ed.), *Marine Geochemistry*. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 1-22.
- Galán. E, Cañada. R, Fernández. F, Cervera. B (2001) : Annual temperature evolution in the Southern Plateau of Spain from the construction of regional climatic time series, In Brunet, M., López, D. (Eds.): *Detecting and modelling regional climate change*, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp 119-131.
- Gao. Y, Fan. S. M, Sarmiento. J.L (2003): Aeolian iron input to the ocean through precipitation scavenging: a modeling perspective and its implication for natural iron fertilization in the ocean. *J. Geophys. Res.* 108 (D7).
- Gao. Y, Kaufman. Y.J, Tanre. D, Kolber. D, Falkowski.P.G (2001): Seasonal distributions of Aeolian Iron Fluxes to the global ocean. *Geophys. Res. Lett.* 28 (1), 29-32.
- Gooday. A. J (2003): Benthic foraminifera (Protista) as tools in deep-water palaeoceanography: environmental influences on faunal characteristics. *Advances in marine biology*, 46, 1-90.
- Govin. A (2012): Distribution of major elements in Atlantic surface sediments: imprint of terrigenous input and continental weathering. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13, Q01013.
- Gregory. J.M, Mitchell. J.F.B (1997): The climate response to CO2 of the Hadley Centre coupled AOGCM with and without flux adjustment. *Geophysical Research Letters* 24: 1943-1946.
- Grousset. F.E (1998): Saharan wind regimes traced by the Sr-Nd isotopic composition of subtropical Atlantic sediments: Last Glacial Maximum vs today. *Quaternary Science Reviews* 17, 395-409.

- Guest. C. S, Willson. K, Woodward. A. J, Hennessey. K, Kalkstein. L. S, Skinner. C, McMichael. A. J (1999): Climate and Mortality in Australia: Retrospective Study, 1979-1990, and Predicted Impacts in Five Major Cities in 2030. *Climate Research* 13:115.
- Haddani. H (2012) : Étude du fonctionnement hydrogéologique des bassins versants de Rhéraya, Ourika et Zat (Tensift_Marrakech, Maroc): Hydrochimie isotopique. Mémoire de fin d'études, Master es Sciences Et Techniques « Eau et Environnement ». FSTG, Marrakech, 111p.
- Hagen. E (2001): Northwest African upwelling scenario. *Oceanol. Acta*, 24, S113-S127.
- Hagen. E, Zülicke. C, Feistel. R (1996): Near-surface structures in the Cape Ghir filament off Morocco. *Oceanologica Acta* 19 (6), 577-598.
- Hansen. J.E, Ruedy. R, Sato. M, Lo. K (2013): NASA GISS Surface Temperature (GISTEMP) Analysis. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.
- Holmgren. K (2003): Persistent millennial-scale climate variability over the past 25,000 years in Southern Africa. *Quat. Sci. Rev.*, 22, 2311–2326.
- Holz. C, Stuut. J. b.W, Henrich. R (2004): Terrigenous sedimentation processes along the continental margin off NW Africa: implications from grain-size analysis of seabed sediments. *Sedimentology* 51, 1145–1154.
- Holz. C, Stuut. J. B.W, Henrich. R, Meggers. H (2007): Variability in terrigenous sedimentation processes off northwest Africa and its relation to climate changes: inferences from grain-size distributions of a Holocene marine sediment record. *Sedimentary Geology* 202, 499-508.
- Hoyt. D.V, Schatten. K (1998): Group sunspot numbers: a new solar activity reconstruction. *Solar Physics* 179, 189-219.
- Huang. S.P, Pollack. H.N, Shen. P.Y (1997): Late Quaternary temperature changes seen in the world-wide continental heat flow measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1947-1950.
- Hurrell. J. W, Kushnir. Y, Ottersen. G, Visbeck. M (2003): An overview of the North Atlantic oscillation. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 134, 1-36.
- Hurrell. J. W, Van Loon. H (1997) : Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. In *Climatic Change at High Elevation Sites* (pp. 69-94). Springer Netherlands.
- Huvelin. P (1973) : Mouvements pré-atlasiques et récents dans les Jbilet et sur leurs pourtours. *Notes du Service Géologique du Maroc*, t.33, N°249, pp. 83-123.
- IPCC (2013): Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC (1995): *Climate change. Synthesis Report of the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Geneva, Switzerland
- IPCC (2012): *Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Itambi. A. C, von Döbenek. T, Adegbe. A. T (2010): Millennial-scale precipitation changes over Central Africa during the late Quaternary and Holocene: Evidence in sediments from the Gulf of Guinea, *J. Quat. Sci.*, 25(3), 267-279.
- Izuka. S.K (1988): Relationship of magnesium and other minor elements in tests of *Cassidulina subglobosa* and *Cassidulina oriangulata* to physical oceanic properties. *Journal of Foraminiferal Research* 18, 151-157.
- Jacobeit. J (2000): Rezente Klimaentwicklung im Mittelmeerraum. *Petermanns Geogr. Mittl.* 144: 22-33. (En allemand).
- Jansen. J. H. F, Van der Gaast. S. J, Koster. B, Vaars. A. J (1998): CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores, *Mar. Geol.*, 151(1–4), 143–153.
- JICA (2007) : Étude de plan de gestion intégrée des ressources en eau dans le plaine du Haouz [Rapport] / Agence japonaise de coopération internationale. - Japon : JICA, MATEE, ABHT.
- Jickells. T.D (2005) : Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *Science* 308, 67-71.
- Johnson. J, Stevens. I (2000): A fine resolution model of the eastern North Atlantic between the Azores, the Canary Islands and the Gibraltar Strait. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 47 (5), 875-899.
- Jorissen. F.J, Fontanier. C, Thomas. E (2007) : Chapter seven paleoceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. *Developments in Marine Geology*, 1, 263-325.
- Kaplan. J.O (2003): Climate change and Arctic ecosystems: 2. Modeling, paleodatamodel comparisons, and future projections. *J. Geophys. Res.*, 108, doi: 10.1029/2002JD002559.
- Kaplan. M.R, Wolfe. A.P (2006): Spatial and temporal variability of Holocene temperature in the North Atlantic region. *Quat. Res.*, 65, 223-231.

- Karrouk. M.S (2003) : Dynamique des climats du Maroc. Thèse de doctorat d'état. Université Ben M'Sick - Casablanca (Maroc), 332 p.
- Kattenberg. A, Giorgi. F, Grassl.H, Meehl. G.A, Mitchell. J.F.B, Stouffer. R.J, Tokioka. T, Weaver,A.J, Wigley, T.M.L (1996): Climate models - projections of future climate. In: Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 289-357.
- Katz. M. E, Cramer. B. S, Franzese. A, Hönisch. B, Miller. K. G, Rosenthal. Y (2010): Traditional and emerging geochemical proxies in foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 40, 165-192.
- Killingley. J. S, Johnson. R. F, Berger. W. H (1981): Oxygen and carbon isotopes of individual shells of planktonic foraminifera from Ontong-Java Plateau, equatorial Pacific. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33, 193-204.
- Kim. J. H, Meggers. H, Rimbu. N, Lohmann. G, Freudenthal. T, Müller. P.J, Schneider. R.R (2007) : Impacts of the north atlantic gyre circulation on Holocene climate off northwest Africa. *Geology* 35, 387e390.
- Klein Tank. A. M. G, Können. G. P (2003): Trends in Indices of Daily Temperature and Precipitation Extremes in Europe, 1946-1999. *Journal of Climate* 16: 3665-3680.
- Knippertz. P, Christoph. M, Speth. P (2003): Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates. *Meteorology and Atmospheric Physics* 83, 67-88.
- Koopmann. B (1981):Sedimentation von Saharastaub im subtropischen Nordatlantik während der letzten 25.000 Jahre. *Meteorol. Forschungsergebnisse* 35, P.23-59.
- Kucuk. M, Kahya. E, Cengiz. T. M, Karaca. M (2009) : North Atlantic Oscillation influences on Turkish lake levels. *Hydrological Processes*, 23(6), 893.
- Kuhlmann. H, Freudenthal.T, Helmke.P, Meggers.H (2004): Reconstruction of paleoceanography off NW Africa during the last 40,000 years: influence of local and regional factors on sediment accumulation. *Mar. Geol.* 207, 209-224.
- Kuhlmann. H, Meggers. H, Freudenthal. T, Wefer. G (2004): The transition of the monsoonal and the N Atlantic climate system off NW Africa during the Holocene. *Geophys. Res. Lett.* 31 n/a-n/a.
- Kum. L. R, Brantley. S. L, Arthur. M. A (2000): Chemical weathering, atmospheric CO₂, and climate, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28, 611-667.
- Kunkel. K. E, Pielke. R. A, Changnon. SA (1999): Temporal Fluctuations in Weather and Climate Extremes that Cause Economic and Human Health Impacts: A Review. *Bulletin of the American Meteorological Society* 80:1077-1098.
- Kuss. J, Kremling. K (1999): Spatial variability of particle associated trace elements in near-surface waters of the North Atlantic, derived by large volume sampling. *Mar. Chem.* 68, 71-86.
- Labat. D (2010): Cross wavelet analyses of annual continental freshwater discharge and selected climate indices. *Journal of Hydrology*, 385(1), 269-278.
- Lamb. H.F, Dambon. F, Maxted. R.W (1991): Human impact on the vegetation of the Middle Atlas, Morocco, during the last 5000 years. *Journal of Biogeography* 18, 519-532.
- Lea. D. W (2004): Elemental and isotopic proxies of past ocean temperatures. In: Elderfield, H., ed., *The oceans and marine geochemistry: Treatise on Geochemistry*, Vol. 6: Oxford, Elsevier-Pergamon, 365-390.
- Lea. D.W, Martin. P.A, Pak. D.K, Spero. H.J (2002): Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Review* 21, 283-293.
- Lean. J, Beer. J, Bradley. R (1995): Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate. , *Geophysical Research Letters*, 22, 3195-3198.
- Lear. C. H, Rosenthal. Y, Slowey. N (2002): Benthic foraminiferal Mg/Ca- paleothermometry: A revised core-top calibration. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66: 3375- 3387.
- Lebourgeois. F, Piedallu. C (2005) : Appréhender le niveau de sécheresse dans le cadre des études stationnelles et de la gestion forestière ? Notion d'indices bioclimatiques, méthode d'estimation de l'évapotranspiration potentielle. *Revue forestière Française LVII*, volume 4/2005, p331-356.
- Lohmann. G. P (1995): A model for variation in the chemistry of planktonic foraminifera due to secondary calcification and selective dissolution, *Paleoceanography*, 10(3), 445-457.
- Lorenz. S.J (2006) : Orbitally driven insolation forcing on Holocene climate trends: evidence from alkenone data and climate modeling. *Paleoceanography*, 21.
- Luck. M, Landis. M, Gassert. F (2015): Aqueduct Water Stress Projections: Decadal Projections of Water Supply and Demand Using CMIP5 GCMs, Technical note (Washington, DC: World Resources Institute, April).
- MacDonald. G.M (2000) : Holocene treeline history and climate change across northern Eurasia. *Quat. Res.*, 53, 302-311.

- Mahowald. N.M. (2006): Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. *J. Geophys. Res.* 111(D10): D10202.
- Makaoui. A, Orbi. A, Hilmi. K, Zizah. S, Larissi. J, Talbi. M (2005) : L'upwelling de la côte atlantique du Maroc entre 1994 et 1998. *C.R. Geoscience*, 337, 1518-1524.
- Marchal. O (2002) : Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. *Quat. Sci. Rev.*, 21 (4-6), 455-483.
- Marengo. J. A, Jones. R, Alves. L. M, Valverde. M. C (2009): Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate model system. *International Journal of Climatology* 29: 2241-2255.
- Martin. P. A, Lea. D. W, Rosenthal. Y, Shackleton. N. J, Sarnthein. M, Papenfuss. T (2002): Quaternary deep sea temperature histories derived from benthic foraminiferal Mg/Ca. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 198: 193-209.
- Martinez. N. C, Murray. R. W, Dickens. G. R, Kolling. M (2009): Discrimination of sources of terrigenous sediment deposited to the Central Arctic Ocean through the Cenozoic, *Paleoceanography*, 24, PA1210.
- Martinez-R. F, Kastner. M, Gallego-Torres. D, Rodrigo-Gamiz .M, Nieto-Moreno. V, Ortega-Huertas. M (2015): Paleoclimate and paleoceanography over the past 20,000 yr in the Mediterranean Sea Basins as indicated by sediment elemental proxies, *Quaternary Science Reviews* 107, p25-46.
- Martrat (2004): Abrupt Temperature Changes in the Western Mediterranean over the Past 250,000 Years, *Science* 306, 1762.
- Mashiotta. T.A, Lea. D.W, Spero. H.J (1999): Glacial-interglacial changes in Subantarctic sea surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ -water using foraminiferal Mg. *Earth and Planetary Science Letters* 170, 417–432.
- Masque. P, Sanchez-Cabeza. J.A, Bruach. J.M, Palacios. E, Canals. M (2002): Balance and residence times of (210) Pb and (210) Po in surface waters of the northwestern Mediterranean Sea. *Cont. Shelf Res.* 22, 2127e2146.
- Massei. N, Durand. A, Deloffre. J, Dupont. J. P, Valdes. D, Laignel. B (2007) : Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in northwestern France over the past 35 years. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* (1984-2012), 112(D9).
- Massei. N, Laignel. B, Deloffre. J, Mesquita. J, Motelay. A, Lafite. R, Durand. A (2009): Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950-2008. *International journal of climatology* 30(14) 2146-2154.
- Masson. V (2000): Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice cores isotopic records. *Quat. Res.*, 54, 348–358.
- Masson-Delmotte. V (2005) : GRIP deuterium excess reveals rapid and orbital-scale changes in Greenland moisture origin. *Science*, 309(5731), 118-121.
- Mateh (1998) : Déclaration du ministre de l'aménagement du territoire de l'environnement et de l'habitat. *Le matin du Sahara et du Maghreb*, 19 Novembre 1998.
- Mateille. T, Tavoillot. J, Martiny. B, Dmowska. E, Winiszewska. G, Ferji. Z, Msanda. F, El Mousadik. A (2016): Aridity or low temperatures: what affects the diversity of plant-parasitic nematode communities in the Moroccan argan relic forest? *Appl. Soil Ecol.* 101, 64e71.
- Mathien-Blard. E, Bassinot. F (2009): Salinity bias on the foraminifera Mg/Ca thermometry: Correction procedure and implications for past ocean hydrographic reconstructions, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10(12).
- Mathieu. R, Bellier. J. P, Granier. B (2011) : Manuel de Micropaléontologie. *Carnets de Géologie/Notebooks on Geology*. 123 pp.
- Maxime. D (2008) : Caractérisation de la variabilité climatique Holocène à partir de séries continentales, marines et glaciaires. *Climatologie*. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2008. Français.
- McEvedy. C, Jones. R (1978): *Atlas of World Population History*. Penguin Books Ltd., London.
- McGregor. H.V, Dima. M, Fischer. H.W, Mulitza. S (2007): Rapid 20th-Century increase in coastal upwelling off northwest Africa. *Science* 315, 637–639.
- McGregor. H.V, Dupont. L, Stuut. J. B.W, Kuhlmann. H (2009): Vegetation change, goats, and religion: a 2000-year history of land use in southern Morocco. *Quat. Sci. Rev.* 28, 1434e1448.
- Mebarki. A (2005) : Hydrologie des bassins de l'Est algérien : ressources en eau, aménagement et environnement. Thèse de doctorat d'état. Université Mentouri de Constantine. 360p.
- Meehl. G. A, Zwiers. F, Evans. J, Knutson. T. R, Mearns. L. O, Whetton. P (2000): Trends in Extreme Weather and Climate Events: Issues Related to Modeling Extremes in Projections of Future Climate Change. *Bulletin of the American Meteorological Society* 81:427-436.
- Metaxas. D. A, Bartzokas. A, Vitsas. A (1991): Temperature fluctuations in the Mediterranean area during the last 120 years. *International Journal of Climatology* 11: 897-908.

- Metcalfe. B, Feldmeijer. W, Vringer-Picon. M, Brummer. G. J. A, Peeters. F. J. C, Ganssen. G. M (2015): Late Pleistocene glacial-interglacial shell-size-isotope variability in planktonic foraminifera as a function of local hydrography. *Biogeosciences*, 12, 4781-4807.
- Mikesell. M.W (1960): Deforestation in northern Morocco. *Science* 132, 441-448.
- Miller. J. R, Russell. G. L (1992): The impact of global warming on river runoff, *J. Geophys. Res.*, 97(D3), 2757-2764.
- Milliman. J. D, Farnsworth. K. L, Jones. P. D, Xu. K. H, Smith. L. C (2008): Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951–2000, *Global Planet. Change*, 62(3–4), 187-194.
- Milliman. J. D, Syvitski. J. P. M (1992): Geomorphic/ tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers, *J. Geol.*, 100(5), 525–544.
- Mitchell. J. F. B, Davis. R. A, Ingram. W. J, Senior. C. A (1995): On surface temperatures, greenhouse gases and aerosols: models and observations. *Journal of Climate* 10: 2364-2386.
- Mittelstaedt. E (1983): The upwelling area off northwest Africa - a description of phenomena related to coastal upwelling. *Progress in Oceanography* 12, 307-331.
- Moberg. A, Sonechkin. D.M, Holmgren. K, Datsenko. N.M, Karlen. W (2005): Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature* 433 : 613-617.
- Moreno. A, Targarona. J, Henderiks. J, Canals. M, Freudenthal. T, Meggers. H (2002): Orbital forcing of dust supply to the North Canary Basin over the last 250 kyrs. *Quaternary Science Reviews* 20, 1327–1339.
- Moujane. A, Bentamy. A, Chagdali. M, Mordane. S (2011): Analysis of high spatial and temporal surface winds from Aladin model and from remotely sensed data over the Canarian upwelling region. *Revue Télédétection*, 10, 1, 11-22.
- Moukhchane. M (1983) : Contribution à l'étude des réservoirs profonds de la bordure nord de l'Atlas entre Demnate et Imintanoute (Maroc). Thèse de doctorat, Besançon. 119p.
- Myrberg. K, Andrejev. O, Lehmann. A (2010): Dynamic features of successive upwelling events in the Baltic Sea –a numerical case study. *Oceanologia*, vol. 52-1, pp. 77-99.
- Navarro-Pérez. E, Barton. E.D (2001): Seasonal and interannual variability of the Canary Current. *Scientia Marina*, vol. 65, pp. 205-213.
- Nesbitt. H. W (1980) : Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1659–1666.
- Nesbitt. H. W, Markovics. G (1997): Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 1653 -1670.
- New. M, Todd. M, Hulme. M, Jones. P (2001): Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *International Journal of Climatology* 21: 1899-1922.
- New. M. G, Hulme. M, Jones. P. D (2000): Representing twentieth-century space time climate fields. Part II: Developments of a 1901-1996 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of Climate* 13: 2217-2238.
- Niasse. M, Afouda. A, Amani. A (2004) : Réduire la vulnérabilité de l'Afrique de l'Ouest aux impacts du climat sur les ressources en eau, les zones humides et la désertification : Eléments de stratégie régionale de préparation et d'adaptation, UICN, Gland (Suisse) et Cambridge (Royaume Uni), 71 p.
- Nicholls. N, Gruza. G.V, Jouzel. J, Karl. T.R, Ogallo. L.A, Parker. D.E (1996): Observed climate variability and change. In: Houghton, J.T. et al. (eds) *Climate change 1995: the science of climate change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp133–192.
- Nicholls. N, Gruza. G.V, Jouzel. J, Karl. T.R, Ogallo. L.A, Parker. D.E (1999): Observe climate variability and Northern hemisphere. *Mon. Weather Rev.*, 112.
- Nicholson. S.E (2000): The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millenia. *Global Planet. Change* 26, 137–158.
- Nieto-Moreno. V, Martinez-Ruiz. F, Giralte. S, Jimenez-Espejo. F, Gallego-Torres. D, Rodrigo-Gamiz. M, García-Orellana. J, Ortega-Huertas. M, Lange. G.J (2011): Tracking climate variability in the western Mediterranean during the Late Holocene: a multiproxy approach. *Clim. Past*. 7, 1395e1414.
- Nijenhuis. I.A, Becker. J, De Lange. G.J (2001) : Geochemistry of coeval marine sediments in Mediterranean ODP cores and a land section: implications for sapropel formation models. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 165, 97e112.
- Nouaceur. Z (1999) : Évolution récente des lithométéores en Mauritanie. Thèse de doctorat, Université Jean Moulin Lyon III, 503 p.
- Nykjaer. L, Van Camp. L (1994): Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *J. Geophys. Res.*, 99, C7, doi: 10.1029/94JC00814.
- Nykjaer. L, Van Camp. L (1994): Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *J. Geophys. Res.*, 99, C7, doi: 10.1029/94JC00814.

- Olsen, J, Anderson. N.J, Knudsen. M.F (2012): Variability of the north atlantic oscillation over the past 5,200 years. *Nat. Geosci.* 5, 808.
- Orbi. A, Hilmi. K, Larissi. J, Zidane. H, Zizah. S, El Moussaoui. N, Lakhdar. J.I, Sarf. F (1998) : Hydrologie et hydrodynamique des côtes marocaines : milieux paraliques et zones côtières. Commissariat Général, EXPO'98, Lisbonne, 68 p.
- ORSTOM Hydrologie du bassin de Tensift(1976) : Rabat ORSTOM Fanas Documentaire, [Report]. - 33630.
- LOUDIN. L (2004) : Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. École nationale du génie rural, des eaux et des forêts, 495p.
- Palutikof. J. P, Trigo. R. M,Adcock. S. T (1996) : Scenarios of rainfall over the Mediterranean: is the region drying. In the International Conference on Mediterranean Desertification, 29 October-01 November 1996, Crete Greece. Available from: Climate Research Unit, UEA, Norwich, UK.
- Palutikof. J.P, Guo. X, Wigley. T.M.L, Gregory.J.M (1992): Regional Changes in Climate in the Mediterranean Basin Due to Global Greenhouse Gas Warming. MAP Technical Report Series. Athens: UNEP.
- Parish. R, Funnell. D.C (1999): Climate change in mountain regions: some possible consequences in the Moroccan High Atlas. *Global Environmental Change* 9, 45-58.
- Pauling. A, Luterbacher. J, Casty. C, Wanner. H (2006): Five hundred years of gridded high-resolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation. *Climate Dynamics* 26, 387–405.
- Pelegri. J.J (2005) : Coupling between the open ocean and the coastal upwelling region off northwest Africa: water recirculation and offshore pumping of organic matter. *J. Mar. Syst.* 54.
- Peltier. J.C (1982) : La végétation du bassin versant de l'oued Souss, Maroc. Thèse d'état es-science, univ. scient. & médicale, Grenoble. 201 p.
- Peltier. J.C (1982) : La végétation du bassin versant de l'oued Souss, Maroc. Thèse d'état es-science, univ. scient. & médicale, Grenoble. 201 p.
- Petschick. R, Kuhn. G, Gingele. F (1996): Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. *Mar. Geol.* 130, 203–229.
- Pettitt. AN (1979): A non-parametric approach to the change-point problem, *Applied Statistics*, Volume 28(2), pp. 126-135.
- Peucker-Ehrenbrink. B (2009): Land2Sea database of river drainage basin sizes, annual water discharges, and suspended sediment fluxes, *Geochim. Geophys. Geosyst.*, 10, Q06014.
- Piedallu. C, Gégout. J.C (2007) : Multiscale computation of solar radiation for predictive vegetation modelling. *Ann. For. Sci.* 64, 899-909.
- Plewa. K, Meggers. H, Kuhlmann. H, Freudenthal. T, Zabel. M, Kasten. S (2012): Geochemical distribution patterns as indicators for productivity and terrigenous input off NW Africa. *Deep-Sea Research I* 66, 51-6.
- Plummer. N, Salinger. M. J., Nicholls. N, Suppiah. R, Hennessey. K. J, Leighton. R. M, Trewin. B, Page. C. M, Lough. J. M (1999): Changes in Climate Extremes over the Australian Region and New Zealand during the Twentieth Century. *Climatic Change* 42:183-202.
- PNUD (2007) : Rapport mondial sur le développement humain 2007-2008, la lutte contre le changement climatique : un impératif de solidarité humaine dans un monde divisé, 382p.
- Poole. R, Tomczak. M (1999): Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 46 (11), 1895-1925.
- Prentice. I.C, Webb. T (1998): BIOME 6000: reconstructing global mid-Holocene vegetation patterns from palaeoecological records. *J. Biogeogr.*, 25 (6), 997-1005.
- Prospero. J. M, Ginoux. P, Torres. O, Nicholson. S. E, Gill. T. E (2002): Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, 40(1), 1002.
- Ravelo. A.C, Fairbanks. R.G (1995): Carbon isotopic fractionation in multiple species of planktonic foraminifera from core-tops in the Tropical Atlantic. *Journal of Foraminiferal Research* 25, 53-74.
- Rea. D. K (1994): the paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind, *Rev. Geophys.*, 32(2), 159–195.
- Renssen. H (2005): Simulating the Holocene climate evolution at northern high latitudes using a coupled atmosphere-sea ice-ocean vegetation model. *Clim. Dyn.*, 24(1), 23-43.
- Repapis. C. C, Philandras. C. M (1988) : A note on the air temperature trends of the last 100 years as evidenced in the eastern Mediterranean time series. *Theoretical and Applied Climatology* 39: 93-107.
- Revel (2015): 100,000 Years of African monsoon variability recorded in sediments of the Nile margin, *Quaternary Science Reviews* 29 - 1342–1362.

- Rodrigo-Gamiz. M, Martinez-Ruiz. F, Jimenez-Espejo. F.J, Gallego-Torres. D, NietoMoreno. V, Romero. O, Ariztegui. D (2011): Impact of climate variability in the western Mediterranean during the last 20,000 years: oceanic and atmospheric responses. *Quat. Sci. Rev.* 30, 2018e2034.
- Rognon. P (1996) : Sécheresse et aridité : Leur impact sur la désertification au Maghreb, *Sécheresse*, Volume 7, pp. 287-297.
- Rohling (2002): Holocene atmosphere-ocean interactions: records from Greenland and the Aegean Sea, *Climate Dynamics* 18: 587-593. 1.
- Rosenthal. Y (2004): Interlaboratory comparison study of Mg/Ca and Sr/Ca measurements in planktonic foraminifera for paleoceanographic research. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5(4): Q04D09.
- Rosenthal. Y, Lohmann. G. P, Lohmann. K. C, Sherrell. R. M (2000): Incorporation and Preservation of Mg in *Gs. sacculifer*: Implications for reconstructing sea surface temperatures and the oxygen isotopic composition of seawater. *Paleoceanography*, 15, 135-145.
- Rosenzweig. C, Tubiello. F.N (1997): Impacts of global climate change on Mediterranean agriculture: Current methodologies and future directions: An introductory essay. *Mitig. Adapt. Strategies Global Change* 1: 219-232.
- Roy. C (1992) : Réponse des stocks de poissons à la dynamique des upwellings en Afrique de l'ouest : analyse et modélisation. Thèse de doctorat, Université de Brest, 146 p.
- Ruddiman. W. F, Janecek. T. R (1989): Pliocene-Pleistocene biogenic and terrigenous fluxes at equatorial Atlantic sites 662, 663, and 664, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 108, 211-240.
- Sagan. C, Toon. O. B, Pollack. J. B (1979): Anthropogenic Albedo Changes and the Earth's Climate. *Science* 206 : 1363–1368. Représentation de la pluie dans les modèles régionaux de climat et application à l'estimation des rendements du mil au Sénégal. *Sécheresse* 23 : 14-23.
- Saidi. M. E (1995) : Contribution à l'hydrologie profonde et superficielle du bassin du Souss (Maroc) : Climatologie, hydrogéologie, crues et bilans hydrologiques en milieu subaride. Thèse 1995, p75-78.
- Salama , Tahiri M (2010) : La gestion des ressources en eau face aux Changements climatiques. Cas du bassin Tensift (Maroc). *Larhyss Journal*, ISSN 1112-3680, n° 08, Juin 2010, pp : 127-138.
- Sarnthein. M, Koopmann. B (1980): Late Quaternary deep-sea record on northwest African dust supply and wind circulation. *Palaeoecol. Africa* 12, 239-253.
- Schiffelbein. P, Hills. S (1984): Direct assessment of stable isotope variability in planktonic foraminifera populations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 48, 197-213.
- Schrag. D. P (1999): Rapid Analysis of High-Precision Sr/Ca Ratios in Corals and Other Marine Carbonates. *Paleoceanography* 14(2): 97-102.
- Schutz. L, Rahn. K.A. (1982): Trace-element concentrations in erodible soils. *Atmos. Environ* 1967 (16), 171–176.
- Sebbar. A, Badri .W, Fougrach. H, Hsain. M , Saloui. A (2011) : Étude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935-2004), *Sécheresse*, Volume 22, pp. 139-148.
- Seneviratne. S. I (2012) : Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 109-230, ISBN: 978-1-107-60780-4.
- Sinan. M (2000) : Méthodologie d'identification, d'évaluation et de protection des ressources en eau des aquifères régionaux par couplage des SIG, de la géophysique et de la géostatistique. Application à l'aquifère du Haouz de Marrakech (Maroc). Thèse Université Mohammed V, Rabat, Maroc.
- Sirocko. F, Garbe-Schonberg. D, Devey. C (2000): Processes controlling trace element geochemistry of Arabian Sea sediments during the last 25,000 years. *Glob. Planet. Change* 26, 217e303.
- Skinner. L. C, Shackleton. N. J, Elderfield. H (2003): Millennial-scale variability of deep- water temperature and $\delta^{18}O_w$ indicating deep-water source variations in the Northeast Atlantic, 0-34 cal. ka BP. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4: 1098.
- Snyder. M.A, Sloan. L.C, Diffenbaugh. N.S, Bell. J.L (2003): Future climate change and upwelling in the California Current. *Geophysical Research Letters* 30, 1823.
- Sobrino. J.A, Raissouni. N (2000) : Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: application to Morocco. *International Journal of Remote Sensing* 21, 353-366, doi:10.1080/014311600210876.
- Spero. H.J, Lea. D.W (1996): Experimental determination of stable isotope variability in *Globigerina bulloides*: implications for paleoceanographic reconstructions. *Marine Micropaleontology* 28, 231–246.
- Stéphan. P, Goslin. J, Pailler. Y, Manceau. R, Suanez. S, Vliet-Lanoë. V, Hénaff. A, Delacourt. C (2015): Holocene salt-marsh sedimentary infilling and relative sea-level changes in West Brittany (France) using foraminifera-based transfer functions. *Boreas*, 44(1), 153-177.
- Stott. L (2004): Decline in surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in Holocene epoch. *Nature*, 431, 56-59.

- Stuut. J. B (2005) : Provenance of present-day eolian dust collected off NW Africa. *J. Geophys. Res.* 110, D04202.
- Swap. R, Ulanski. S, Cobbett. M, Garstang. M (1996): Temporal and spatial characteristics of Saharan dust outbreaks. *Journal of Geophysical Research* 101 (D2), 4205-4220.
- Tebaldi. C, Haohow. K, Arblaster. J, Meehl. G (2007): Going to Extremes. An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Climatic Change* 79: 185-21.
- Teisserenc. B (1883) : Étude sur l'hiver de 1879-80 et recherches sur l'influence de la position des grands centres d'action de l'atmosphère dans les hivers anormaux. *Annales de la Société Météorologique de France*, 31, 70-79;
- Hildebrandsson & Teisserenc De Bort (1907) *Les bases de la météorologie dynamique*, Gauthier-Villars, Paris.
- Thompson. D.W, Wallace. J.M (1998): the African monsoon to variation of insolation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 49(3-4): 237-263.
- Thornthwaite. C.W (1948): An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, 38, 55-94.
- Thurman. H. V, Trujillo. A. P (2002): *Essentials of oceanography*, 7th edition, Prentice Hall PTR.
- Till. C, Guiot. J (1990): Reconstruction of precipitation in Morocco since 1100 A.D. based on *Cedrus atlantica* tree-ring widths. *Quaternary Research* 33, 337-351.
- Torres-Padron. M.E, Gelado-Caballero. M.D, Collado-Sanchez. C, Siruela-Matos. V.F, Cardona-Castellano. P.J, Hernandez-Brito. J.J (2002): Variability of dust inputs to the CANIGO zone. *Deep Sea Res. Part II: Top. Studies Oceanogr.* 49, 3455-3464.
- Touchard .Y(2002) : Retombées à longue distance des trapps d'éthiopie. Thèse de doctorat - Université Aix-Marseille III.
- Toyofuku. T, Kitazato. H, Kawahata. H, Tsuchiya. M, Nohara. M (2000): Evaluation of Mg/Ca thermometry in foraminifera: comparison of experimental results and measurements in nature. *Paleoceanography* 15, 456-464.
- Trenberth. K. E (2008): The Impact of Climate Change and Variability on Heavy Precipitation, Floods, and Droughts. In: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, John Wiley & Sons, Ltd, ISBN: 978-0470848944.
- Trenberth.K. E, (2007) : Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change (2007): The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 235-336, ISBN: 978-0521-70596-7.
- Trouet. V, Esper. J, Graham. N.E, Baker. A, Scourse. J.D, Frank. D.C(2009): Persistent positive north Atlantic oscillation mode dominated the medieval climate Anomaly. *Science* 324, 78-80.
- Turc. L (1955) : Le bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations l'évaporation et l'écoulement. *Annales Agronomiques* 6, 1-131.
- Van Camp. L, Nykjaer. L, Mittelstaedt. E, Schlittenhardt. P (1991): Upwelling and boundary circulation off Northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations. *Prog. Oceanogr.* 26, 357-402.
- Van. O (2009): Western Europe is warming much faster than expected. *Climate of the Past* 5: 1-12.
- Vincent. L (2005): Observed Trends in Indices of Daily Temperature Extremes In South America, 1960-2002. *Journal of Climate* 18: 5011-5023.
- Vinther. B.M, Johnsen. S.J, Andersen. K.K, Clausen. H.B, Hansen. A.W(2003): NAO signal recorded in the stable isotopes of Greenland ice cores. *Geophys. Res. Lett.* 30. <https://doi.org/10.1029/2002GL016193>.
- Walling. D.E, Webb. B.W (1996): Erosion and sediment yield: a global overview. In: Walling, D.E., Webb, B.W. (Eds.), *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives*. IAHS Press, Wallingford, UK, pp. 3-19.
- Wansard. G (1996): Quantification of paleotemperature changes during isotopic stage 2 in the La Draga continental sequence (NE Spain) based on the Mg/Ca ratio of freshwater ostracods. *Quaternary Science Review* 15, 237-245.
- Warning. B, Brumsack. H.-J (2000): Trace metal signatures of eastern Mediterranean sapropels. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 158, 293-309.
- Watanabe. T, Winter. A, Oba. T (2001) : Seasonal changes in sea surface temperature and salinity during the Little Ice Age in the Caribbean Sea deduced from Mg/Ca and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in corals. *Marine Geology* 173, 21-35.
- Weaver. P.P.E, Wynn. R.B, Kenyon. N.H, Evans. J (2000): Continental margin sedimentation, with special reference to the north-east Atlantic margin. *Sedimentology* 47, 239-256.
- Wehausen. R, Brumsack. H. J (2000): Chemical cycles in Pliocene sapropel-bearing and sapropel-barren eastern Mediterranean sediments. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 158, 325-352.
- Weingartner. R, Barben. M, Spreafico. M (2003): Floods in mountain areas-an overview based on example from Switzerland. *Journal of Hydrology*, 282: 10-24.
- Weisrock. A, Wahl. L, Ouammou. A, Chakir. L (2006): Systemes fluviaux du SudOuest marocain et leur evolution depuis le Pleistocene superieur (Fluvial systems of southwestern Morocco and their evolution since the Late Pleistocene). *Geomorphologie: Relief, Processus, Environnement* 4, 229-248.

- Whilite. DA, Glantz. MH (1985): Understanding the drought phenomenon : The role of definitions, Water inters, Volume 10, pp. 111-120.
- Wigley. T. M. L (1992): Future climate of the Mediterranean Basin with particular emphasis on changes in precipitation. In: Jeltic, L., Milliman, J. D., Sestini, G. (eds). Climatic Change and the Mediterranean, pp. 15-44.
- Williams.P.W, King .D.N.T, Zhao J. X, Collerson. K.D (2004): Speleotherm master chronologies: combined Holocene 18O and 13C records from the north Island of New Zealand and their palaeoenvironmental interpretation. The Holocene, 14, 194-208.
- Wit. J. C, Reichart. G. J, Jung. S. J. A, Kroon. D (2010): Approaches to unravel seasonality in sea surface temperatures using paired single-specimen foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca analyses. Paleoclimatology, 25, PA4220.
- Wynn. R.B, Masson. D.G, Stow. D.A.v, Weaver. P.P. E (2000): The Northwest African slope apron: a modern analogue for deep-water systems with complex seafloor topography. Mar. Pet. Geol. 17, 253-265.
- Xoplaki, E., Gonzalez-Rouco, J. F., Luterbacher, J. U., & Wanner, H., 2004. Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. Climate dynamics, 23(1), 63-78.
- Xueqin. Z (2019) : Recent climatic and anthropogenic impacts on endemic species in southwestern Morocco. Quaternary Science Reviews. p15.
- Yacoubi. M, El Mourid. M, Chbouki. N, Stockle. C (1998) : Typologie de la sécheresse et recherche d'indicateur d'alerte en climat semi-aride marocain. Sécheresse 9 : 269-276.
- Yan. Z (2002): Trends of Extreme Temperatures in Europe and China Based on Daily Observations. Climatic Change 53:355-392.
- Yarincik. K. M, Murray. R. W, Peterson .L. C (2000): climatically controlled eolian and hemipelagic deposition in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578,000 years: Results from Al/Ti and K/Al, Paleoclimatology, 15, 210-228.
- Zabel. M, Schneider. R.R, Wagner. T, Adegbe. A.T, Vries. U, Kolonic. S (2001): Late Quaternary climate changes in central Africa as inferred from terrigenous input to the Niger Fan. Quaternary Research 56, 207–217.
- Zamrane. Z (2016) : Recherche d'indices de variabilité climatique dans des séries hydroclimatiques au Maroc : identification, positionnement temporel, tendances et liens avec les fluctuations climatiques : cas des grands bassins de la Moulouya, du Sebou et du Tensift. Sciences de la Terre. Université Montpellier, Français.
- Zhang. P. Z, Molnar. P, Downs. W. R (2001): Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates, Nature, 410, 891-897.
- Zielhofer. C (2017): Atlantic forcing of Western Mediterranean winter rain minima during the last 12,000 years. Quat. Sci. Rev. 157, 29-51.
- Zielinski. G.A (1995): Stratospheric loading and optical depth estimates of explosive volcanism over the last 2100 years derived from the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core. J. Geophys. Res., 100(D10), 20,937-20,955.

TABLE DES FIGURES

Partie 1

Figure 1 : Carte de localisation géographique des domaines d'étude.....	20
Figure 2 : Photographies à exemplaire prises au terrain qui a été effectué en 2017 dans le bassin du Tensift et de Souss-Massa (travail de terrain, 2017).....	23
Figure 3 : Photographies à exemplaire de travail de laboratoire prises à l'université de Brême 2017.....	24
Figure 4 : Résumé de la méthode et de la démarche d'étude.....	25
Figure 5 : Schéma de la structure de la thèse.....	31
Figure 6 : Situation géographique des bassins versants étudiés à l'échelle du Maroc.....	37
Figure 7 : Situation géographique du bassin versant de Tensift.....	38
Figure 8 : Situation géographique du bassin versant de Souss-Massa.....	40
Figure 9 : Carte hypsométrique du bassin de Tensift.	41
Figure 10 : Carte des pentes du bassin versant de Tensift.	41
Figure 11 : Carte hypsométrique du bassin de Souss-Massa.	44
Figure 12 : Carte des pentes du bassin versant de Souss-Massa.	44
Figure 13 : Carte du réseau hydrographique du bassin versant de Tensift.	46
Figure 14 : Carte du réseau hydrographique du bassin versant de Souss-Massa.....	48
Figure 15 : Carte géologique du bassin de Tensift.	50
Figure 16 : Carte géologique du bassin de Souss-Massa.....	52
Figure 17 : Carte d'occupation du sol du bassin versant de Tensift, (images satellitaires 2018).....	54
Figure 18 : Carte d'occupation du sol du bassin versant de Souss-Massa, (images satellitaires 2018).....	56
Figure 19 : Représentation de la façade atlantique du Maroc, la bathymétrie et la situation géographique des échantillons marins.....	61
Figure 20 : Températures de surface de l'océan Atlantique dans l'hémisphère Nord.....	64
Figure 21 : Différence de vent au niveau 1000 hPa (m/s) sur vingt années en hiver (mois de décembre à février) de la période 1980-1999.....	65
Figure 22 : Représentation de la circulation de surface du Courant des Canaries	66
Figure 23 : Les zones d'upwelling de la côte atlantique Marocaine.....	69
Figure 24 : Carte administrative du bassin versant de Tensift.....	70
Figure 25 : Photos montrant quelques activités agricoles dans le bassin du Tensift.....	71
Figure 26 : Carte administrative du bassin versant de Souss-Massa.....	73
Figure 27 : Photos montrant quelques activités agricoles dans le bassin de Souss-Massa.....	74
Figure 28 : Photos montrant quelques activités de pêche maritime dans le bassin Souss-Massa.....	75
Figure 29 : Évolution de la température moyenne de l'hémisphère nord depuis l'an mil.....	84
Figure 30 : Schéma récapitulatif des impacts associés aux deux phases de l'Oscillation Nord Atlantique.....	88
Figure 31 : Phénomènes El Niño et La Niña à l'échelle de la planète.....	90
Figure 32 : Le climat des derniers 50 000 ans BP à partir des données glaciologiques.....	93
Figure 33 : Évolution de la température de l'hémisphère nord depuis 2000 ans.....	95
Figure 34 : Configuration orbitale il y a 11 000 ans (en haut) et actuelle (en bas).	96
Figure 35 : Aperçu sur quelques types de Foraminifères.	102

Figure 36 : Photo exemplaire d'une carotte de glace.....	104
Figure 37 : Section exemplaire d'une carotte marine.....	104
Figure 38 : Schéma de la structure d'un grain de pollen.....	107
Figure 39 : Localisation des sites d'échantillonnages mentionnés dans cette étude.....	113
Figure 40 : Situation géographique de la carotte 8601-3.....	115
Figure 41 : Description de la carotte GeoB8601-3.....	116
Figure 42 : Spectromètre de fluorescence X dispersif X de comptoir Panalytical Epsilon.....	118
Figure 43 : Les étapes de préparation et d'analyse des échantillons par fluorescence X.....	119
Figure 44 : Tests de foraminifères de type Globigerina Bulloides 100µm.....	120
Figure 45 : Certains foraminifères planctoniques incorporent plus de Mg dans leurs tests lorsqu'ils poussent dans des eaux plus chaudes.....	121
Figure 46 : Photographies prises à Brême 2017 afin d'illustrer quelques-unes des étapes du protocole de nettoyage des foraminifères (G. Bulloides).....	127
Figure 47 : Susceptibilité magnétique à haute résolution de la carotte GeoB6007 (noir) et GeoB8601 (gris) ainsi que la succession d'âge de la carotte GeoB6007-2 (carrés pleins) basée sur des données de radiocarbone AMS.....	129

Partie 2

Figure 48 : Répartition altitudinale des stations étudiées dans les deux bassins versants.....	137
Figure 49 : Localisation des stations pluviométriques et thermométriques dans les deux bassins versants.....	138
Figure 50 : Chronogramme des stations pluviométriques utilisées dans le bassin de Tensift.....	139
Figure 51 : Chronogramme des stations pluviométriques utilisées dans le bassin de Souss-Massa.....	139
Figure 52 : Exemple de Méthode du simple cumul.....	140
Figure 53 : Exemple de Méthode du double cumul.	141
Figure 54 : Exemple de la corrélation mensuelle.	141
Figure 55 : CUSUM des précipitations à la station d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna.....	143
Figure 56 : CUSUM des précipitations à la station d'Agadir, Taroudant et d'Aoulouz.....	144
Figure 57 : Résultat d'application de test de Lee et Heghinian sur la série pluviométrique des trois stations.....	147
Figure 58 : Résultat d'application de test de Buishand à la série pluviométrique de la station des trois stations.....	148
Figure 59 : Résultat d'application de test de Pettitt à la série pluviométrique des trois stations.....	149
Figure 60 : Résultat d'application de test de Lee et Heghinian sur la série pluviométrique des trois stations.....	150
Figure 61 : Résultat d'application de test de Buishand à la série pluviométrique de la station des trois stations.	150
Figure 62 : Résultat d'application de test de Pettitt à la série pluviométrique des trois stations.....	152
Figure 63 : Pluviométrie annuelle moyenne au Maroc calculée sur la période 1971-2010.....	157
Figure 64 : Évolution des précipitations annuelles par rapport à la moyenne mobile à la station d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna (1972-2015).....	158
Figure 65 : Évolution des précipitations annuelles par rapport à la moyenne mobile à la station d'Agadir, Taroudant et d'Aoulouz (1968-2015).	160

Figure 66 : Les précipitations moyennes mensuelles à la station : Aghbalou, Chichaoua et Adamna (1972-2015).....	161
Figure 67 : Coefficient mensuel des précipitations à la station : Aghbalou, Chichaoua et Adamna (1972-2015).....	161
Figure 68 : Les précipitations moyennes mensuelles à la station : Agadir, Taroudant et Aoulouz (1968-2015).....	163
Figure 69 : Coefficient mensuel des précipitations à la station : Agadir, Taroudant et Aoulouz (1968-2015).....	164
Figure 70 : Les précipitations moyennes saisonnières à la station : Aghbalou, Chichaoua et Adamna (1972-2015)....	164
Figure 71 : Les précipitations moyennes saisonnières à la station : Agadir, Taroudant et Aoulouz (1968-2015)....	165
Figure 72 : Évolution de la température moyenne annuelle de la station d'Okaimdan (1990-2009), Marrakech (1961-2010) et de Takerkoust (1983-2010).....	167
Figure 73 : Évolution de la température moyenne mensuelle de la station d'Okaimdan (1990-2009), Marrakech (1961-2010) et de Takerkoust (1983-2010).....	169
Figure 74 : Évolution de la température moyenne annuelle de la station d'Aoulouz (1981-2018), Taroudant (1981-2018) et d'Agadir (1981-2018).	170
Figure 75 : Évolution de la température moyenne mensuelle à la station d'Aoulouz (1981-2018), Taroudant (1981-2018) et d'Agadir (1981-2018).	171
Figure 76 : Bilan hydrique mensuel moyen du bassin versant de Tensift (1981-2018).....	176
Figure 77 : Bilan hydrique mensuel moyen du bassin versant de Souss-Massa (1981-2018)....	176
Figure 78 : Évolution de la sécheresse à l'aide de l'indice rapport à la normale aux stations d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna (1972-2015).	186
Figure 79 : Évolution de la sécheresse météorologique à l'aide de l'indice l'écart à la moyenne à la station d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna (1972-2015).....	187
Figure 80 : Évolution de la sécheresse météorologique à l'aide de l'indice SPI à la station d'Aghbalou, Chichaoua et d'Adamna (1972-2015).	189
Figure 81 : Pourcentage des années sèches, normales et humides au Tensift (1972-2015).....	189
Figure 82 : Évolution de l'indice rapport à la normale des trois stations (Aoulouz, Taroudant et Agadir) pour la période (1968-2015).	191
Figure 83 : Évolution de la sécheresse météorologique à l'aide de l'indice l'écart à la moyenne à la station d'Aoulouz, Taroudant (1968-2015).	192
Figure 84 : Évolution de la sécheresse météorologique à l'aide de l'indice SPI à la station d'Aoulouz, Taroudant et d'Agadir (1968-2015).	194
Figure 85 : Pourcentage des années sèches, normales et humides aux trois stations (1968-2015).....	194
Figure 86 : Schéma récapitulatif des impacts associés aux deux phases de NAO (d'après Cassou, 2004).....	198
Figure 87 : Schéma des deux phases de WeMOI	199
Figure 88 : Évolutions des indices NAO, WeMOI et SOI avec l'indice SPI des précipitations d'Agadir à l'échelle annuelle au cours de la période 1968-2015.	201
Figure 89 : Évolutions des indices NAO, WeMOI et SOI avec l'indice SPI des précipitations de Taroudant à l'échelle annuelle au cours de la période 1968-2015.....	202
Figure 90 : Évolutions des indices NAO, WeMOI et SOI avec l'indice SPI des précipitations d'Aoulouz à l'échelle annuelle au cours de la période 1968-2015.	202

Figure 91 : Évolutions des indices NAO, WeMOI et SOI avec l'indice SPI des précipitations d'Aghbalou à l'échelle annuelle au cours de la période 1972-2015.	203
Figure 92 : Évolutions des indices NAO, WeMOI et SOI avec l'indice SPI des précipitations de Chichaoua à l'échelle annuelle au cours de la période 1972-2015.	204
Figure 93 : Évolutions des indices NAO, WeMOI et SOI avec l'indice SPI des précipitations d'Adamna à l'échelle annuelle au cours de la période 1978-2015.....	204
Figure 94 : Cartes de l'évolution du couvert végétal dans le bassin versant de Tensift (NDVI 1995-2005-2015).....	207
Figure 95 : Cartes de l'évolution du couvert végétal dans le bassin versant de Tensift (NDVI 1995-2005-2015).	209

Partie 3

Figure 96 : La situation géographique des points d'échantillonnages continentaux et marins étudiées.....	218
Figure 97 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 1-1.....	219
Figure 98 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 1-2.....	220
Figure 99 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 2-1.....	221
Figure 100 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 2-2.....	221
Figure 101 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 2-3.....	222
Figure 102 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 2-4.....	222
Figure 103 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 3-1.....	223
Figure 104 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 3-3.....	223
Figure 105 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon ECHO 3-4.....	224
Figure 106 : Répartition spatiale des éléments majeurs (en mg/kg) des échantillons continentaux.....	224
Figure 107 : Répartition spatiale des éléments traces (en mg/kg) des échantillons continentaux.....	225
Figure 108 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB8606-2.....	226
Figure 109 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB8607-2.....	227
Figure 110 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB8604-3.....	227
Figure 111 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB8601-3.....	228
Figure 112 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB6009-1.....	229
Figure 113 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB6011-2.....	229
Figure 114 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB4210-2.....	230
Figure 115 : Distribution des éléments majeurs et traces d'échantillon GéoB6010-1.....	230
Figure 116 : Répartition spatiale des éléments majeurs (en mg/kg) des échantillons marins....	231
Figure 117 : Répartition spatiale des éléments traces (en mg/kg) des échantillons marins.....	231
Figure 118 : Synthèse sur la répartition spatiale des éléments majeurs des sédiments continentaux et marins.....	232
Figure 119 : Synthèse sur la répartition spatiale des éléments en traces des sédiments continentaux et marins.....	233
Figure 120 : Simulation à l'aide d'un modèle global d'émission du flux annuel moyen d'émissions de poussières (à gauche) et du flux annuel total de dépôt (à droite).....	239
Figure 121 : Les régimes des vents pendant les saisons estivales et hivernales au-dessus de l'Atlantique Nord tropical.....	240
Figure 122 : Distribution globale des sédiments types sur les fonds océaniques.....	241
Figure 123 : Distribution spatiale d'éléments de Ca (en mg/kg).....	243

Figure 124 : Distribution spatiale d'éléments d'Al (en mg/kg).....	244
Figure 125 : Distribution spatiale d'éléments de Fe (en mg/kg).....	245
Figure 126 : Distribution spatiale d'éléments de K (en mg/kg).....	246
Figure 127 : Distribution spatiale d'éléments de Mg (en mg/kg).....	246
Figure 128 : Distribution spatiale d'éléments de Si (en mg/kg).....	247
Figure 129 : Distribution spatiale d'éléments de Ti (en mg/kg).....	248
Figure 130 : Distribution spatiale de rapport Fe/Ca (en mg/kg).....	249
Figure 131 : Distribution spatiale de rapport K/Ca (en mg/kg).....	249
Figure 132 : Distribution spatiale de rapport K/Al (en mg/kg).....	250
Figure 133 : Distribution spatiale de rapport Ti/Al (en mg/kg).....	251
Figure 134 : Distribution spatiale de rapport Si/Al (en mg/kg).....	252
Figure 135 : Situation géographique de la carotte 8601-3 (l'étoile jaune)	261
Figure 136 : Distribution des teneurs des éléments chimiques en fonction de la profondeur.....	263
Figure 137 : Distribution des teneurs des rapports chimiques en fonction de la profondeur.....	264
Figure 138 : Distribution des teneurs d'élément du K, Fe, Al, Ca et des rapports du Fe/Ca, K/Ca, Si/Al et Ti/Al de la carotte GeoB8601-3 en fonction de l'âge (AP).....	268
Figure 139 : Situation géographique de la carotte Geo8601-3.....	277
Figure 140 : Températures estimées de surface marine à partir le rapport Mg/Ca des foraminifères planctoniques (G.buloides) selon la méthode de Mashiotta, 1999.....	279
Figure 141 Températures estimées de surface marine à partir le rapport Mg/Ca des foraminifères planctoniques (G.buloides) selon la méthode d'Elderfield et al, (2000).....	280
Figure 142 : Enregistrements Mg/Ca (mmol/mol) de la carotte GeoB8601-3 obtenues sur Globigerina bulloides.....	282
Figure 143 : Paléotempératures de surface estimées par la mesure du rapport Mg/Ca du foraminifère planctonique G. bulloides (Calibration de Mashiotta, 1999 et d'Elderfield et al, 2000).....	283
Figure 144 : Comparaison des enregistrements climatiques au large du sud-ouest du Maroc...	287

TABLE DES TABLEAUX

Partie 1

Tableau 1 : Évolution des différents gaz à effet de serre.	83
Tableau 2 : Les paramètres climatiques et leurs échelles spatiales et temporelles.....	100
Tableau 3 : Identification de stations pluviométriques.....	110
Tableau 4 : Identification de stations thermométriques.....	111
Tableau 5 : Informations détails concernant les prélèvements continentaux étudiés.....	114
Tableau 6 : Informations détails concernant les prélèvements marins étudiés.....	116
Tableau 7 : Caractéristiques de model d'âge adopté pour la carotte GeoB8601-3.....	129

Partie 2

Tableau 8 : Identification de stations pluviométriques retenues.....	136
Tableau 9 : Identification de stations thermométriques retenues.	137
Tableau 10 : Découpage de la chronique des pluies des trois stations en périodes homogènes.....	143
Tableau 11 : Découpage de la chronique des pluies des trois stations en périodes homogènes.....	145
Tableau 12 : Résultats des tests de détection de rupture appliqués aux séries pluviométriques annuelles.....	152
Tableau 13 : Caractéristiques statistiques des trois stations (1972-2015).....	158
Tableau 14 : Caractéristiques statistiques des trois stations (1968-2015).....	160
Tableau 15 : Pluies saisonnières et leurs contributions dans les pluies moyennes annuelles à la station de Chichaoua, d'Aghbalou et d'Adamna (1972-2015).....	165
Tableau 16 : Pluies saisonnières et leurs contributions dans les pluies moyennes annuelles à la station d'Agadir, Taroudant et d'Aoulouz (1968-2015).....	166
Tableau 17 : Estimation des moyennnes anuelles de bilan hydrique dans les deux bassin versants étudiés (1981-2018).....	175
Tableau 18 : Ccatégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs de l'ISP.....	185
Tableau 19 : Fréquence des années sèches, normales et humides des trois stations à l'aide de l'indice rapport à la normale.....	185
Tableau 20 : Fréquence des années sèches, normales et humides des trois stations à l'aide de l'indice rapport à la normale.....	190

Partie 3

Tableau 21 : Informations détails sur les prélèvements continentaux.....	219
Tableau 22 : Informations détails sur les prélèvements marins mentionnées dans cette étude...	226
Tableau 23 : Les caractéristiques géochimiques des sédiments de surface marins obtenues.....	278
Tableau 24 : Les caractéristiques géochimiques de la carotte GeoB8601-3 obtenues sur Globigerina bulloides.....	281