



**HAL**  
open science

**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**

Zineb Zamrane

► **To cite this version:**

Zineb Zamrane. 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; Université Cadi Ayyad (Marrakech, Maroc). Faculté des sciences Semlalia, 2016. Français. NNT : 2016MONTT181 . tel-01690063

**HAL Id: tel-01690063**

**<https://theses.hal.science/tel-01690063>**

Submitted on 22 Jan 2018

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

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

# THÈSE

Pour obtenir le grade de  
**Docteur**

Délivré par **Université Montpellier**

Préparée au sein de l'école doctorale **GAIA**  
Et de l'unité de recherche **Hydrosciences**

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Eau**

Présentée par **ZINEB ZAMRANE**

**RECHERCHE D'INDICES DE VARIABILITE  
CLIMATIQUE DANS DES SERIES  
HYDROCLMATIQUES AU MAROC :  
IDENTIFICATION, POSITIONNEMENT TEMPOREL,  
TENDANCES ET LIENS AVEC LES FLUCTUATIONS  
CLIMATIQUES : Cas des grands bassins de la  
Moulouya, du Sebou et du Tensift.**

Soutenue le 01/06/2016 devant le jury composé de

Mr Younes Fakir,	PES,	FSS Marrakech	President
Mr Gil Mahé,	HDR,	Hydrosciences	Directeur de thèse
Mr Nour-Eddine Laftouhi,	PES,	FSS Marrakech	Co-directeur de thèse
Mr Benoit Laignel,	HDR,	Univ.Rouen	Co-directeur de thèse
Mr LAhcen Benabidate,	PES,	FST Fes,	Rapporteur
Mr Ilias Kacimi,	PES,	FS Rabat,	Rapporteur
Mr Alain Dezetter,	chargé de	Hydrosciences,	Examineur
	recherche,		



## AVANT PROPOS

Cette thèse intitulée «*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.*» a été réalisée au sein du laboratoire d'Hydrosciences à l'université de Montpellier, le laboratoire GEOHYD, le département de géologie à l'université Cadi Ayyad Marrakech et l'UMR CNRS 6143 Morphodynamique Continentale et Côtière (M2C) à l'Université de Rouen, sous la direction respective de Gil Mahé, Nour Eddine Laftouhi et Benoît Laignel.

# REMERCIEMENT

La plus grande difficulté avec les remerciements, c'est d'essayer de penser à tout le monde. Mais durant toute cette période de thèse, il y a tellement de personnes que j'ai croisé qui m'ont aidé, que je ne peux pas tous les citer. Et je m'excuse donc par avance pour les noms qui ne sont pas cités.

Tout d'abord merci à mes Directeurs de thèse, Gil Mahé, Nour-Eddine Laftouhi et Benoît Laignel, pour le travail effectué, les discussions scientifiques, les conseils au cours de l'élaboration de cette thèse et l'enthousiasme associé.

J'exprime tous mes remerciements à l'ensemble des membres de mon jury : XXXXX

Merci à mes collègues Doctorants : Samia, Fatima, Hicham, Warda, Mourad, Fatma Kotti, Judith et Mouyo. Merci également Roger de l'accueil d'hydrosciences pour les moments pause déjeuné accompagnée de beaucoup de papotage et à Mme Houria Zryra, la secrétaire du département de Géologie Semlalia et la meilleure aussi.

Mes remerciements vont aussi à ma petite famille et mes amis qui, avec cette question récurrente, « quand est-ce que tu la soutiens cette thèse ? », bien qu'angoissante en période fréquente de doutes, m'ont permis de ne jamais dévier de mon objectif final.

À titre plus personnel je remercie mes parents, pour avoir toujours été là, pour m'avoir donné la chance de faire de longue étude, pour leur soutien sans limites durant toute ma scolarité. Merci à mes deux petites sœurs Titma et Aida pour les bons moments ensemble pour oublier un peu mon stress de thèse.

Bien sûr, merci à Tasnime ma meilleure amie et ma colloque qui essaye de me remonter le moral même pendant ses moments de déprime (chose qui est normale puisqu'elle aussi est en thèse) et désolée pour nos petites et grandes disputes. Un merci aussi à meilleure copine Zineb pour le long parcours qu'on a passé ensemble et à Mozzi, Ossama, Ahmed, Said, Amal. Je n'oublie pas bien sur le petit Jad et maman Chaymae (la liste est longue).

Voilà, c'était long mais il y a eu tellement de personnes qui ont compté pour moi.

# RESUME

Ce travail consiste à caractériser la variabilité temporelle et spatiale des séries chronologiques de paramètres hydroclimatiques (pluies, débits) au niveau de trois grands bassins au Maroc ; (bassins de la Moulouya, du Sebou et du Tensift) et à chercher les liens entre cette variabilité hydrologique et les fluctuations climatiques matérialisées par différents indices climatiques, NAO, SOI, WMOI. L'approche de l'étude est basée sur le traitement statistique des séries temporelles liées aux dimensions temps et espace.

Les grands bassins versants à l'échelle continentale comme le Tensift, le Sebou et la Moulouya en climat méditerranéen sous influence océanique, intègrent sur des grandes surfaces la réponse hydrologique aux changements climatiques et environnementaux (fluctuations du climat, précipitations, débits) à de larges échelles spatiales et temporelles, mais également les modifications du milieu physique d'origine anthropique (changements d'occupation des sols, aménagements...), ce qui rend parfois difficile l'identification des liens entre la variabilité hydrologique et la variabilité climatique. Les principaux objectifs de ce travail sont de déterminer et de quantifier les relations entre la variabilité hydroclimatique et les fluctuations du climat à l'échelle de chaque bassin étudié et de ses principaux sous-bassins, via l'utilisation de méthodes d'analyses spectrales adaptées à l'étude des processus non stationnaires (analyse en ondelettes continues, analyse de la cohérence par ondelettes). Plusieurs modes de variabilités sont identifiés à partir de l'analyse par station (pluies et débits), du cycle annuel au mode 16-22 ans. L'analyse par station sera complétée par une analyse par maille, dont les données sont issues d'un fichier (SIEREM) couvrant la période 1940-1999, où on identifie des fréquences de 1 an au 8-16 ans, distinguées sur des périodes différentes au niveau de chaque bassin, permettant ainsi une décomposition de la variabilité spatiale des signaux mis en évidence. Trois principales discontinuités sont identifiées en 1970, 1980 et 2000. La contribution des indices climatiques est assez importante variant 55% et 80%.

**Mots-clefs :** Moulouya, Sebou, Tensift, variabilité hydrologique, fluctuations climatiques, analyse ondelettes continues, cohérence par ondelette, indices climatiques, SIEREM.

ملخص

يرتكز هذا العمل على دراسة في أبعاد الزمان والمكان لسجلات سلسلة زمنية من المعلومات الهيدرولوجية (معدلات هطول الأمطار و تدفق مياه الأودية) في ثلاثة أحواض كبرى (أحواض ملوية، سبو و تانسيفت) والسعي إلى الربط بين تقلبات المناخ والتقلبات الهيدرولوجية التي تتجسد من خلال المؤشرات المناخية المختلفة OAN، IOS، و IOMW ويستند هذا النهج إلى دراسة في التحليل الإحصائي لسلسلة زمنية، المتعلقة بأبعادها بالزمان والمكان

أحواض المياه القارية كتانسيفت، سبو وملوية تقع تحت تأثير مناخ متوسطي ومحيطي تدمج على مساحات واسعة الاستجابة الهيدرولوجية للتغيرات المناخية والبيئية (تقلبات المناخ وهطول الأمطار، وتدفقات) على نطاقات مكانية وزمانية كبيرة، ولكن أيضا تغييرات في البيئة المادية بشرية المنشأ (التغيرات في استخدام الأراضي، والتطورات ...)، مما يجعل أحيانا من الصعب تحديد الروابط بين التقلبات الهيدرولوجية والتقلبات المناخية. الأهداف الرئيسية من هذا العمل تتركز على تحديد وقياس العلاقة بين التقلبات الهيدرولوجية والتقلبات المناخية في كل حوض شملته الدراسة والأحواض الفرعية باستخدام طرق التحليل الطيفي وتكييفها وفقا لدراسة العمليات غير الثابتة (تحليل المويجات المستمر و التماسك).

تم تحديد عدة طرق من أجل دراسة التغيرات بالمحطة هيدرولوجية (هطول الأمطار، وتدفقات)، حيث تم تحديد التغير من سنة واحدة إلى 16-22 سنوات وسوف يستكمل بتحليل شبكي بالإعتماد على معطيات متأتية من ملف MEREIS يغطي الفترة من 1940 إلى 1999 التي تم تحديد الترددات من سنة واحدة إلى 16-8 سنوات والتي ستسمح بتسليط الضوء على التباين المكاني للتغيرات المناخية، ثلاث تغيرات ثم تحديدها سنة 1970، 1980، 2000. مساهمة المؤشرات المناخية ما بين 55% و 80%

**كلمات البحث :** ملوية سبو، تانسيفت، والتحليل المستمر للمويجات و تماسك المويجات، SIEREM، مؤشرات مناخية

## ABSTRACT

This work is to characterize the temporal and spatial variability of hydroclimatic time series (rainfall, flow) at three large basins in Morocco; (basins of the Sebou and Moulouya Tensift) and look links between the hydrologic variability and climate fluctuation materialized by various climate indices, NAO, SOI, WMOI. The approach to study is based on statistical analysis of time series, related to time and space dimensions.

The great watershed of continental scale as Tensift, Sebou and Moulouya in Mediterranean climate under oceanic influence, integrate over large areas the hydrological response to climate and environmental changes (climate fluctuations, precipitation, flows) not only to large spatial and temporal scales, but also to changes in the physical environment anthropogenic (land use changes, developments ...), which sometimes makes difficult to identify the links between hydrological variability and climate variability. The main objective of this work is to determine and quantify the relationships between hydrological variability and climate fluctuations (regionalised precipitation, climate change indexes) across each studied basin and its main sub-basins, via using spectral analysis methods adapted to the study of non-stationary processes (continuous wavelet analysis, coherence analysis wavelet). Many modes of variability are identified from the station analysis (rainfall and flow rates), the annual cycle to 16-22 years, this analysis will be complemented by a grid analysis, the data come from a (SIEREM) file covering the period from 1940 to 1999, which will allow a better understanding of the spatial variability of signals set highlighted. Which is identified frequencies the 1 year 8-16 years, distinguished different time periods at each basin, three main discontinuities identified in 1970, 1980 and 2000. The contribution of climatic indices is important enough it is between 55% and 80%.

**Keywords:** Moulouya, Sebou, Tensift, continuous wavelet analysis, wavelet coherence, climate changes indexes, SIEREM.

# TABLE DES MATIERES

## TABLE DES MATIERES

AVANT PROPOS.....	2
REMERCIEMENT.....	3
RESUME .....	3
ملخص.....	4
ABSTRACT .....	5
TABLE DES MATIERES .....	6
INTRODUCTION GENERALE.....	11
PARTIE I : CONTEXTE ET METHODOLOGIE .....	18
I. Contexte général des zones d'étude .....	20
1. Contexte générale du bassin de la Moulouya.....	20
1.1 Aperçu géomorphologique .....	20
1.2 Contexte climatique .....	26
1.3 Contexte hydrologique .....	27
2. Description générale du bassin du Sebou .....	30
2.1 Aperçu géomorphologique .....	30
2.2 Contexte climatique .....	33
2.3 Contexte hydrologique .....	34
3. Description générale du bassin du Tensift .....	38
3.1 Contexte géomorphologique .....	38
3.2 Contexte climatique .....	42
3.3 Contexte hydrologique .....	43
II. Données et méthodologie.....	46
1. Données utilisées .....	46
1.1 Données hydrologiques.....	46
1.2 Données climatiques .....	49
2. Méthode d'analyse des séries chronologiques.....	51
2.1 Analyse descriptive .....	51
2.2 Analyse spectrale .....	54
PARTIE II : ETUDE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE ET SON INFLUENCE SUR LE MAROC ..	63
I. Synthèse bibliographique sur les tendances climatiques au Maroc .....	64
1. Précipitations .....	64
2. Débits .....	67
3. Evénements hydrologiques extrêmes au Maroc : sécheresses et inondations	

## TABLE DES MATIERES

3.1	La sécheresse au Maroc .....	68
3.2	Les inondations au Maroc .....	69
II.	Analyse des ondelettes continues : meilleur outil pour l'analyse des cycles dans les chroniques climatiques.....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
1.	Analyse de Fourier.....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
2.	Analyse d'ondelette continue .....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
3.	Choix de l'ondelette.....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
4.	Application.....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
III.	Étude des modes de fluctuations du climat et leurs échelles de temps caractéristiques .....	71
1.	Oscillation Nord Atlantique (NAO) .....	71
2.	Oscillation de la Méditerranée occidentale (WeMOI).....	72
3.	Indice d'oscillation australe (Soi).....	73
PARTIE III : CARACTERISATION DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE .....		75
I.	Étude des caractéristiques Pluviométriques et hydrologiques des zones d'étude	76
1.	Indice pluviométrique et hydrométrique.....	76
1.1	Variabilité hydroclimatique dans le bassin de la Moulouya .....	77
1.2	Variabilité hydroclimatique dans le bassin du Sebou .....	78
1.3	Variabilité hydroclimatique dans le bassin du Tensift.....	79
2.	Étude du coefficient d'écoulement .....	80
2.1	Coefficient de ruissellement au niveau du bassin de la Moulouya.....	81
2.2	Coefficient de ruissèlement ai niveau du bassin de Sebou .....	81
2.3	Coefficient de ruissèlement au niveau du bassin du Tensift .....	82
3.	Détection des ruptures sur les séries chronologiques.....	83
4.	Calcule des extrêmes hydrologiques.....	85
II.	Détermination des modes de variabilités pluviométrique par la méthode des ondelettes continues .....	90
1.	Étude de la variabilité des pluies de 1968-2010.....	91
2.	Études de la variabilité de la série des pluies des données SIEREM de 1940-1999 .....	94
III.	Déterminer les modes de variabilités hydrologiques des bassins d'étude par la méthode des ondelettes continues.....	98
PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDELETES CONTINUES POUR DETERMINER LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES, PLUIES ET DEBITS.....		105

## TABLE DES MATIERES

I. Utilisation de la cohérence par ondelette pour déterminer les liens entre indices climatiques, pluie et débit .....	107
1. Identification des modes de variabilité des fluctuations du climat.....	107
1.1 Identification de la variabilité des indices climatiques par les LOESS.....	108
1.2 Identification de la variabilité des indices climatiques par ondelette .....	110
1.3 Synthèse des échelles de temps caractéristiques des fluctuations climatiques à l'échelle globale .....	112
2. Apports de la cohérence par ondelettes continues pour la caractérisation des liens potentiels entre indices climatiques, pluies et débits .....	112
<b>2.1</b> Application à la relation entre indice climatique (NAO, SOI et WMOI) et précipitation .....	113
2.2 Application à la relation entre indice climatique (NAO, SOI et WMOI) et Débit	126
2.3 Détermination de l'origine des modes de variabilité des débits de la zone d'étude : comparaison avec les pluies stationnelles et SIEREM .....	102
II. Influence climatique sur les pluies et débits à l'échelle interannuelle .....	134
1. Influence climatiques alternatives sur les débits à l'échelle inter-annuelle dans le bassin de la Moulouya et du Sebou .....	134
2. Influence climatiques alternatives sur les débits à l'échelle inter-annuelle dans le bassin du Tensiff. ....	137
III. Influence de la modification du milieu sur la variabilité hydrologique .....	139
CONCLUSION GENERALE .....	142
Perspectives.....	149
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	150
ANNEXES .....	174
LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX.....	190

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Dans des études récentes notamment celle du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) (2007), le changement climatique à long terme fait référence à une modification des paramètres climatiques dans le temps et dans l'espace (local, régional et mondial) et dont l'impact peut inclure l'élévation du niveau de la mer, la désertification (Seguin, 2010, Puigdefabregas et Mendizabal, 1997), la diminution des ressources de la biodiversité et d'eau douce (Middelkoop *et al.*, 2001, Hadria *et al.*, 2005, Greene et Pershing, 2000; Parsons et Lear, 2001; Lomas et Bates, 2004), et l'accentuation des phénomènes hydrologiques extrêmes tels que les inondations et les sécheresses (Boukrin, 2011, Salama and Tahiri, 2010). Le climat varie aussi en raison de facteurs astronomiques (rayonnement solaire, atmosphère) (Christoph *et al.*, 2004), les facteurs géographiques (topographie, océan) (Bigot *et al.*, 2005) et météorologiques.

La variabilité globale du climat à court terme est généralement associée avec des phases de phénomènes océaniques et atmosphériques couplés dont El Niño (ENSO) et l'Oscillation Nord Atlantique (NAO). 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 ont été utilisées dans plusieurs recherches pour développer des modèles précis à mesure de prévoir la variabilité climatique (Pan *et al.*, 2004; Miller *et al.*, 2006).

Les bassins versants, intègrent les hétérogénéités de nombreux paramètres, notamment hydrologiques, sédimentaires et climatiques. De plus, ils sont affectés par les activités anthropiques. Ils peuvent donc être considérés comme des indicateurs représentant à la fois les variations du climat et les activités humaines, dans un contexte de changement global. De nombreuses études concernant le fonctionnement global du système Terre ont utilisé les transferts d'eau des grands bassins versants comme « archives » des changements climatiques et environnementaux à une échelle globale. Par exemple, en utilisant des enregistrements historiques de débits, Labat *et al.* (2004) et Labat (2006, 2008, 2010) concluent à une augmentation du ruissellement global en relation avec le réchauffement climatique, et montrent également l'existence de relations entre des oscillations du cycle hydrologique continental et des « forçages » climatiques, comme le phénomène ENSO (« El Niño Southern Oscillation ») ou la NAO (« North Atlantic Oscillation »). La variabilité des conditions hydrologiques des deux côtés de l'océan Atlantique (NW en France, N Afrique, Etats-Unis) et leur relation avec les fluctuations internes du système climatique ont été étudiées par Laignel *et al.* (2010) où les

liens potentiels entre la variabilité hydrologique les indices climatiques tels que les NAO, SOI et PDO ont été soulignées.

Depuis le début des années 1980, la région sud de la Méditerranée a connu une série d'années sèches (Pachauri et Reisinger 2007). Cette sécheresse affecte réellement l'ensemble de l'hémisphère Nord (Lotsch *et al.*, 2005) et résulte de la perturbation du système océan-atmosphère. Les pays du Sud et de l'Est de la Méditerranée sont particulièrement vulnérables à la variabilité climatique car ils sont exposés à une désertification accélérée, à l'aridité du sol et à la raréfaction des ressources en eau dans un contexte de croissance démographique et une demande en eau croissante. En outre, leurs structures économiques dépendent lourdement des ressources naturelles, et ils ont les capacités techniques et financières pour la mise en œuvre des options d'adaptation à grande échelle (Bleu, 2008).

Les côtes méditerranéennes reçoivent plus de précipitations en hiver lorsque des perturbations synoptiques extratropicales traversent la région. Knippertz *et al.* (2003) expliquent que les pluies d'hiver frontal qui affectent régulièrement les parties nord et ouest du Maroc et la côte algérienne, ne parviennent généralement pas du côté sud des montagnes de l'Atlas. La contribution des pluies d'été n'est pas négligeable car elles aident à maintenir l'approvisionnement en eau des oasis dans le nord de la Mauritanie, le sud du Maroc, et l'ouest de l'Algérie.

La variabilité hydrologique en Afrique a été étudiée par de nombreux auteurs depuis le début de la période de sécheresse récente dans les années 1970. De nombreuses études ont porté sur les zones sahéliennes (Winstanley 1973, Bunting *et al.*, 1976, Lamb 1978, 1982, Nicholson 1979 Olivry 1983, 1987, Hulme 1992, Mahé et Paturel, 2009). Certains auteurs ont comparées les précipitations sahéliennes avec les précipitations dans les autres régions de l'Afrique, en particulier en Afrique de l'Ouest, mais aussi en Afrique centrale (Sircoulon 1976, 1985, Lambergeon 1977, Motha *et al.*, 1980, Nicholson 1980 1983, Hulme, 1992, Mahé et Olivry 1995), et d'autres ont utilisés des anomalies standardisées de série chronologique hydrologique en Afrique du Nord (Taibi *et al.* 2013, Khomsi *et al.* 2013).

Le Maroc connaît actuellement la plus longue période sèche de son histoire moderne, caractérisée par une diminution des précipitations et une nette tendance à la hausse des températures (Driouech *et al.* 2010, Khomsi *et al.* 2013). Au cours de la période 1961 à 2004 la fréquence et la gravité des sécheresses ont considérablement augmenté.

En climatologie, comme dans de nombreux domaines de la recherche, l'analyse des séries chronologiques est une question fondamentale (von Storch et Zwiers, 1999; Ghil *et al.* 2002). Différentes approches méthodologiques existent pour détecter les changements potentiels dans les enregistrements hydrologique et climatique historiques (par exemple les analyses statistiques de tendances). Ces méthodes ont déjà été utilisées dans plusieurs études au niveau du Maroc.

L'analyse spectrale a essentiellement pour but d'identifier les principales bandes fréquentielles, ainsi que les périodicités potentielles présentes dans un signal. La méthode classique pour étudier ces données par décomposition en fréquence est l'analyse de Fourier (Priestley, 1992; Brockwell et Davis, 1987) qui représente une méthode imprécise et inefficace de localisation temps-fréquence, car elle impose un 'intervalle de réponse'. C'est une méthode d'analyse pour extraire des informations de fréquence locale d'un signal. Contrairement aux méthodes spectrales classiquement utilisées (comme la transformée de Fourier), la transformée en ondelettes permet une localisation dans le temps de la variabilité d'un signal donné. De plus, cette méthode autorise d'outrepasser une seconde limitation de la transformée de Fourier, qui implique de détecter des cycles. Or, la variabilité des paramètres naturels (que ce soit des variables climatiques ou hydrologiques), ne s'exprime pas toujours au travers de cycles ou périodicités, en tous les cas pas nécessaire à l'échelle de temps considérée. Pour décrire correctement ces fluctuations, il est donc nécessaire d'identifier des « pics d'énergie » ou des « bandes d'énergie » recouvrant certaines échelles de temps, ce qu'autorise la transformée en ondelettes sur les échelles de temps considérées où les processus climatiques sont souvent non stationnaires. La transformation par ondelettes, un processus de décomposition d'une série de fréquences dans le temps et de l'énergie sur les composants temps, est maintenant un outil d'analyse établie pour les processus non stationnaires (Torrence and Compo 1998, Daubechies 1990, Labat *et al.* 2000, 2005, 2010). Les analyses en ondelettes continues, permettent de détecter les structures (périodicités, fluctuations) et leur évolution au cours du temps (discontinuités) des signaux instationnaires (Torrence and Compo 1998, Daubechies 1990, Labat *et al.* 2000, 2005, 2010, Lafrenieres and Sharp 2003, Massei *et al.* 2009, 2011).

La transformation en d'ondelettes a été appliquée avec succès à l'analyse des caractéristiques climatiques, telle que la caractérisation de la réponse hydrologique (Massei *et al.* 2009, Rossi *et al.* 2009, Smith *et al.* 1998), la structure temporelle de l'oscillation australe (Wang et Wang, 1996), la variabilité de la température interannuelle et les changements dans la température mondiale (Park et Mann, 2000). Dans la littérature, on trouve ainsi des exemples de

l'application de la transformée en ondelettes pour l'analyse des précipitations (Nolin et Hall-McKim, 2006, Masseil *et al*, 2007, Fritier *et al*, 2012), de la hauteur d'eau des lacs (Kucuk *et al*, 2009), des précipitations/débits (Zume et Tarhule, 2006).

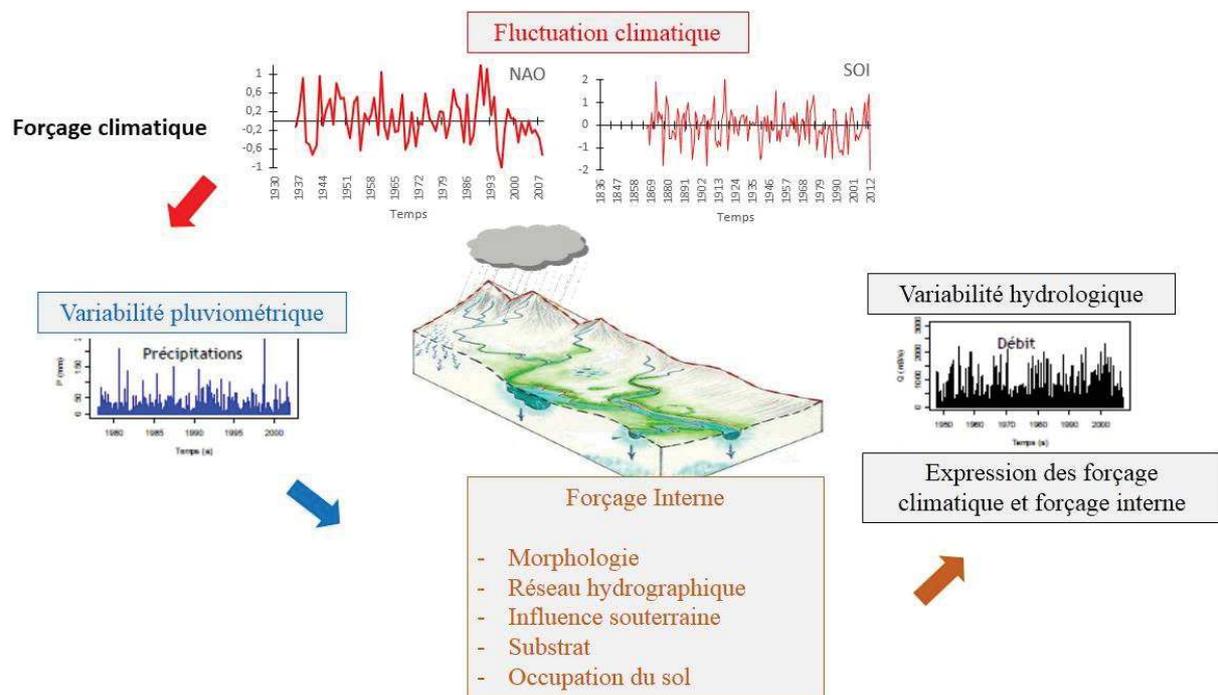
Il sera proposé d'étudier la variabilité temporelle de la réponse hydrologique (changements à long terme, oscillations et fluctuations des variables hydrologiques) par l'analyse de séries chronologiques (précipitations, débits) en relation avec les fluctuations climatiques (représentées par des indices climatiques tels que SOI, la NAO et WMOI). D'autres facteurs pouvant influencer la réponse hydrologique, notamment les modifications du milieu physique (changements de l'occupation des sols, aménagements) qui sont importantes sur les bassins versants. Ce travail a été principalement mené sur trois régions au Maroc : le bassin de la Moulouya méditerranéen, situé au Nord Est du Maroc, le bassin du Sebou étendu au Nord-Ouest sur l'Océan Atlantique et la mer Méditerranée et le bassin du Tensift, de contexte continental situé au centre Ouest du pays. Ces régions sont localisées dans des contextes climatiques et géomorphologiques différentes.

L'étude s'articule autour des questionnements suivants :

- (i) les données analysées sont-elles représentatives du point de vue régional / temporel ?
- (ii) Peut-on observer des changements significatifs dans le comportement hydrologique et climatique des bassins versants ces trente dernières années ?
- (iii) Comment s'expriment les modes de variabilité hydrologique et climatique pour les bassins versants ? Y a-t-il une variabilité hydrologique intra-bassin et inter-bassins avec deux types de données : station de mesure et maillage ?
- (iv) Quels sont les points communs et les différences entre les bassins ? Est-ce que les points communs entre les bassins versants peuvent être expliqués par les indices climatiques et lesquels ?

Ce travail de thèse a essentiellement pour but de mieux comprendre la variabilité hydrologique des grands bassins versants du Maroc (Moulouya, Sebou et Tensift) et de caractériser les liens existants entre cette variabilité et les fluctuations climatiques (figure 1). Les choix de cette étude sur les bassins versants de la Moulouya, du Sebou et du Tensift, est dû au contexte climatique de chaque bassin versant et son origine géographique par rapport au Maroc, la superficie qu'occupent ses bassins au niveau du Maroc (Parmi les plus grands bassins) et l'hétérogénéité en surface des bassins pour être représentatifs d'une grande variété de situation.

Il sera proposé d'étudier la variabilité temporelle de la réponse hydrologique (changements à long terme, oscillations et fluctuations des variables hydrologiques) par l'analyse de séries chronologiques (précipitations in situ et interpolé, débits) en relation avec les fluctuations climatiques (représentées par des indices climatiques comme la SOI, la NAO et WMOI). Les autres facteurs pouvant influencer la réponse hydrologique notamment la lithologie, occupation des sols, influence de la nappe affectant le débit seront légèrement abordés.



**Figure 1 :** Schéma général de la démarche adoptée au cours de cette étude, afin de déterminer les facteurs contrôlant variabilité hydrologique dans la zone d'étude.

Les objectifs spécifiques de ce travail de thèse sont :

- Déterminer et quantifier les principaux modes de la variabilité de la réponse hydrologique et climatique de la Moulouya, du Sebou et du Tensift.
- Déterminer la variabilité hydrologique intra-bassin et inter- bassins avec deux types de données : station de mesure et maillage
- étudier et quantifier les relations entre la variabilité hydrologique et les fluctuations climatiques.
- Dédire les facteurs de contrôle climatique et physiographique (barrages, occupation des sols) à l'origine des changements hydrologiques.

## INTRODUCTION GENERALE

La thèse est structurée en 4 parties déclinées en chapitre. Le premier chapitre portera sur la présentation des trois zones d'études, la méthodologie employée ainsi que la base de données utilisée. Le deuxième chapitre fera l'objet de l'étude bibliographique de la variabilité climatique au Maroc. Le troisième présentera la variabilité hydroclimatique, les principaux modes de variabilité des pluies et des débits au niveau des bassins de la Moulouya, du Sebou et du Tensift. La quatrième partie sera consacrée à la contribution des facteurs climatiques en déterminant de prime à bord les échelles de temps caractéristiques de la variabilité des principaux indices climatiques et l'étude des liens avec les paramètres hydrologiques.

PARTIE I : CONTEXTE ET METHODOLOGIE

PARTIE I : CONTEXTE ET METHODOLOGIE

Le Maroc est un pays du nord-ouest de l'Afrique qui fait partie des pays de la rive sud-méditerranéenne et s'ouvre également sur l'Atlantique. Il possède un relief complexe qui sépare le Sahara des plaines atlantiques et de la côte méditerranéenne. Les montagnes de l'Atlas atteignent 4000 m et représentent un élément important pour la distribution des précipitations sur le pays.

Le Maroc n'a pas échappé au changement climatique global (Knipperts *et al.* 2003 ; Sebbar *et al.*, 2011). Il dispose d'un climat aride à semi-aride à forte influence méditerranéenne qui peut être liée à des effets locaux, à une tendance générale, ou en relation avec des phénomènes de plus larges ampleurs.

Sur une période de 30 ans le volume moyen annuel des précipitations est de 150 milliards de m<sup>3</sup>, répartis sur 300 000 km<sup>2</sup> des 710 000 km<sup>2</sup> du Maroc car les pluies sont négligeables sur les 200 000 km<sup>2</sup> très arides du Sud marocain (DRPE, 2002).

Le ruissellement des eaux de pluie et le dégorgeement des nappes aquifères apportent aux rivières une moyenne de 21 milliards de m<sup>3</sup>/an (SEEE, 2009) qui, s'il n'existait pas d'ouvrages de retenue, gagneraient naturellement la mer, le désert ou l'extérieur des frontières.

Les volumes actuellement exploités dans les nappes, ainsi que ceux qui pourraient être récupérés dans ces nappes sur l'évaporation et les écoulements vers la mer ou au-delà des frontières peuvent se chiffrer au total à 3,5 milliards de m<sup>3</sup>/an (SEEE, 2009). Les ressources en eau qui se renouvellent chaque année atteignent donc quelque 25 milliards de m<sup>3</sup>, soit 17 % des précipitations (SEEE, 2009).

Compte tenu des eaux salées et d'une régularisation qui devrait pouvoir atteindre 70 % des ressources, on retient le chiffre de 16 milliards de m<sup>3</sup>/an pour le volume des ressources mobilisables.

Les précipitations moyennes annuelles varient entre 100mm au Sud du Maroc et 800mm au Nord (Bouaicha et Benabdelfadel, 2010). Les températures de l'air dépassent 40°C dans certaines régions pendant l'été, ce qui donne un poids non négligeable à l'évapotranspiration et à son influence sur le bilan hydrique des bassins versants de la région (Snoussi 1988).

Les choix de cette étude sur les bassins versants de la Moulouya, du Sebou et du Tensift, s'expliquent par les raisons suivantes :

- Le contexte climatique de chaque bassin versant et son origine géographique par rapport au Maroc
- La superficie qu'occupent ses bassins au niveau du Maroc (parmi les plus grands bassins)
- L'hétérogénéité en surface des bassins pour être représentatifs d'une grande variété de situations
- Et l'alimentation d'une grande partie des barrages par ces bassins.

## I. Contexte général des zones d'étude

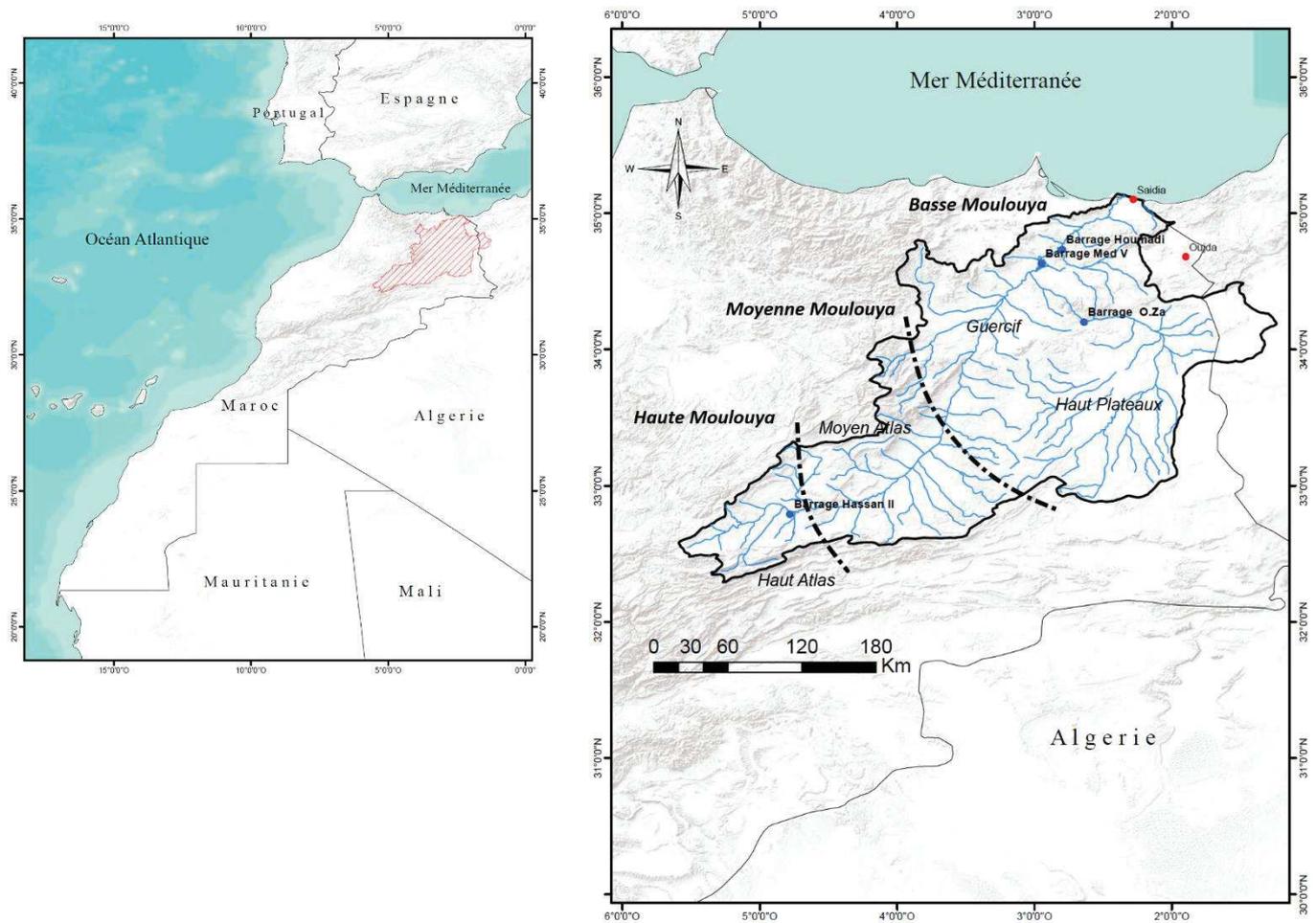
Le contexte général de chaque bassin sera présenté séparément afin de mieux faire ressortir leurs spécificités sur le plan géomorphologique, géologique, climatique et hydrologique.

### 1. Contexte général du bassin de la Moulouya

#### 1.1 Aperçu géomorphologique

Le bassin versant de la Moulouya couvre à peu près la totalité du Maroc oriental (figure 2) avec une superficie de 55 500 km<sup>2</sup> ([www.water.gov.ma](http://www.water.gov.ma)). Géographiquement il se situe entre les latitudes 32° 18' et 35° 8' Nord et les longitudes 1° 11' et 5° 37' Ouest et présente une forme allongée de direction générale ENE-WSW.

Il est limité au Nord-Ouest par les bassins Côtiers Méditerranéens, à l'Ouest par le bassin versant de l'oued Sebou, au Sud-Ouest par le bassin versant de l'oued Oum Er-Rebia, au Sud par le bassin versant de l'oued Ziz, au Sud Est par le bassin versant de l'oued Guir et à l'Est par le territoire Algérien. La rivière de la Moulouya d'une longueur d'environ 600 km prend sa source à Alemsid à une altitude de 1 170 m à la jonction du massif du Moyen Atlas et du Haut Atlas et se jette en Méditerranée à Saidia (Ras el ma).



**Figure 2 :** Situation géographique du bassin de la Moulouya

À l’Ouest du bassin de la Moulouya, l’analyse globale du relief est caractérisée par une haute barrière montagneuse ; le Moyen Atlas au Sud-Ouest et le Rif Oriental forment la limite Nord-Ouest du bassin formé par un substrat tendre. La limite Sud du bassin de la Moulouya est formée par le Haut Atlas, constitué par de nombreux massifs qui s’étalent entre 2 000 m et 3 700 m. Les hauts plateaux sont caractérisés par un relief de collines dont l’altitude est située entre 1 000 et 1 500m.

Les chaînes de montagnes situées à l’intérieur du bassin versant dans sa partie Nord-Est sont formées par la chaîne de Horsts, la chaîne de Beni-Bouyahi et Beni Snassene. La Moyenne Moulouya forme une vallée de l’oued Moulouya et couvre une superficie de 16 800 km<sup>2</sup>, limitée de l’Est vers l’Ouest par la chaîne du Haut Atlas ainsi que les hauts plateaux et par le Moyen Atlas. Au Nord on trouve la plaine de Guercif et de Trifa (Basse Moulouya), vaste plaine recevant des matériaux détritiques provenant de la chaîne des Beni Snassene.

La cuvette de la Haute Moulouya présente une unité structurale comprise entre le Haut et le Moyen Atlas, formant une articulation et une zone de transition entre ces deux grands domaines. Cette zone tabulaire dite « zone de Hauts plateaux » (Subra, 1980), allongée du sud-ouest au nord-est, correspond à un vaste entablement peu déformé.

### 1.1.1 Cadre géologique

Le bassin versant de la Moulouya est subdivisé en trois sous bassins (ABHM) : la haute, la moyenne et la Basse Moulouya (Figure 2). Ce cours d'eau reçoit trois affluents importants : l'Anzeghmir dans la Haute Moulouya puis successivement, le Melloulou et le Za dans la Basse Moulouya.

La Haute Moulouya constitue l'extrémité occidentale de la Meseta Maroco-oranaise, dans la zone de jonction entre le Moyen Atlas et le Haut Atlas. Au Mésozoïque, elle correspondait à un haut fond séparant deux grands bassins subsidents, celui du Moyen Atlas au Nord et celui du Haut Atlas au Sud (Termier, 1936, Choubert et Faure-Muret, 1962- 1962, Du Dresnay, 1971).

D'un point de vue stratigraphique (Figure 3), la couverture de la Haute Moulouya est composée de terrains d'âge paléozoïques recoupés par des intrusions granitiques hercyniennes puis composées de granites et de schistes métamorphiques affleurant dans les boutonnières de Zeida-Ahouli à l'Est et celles de Bou Mia et de Kerrouchen à l'Ouest. sur lesquelles vient se déposer en discordance une couverture mésozoïque (Emberger, 1965, Combe et Simonot 1971).

Dans la partie occidentale de la Haute Moulouya, les terrains triasiques reposent en discordance majeure sur un substratum hercynien formé de granites et de schistes métamorphiques affleurants dans les boutonnières de Zeida-Ahouli à l'Est et celles de Bou Mia et de Kerrouchen à l'Ouest. La série triasique est généralement constituée par des marnes, des dolérites, des argiles rouges et des basaltes. Le Trias au niveau de la chaîne des horsts et des hauts palataux est formé par des marnes, des argiles et par des basaltes très altérés. Alors qu'il est formé par des argiles rouges salifères dans le bassin de Guercif, cette série est surmontée par des faciès calcaro-dolomitiques et des dépôts terrigènes rouges formant le paléoseuil de la Haute Moulouya.

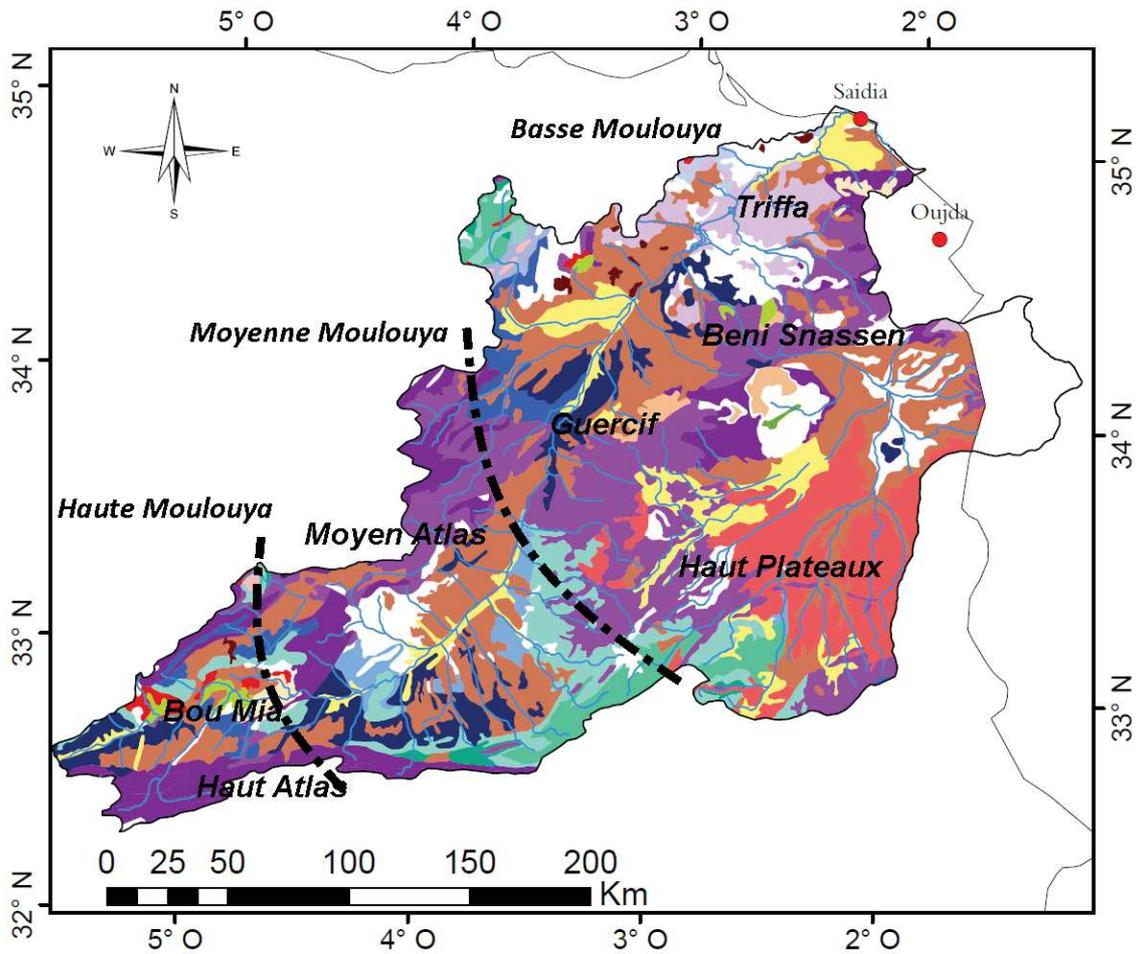
Quant à la Moyenne Moulouya, elle est caractérisée par des formations Jurassique (calcaires, calcaires dolomitiques, marno-calcaires) affleurent sur les bordures du Haut Atlas et du Moyen Atlas et à l'Ouest des Hauts Plateaux. Elles forment presque entièrement les chaînes de Béni Snassène, des Béni Bouyachi et la chaîne des Horsts, du Crétacé constitué essentiellement par

des marnes, grès rouges et calcaires blancs, affleurent le long du Haut Atlas entre le massif d'Aouli et le Haut Atlas et à l'Est de Midelt. Dans la partie occidentale de Rekkame, il se présente sous forme de marnes à la base et de calcaires au sommet.

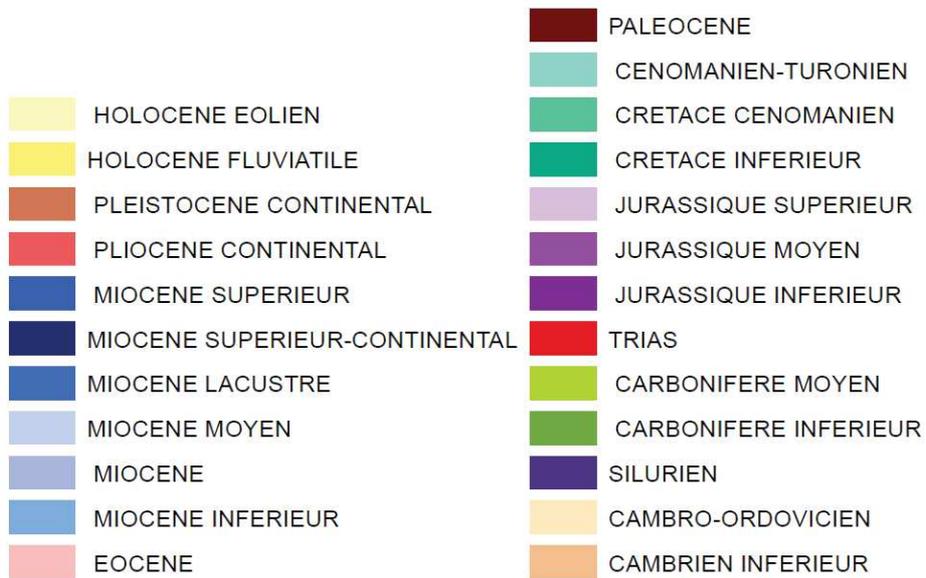
Le tertiaire affleure au niveau de la Moyenne Moulouya avec des marnes jaunes très gypsifères et gréseuses (Combe et Simonot, 1971). Au niveau du Sud et Sud-Ouest de la plaine de Guercif, elles affleurent sous forme de grès, conglomérats et marnes. Dans les Hauts plateaux, le Tertiaire est représenté en grande partie par des argilites plus ou moins sableuses, des sables, des grès et des calcaires lacustres. Au niveau du Rif oriental, le Tertiaire est constitué essentiellement par des marnes et des schistes.

Les dépôts quaternaires sont constitués par des éboulis, des conglomérats, des argiles rouges, des limons, des encroûtements calcaires et par des coulées basaltiques. Ils affleurent sous forme de terrasses alluviales le long de l'oued Moulouya et ses principaux affluents sous forme de cône de déjection au pied du Haut Atlas et du Moyen Atlas et sous forme de vastes étendues au niveau des Hauts plateaux.

En ce qui concerne la Basse Moulouya, elle est sous forme de cuvette dont la stratigraphie est diversifiée. Elle s'étale depuis le Primaire jusqu'aux dépôts actuels. Ces formations sont composées de granités, basaltes, marnes, marnocalcaires, calcaires dolomitiques, calcaires, grès, gypses et des conglomérats (Bendahou, 1995).



**LEGENDE**



**Figure 3 :** Extrait de la carte géologique du bassin du Moulouya (d'après : service Géologique du Maroc, 1985, échelle 1/1 000 000)

## 1.1.2 Occupation du sol

Les sols constituent une ressource naturelle et le support de l'ensemble des activités économiques. La dégradation des ressources en sol résulte des effets synergiques du climat, de l'agressivité de certaines conditions naturelles et surtout des activités humaines exercées sur des sols généralement fragiles et peu fertiles (AEE, 2014).

Le bassin versant de la Moulouya comprenant, dans sa partie amont, la zone d'accumulation entre les deux Atlas, Haut et Moyen, est dominé par des sols calcimagnésiques, des sols peu évolués d'apport et/ou d'érosion et des sols isohumiques et à ses quioxydes de fer et de manganèse (Ahamrouni, 1996).

La majorité des sols des plaines de la Basse-Moulouya appartiennent à la classe des sols isohumiques, groupe des sols marron et des sierozems (classification française, 1967) tous deux à profil calcaire différencié (Ruellan, 1971). Les seules données pédologiques disponibles sur le bassin de la Moulouya sont fragmentaires et ne concernent que la basse Moulouya

Une vaste partie du bassin de la Moulouya est occupée par des **sols peu évolués et éoliens** dont l'évolution est ralentie par l'aridité du climat et par l'absence du couvert végétale, qui a pour rôle de protéger les sols contre le ruissellement et le vent.

À proximité de l'oued Moulouya **les sols sodiques** sont constitués par des apports alluviaux et éluviaux.

**Les sols calcimagnésiques** sont des sols qu'on trouve au niveau des pentes plus ou moins fortes au niveau de la bordure moyenne atlasique, formés sur les calcaires et les calcaires dolomitiques.

Sur les alluvions du Quaternaire de la Haute Moulouya, on trouve **les sols de type isohumides**, évoluant dans un climat froid et pluvieux.

**Les sols brunes peu évolués**, qu'on trouve sur la bordure moyenne atlasique sont riches en oxyde de fer. De l'intervention du lessivage qui se superpose à la brunification on reconnaît **les sols lessivés brunifiés**. Ces sols sont rencontrés au Nord de la chaîne de Beni Snassène et au Sud de la chaîne de Horsts. Le lessivage a entraîné par les eaux de gravité, les particules fines d'argiles et les oxydes de fer.

Sur les calcaires de Beni Snassène et Beni Bouyahi, on rencontre les sols fersiallitiques, caractérisés par des minéraux argileux et d'hydroxydes de fer libres (Ahamrouni, 1996).

L'occupation du sol est caractérisée par la prédominance des plantations fruitières ; agrumes, olivier, la vigne et autres (El Ghali *et al*, 2004). Les cultures industrielles sont essentiellement dominées par la betterave à sucre, les cultures fourragères par la luzerne et la céréaliculture essentiellement du blé tendre (El Ghali *et al*, 2004). Pour la céréaliculture, l'orge présente une aptitude élevée ou moyenne sur une superficie d'environ 18 500 ha soit 10 %; le blé 12 100 ha soit 6,5 % et le triticale 39 000 ha soit 21 %. - Pour l'arboriculture, l'aptitude élevée à moyenne s'étend sur 23 000 ha pour l'amandier, soit 12,5% de la zone étudiée, 2000 ha pour l'olivier soit près de 1%, 23 700 ha pour le caroubier soit 13%, 11 500 ha pour le figuier soit 6,5 % et 21 000 ha pour le pistachier soit 11,5%. - Quant au cactus, il peut être développé sur environ 39 000 ha soit 21% de la zone étudiée (Barakat et Tazi, 2004).

## 1.2 Contexte climatique

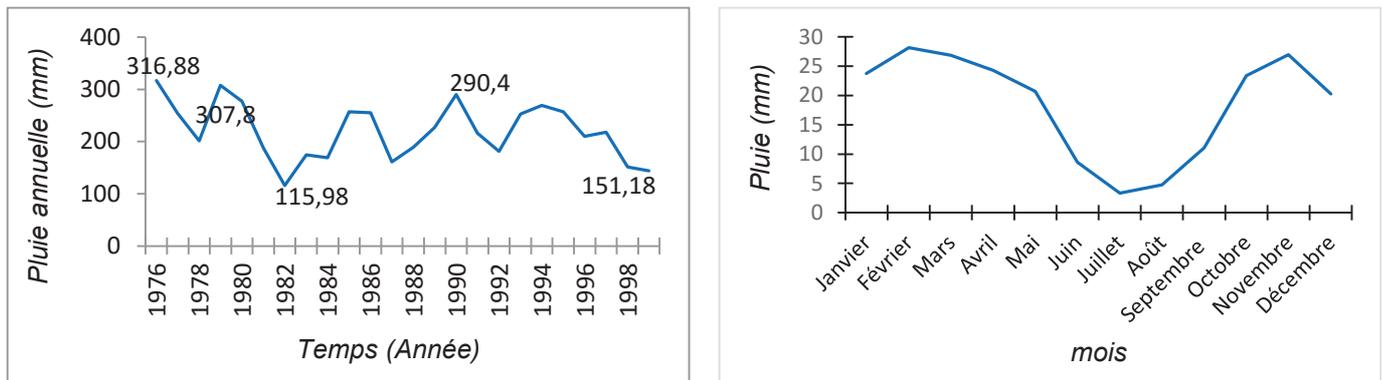
La grande étendue et la diversité des reliefs du bassin versant de la Moulouya font que le climat est très variable d'une région à une autre. Le climat passe d'un type méditerranéen, dans la basse vallée de la Moulouya, à un climat continental relativement frais dans la Haute Moulouya et sub-aride à tendance saharienne dans les hauts plateaux de la Moyenne Moulouya (Riad, 2003).

Néanmoins, on peut distinguer deux zones climatiques :

- La frange méditerranéenne, située au Nord, caractérisée par un climat semi-aride avec deux saisons : un hiver doux et peu pluvieux allant d'octobre à mai et un été sec et chaud s'étalant de juin à septembre.
- Le reste du bassin versant est caractérisé généralement par un climat aride où les précipitations sont très faibles et où la période sèche s'étale sur une grande période de l'année. Les hivers y sont souvent rigoureux, longs et froids, marqués parfois par des températures minimales négatives alors que les étés sont très chauds. Les hautes barrières montagneuses du Moyen Atlas et du Rif privent cette zone du bassin des influences océaniques riches en pluies. Vers le Nord, les chaînes de Béni Snassène et Béni Bouyachi, empêchent les pluies de pénétrer à l'intérieur du bassin.

La pluviométrie moyenne annuelle peut dépasser 600 mm dans les sommets mais reste inférieure à 350 mm au niveau des plaines (Riad, 2003). La moyenne interannuelle au niveau du bassin Moulouya est d'environ 245 mm, avec un minimum de 110 mm (Moyenne Moulouya, Guercif et Figuig) et un maximum de 515 mm. La forme neigeuse se produit au-dessus de 1 400

m d'altitude. Elles persistent qu'au-dessus de 2000 m d'altitude dans le Moyen et le Haut Atlas (Bendahhou, 1995) (Figure 4)



**Figure 4 :** Répartition annuelle des pluies (a) et régime annuel moyen des pluies (b) du bassin de la Moulouya

Les températures moyennes mensuelles maximales sont atteintes en juillet et août et varient entre 18°C et 29°C. Les températures moyennes mensuelles minimales s'observent en décembre et janvier et atteignent parfois 2°C. Les températures moyennes annuelles varient entre 9,3°C (Boulmane : station la plus froide) et 19°C (Guercif : station la plus chaude). Contrairement aux précipitations, les températures diminuent des basses aux hautes altitudes du bassin.

### 1.3 Contexte hydrologique

#### 1.3.1 Hydrologie de surface

Le réseau hydrographique de la Moulouya draine une superficie de 55 500 km<sup>2</sup>, ce qui le classe comme deuxième grand bassin versant du Maroc. Cet oued qui draine la quasi-totalité du Maroc oriental et les districts Aouli - Mibladen - Zaida dans sa partie amont est d'une longueur de 520 km et se présente comme le plus grand fleuve marocain se jetant dans la Méditerranée.

Le long de son cours moyen, cette rivière reçoit pratiquement toutes les eaux du versant sud-est du Moyen Atlas plissé. Son principal affluent est l'oued Melloulou. Les versants arides de la rive droite de la Moulouya sont drainés par des petits cours d'eau éphémères. En progressant vers le Nord, la Moulouya reçoit l'oued Msoun qui collecte les eaux des reliefs sud-est du Rif Oriental, puis l'oued Za, un des plus larges réseaux des plateaux arides de l'Oriental marocain. En aval de cet affluent, la Moulouya est transformée en plan d'eau par le barrage Mohammed V et reçoit de nombreux petits affluents temporaires. La rivière pénètre ensuite dans la chaîne des Bni Bouyahi, Béni Snassene, où elle a creusé des gorges plus ou moins profondes dans les

calcaires, au niveau desquelles elle est de nouveau interceptée par le barrage Mechraa Hamadi (Figure 5).

**Tableau 1** : Les principaux barrages du Moulouya (Source ABHM)

<b>Barrage</b>	<b>Mise en service</b>	<b>Capacité (Mm<sup>3</sup>)</b>	<b>But</b>	<b>Volume régularisé (Mm<sup>3</sup>)</b>	<b>Superficie irrigable (Ha)</b>
<b>Mohamed V</b>	1967	330	I, E, AEPI	530	65400
<b>M.Hamadi</b>	1956	5	Déviation	-	-
<b>Hassan II</b>	2005	400	I, AEPI	100	9000
<b>O. Za</b>	1999	250	I, AEPI	24	3000

E : Energie hydroélectrique, I : Irrigation, AEPI : Alimentation en eau potable et industrielle.

Les affluents jouent fortement sur les fluctuations de débit de la Moulouya, avec leurs régimes hydrologiques très irréguliers qui se caractérisent par un étiage estival sévère et des crues violentes aux autres saisons. Aussi trois retenues de barrages (Tableau 1) sont implantées sur cet oued : Hassan II dans la Haute Moulouya, Mohamed V et Mechra- Hamadi dans la Basse Moulouya. Les apports annuels de l'ensemble du réseau de la Moulouya furent estimés en 2003 à plus de 1 600 mm<sup>3</sup>. Plus de 80 % de ces eaux sont actuellement interceptées par les barrages (Snoussi, & Imassi, 2003).

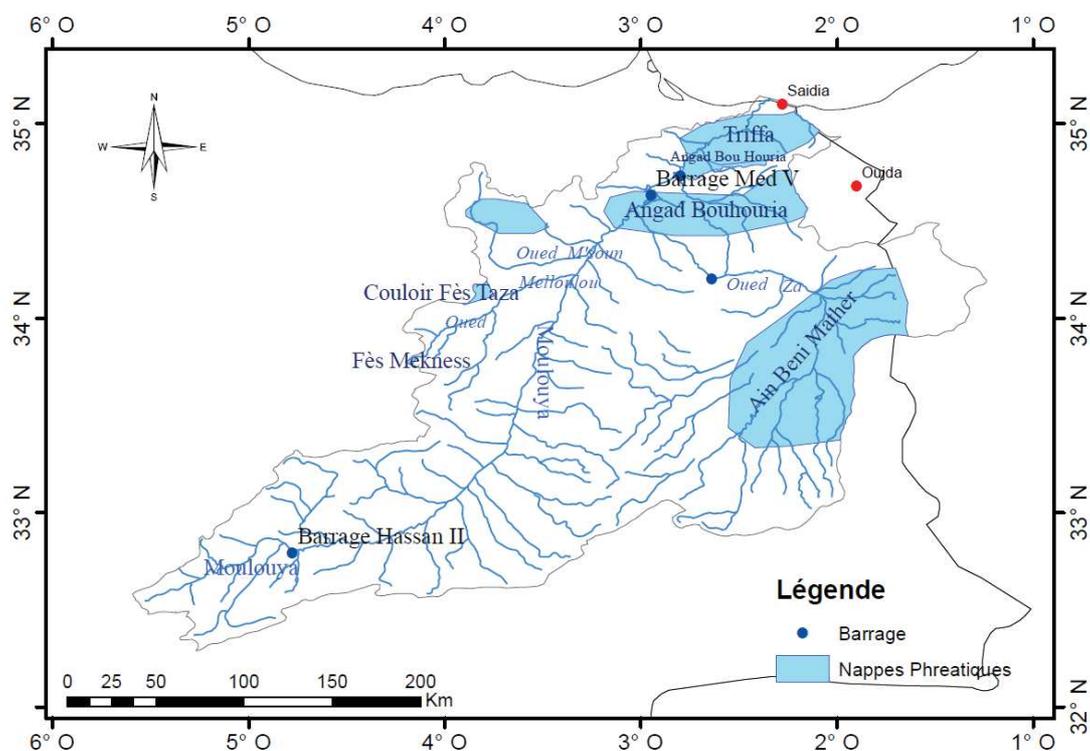
Le bassin versant de la Moulouya est formé essentiellement par des terrains perméables à semi-perméables ce qui favorise l'infiltration des eaux de surface.

### 1.3.2 Les aquifères du bassin de la Moulouya

Selon l'ABHM, le bassin hydraulique de la Moulouya compte une trentaine de nappes dont l'importance est fonction de la structure géologique et lithologique et des précipitations. Les caractéristiques de certaines nappes figurent dans le tableau 2 et la figure 5. L'état actuel des connaissances permet d'évaluer le volume global de recharge de ces nappes à 635 mm<sup>3</sup> dont seulement 60 % sont exploités (380 mm<sup>3</sup>).

**Tableau 2** : apport des principales nappes phréatiques au niveau du bassin du Moulouya

Nappe	Superficie (km <sup>2</sup> )	Profondeur (m)	Recharge (m <sup>3</sup> /s)
Béni Snassen	450	> 40	35
Triffa	550	3 à 70	75
Bouhouria-Naima	700	10 à 150	14
Coulouir Taourirt-Laayoune	1800	80 à 100	4
Ain Béni Mathar	6500	>220	40
Chaine des Horsts	500	5 à 250	12
Sillon Itzer-Enjil & Haute Moulouya	3300	> 100	28
Système multicouche Moy. Moulouya	6500	> 200	70
Bassin de Guercif	6200	5 à 150	33
Gourougou	200	10 à 130	3,5
Kert	250	5 à 60	12
Gareb-Bouareg	420	20	54
Ghis-Nekor *	100	2 à 50	17
Superficielle de Figuig	300	10 à 50	4,5
Profonde de Figuig	500	5 à 50	9
Chott Tigri Lahouita	3000	> 120	11

**Figure 5**: Situation des principales nappes du bassin de Moulouya

Depuis la sécheresse des années 80, ces nappes sont de plus en plus sollicitées pour les besoins d'irrigation, d'eau potable et industrielle. Par conséquent on note une baisse annuelle des niveaux d'eau qui peuvent atteindre 3m/an (ABHM).

## 2. Description générale du bassin du Sebou

### 2.1 Aperçu géomorphologique

D'une superficie d'environ 40 000 km<sup>2</sup>, le bassin versant du Sebou est situé au Nord-Ouest du Maroc, entre les parallèles 33° et 35°, nord et les méridiens 4° et 7° ouest (Figure 6). Le bassin de Sebou forme une cuvette, limitée au nord par le massif du Rif et au sud par la chaîne montagneuse du Moyen Atlas et la Meseta (Snoussi, 1988). L'oued Sebou prend naissance à 600 km en amont du bassin. Son cours est subdivisé en trois tronçons : le Haut Sebou qui prend source dans le Moyen Atlas et collecte les eaux des oueds Inaouène et Lebène, le Moyen Sebou rejoint par l'Ouerrha qui est le plus important affluent dans le bassin et le Bas Sebou qui débouche dans l'Océan Atlantique (Haida, *et al*, 1999).

Le bassin de Sebou englobe le versant sud du Rif central et la majeure partie au Sud Est. Le Moyen Atlas qui culmine à 2 800m se présente sous forme de chaînes plissées, séparant ainsi le bassin du Sebou et celui de la Moulouya. Les collines pré-rifaines et le plateau central encadrent la plaine alluviale du Gharb. C'est une vaste plaine au Nord-ouest du bassin ne dépassant pas une dizaine de mètres d'altitude, limitée vers le Nord et vers l'Est par des collines marneuses et caillouteuses et séparée par les vallées du Sebou, de l'Ourgha, du M'da et de leurs affluents. A l'Ouest, du côté de l'Atlantique, la plaine est fermée par un cordon de dunes littorales aux altitudes dépassant fréquemment les 10 m et pouvant atteindre parfois une centaine de mètres (Aberkane, 1985). Ces cordons sont taillés en falaises, dont la succession est interrompue au Nord par l'embouchure de Moulay Bouselham et au Sud par le troué de l'embouchure du Sebou au niveau de la ville de Kénitra. L'oued Sebou est en partie recouvert d'épais dépôts détritiques (sables et cailloutis). Ainsi, on voit se juxtaposer trois types de paysages : les collines marneuses, les plateaux de sable et les cailloutis. Les travaux de certains pédologues montrent que la plaine est généralement dominée par une sédimentation fine de nature sableuse, limoneuse et argileuse.

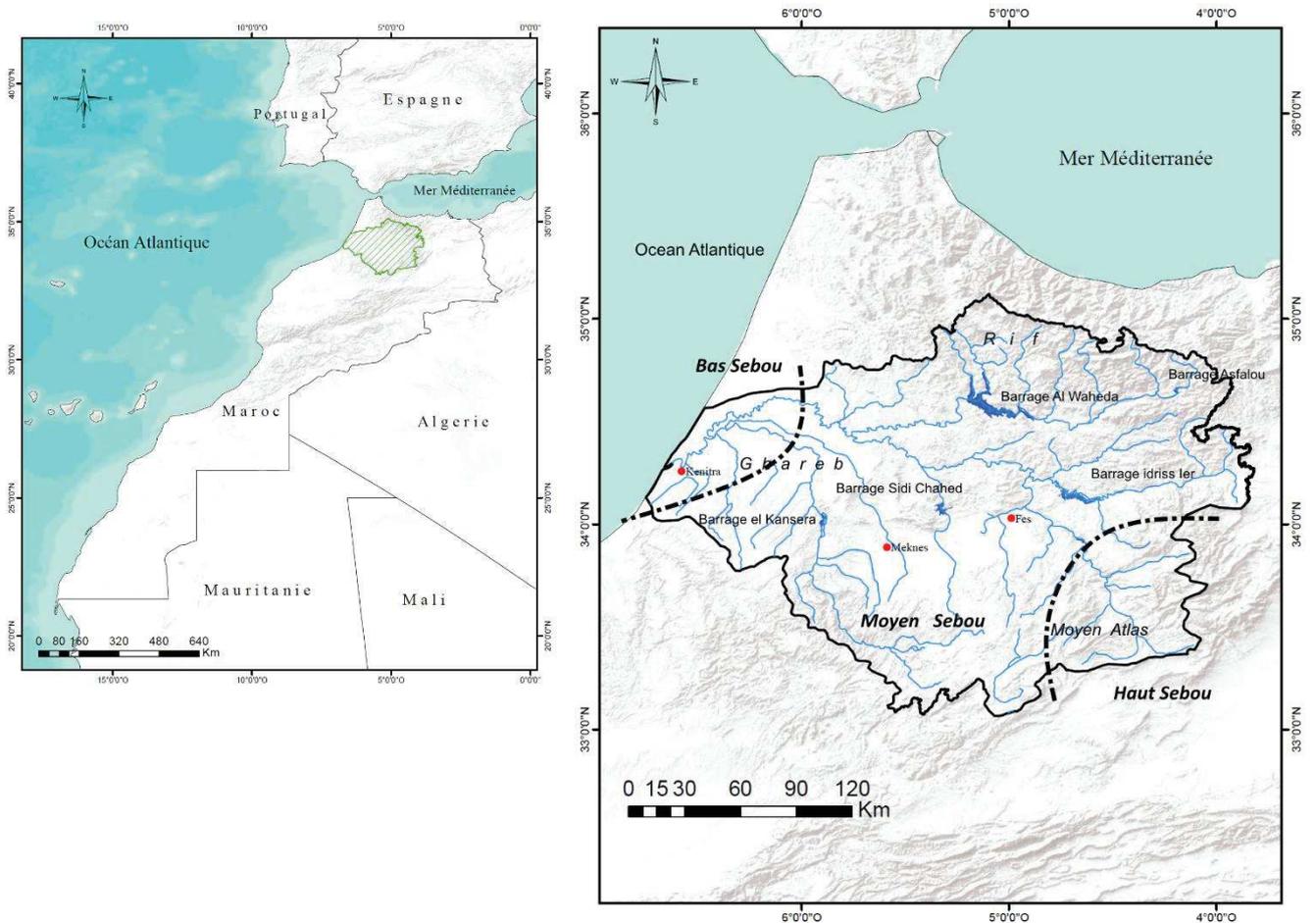


Figure 6 : Situation géographique du bassin du Sebou

### 2.1.1 Cadre géologique

De point de vue géologique, le bassin du Sebou est formé d'une mosaïque de terrains aux structures géologiques complexes et aux faciès multiples et variables. Il est intégré dans le domaine géologique « Alpin » du Nord de l'Afrique et se trouve à cheval sur le domaine rifain, le domaine Moyen-Atlasique et le domaine Mésétien.

Au nord du bassin du Sebou, le Rif est constitué essentiellement de terrains argilo-marneux imperméables tandis qu'au niveau des hauts sommets de l'Ouergha, on rencontre des formations gréseuses (Haida *et al*, 1999). Les bassins du Gharb, du Saiss et le couloir de Fès-Taza affichent des alluvions fluviomarines, argilo-sableux, de grande épaisseur et d'âge miocène recouverts de dépôts fins apportés par le Sebou et ses affluents au cours du Quaternaire (ABHS). Les deux dernières unités renferment également des formations calcaires du Lias (Snoussi, 1988). Le Beht est constitué par des formations permo-triasiques et primaires imperméables.

Le Haut Sebou qui fait partie du domaine atlasique est constitué essentiellement par les calcaires jurassiques perméables (Figure 7).

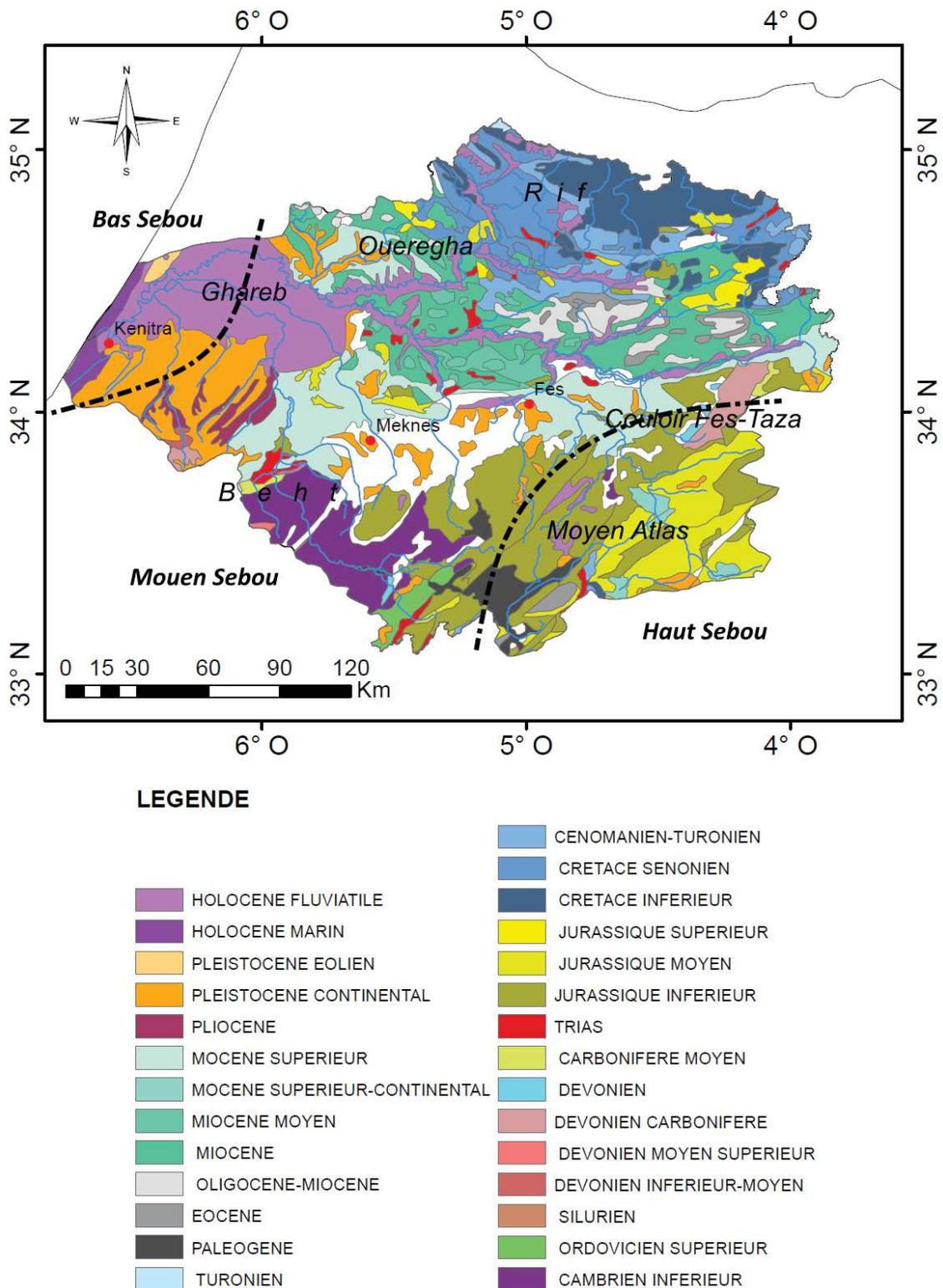


Figure 7 : Extrait de la carte géologique du bassin de Sebou (d'après : service Géologique du Maroc, 1985, échelle 1/1 000 000).

## 2.1.2 Occupation du sol

L'inventaire des sols réalisé par SCET-MAROC en 1988 a fait ressortir sept classes de sols selon la classification française des sols (CPCS, 1967). Les sols peuvent être regroupés selon leur substratum en :

Sols développés sur marnes argileuses (vertisols et sols peu évolués d'érosion sur pentes très fortes) : ce sont **des sols calcaires** (15-30% de Ca) à textures argileuses (>50% d'argiles gonflantes). Il y'a également les sols calcaires (> 40% Ca) qui sont des -sols développés sur marnes calcaires (sols bruns calcaires et sols peu évolués d'érosion sur pentes très fortes).

-Sols des basses et moyennes terrasses le long des grands cours d'eau formés de sols peu évolués d'apport des basses terrasses développés sur des matériaux d'apport de textures argileuses ou limoneuses et calcaires.

- Sols des hautes terrasses du Quaternaire ancien : ce sont des **sols bruns calcaires** à croûte et **des sols fersiallitiques** peu représentés.

- **Sols Minéraux bruts** et peu évolués d'érosion sur argiles rouges salifères du Trias peu représentés.

L'occupation des sols est relativement très diversifiée avec 60% cultivés par les céréales, 14,4% par les plantes fruitières, 6,6 % par les légumineuses, 4,2 % par les cultures industrielles (Betterave et canne à sucre), 3,6 % par les cultures oléagineuses, 3,1 % par les cultures maraîchères et 1,7% par les cultures fourragères (PDAIRE Sebou, 2011). La forêt, couvre une superficie importante, de près de 1 200 000 ha et elle est constituée principalement de chênes, de cèdres, de thuya et de matorrals.

## 2.2 Contexte climatique

De par sa position, à l'ouest largement ouvert sur l'océan Atlantique, au nord proche de la Méditerranée et au sud-est dominé par une dépression aride, le climat régnant sur l'ensemble du bassin est de type méditerranéen à influence océanique. A l'intérieur du bassin le climat devient plus continental. Deux grandes saisons sont déterminées par le déplacement en hiver d'une masse d'air polaire et la montée en été d'une masse d'air tropical. Le tout étant relié au déplacement de la zone anticyclonique des Açores (PDAIRE, 2011).

La partie septentrionale du bassin occupée par le massif rifain reçoit des pluies abondantes qui peuvent dépasser 2000 mm/an. Dans le Moyen Atlas, seuls les secteurs les plus élevés ont une pluviométrie supérieure à 1000 mm/an. Dans la plaine du Rharb, la pluviosité annuelle est en

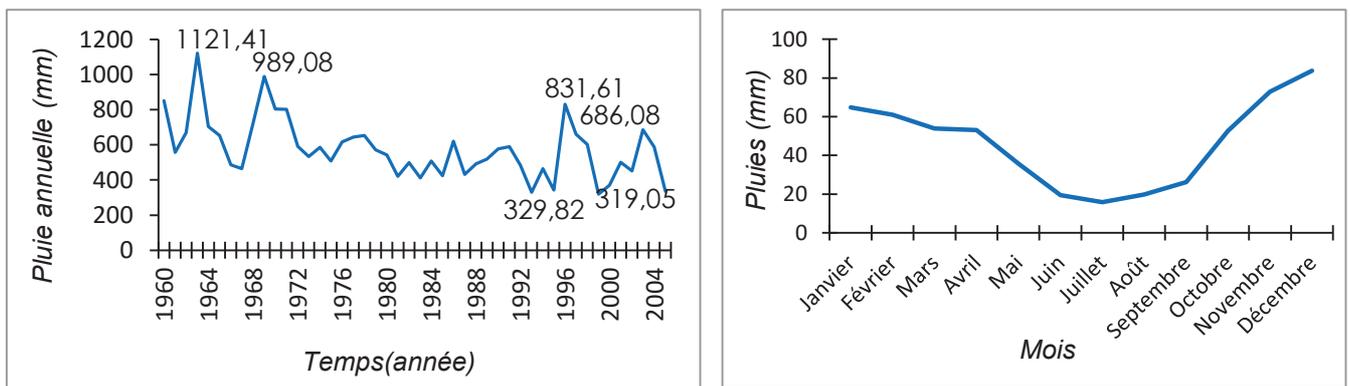
moyenne de 600 mm/an dans la zone côtière et descend à 450 mm dans la partie sud-est (Haida *et al.*1999) (Figure 8).

La partie septentrionale du bassin, occupée par le massif rifain, reçoit une forte abondance de pluies qui peuvent dépasser 2000 mm/an. Dans le Moyen Atlas, seuls les secteurs les plus élevés ont une pluviométrie supérieure à 1000 mm/an. Dans la plaine du Rharb, la pluviosité annuelle est, en moyenne, de 600 mm/an dans la zone côtière et descend à 450 mm dans la partie sud-est. (Haida *et al.*1999) (Figure 8)

Les pluies sont en général mal réparties dans l'année et irrégulières d'une année à l'autre. Le régime pluvial annuel se caractérise par la présence d'une période humide et pluvieuse s'étalant de huit mois (Octobre à Mai) et d'une période sèche et courte de quatre mois (fin printemps au début de l'automne). Les pluies tombent en automne et en hiver sur une période comprise entre 80 jours en montagne et 50 jours en plaine. La saison sèche s'étend pendant environ 4 mois en zone montagneuse et 6 mois dans les secteurs moins élevés (PDAIRE Sebou, 2011).

L'évaporation annuelle moyenne est assez forte dans le bassin. Elle varie de 1600 mm sur les côtes à 2000 mm vers l'intérieur (PDAIRE Sebou, 2011).

Les températures sont maximales en juillet et août et minimales en janvier. Les températures moyennes annuelles varient entre 10 et 20°C. L'amplitude de variation de la température est importante et oscille entre 20 et 30°C.



**Figure 8** : Répartition annuelle des pluies (a) et régime annuel moyen des pluies (b) du bassin de Sebou

## 2.3 Contexte hydrologique

### 2.3.1 Hydrologie de surface

Le réseau hydrographique semble être un facteur déterminant dans l'évolution hydro-morphologique de la plaine. Le bassin renferme un important potentiel hydrique de surface représenté par des barrages et des canaux de transfert d'eau. Les barrages Idriss Ier sur l'oued Innaouèn, El-Wahda sur l'oued Ourgha et El-Kansra sur l'oued Beht constituent les pièces maîtresses des aménagements hydrauliques dans le bassin du Sebou (Figure 9).

L'oued Sebou, long d'environ 500 km, prend naissance dans le Moyen-Atlas à 2030 m d'altitude (Dakki, 1987) sous l'appellation oued Guigou (Combe, 1975). Il est subdivisé en trois tronçons principaux (Combe, 1975).

-le Haut-Sebou : couvre 16% de l'ensemble du bassin et reçoit d'importantes masses d'eau lui assurant une certaine régularité principalement pendant les étiages grâce à cette source et à la fente des neiges.

-le Moyen-Sebou : reçoit en plus des eaux naturelles du Haut-Sebou, celles du Rif par l'intermédiaire de l'oued Innaouène et deux affluents sur sa rive gauche en provenance du Causse moyen atlasique (Oued Fès et oued Mikkes), fortement pollués par les activités anthropiques des régions de Fès et de Meknès.

-le Bas-Sebou : reçoit en rive droite son plus important affluent, l'oued Ourgha, qui fournit plus que la moitié de ses apports en eaux. Les apports de cet affluent sont estimés à 5 600mm<sup>3</sup>/an soit 27% des apports d'eau de surface du pays en drainant essentiellement les apports du Rif central (Bennasseur, 1996). Son écoulement est cependant de type torrentiel susceptible de provoquer des crues violentes vers l'aval. Le volume d'eaux qui s'écoulent dans le Sebou dépasse les 5 milliards de m<sup>3</sup> en moyenne par an et peut atteindre le double pendant les années très humides (Aberkane, 1985).

Le régime hydrologique du Sebou est caractérisé par la succession de crues parfois brutales suite aux importants débits enregistrés pendant la période pluvieuse (hiver-printemps). En été, les débits moyens journaliers ne dépassent pas souvent quelques litres par seconde sur les oueds Inanouène, Lébène, Mikkès, Rdom, Beht et de l'ordre de 3 m<sup>3</sup>/s pour les oueds Souergha et Sebou.

Le bassin du Sebou comporte plusieurs grands et petits barrages ainsi que des lacs collinaires. Parmi ces ouvrages figure le barrage Al Wahda, deuxième grand barrage en Afrique, avec une capacité de stockage de 3 720 mm<sup>3</sup>, joue un rôle important dans l'irrigation de la plaine du Gharb et sa protection contre les crues dévastatrices de l'oued Ouergha.

La capacité globale actuelle de stockage des 10 grands barrages du bassin est de 5782,7 mm<sup>3</sup> (Tableau 3) (ABHS)

**Tableau 3 : Barrages du bassin de Sebou**

Barrage	Oued	Mise en service	Volume normal mm 3	But	Superficie irrigable (ha)
Allal el Fassi	Sebou	1990	63.7	E.T	98000
Idriss Ier	Inaouene	1973	1130	E.I	
El kansera	Beht	1935	221	E.I.AEPI	29000
Sidi Chahed	Mkkes	1996	161	AEPI.I	830
El waheda	Ouergha	1996	3712	E. I	110000
Bouhouda	Sra	1998	55	AEPI. I	2800
Asfalou	Asfalou	1999	307	AEP. I	8300
<b>Total</b>			5782,7		252170

E : Énergie hydroélectrique, I : Irrigation, AEPI : Alimentation en eau potable et industrielle, T : Transfert, BS : Arrêt de la remontée des eaux salées.

### 2.3.2 Aquifères du bassin du Sebou

Les ressources en eau souterraine du bassin constituent une part importante du patrimoine hydraulique du bassin du Sebou et représentent 20% environ du potentiel national.

À l'échelle du bassin du Sebou, on peut distinguer plusieurs unités hydrogéologiques recelant une douzaine de nappes dont les principales sont : le système aquifère du Saiss, le complexe des nappes Maâmora - Gharb, la nappe des causses moyens Atlasiques, la nappe de Bou Agba, la nappe du couloir Fès –Taza, la nappe du moyen Atlas plissé et la nappe de Taza (Figure 9).

Les caractéristiques générales des nappes les plus importantes sont représentées dans le tableau 4.

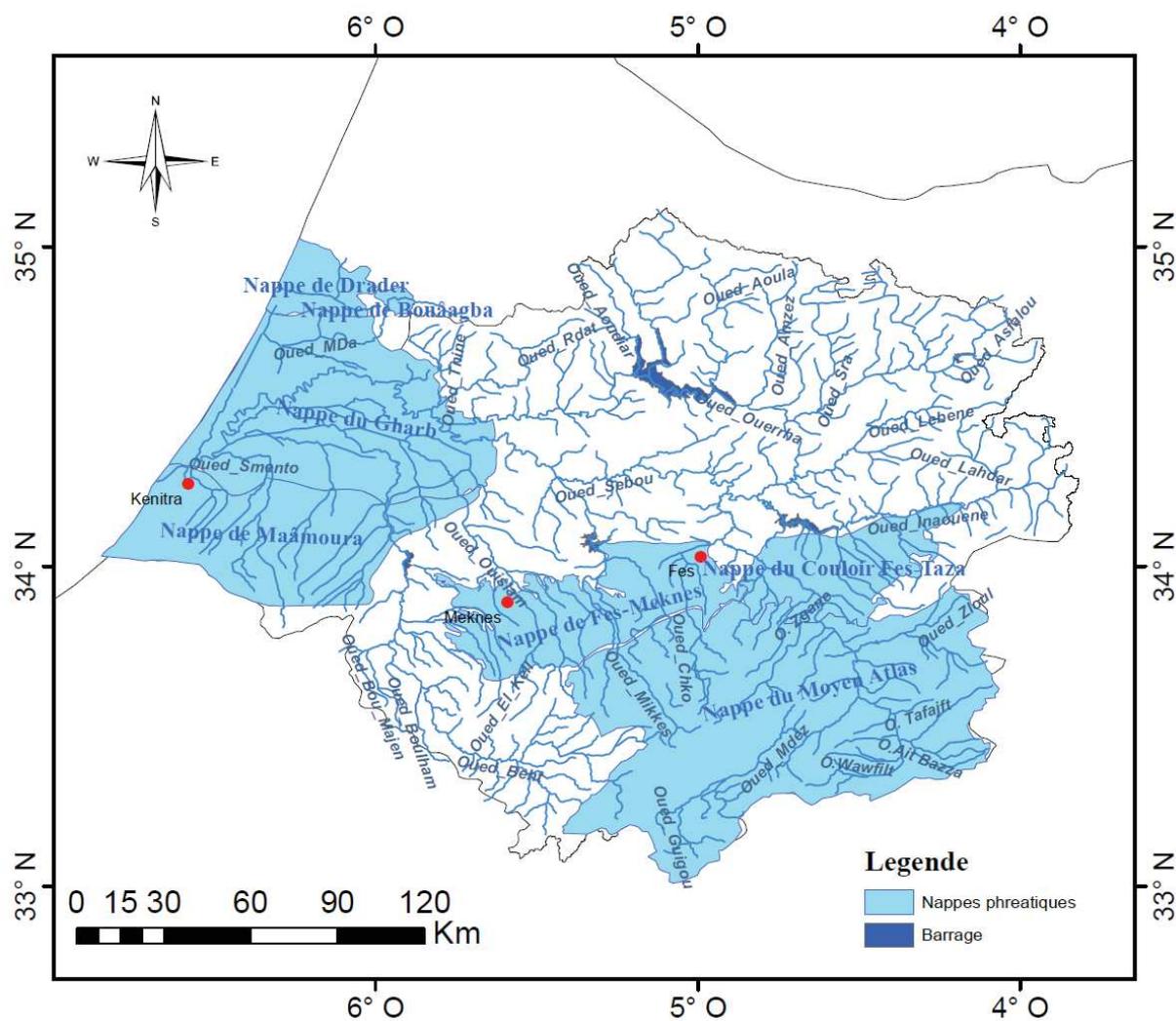


Figure 9 : Situation des principales nappes du bassin de Sebou

Tableau 4 : Bilan hydraulique des principales nappes du bassin du Sebou (ABHS)

Nappe	Type	Surface en km <sup>2</sup>	Ressource en eau en mm <sup>3</sup>		
			Recharge	mobilisable	mobilisée
Moyen Atlas	Calcaire du Lias	8661	690	340	351
Couloir Fes Taza		1560	100	56	56
Fès-Meknès	Plioquaternaire et Calcaires liasique	2100	220	200	300
Gharb	Sables et grès	4000	330	270	270
Maâmoura	Sableuses	2200	180	128	128
Drader-Souier	Sableuses	600	72	22	22
Bouagba	Grès perchées	65	3	3	4
<b>Total</b>		19186	1595	1019	1131

Sur environ 1 000 mm<sup>3</sup> d'eau souterraine mobilisable et renouvelable, les prélèvements actuels sont estimés à plus de 1 100 mm<sup>3</sup> témoignant de la surexploitation que connaît cette ressource. Ce bilan global ne traduit pas le déficit que connaissent certaines nappes telles que celle de la plaine de Fès-Meknès.

Les nappes du bassin du Sebou ont enregistré des variations du niveau piézométrique entre -12,95 m et +14,46 m au cours de l'année 2008/2009. La plupart des nappes ont connu une augmentation significative de leurs niveaux piézométriques due aux précipitations importantes qu'a connues le bassin. Celles qui ont connu la plus grande hausse pour cette année sont la nappe profonde Magoussa (Taza) (+14.46 m) et la nappe du Moyen Atlas (Dayet Aoua) (+10.59 m). Par contre la nappe profonde de Fès Meknès a connu une chute du niveau piézométrique et a enregistré des baisses de l'ordre de 4,5 m au niveau d'Ain Chegag. Les niveaux piézométriques des nappes de Maâmoura et du Gharb et Dradere n'ont pas connu des variations significatives.

### 3. Description générale du bassin du Tensift

#### 3.1 Contexte géomorphologique

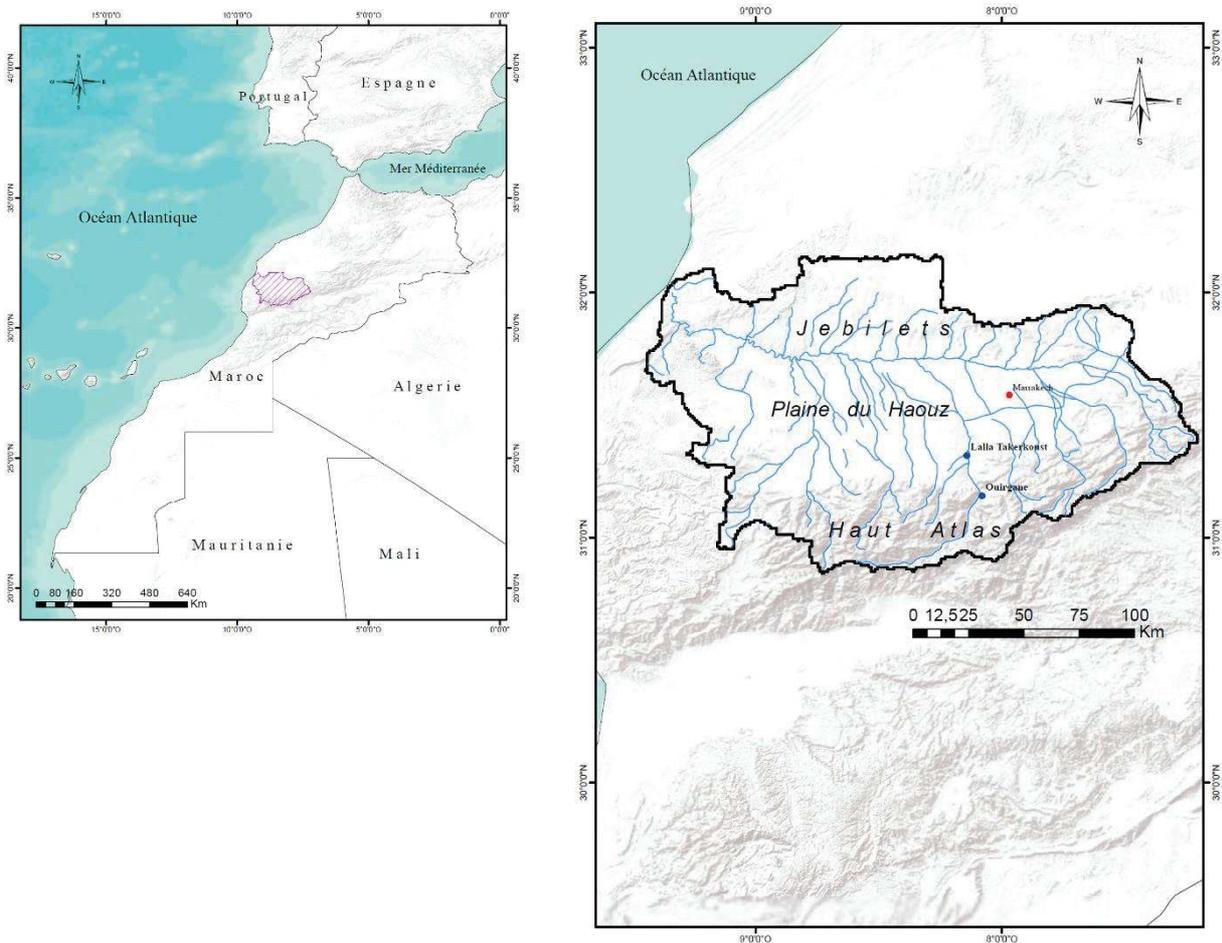
Depuis sa source à Ras El Ain jusqu'à son embouchure à Souiria Qdima, l'oued Tensift draine un bassin versant d'une superficie de 20450 km<sup>2</sup> (Figure 10). Ce large domaine continental est situé entre les latitudes 32° 10' et 30° 50' Nord et les longitudes 9° 25' et 7° 25' Ouest.

Il est limité au Sud par la ligne de crête de la chaîne du Haut Atlas, au Nord par le massif de petite montagne nommé « Jbilet » avec des altitudes inférieures à 1 000 m. A l'Est, il est limité 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 est limité à l'Ouest par l'océan Atlantique où se situe son exutoire. Les altitudes sont donc très contrastées, varient de 0 m au niveau de son exutoire à 4 167 m au Jbel Toubkal.

Le bassin de Tensift peut être subdivisé en trois parties :

- la partie Nord (flancs sud des Jebilts) correspond à de petits bassins peu arrosés de la rive droite de l'Oued Tensift ;
- la plaine centrale du Haouz, une dépression allongée Est-Ouest, traversée par la majorité des affluents de la rive gauche de l'oued Tensift. La majeure partie des terres agricoles sont localisées dans cette zone.
- la partie Sud englobe les montagnes du Haut Atlas, occupée par une succession de sous bassins constituant les affluents de la rive gauche de l'oued Tensift. Les montagnes du

Haut Atlas correspondent à la zone de production des eaux de surface très active, dû aux importantes précipitations. Ses eaux prennent naissance à partir de ses reliefs, géologiquement hétérogènes à caractère torrentiel évacué vers l'océan.



**Figure 10** : Situation géographique du bassin du Tensift

### 3.1.1 Contexte géologique

Le bassin du Tensift possède une variété physiographique de ses reliefs et chaque partie du bassin possède des caractéristiques géologiques et lithologiques particulières (figure 11). Le Haut Atlas est constitué par des affleurements lithologiquement dominés par des roches éruptives et métamorphiques précambriennes : les granites, diorites, et dolérites dans les bassins du Zat et de l'Ourika, les andésites et rhyolites dans le bassin de la Gheraya et les schistes dans la bordure occidentale des massifs éruptifs drainés par l'oued N'Fis, des formations secondaires rougeâtre parfois violacé dominées par des calcaires, des grès et des marnes qualifiées d'imperméables d'où la cause des crues (Laville, E., & Piqué, A., 1992, Soullaimani, 1991, Hafid et al., 2006).

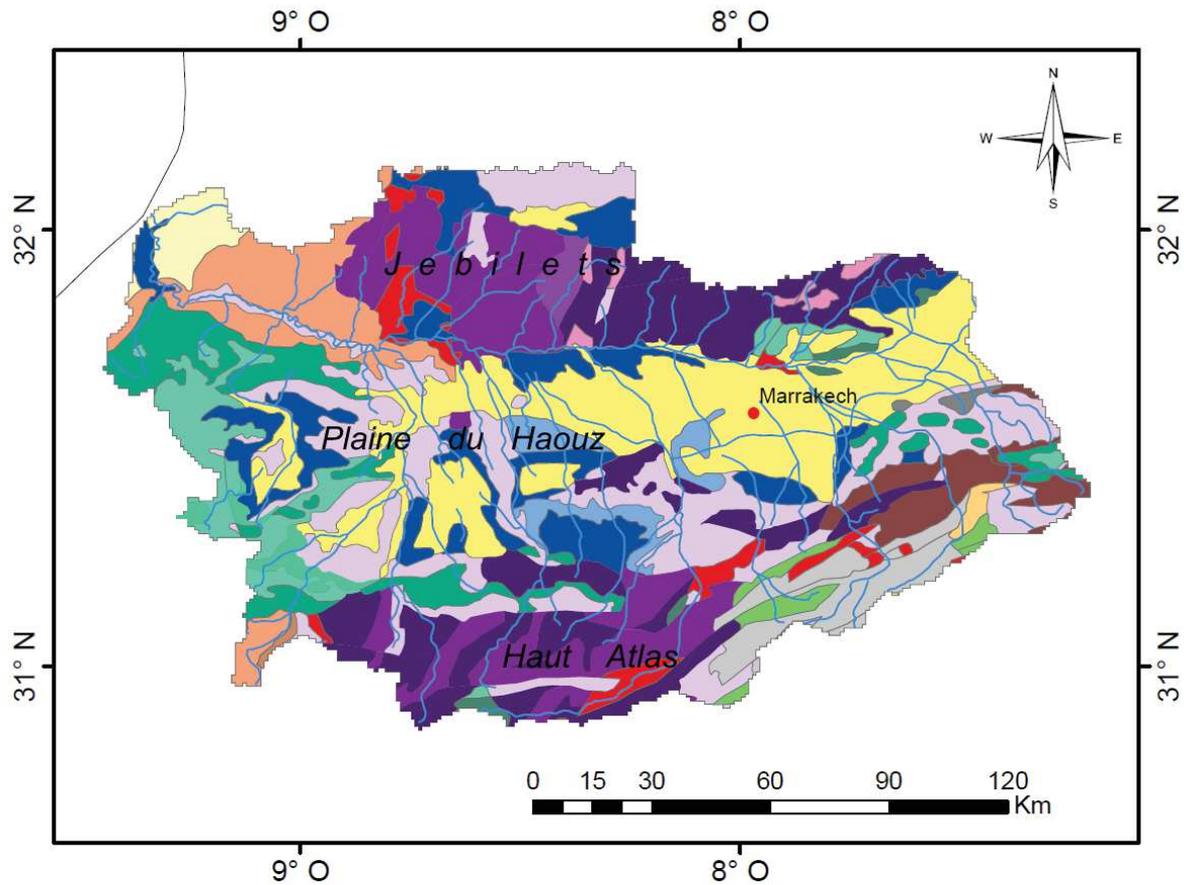
Dans les Jbilet, les schistes sont largement répandus avec des faciès et des couleurs très variées. On y distingue des schistes sombres souvent lités, des schistes argileux et gréseux avec des bancs épais de grès ou de quartzites.

Par ailleurs, d'autres formations moins étendues peuvent être distinguées notamment des conglomérats, des affleurements calcaires et siliceux, des roches éruptives comme les granites et les gabbros du Précambrien.

Le secteur nord de l'ensemble géomorphologique du bassin d'Essaouira-Chichaoua fait partie du bassin versant du Tensift. Il s'agit d'un large plateau légèrement relevé au Sud et au Nord. Les affleurements rocheux sont dominés par des calcaires jurassiques et crétacés, des couches phosphatées marneuses et marnocalcaires du Tertiaire et enfin un Quaternaire localement enclavé dans les cuvettes synclinales ou bordant le lit actuel de l'oued Tensift sous forme de terrasses caillouteuses ou sablo-limoneuses (Michel, 1992).

La plaine du Haouz est caractérisée par une topographie plane et monotone s'étendant sur une largeur de 150 km d'Est en Ouest. Le socle primaire schisteux est recouvert par des formations secondaires et tertiaires variées, notamment des grès rouges du Permo-Trias ainsi que des calcaires, marnes et grès du Crétacé et de l'Éocène (Haida et al, 1996).

Le remplissage quaternaire est assuré par des épandages alluviaux caillouteux, limoneux ou sableux, dont les plus anciens sont surmontés d'une carapace calcaire.



**LEGENDE**

	HOLOCENE EOLIEN		JURASSIQUE CRETACE
	HOLOCENE FLUVIATILE		JURASSIQUE
	PLEISTOCENE CONTINENTAL		JURASSIQUE INFERIEUR
	PLIOCENE CONTINENTAL		TRIAS
	MIOCENE MOYEN		CARBONIFERES
	EOCENE		CARBONIFERE INFERIEUR
	PALEOCENE		ORDOVICIEN
	CENOMANIEN-TURONIEN		CAMBRO-ORDOVICIEN
	CRETACE SENONIEN		CAMBRIEN MOYEN
	CRETACE INFERIEUR		CAMBRIEN INFERIEUR
			PROTEROZOIQUE SUPERIEUR

**Figure 11** : Extrait de la carte géologique du bassin du Tensift (d'après : service Géologique du Maroc, 1985, échelle 1/1 000 000).

### 3.1.2 Occupation du sol

La végétation du Bassin de Tensift 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 fonds de vallées étroites sont étagés et cultivés (cultures fourragères et arborées). Chaque talweg est exploité à des fins agricoles dès lors qu'un peu de terre est présent. Plus haut dans les vallées, le sol est globalement nu, recouvert de steppe (entre 10 et 25%), d'altitude dégradée par surpâturage (Chaponnière, 2005).

La plaine du Haouz, où 75,6 % de la zone cultivée totale est couverte avec des plantations d'arbres fruitiers, alors que le reste est couvert par d'autres cultures. Les différents sols de la région sont comme suit (Riad, 2003) :

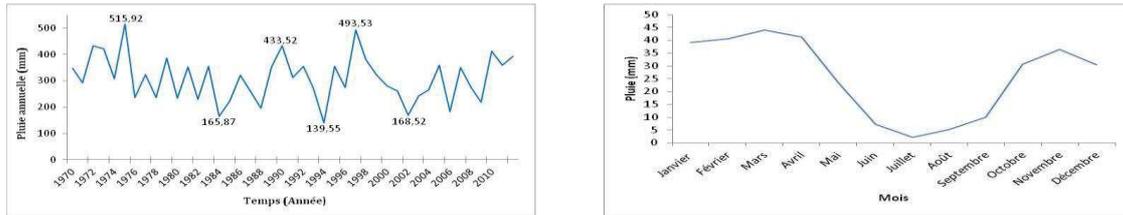
- **les sols Isohumiques** (fluvisols, regosols, lithisols d'après le FAO Taxon) appelée localement « Requane » couvrent 75% de la surface ;
- **les sols Calcimagnésiques** (Rendzians, Yermosols, Xerosols) appelés localement « Biad » couvre environ 15% de la surface. Ce type de sol existe au nord-ouest de N'Fis, sud-est de la région centrale et au nord d'El Kalaa d'Essraghna.
- **les sols inexploités** localement appelés « Hrach » couvrent une petite partie de la zone soit 10%, le long des rivières de la Plaine de Haouz et au pied des montagnes de l'Atlas.

### 3.2 Contexte climatique

En raison de son étendue et de son relief, le bassin 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 chaud dans les Jbilet et continental de type aride dans le Haouz et le Mejjate (ABHT).

Les précipitations sont faibles et caractérisées par une grande variabilité spatiotemporelle. La pluviométrie moyenne annuelle est faible, de l'ordre de 250 mm à Marrakech et peut atteindre 700 mm sur les sommets de l'Atlas (figure 12).

L'examen de la répartition moyenne des pluies mensuelles montre également l'existence de deux saisons nettement différenciées : une saison humide allant du mois d'Octobre à Avril où intervient la quasi-totalité des épisodes pluvieux, soit près de 85 à 95% de la pluviométrie annuelle. Une saison sèche allant de Mai à Septembre avec seulement 5 à 15% de la pluviométrie annuelle



**Figure 12 :** Répartition annuelle des pluies (a) et régime annuel moyen des pluies (b) du bassin de Tensift

Les amplitudes thermiques sont assez importantes entre l'hiver et l'été avec 45°C comme température maximale et 5°C comme température minimale.

L'évaporation moyenne annuelle varie de 1800 mm sur le versant atlasique à 2600 mm dans la plaine du Haouz. Elle est minimale pendant le mois de Janvier alors 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

### 3.3 Contexte hydrologique

Le bassin de Tensift comporte des sous-bassins alimentés à partir de la chaîne du haut Atlas. Les ressources hydriques au niveau de la zone sont irrégulières et distribués de façon inégale.

#### 3.3.1 Eaux de surfaces

Les oueds les plus importants prennent tous naissance dans le Haut Atlas. Sur ce relief montagneux à structure et nature géologique hétérogène, des ruissellements à caractère torrentiel interviennent et sont collectés par le réseau hydrographique du Tensift qui les évacue vers l'océan (ABHT). L'aire du bassin peut être subdivisée en deux zones :

- la sous-zone du cours amont du Tensift et ses affluents de la rive gauche (d'ouest en est : N'Fis, Rheraya, Ourika, Zat et R'dat) qui constituent la partie hydrologique active du bassin. Elle s'étend sur une superficie de 10 950 km<sup>2</sup>.
- 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 7 260 km<sup>2</sup>.

L'oued Tensift constitue la principale ressource en eau de surface, alimenté par la rive gauche qui draine les flancs nord de l'Atlas qui constitue un château d'eau. La rive droite connaît des ruissellements torrentiels, causés par des orages ou des précipitations intenses collectées par le réseau hydrographique du Tensift ensuite évacuées vers l'Océan. Entre les Jebilet et l'Atlas, la

plaine ne constitue pour l'hydrologie de surface qu'une zone de consommation de l'eau captée à la sortie de la montagne par un réseau de seguias traditionnelles.

**Tableau 5 : Barrages du bassin du Tensift**

Barrage	Oued	Mise en service	Volume normal m <sup>3</sup>	But	Superficie irrigable (ha)
Takerkoust	N°fis	1935	57	EC,I	9800
Wirgane	N°fis	1973	70	I, AEPI	5700

I : Irrigation, AEPI : Alimentation en eau potable et industrielle

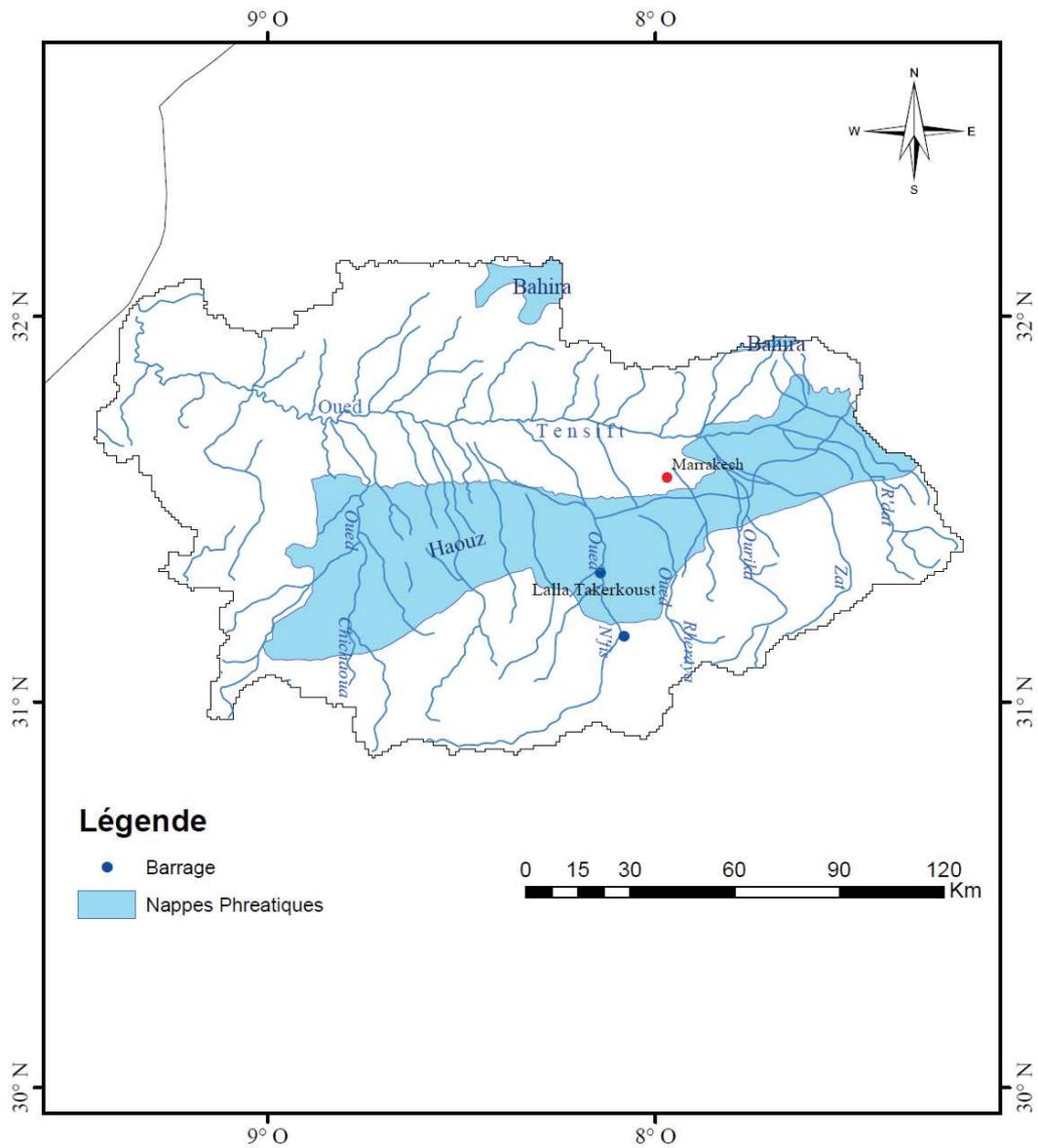
Les ressources en eau de surface sont irrégulières et inégalement réparties. Les apports moyens annuels sont évalués à près de 820 mm<sup>3</sup> (Ouzine and Kharrou 2005). Ces apports varient entre un minimum de 70 Mm<sup>3</sup> et un maximum de l'ordre de 2 500 mm<sup>3</sup>. En outre, le bassin bénéficie d'un transfert de l'ordre de 300 mm<sup>3</sup> à partir du bassin de l'Oum Er Rbia destinés à l'alimentation en eau de la ville de Marrakech et à l'irrigation dans le Haouz central (Tableau 5). Ainsi le potentiel en eau de surface disponible pour le bassin s'élève en année moyenne à près de 1 070 mm<sup>3</sup>.

### 3.3.2 Aquifères du bassin du Tensift

En ce qui concerne les ressources en eau souterraine, les réservoirs dans lesquels s'accumulent ou transitent les eaux pluviales infiltrées sont eux aussi d'inégale importance et leur répartition géographique est quasi analogue à celle des eaux de surface (ABHT). Parmi les nappes les plus importantes, on distingue (Figure 13) (Tableau 6) :

- la nappe de Haouz - Mejjat limitée par la chaîne atlasique au Sud et les chaînons des Jbilet au Nord. Elle s'étend d'Est en Ouest entre les reliefs des Jbilet et l'Oued Chichaoua sur une superficie de 6 000 km<sup>2</sup> avec une largeur moyenne de 40 km. Les écoulements souterrains s'établissent dans les alluvions plio-quadernaires et les formations du Néogène dont la puissance globale varie entre 50 et 80 m et peut atteindre localement 120 m (Limam, 2011). La surface libre de la nappe s'établit en moyenne à 30 m sous le niveau du sol et varie de 10 m à plus de 80m le long du piémont de l'Atlas.
- La nappe de la Bahira allongée d'Est en Ouest, entre le massif des Jbilet au Sud et les plateaux des Rehamna et des Gantour au Nord et s'étend sur une superficie d'environ 5 000 km<sup>2</sup>. La zone d'action de l'ABHT n'en compte que 3 000 km<sup>2</sup> renfermant les parties occidentale et centrale de la Bahira. Au niveau de la Bahira Occidentale et

Centrale, l'aquifère a une puissance moyenne de 50 m avec une productivité variable et liée au degré de fracturation (Boudhar, 2009). La nappe est exploitée surtout au niveau du champ captant des Khoualka et N'Zalet Lâadem où l'on observe une tendance à la baisse depuis 1974. Cette baisse s'est amplifiée à partir de 1985 atteignant, en moyenne, une valeur de 0.35 m/an au niveau de la Bahira occidentale et environ 1 m/an au niveau de la Bahira centrale (Berrazouk et al., 2004).



**Figure 13 :** Situation des principales nappes du bassin du Tensift

**Tableau 6** : Bilan hydraulique des principales nappes du bassin du Tensift (ABHT)

Nappes	Prélèvement en mm3/an		Total mm3/an
	AEPI	Irrigation	
Haouz-Mejjate	28	507	535
Bousbaâ	1,1	5,2	6,3
Bahira	9	28	37
<b>Total</b>	38,1	540,2	578,3

## II. Données et méthodologie

La réponse hydrologique d'un bassin versant est influencée par plusieurs facteurs aussi bien externes qu'internes. Les facteurs externes correspondent aux conditions climatiques du milieu (répartition spatiale et temporelle, intensité et durée de la pluviosité, indices climatiques,...) alors que les facteurs internes correspondent aux propriétés physiques du bassin tel que sa morphologie, et la structuration du réseau hydrographique.

Les bassins versants de la Moulouya, du Sebou et du Tensift font partie des plus grands bassins marocains et couvrent une large partie du territoire. La variabilité temporelle de leur réponse hydrologique sera étudiée en comparant cette variabilité aux variations du climat (précipitation, indices climatiques). Le rôle du milieu physique sera abordé par déduction.

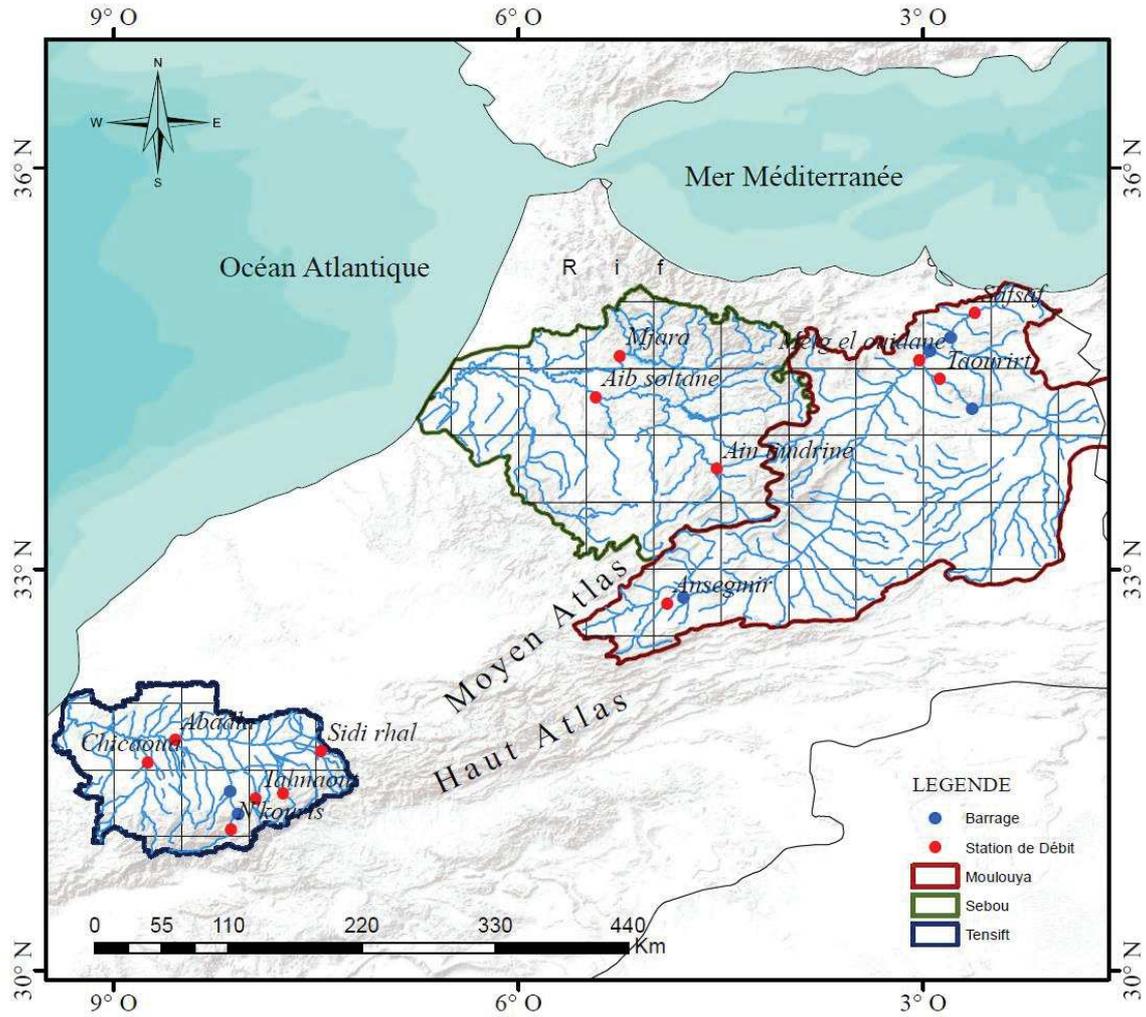
### 1. Données utilisées

#### 1.1 Données hydrologiques

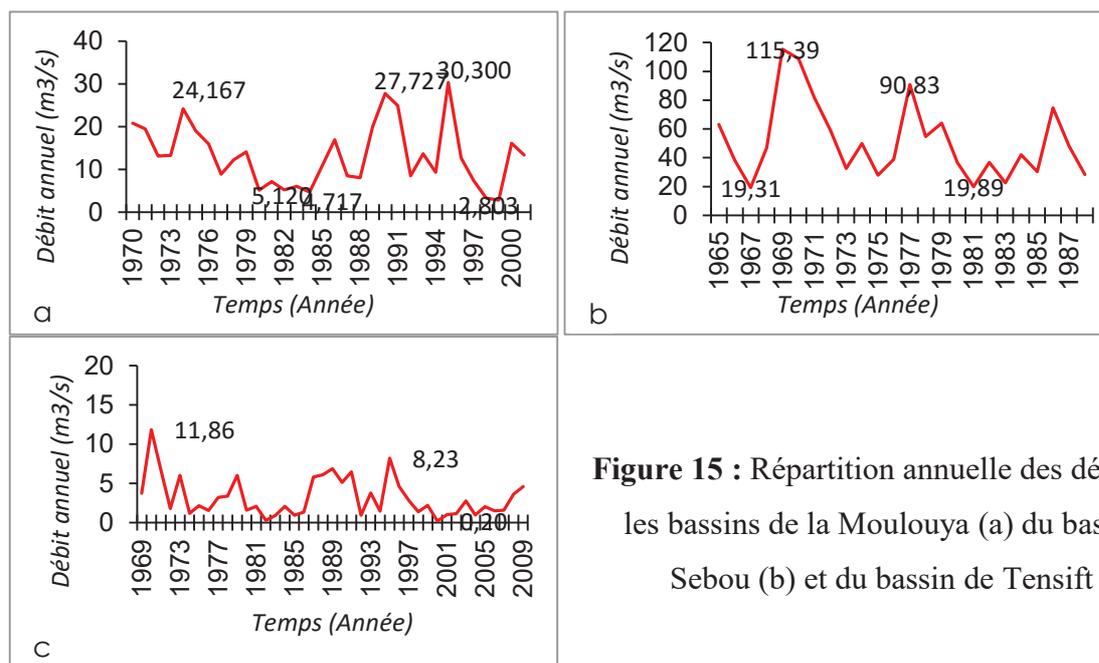
Les données de débit correspondent à une série chronologique mensuelle, calculée à partir des années calendaires (choix liée à transformée en ondelette), les données hydrologiques dans le bassin du Tensift sont obtenues auprès de l'Agence du Bassin Hydraulique du Tensift (ABHT), qui les collecte sur les affluents de la rive gauche du bassin. Pour les bassins du Sebou et de la Moulouya, les données de débit proviennent de la Direction de la Météorologie Nationale (DMN) et la Direction Générale de l'Hydraulique (DGH), localisées à l'exutoire de chaque bassin versant afin de déterminer la variabilité hydrologique. Les données doivent respecter deux critères importants : la longueur des chroniques d'une part (couvrir la plus grande période de temps possible) et la qualité des données d'autre part (le moins de données manquantes possible).

Pour le bassin versant du Tensift six stations de débit respectent ces critères (pas de données manquantes et série longue), localisées au niveau de l'affluent principal de chaque sous bassin

versant. Sur le bassin du Sebou, trois stations feront l'objet de cette étude et quatre autres sur le bassin de la Moulouya (Figure 14).



**Figure 14 :** Localisation des stations de débit sélectionnées sur les bassins Moulouya, Sebou et Tensift



**Figure 15 :** Répartition annuelle des débits dans les bassins de la Moulouya (a) du bassin du Sebou (b) et du bassin de Tensift (c)

Les données sélectionnées couvrent une période d'environ 40 ans pour le Tensift allant de 1965 à 2009, tandis qu'elles couvrent une période plus courte dans le bassin du Sebou et de la Moulouya avec respectivement des périodes allant de 1952 à 1989 et de 1969 à 2003 (tableau 7 et figure 15). Le choix des stations est fait afin de pouvoir comparer trois types de données (pluies stations, débits, pluies SIEREM).

**Tableau 7 :** Caractéristiques de chaque station de débit

Bassin	Nom de la station	Nom de la rivière	Date de début	Date de fin	Durée	Superficie
SEBOU	Azib soltane	Sebou	1959	1988	30	17250
	Mjara	Ouergha	1952	1989	37	6190
	Ain timdrine	Sebou	1956	1990	34	4392
MOULOUYA	Safsaf	Moulouya	1970	2003	33	52580
	Melg el ouidane	Moulouya	1964	2002	38	48000
	Taurirt	Elhay	1960	2003	43	1044
	Ansgumir	Moulouya	1960	2003	43	1673
TENSIFT	Abadla	Tensift	1970	2010	40	-
	Aghbalou	Ourika	1970	2010	40	503
	Chichaoua	Chichaoua	1972	2009	37	150
	N'kouris	N'fis	1975	2010	35	1282
	Sidi rhal	Rheraya	1964	2010	46	452
	Tahnaout	R'dat	1963	2010	47	225

## 1.2 Données climatiques

### 1.2.1 Précipitations

Deux types de séries de précipitations feront l'objet de notre analyse à savoir les données de stations et les données de maille SIEREM (Système d'Informations Environnementales sur les Ressources en Eau et leur Modélisation).

#### 1.2.1.1 Les pluies stationnelles

Comme pour la série des débits, la chronique des pluies (1970-2010) est aussi obtenue auprès de l'agence hydraulique du Tensift (ABHT) et regroupe six stations. L'obtention de ces données a pris un an et demi auprès de l'agence. Les chroniques du bassin du Sebou proviennent de la DMN et de la DGH et couvrent une période moyenne de 45 ans de 1960-2005. Les données du bassin de la Moulouya couvrent une période de 26 ans, entre 1976 et 2002, et proviennent de The Global Runoff Data Centre (GRDC). Les données de précipitations pour les régions climatiques sélectionnées sont des précipitations mensuelles (Figure 16).

#### 1.2.1.2 Les pluies interpolées/grille, SIEREM

Les pluies interpolées/grille, SIEREM ont été utilisées dans le but de confectionner pour un modèle pluie/débit semi-distribué, une grille contenant pour chaque « maille » une valeur pour le paramètre intitulé capacité *en eau du sol / Water Holding Capacity*. Cette valeur correspond au dimensionnement du réservoir sol et est utilisée en entrée des modèles. A partir de cette méthode on a obtenu une série de soixante ans allant de 1940 à 1999.

Les données prises en compte sont de deux types principaux : hydroclimatologiques d'une part et de caractérisation physique du milieu d'autre part. Le premier type de données se compose essentiellement de séries chronologiques de pluie, de débit et de variables météorologiques mesurées habituellement aux stations synoptiques. Ces séries chronologiques sont caractérisées par des informations descriptives appelées "métadonnées" qui définissent et situent les stations de mesures ainsi que les modes opératoires d'obtention de la donnée. Le deuxième type de données sont les données de caractérisation physique des bassins versants. Ces données sont nécessaires à l'étude et portent sur toutes les connaissances qui permettent de mieux appréhender les comportements hydrologiques des bassins versants de la région. La nature du sol et son type d'occupation sont des exemples d'informations nécessaires pour définir ce comportement. De plus, le modèle numérique de terrain permet de définir le contour (Boyer, 2002).

Ces données maillées proviennent de SIEREM, développés au laboratoire HydroSciences Montpellier (Rouche et al, 2010). Ces données sont disponibles à l'échelle du temps mensuel, sur la durée de 1940 à 1999, et à l'échelle demi degré carrée. La méthode d'interpolation utilisée pour préparer cet ensemble de données est la méthode de krigeage (Dieulin et al., 2014) à partir des valeurs observées. Pour chaque pas de temps, il n'a pas de corrélation avec une grille de référence en moyenne sur une période de référence. Toutes les valeurs disponibles chaque mois sont utilisées pour construire chaque grille (Figure 16).

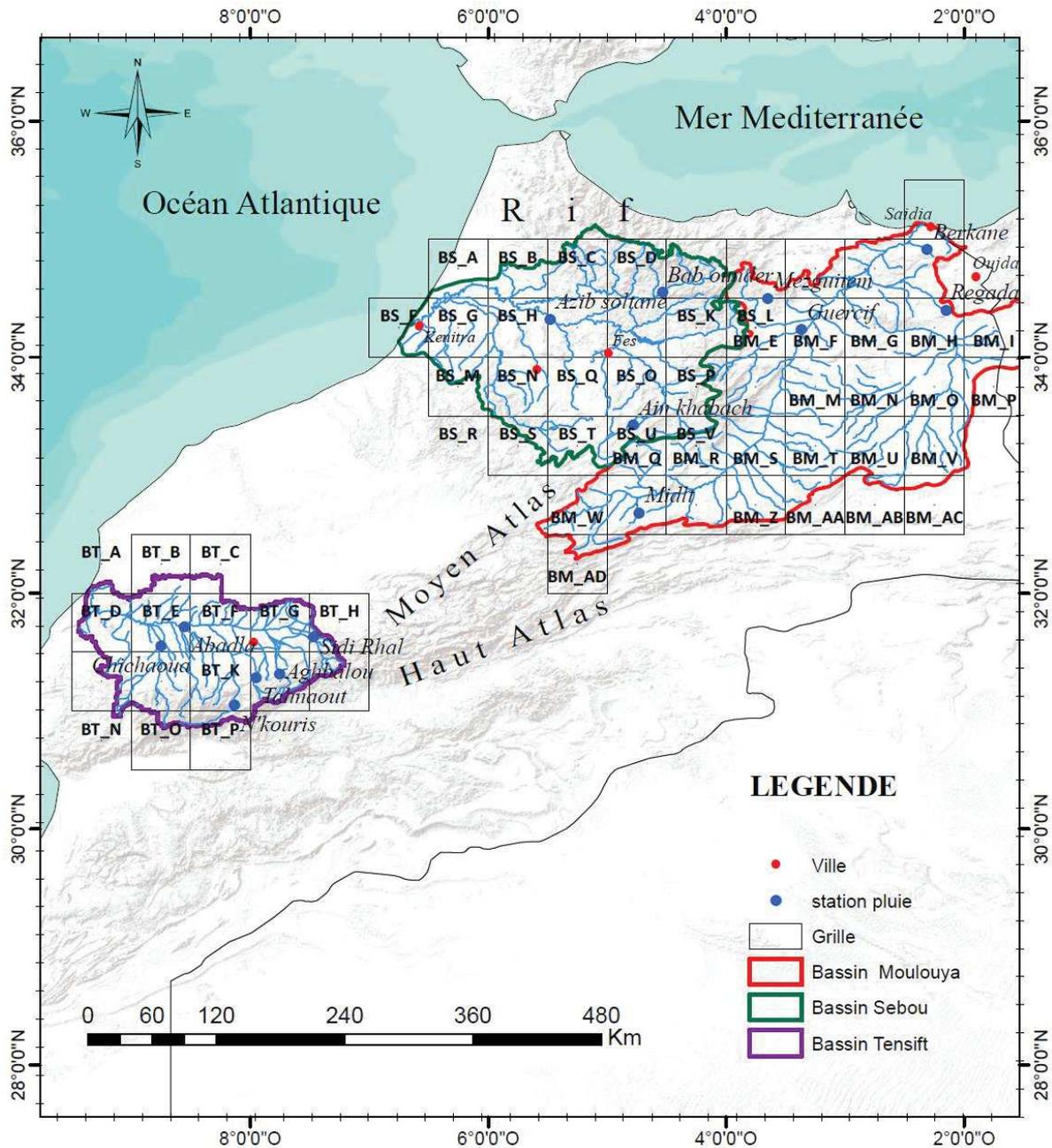


Figure 16 : Localisation des stations de pluie dans les bassins Moulouya, Sebou et Tensift (De X1X2\_X3) ; X1 : bassin, X2 : Nom du bassin, X3 : Nombre de Grille. Exp BM\_A)

## 1.2.2 Principaux indices climatiques

La variabilité hydrologique de la Moulouya, du Sebou et du Tensift, sera comparée aux modes de variabilité du climat connus pour influencer l'hydrologie de la Méditerranée et l'Océan Atlantique. Les principaux indices climatiques sélectionnés sont :

- La NAO pour «North Atlantic Oscillation», obtenue de (<http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.data.html#naostatmon>) 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 Oliver, 2006).

- Le SOI pour « 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/>)

- 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 Lopez-Bustins 2006), a été collecté à partir de (<http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm>)

## 2. Méthode d'analyse des séries chronologiques

Afin d'analyser et d'expliquer la variabilité hydroclimatique au niveau de la majeure partie du Maroc on va procéder par l'utilisation des méthodes descriptives des variables hydrologiques et climatiques (variables centrées réduites et détection des ruptures), ensuite une analyses spectrales pour explorer, caractériser et quantifier le contenu fréquentiel, mais aussi visualiser les instationnarités au cours du temps.

### 2.1 Analyse descriptive

#### 2.1.1 Méthode des variables centrées réduites

La variabilité hydrologique par l'étude des centrés réduits est calculée à partir de :

$$V_{cr} = \left( \frac{P - \bar{P}}{\sigma} \right)$$

Vcr : indice

P : Hauteur de pluie / Débit totale pour une station pendant une année  $i$  ;

$\bar{P}$ : Moyenne annuelle de la pluie / Débit à la station pendant la durée entière de l'enregistrement (Période d'étude).

$\sigma_i$  : écart type de la pluviométrie / Débit annuel ( $1e$ )

Les indices pluviométriques et hydrométriques permettent de dégager les grandes tendances dans les séries chronologiques pour mieux visualiser les périodes de déficit et d'excédent à l'échelle interannuelle

## 2.1.2 Identification des ruptures

Une « rupture » peut être définie par un changement dans la loi de probabilité de la série chronologique à un instant donné (Lubes *et al*, 1994). Une telle rupture marque une modification du régime pluviométrique ou hydrologique. Il existe plusieurs méthodes de détection des ruptures des séries chronologiques (test de PETTIT, test statistique de BUIHAND, procédure bayésienne de LEE et HEGHINIAN, la méthode de segmentation d'HUBERT).

- Le test d'A.N. PETTIT (1979) est non-paramétrique. Il dérive du test de MANN-WHITNEY. L'absence d'une rupture dans la série ( $X_i$ ) de taille  $N$  constitue l'hypothèse nulle. La mise en œuvre du test suppose que pour tout instant  $t$  compris entre 1 et  $N$ , les séries chronologiques ( $X_i$ )  $i=1$  à  $t$  et  $t+1$  à  $N$  appartiennent à la même population. La variable à tester est le maximum en valeur absolue de la variable  $U_{t,N}$  définie par :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij}$$

Où  $D_{ij} = \text{sgn}(X_i - X_j)$  avec  $\text{sgn}(X) = 1$  si  $X > 0$  ;  $0$  si  $X = 0$  et  $-1$  si  $X < 0$

Au cas où l'hypothèse nulle est rejetée, une estimation de la date de rupture est donnée par l'instant  $t$  définissant le maximum en valeur absolue de la variable  $U_{t,N}$ .

- La méthode bayésienne d'A.F.S. LEE et S.M. HEGHINIAN (1977) vise à confirmer ou à infirmer l'hypothèse d'un changement de moyenne dans la série. Il s'agit d'une approche paramétrique dont l'application sur une série nécessite une distribution normale des valeurs de celle-ci. L'absence de rupture dans la série constitue l'hypothèse nulle. La procédure repose sur le modèle suivant :

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

Où les  $\epsilon_j$  sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance  $\sigma^2$

Les variables  $\tau$ ,  $\mu$ ,  $\delta$  et  $\sigma$  sont des paramètres inconnus.  $\tau$  et  $\delta$  représentent respectivement la position de la rupture dans le temps et l'amplitude du changement sur la moyenne. Le changement éventuel (la position et l'amplitude) correspond au mode des distributions a posteriori de  $\tau$  et  $\delta$ . La méthode fournit donc la probabilité que la rupture se produise au moment  $\tau$  dans une série où on suppose a priori qu'il y a effectivement un changement à un moment indéterminé.

- segmentation de P. 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).

La segmentation est retenue lorsque l'écart quadratique entre elle et la série est minimum, elle présente l'avantage de pouvoir rechercher des changements multiples de moyenne dans une série hydrométéorologique. Elle est considérée comme un test de stationnarité ; « la série étudiée est stationnaire » constitue l'hypothèse nulle de ce test. Elle a été utilisée dans plusieurs études de changements climatiques notamment en Roumanie (Carbonnel J.P. et Hubert P., 1994) et surtout en Afrique de l'ouest où elle a été appliquée aux séries des précipitations et des débits de cette région (Hubert P. et al., 1989).

- test statistique de BUIHAND (1982, 1984) fait référence au même modèle et aux mêmes hypothèses que l'approche de Lee et Heghinian.

En supposant une distribution a priori uniforme pour la position du point de rupture  $t$ , la statistique  $U$  de Buishand est définie par :

$$U = \frac{\sum_{k=1}^{N-1} \left( \frac{S_k^*}{Dx} \right)^2}{N(N+1)} \quad \text{Où} \quad S_k = \sum_{i=1}^k (X_i - \bar{X})$$

Pour  $k = 1, \dots, N$  et  $Dx$  désigne l'écart type de la série.

En cas de rejet de l'hypothèse nulle, aucune estimation de la date de rupture n'est proposée par ce test. Outre cette procédure, la construction d'une ellipse de contrôle permet d'analyser l'homogénéité de la série de  $(x_i)$ . La variable  $Sk'$  définie au-dessus, suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance  $keN - k$  N-1 if,  $k = 0, \dots, N$  sous l'hypothèse nulle d'homogénéité de la série des  $(x_i)$ . Il est donc possible de définir une région de confiance dite ellipse de contrôle associée à un seuil de confiance contenant la série des  $Sk$ .

### 2.1.3 Coefficient d'écoulement

Afin de caractériser la capacité d'un bassin versant à ruisseler et connaître les changements des états de surface, un coefficient d'écoulement (CR) est utilisé. Evalué comme le rapport entre indice hydrométrique et indice pluviométrique

$$Cr = \text{Débit}/\text{Pluie}$$

### 2.1.4 Etudes des tendances générales : lissage par LOESS

La méthode de régression locale polynomiale (LOESS pour Locally weighted regression) est un outil non paramétrique, c'est-à-dire qu'il n'existe pas d'hypothèses quant à la forme de la fonction de régression. Cette méthode permet donc d'analyser l'évolution à long terme sans a priori, qu'elle soit effectivement linéaire ou plus structurée. Cette méthode est l'équivalent d'un lissage ou moyenne mobile, employées à titre exploratoire sur les séries chronologiques et permettant notamment de mettre en évidence les fluctuations caractéristiques contenues dans une série de données. Le lissage LOESS permet une relativement bonne conservation de la variance du signal analysé. L'ajustement par polynômes est effectué localement sur l'ensemble de la série de données : un point  $x$  est ajusté par les points avoisinants, et pondéré par la distance à  $x$  de ces points. La fenêtre d'ajustement peut être choisie en fonction du type de données, de leurs pas d'échantillonnage, etc. Cet outil est donc bien adapté à l'exploration des fluctuations hydrologiques et climatiques (Cleveland et Devlin, 1988 ; Cleveland et Loader, 1996).

## 2.2 Analyse spectrale

L'analyse en ondelettes est une technique (TO) mathématique qui est très utile pour l'analyse numérique et la manipulation des ensembles multidimensionnels de signaux discrets.

La TO est conçu pour identifier et quantifier chaque caractéristique temporelle des principales composantes spectrales dans la série chronologique. La transformation d'ondelette utilise la décomposition d'une série temporelle en des combinaisons de l'ondelette mère (un signal ou décomposition des signaux), le coefficient d'une série d'ondelette traduit les propriétés qui correspondent à une discontinuité et/ou un évènement imprévu.

L'algorithme ondelette fonctionne dans l'espace-temps-échelle (Labat, 2005) contrairement à la décomposition de Fourier seulement en fréquence, ce qui permet de déminer ces modes de variabilité et comment ces modes varient dans le temps. Les ondelettes contrairement à l'analyse de Fourier permettent de présenter des signaux en montrant en même temps

l'information temporelle et fréquentielle, l'avantage de la méthode est de mettre en évidence les processus non stationnaires et de localiser les perturbations à l'échelle temporelle et fréquentielle.

La transformation en ondelettes a été utilisée pour de nombreuses études par exemple en géosciences (Labat, 2005 ; Ghil *et al*, 2002 ; Massei *et al*, 2007). En particulier, les applications d'ondelettes sur des séries chronologiques ont identifié des signaux d'oscillation climatique (Labat *et al*, 2000 ; Lafrenieres et Sharp, 2003 ; Massei *et al*, 2009.). L'El Niño-Southern Oscillation ; ENSO (Gu et Philander 1995 ; Wang et Wang 1996), les fronts froids atmosphériques (Gamage et Blumen 1993), la température moyenne de l'Angleterre (Baliunas *et al*. 1997), la dispersion des vagues de l'océan (Meyers *et al*. 1993), et les structures cohérentes dans les écoulements turbulents (Farge, 1992). Une description complète sur leur application géophysique qu'on trouve dans les travaux de Foufoula-Georgiou et Kumar (1995), tandis qu'un traitement théorique de l'analyse par ondelettes est étudié par Daubechies (1992).

Au Maghreb, la transformée en ondelettes a été peu utilisée, Turki *et al*, 2015 and 2016, ont étudiés la variabilité hydrologique et son lien avec la NAO au Nord-est de l'Algérie, ainsi que le lien entre celui-ci et les précipitations à Marrakech au Maroc.

### ***Analyse de Fourier***

La transformée d'ondelette est généralisée à partir de la transformée de Fourier et la transformée de Fourier fenêtrée (Gabor 1946), la transformée de Fourier ne contient pas la fonction temps du signal et ne peut donc pas fournir toute l'information locale concernant l'évolution dans le temps de ses caractéristiques spectrales (Lau et weng, 1995).

Le spectre d'énergie de Fourier permet d'identifier les spectres obtenus à partir de l'autocorrélation des séries chronologiques, sur lequel la transformée de Fourier rapide a été réalisée avec l'application d'un filtrage fenêtré, pour n'importe quel domaine d'échelle, le spectre de puissance ou d'énergie pour une série de temps donnée à une dépendance en loi de puissance sur la fréquence (Massei *et al.*, 2009):

$$E(\omega) \sim \omega^{-\beta}$$

Où

$\omega$  : fréquence,

$\beta$  : exposant spectral

$E(\omega)$  : énergie du spectre.

Dans la transformée de Fourier fenêtré, une série chronologique est examinée sous une fenêtre fixe de fréquence de temps avec des intervalles constants dans les domaines temporel et fréquentiel. Quand une large bande de fréquence est impliquée, la fenêtre de temps fixe des tendances WFT (Window Fourier Transform) peut contenir un grand nombre de cycles à haute fréquence et quelques cycles à basse fréquence ou parties de cycles

La transformée de Fourier fenêtré représente un outil d'analyse pour extraire des informations de fréquence locale d'un signal. La transformée de Fourier est effectuée sur un segment de glissement de longueur  $T$  à partir d'une série temporelle  $dt$  de pas de temps et de longueur totale  $Ndt$ , retenant ainsi fréquences  $T-1$  à  $(2dt) -1$  à chaque pas de temps. Les segments peuvent être fenêtré avec une fonction arbitraire comme un wagon (pas de lissage) ou une fenêtre gaussienne (Kaiser 1994).

D'après Kaiser (1994), la transformée de Fourier fenêtré représente une méthode imprécise et inefficace de localisation temps-fréquence, car il impose une échelle ou «intervalle de réponse"  $T$  dans l'analyse. L'imprécision provient des composants de haute et basse fréquence qui n'appartiennent pas à la plage de fréquence de la fenêtre. L'inefficacité provient des  $T/(2dt)$ , qui doivent être analysés à chaque pas de temps, quelle que soit la taille de la fenêtre ou les fréquences dominantes actuelles. En outre, plusieurs longueurs de fenêtre doivent habituellement être analysées afin de déterminer le choix le plus approprié (Torrence and compo, 1998).

### *Analyse d'ondelette continue*

La transformée en ondelettes peut être utilisée pour analyser les séries chronologiques qui contient une énergie non stationnaire à différentes fréquences (Daubechies 1990). Elle utilise des fonctions généralisées locales de base (ondelettes) qui peuvent être étirées et traduites avec une résolution souple de la fréquence et du temps. Les fenêtres sont flexibles, adaptées pour l'ensemble du domaine temps-fréquence, connues sous le nom de domaine d'ondelettes (Lau et Weng, 1995).

L'analyse en ondelettes vise à identifier les principales modes de variabilité et la caractérisation non stationnaire de chaque série chronologique, elle décompose le signal en ondelettes filles à partir d'une référence fonction d'onde (ondelette mère). Chaque ondelette a une longueur finie (échelle) et localisée dans le temps. Les valeurs maximums d'amplitude relevées par l'analyse en ondelette situées dans l'espace-temps fréquences sont des harmoniques –dont les phénomènes ont lieu au long de la série (saisonnalité) où des perturbations (signaux transitoires)- des phénomènes individuels, qui apparaissent n'importe quand autour de la série

([Mateescu et haidu, 2006](#)). L'ondelette mère comprend deux paramètres de temps-fréquence (ou échelle de temps)

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)$$

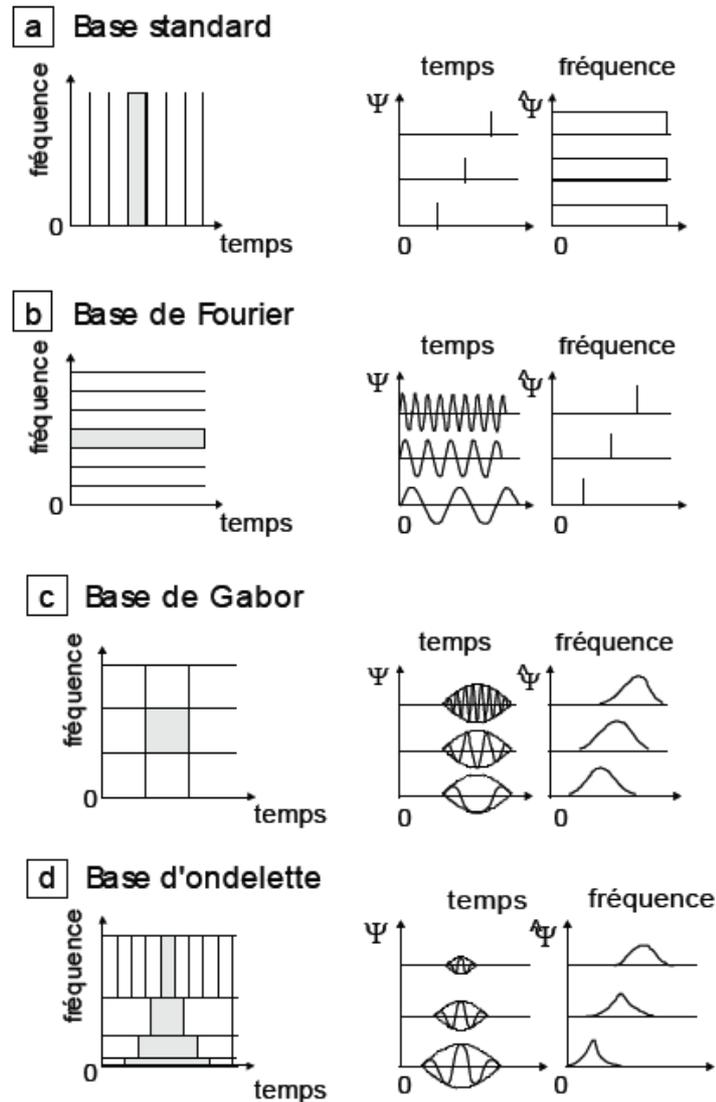
Soit :

$\psi_{a,b}(t)$  : Ondelette analysante ou ondelette fille

a : Paramètre d'échelle

b : Paramètre de position

La transformée en ondelettes se rétrécit en se concentrant sur les signaux à haute fréquence et s'élargit lors de la recherche de la faible fréquence d'arrière-plan. En raison du principe d'incertitude ([Chui 1992](#)), la largeur et la hauteur de la fenêtre de temps-fréquence ne peut pas être arbitraire. En conséquence, une grande précision dans la localisation de temps dans la bande de haute fréquence peut être obtenue aux dépens de la résolution de fréquence réduite, et vice versa pour les composantes de basse fréquence (Figure 17). De cette manière, la transformé en ondelettes permet d'être mis à l'échelle pour correspondre à la plupart des signaux de haute et basse fréquence afin de réaliser la résolution optimale avec le plus petit nombre de fonctions de base. Ce zoom de propriété est une caractéristique unique de ce qui permet la localisation de très courte durée, des signaux de haute fréquence dans le temps, tels que les changements brusques ([Lau et Weng, 1995](#)).

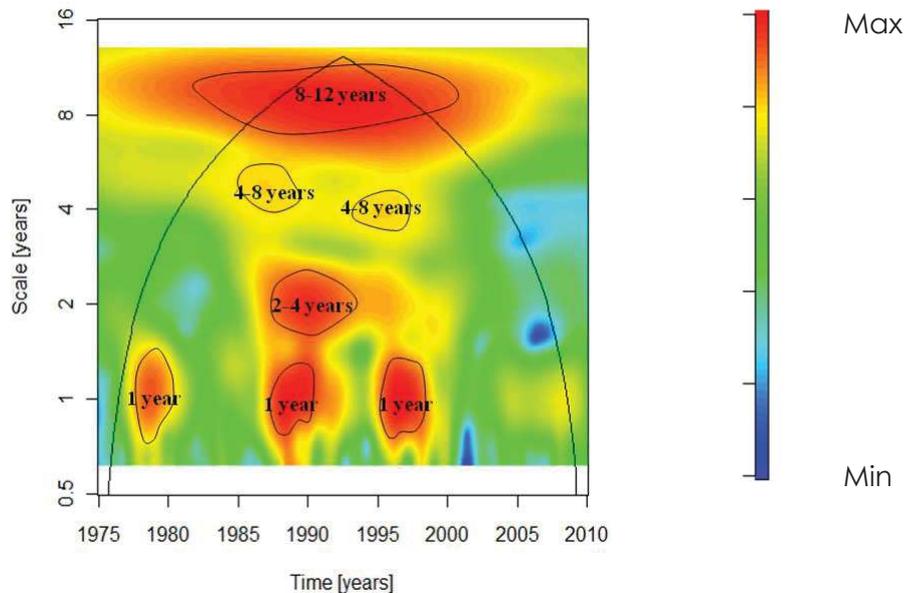


**Figure 17 :** Fenêtres temps-fréquence utilisées dans (a) l'analyse temporelle (base standard), (b) l'analyse de Fourier, (c) l'analyse de Fourier à fenêtre glissante et (d) l'analyse par ondelette et leur série temporelle correspondante dans les espaces temporel et fréquentiel (d'après [Lau et Weng, 1995](#)).

### *Cône d'influence*

Le calcul de l'analyse en ondelettes continues est réalisé pour chaque échelle (fréquence), on réalise la convolution de la transformée de Fourier du signal par la transformée de Fourier de l'ondelette fille. Puis une transformée inverse est réalisée afin de se trouver à nouveau dans le domaine temporel. Or, cette convolution des données à longueur finie avec une ondelette infinie provoque ce que l'on appelle des effets de bord aux bornes de la série de données. Pour s'affranchir des effets de bords produits par la convolution des FFT, il faut réaliser du zéro padding c'est-à-dire de l'ajout de zéros. Le zéro padding provoque cependant un lissage des données afin de mieux voir les pics de puissance ([Mesquita, 2009](#)). Une fois que l'on a réalisé

le zéro padding, nous plaçons sur le spectre un cône d'influence, il est calculé et tracé pour tous les points dont le zéro padding a provoqué la diminution par deux de la puissance du spectre. Les discontinuités sont identifiées par une perte d'énergie ; les causes physiques des discontinuités ne sont pas encore comprises. Toutefois, selon McCabe et Wolock (2002) ce changement brusque est expliqué par un changement des régimes climatiques principalement contrôlée par la variabilité climatique. Un exemple d'analyse en ondelettes sur les débits mensuel du bassin de N'fis (sous bassin du Tensift) est présenté au niveau de la figure 18.



**Figure 18** : exemple d'analyse en ondelette du débit du sous bassin de N'fis (Tensift)

Le spectre local indique l'existence de plusieurs fluctuations, identifiées sur plusieurs échelles du temps : à l'échelle annuelle (fluctuation d'1an), à l'échelle interannuelle (fluctuations observées à 2-4ans, 4-8ans et 8-12 ans). Des instationarités (discontinuités temporelles) peuvent également être observées : une rupture en 1980 semble marquer l'apparition des fluctuations à 2-4ans et 4-8 ans, impliquant une structuration différente de la variabilité entre la période pré- et post-1980.

#### *Analyse de la cohérence par ondelette*

La notion de cohérence dans le traitement du signal consiste, à partir d'un point de vue général, en la mesure de la corrélation entre les deux signaux ou entre deux représentations de ces signaux (Labat 2010). Pour comparer les séries temporelles entre elles, l'analyse de corrélation croisée est utilisée. Cette méthode fournit efficacement de nouvelles connaissances sur le degré

de dépendance de l'échelle de corrélation entre deux signaux donnés (Onorato *et al*, 1997, Labat *et al*, 2002).

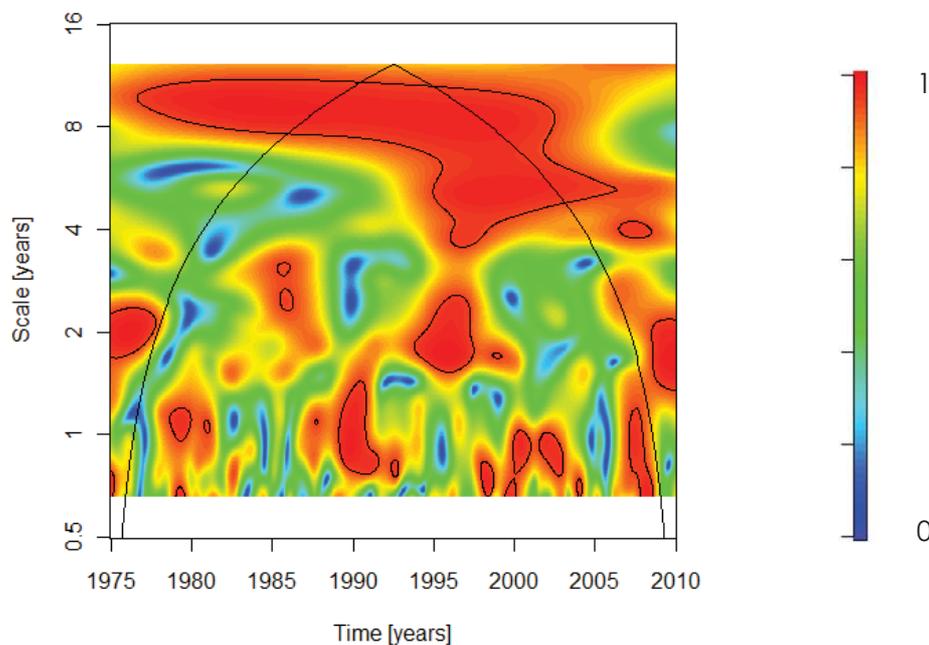
Par analogie aux spectres croisés par transformée de Fourier, le spectre en ondelettes croisées est une méthode qui permet d'évaluer la corrélation entre deux signaux suivant les différentes échelles (fréquences) au cours du temps. Le spectre par ondelettes croisées  $W_{XY}(a,\tau)$  entre deux signaux  $x(t)$  et  $y(t)$  est calculé suivant l'équation ci-dessous, où  $C_X(a,\tau)$  et  $C_Y^*(a,\tau)$  sont respectivement le coefficient de l'ondelette du signal continu  $x(t)$  et le conjugué du coefficient de l'ondelette de  $y(t)$  (Rossi,2010):

$$W_{xy}(a, \tau) = c_X(a, \tau)C_Y^*(a, \tau)$$

La cohérence en ondelettes continue peut être définie comme étant l'estimation de l'évolution temporelle de la linéarité et de la relation entre deux signaux sur une échelle donnée (Labat, 2005, Maraun, 2006). La cohérence par ondelettes est calculée en utilisant des spectres en ondelettes lissés des séries  $SW_{XX}(a,\tau)$  et  $SW_{YY}(a,\tau)$  et un spectre en ondelettes croisé lissé  $SW_{XY}(a,\tau)$  (Torrence et Webster, 1999) :

$$WC(a, \tau) = \frac{|SW_{XY}(a, \tau)|}{\sqrt{[|SW_{XX}(a, \tau)| \cdot |SW_{YY}(a, \tau)|]}}$$

La cohérence est définie comme étant le module du spectre croisé, normalisé du même spectre, présentant des valeurs comprises entre zéro et un, il représente le degré de linéaire entre deux processus. Une valeur de 1 signifie une corrélation linéaire entre les deux signaux à un instant  $T$  à l'échelle  $a$  et une valeur de 0 indique une corrélation nulle (Maraun et Kurths, 2004 ; Maraun, 2006 ; Labat, 2010) (Figure 19).



**Figure 19 :** Exemple d'analyse de la cohérence par ondelettes entre les débits du sous bassin du N'fis (Tensift) et la NAO

Cette méthode permet donc, dans notre cas, de pouvoir évaluer et décrire les liens existants entre la variabilité hydrologique et climatique (représentée par les indices climatiques), à la fois pour les différentes échelles (fréquences) et suivant l'évolution des relations au cours du temps. La cohérence des débits du N'fis avec la NAO est distribuée à l'échelle interannuelle (2-8ans) ce qui suggère une influence de cet indice climatique sur la variabilité des débits pour toutes les échelles de temps. En se focalisant par exemple sur une échelle décennale (8-12ans), on peut remarquer une forte cohérence sur toute la période 1975-2010, qui peut être mise en relation avec l'apparition du mode de variabilité observée à cette échelle dans les débits. Ceci suggère donc une influence de la NAO sur le mode de variabilité à 8-16ans des débits. A l'inverse, il n'existe qu'une faible cohérence à l'échelle annuelle, par rapport aux autres modes de variabilités, qui semble être affectée uniquement en 1980, 1990 et à partir des années 2000. La variabilité annuelle n'est donc a priori pas en relation avec la NAO hors de ses périodes.

### ***Significativité statistique***

La significativité statistique des fluctuations observées par la transformée en ondelettes est évaluée en comparant les spectres locaux en ondelettes contre des spectres théoriques distribués aléatoirement. Pour la plupart des processus géophysiques, les spectres appropriés pour tester les résultats de la transformée en ondelettes correspondent à des bruits blancs et à des bruits rouges (augmentation de la variance avec la diminution des fréquences). Les spectres théoriques sont modélisés à partir de processus autorégressifs des données pour un bruit blanc ( $AR(1)=0$ )

ou pour un bruit rouge, distribués aléatoirement par simulations de Monte-Carlo autour de leurs spectres théoriques correspondants (généralement 100000 réalisations).

L'hypothèse nulle définie pour le spectre de puissance en ondelettes correspond au dépassement significatif d'un pic ou d'une fluctuation par rapport à la moyenne des réalisations du spectre théorique testé, pour un certain niveau de confiance (généralement 90% ou 95%). Ces pics ou fluctuations sont donc considérés comme statistiquement différents d'une réalisation aléatoire pour ce niveau de confiance, et donc interprétable comme « réels » (présents dans le signal) ([Torrence et Compo, 1998](#)). Plus de détails sur ces tests statistiques sont indiqués et discutés dans la littérature associée ([Maraun et Kurths, 2004](#) ; [Torrence et Compo, 1998](#)).

PARTIE II : ETUDE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE  
ET SON INFLUENCE SUR LE MAROC

Le climat de la région a connu un réchauffement significatif depuis les années 1970. Ce réchauffement s'est accompagné particulièrement au Maroc d'une diminution nette des précipitations et le bilan en eau est déficitaire (Agoumi 1995).

De nombreux auteurs ont étudiés les tendances temporelles de la variabilité de l'écoulement fluvial (Lins et Slack, 1999; McCabe et Wolock, 2002; Trenberth, 2004, Labat *et al.* 2004 et Labat 2006.), expliqué par un contexte de climat mondial et par les changements environnementaux. Cela peut aider à expliquer les observations hydrométéorologique / hydrologique des événements extrêmes (Hurrell, 1995, Chaouche *et al.*, 2010; Jhajharia *et al.*, 2012).

L'étude bibliographique des tendances climatiques au Maroc (Pluie, débit et évènements extrême) fera le sujet de ce chapitre suivie par l'étude des ondelettes continues et finalement une dernière partie sera consacrée à l'étude des indices climatique pouvant influencer la variabilité du climat au Maroc.

## I. Synthèse bibliographique sur les tendances climatiques au Maroc

Le Maroc est situé à l'extrémité sud des latitudes moyennes de trajectoire de la tempête (Knippertz *et al.*, 2003), entre la zone aride du Sahara, la Méditerranée et l'Atlantique, les régions arides sont marquées par de faibles variations saisonnières avec des précipitations épisodiques, alors que cette variation est modérée dans les régions méditerranéennes et atlantiques, des hivers humides et des étés chauds et secs (Griffiths et Soliman, 1972), on trouve une grande variété de climats allant de climats humides et subhumides modérés au versant nord du Haut Atlas aux climats semi-arides et arides au sud de l'Atlas (Born *et al.*, 2003). Au Maroc, la densité et la qualité des observations est mieux que dans la plupart des autres parties de l'Afrique du Nord, mais encore relativement rares quand nous pensons à l'hétérogénéité spatiale des climats.

### 1. Précipitations

A partir de sa position, le Maroc est sous l'influence de l'Atlantique, la Méditerranée et le Sahara, avec une orographie très raide, plusieurs facteurs ont une influence sur les précipitations, à la fois locale et à grande échelle, pourraient être envisagés. Les pluies frontales d'hiver polaires qui affectent régulièrement les parties nord et ouest du Maroc et la côte

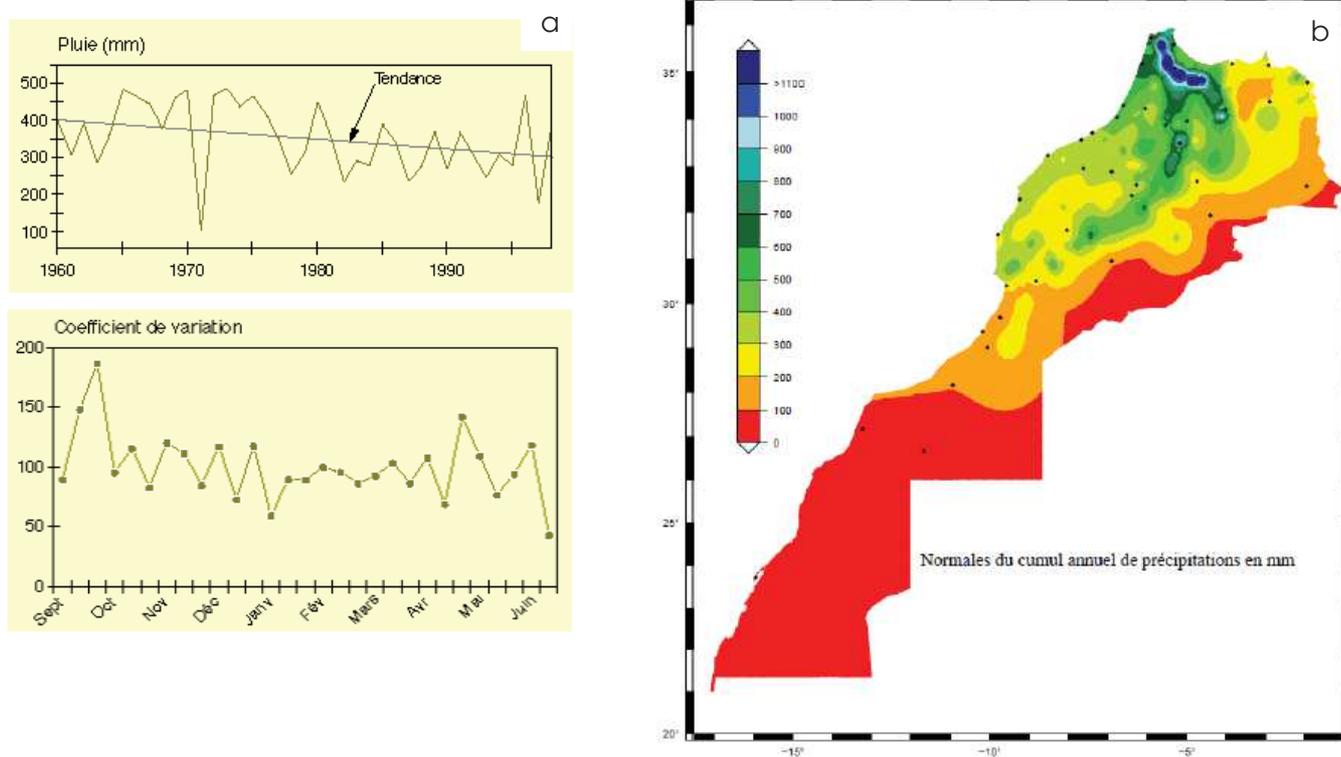
méditerranéenne, le plus souvent n'atteignent pas la partie sud des montagnes de l'Atlas, la contribution des pluies d'été n'est pas négligeable et aide à maintenir l'approvisionnement en eau dans les oasis dans le nord de la Mauritanie et le sud du Maroc.

À partir des résultats obtenus par [Sebbar et al., \(2012\)](#) par le calcul de l'Analyse en Composantes Principales avec Rotation (ACPR), cinq zones climatiques ont été identifiées au centre du Maroc, liées à l'altitude, la saisonnalité et la longitude qu'à la latitude. La première zone occupe la zone centrale caractérisée par un climat aride supérieur à hiver tempéré, le couvert végétal est faible et l'évaporation est intense liés au passage des masses d'air déshydratées sur le relief de l'Atlas, la deuxième zone caractérisée par un climat semi-aride inférieur à hiver frais à tempéré de l'est à l'ouest, la troisième classe correspond à la zone méridionale située au bordure du Haut Atlas (altitude 540 à 1200m) correspond à un climat semi-aride inférieur à hiver froid, la classe quatre, le climat est semi-aride supérieur à hiver chaud d'où l'influence de l'océan, la dernière classe occupe les zones montagneuse supérieur à 1500m ainsi on a l'effet de l'altitude par l'augmentation des précipitation et la diminution des température ; le climat est de type subhumide inférieur à hiver froid a très froid.

[Hulme \(1992\)](#) a étudié les données de précipitations maillées et a constaté une augmentation de la variabilité relative des précipitations annuelles au sud des montagnes de l'Atlas de la période de 1931-1960 à 1961-1990. Pendant les années 1980 et 1990, les collines méridionales de l'Atlas sont assez humides, tandis que le Sahel et la région au nord des montagnes de l'Atlas ont connu des conditions de sécheresse ([Nicholson et al., 2000](#)).

La variabilité des précipitations marocaines et ses liens avec la circulation atmosphérique à grande échelle en particulier a été étudié en lien avec la NAO et ENSO sur les précipitations au Maroc ([Lamb et Pepler, 1987](#); [Ward et al., 1999](#)), d'autres études, quoique moins nombreuses, ont abordé l'évolution du climat observé à l'échelle du Maroc ou de certaines régions. Parmi celles-ci on peut citer [Born et al., \(2008\)](#) qui ont mis en évidence, en utilisant la classification climatique de Köppen ([Köppen, 1900](#)), une tendance à l'évolution du climat du Maroc, au cours du 20<sup>ième</sup> siècle, vers des conditions plus chaudes et plus sèches. L'analyse de l'évolution interannuelle du climat du Maroc (Figure 20a) obéit à l'évolution générale constatée du climat africain : celui d'une baisse substantielle des précipitations depuis les années 1970 ou 1980 et d'une hausse des températures ([Moussa et al., 2009](#)). Ainsi, l'analyse de l'évolution des indices pluviométriques par [Benassi \(2001\)](#) indique une tendance à l'assèchement à partir de 1971. Pour la période 1971-2000, il observe une baisse de 15% des apports pluviométriques par rapport à l'épisode 1960-1971. Cette analyse est proche de celles faites par [Agoumi et Debbarh \(2006\)](#), [Moussa et al., \(2009\)](#), qui divisent la période 1961-2004 en une première période

pluvieuse et normale de 1961 à 1972 et une période très peu pluvieuse entre 1972 et 2004 avec deux périodes sèches, longues et critiques : 1972-1995 et 1997-2004. La Figure 20b montre 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 l'écart-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](#), [Driouech et al., 2009](#)).



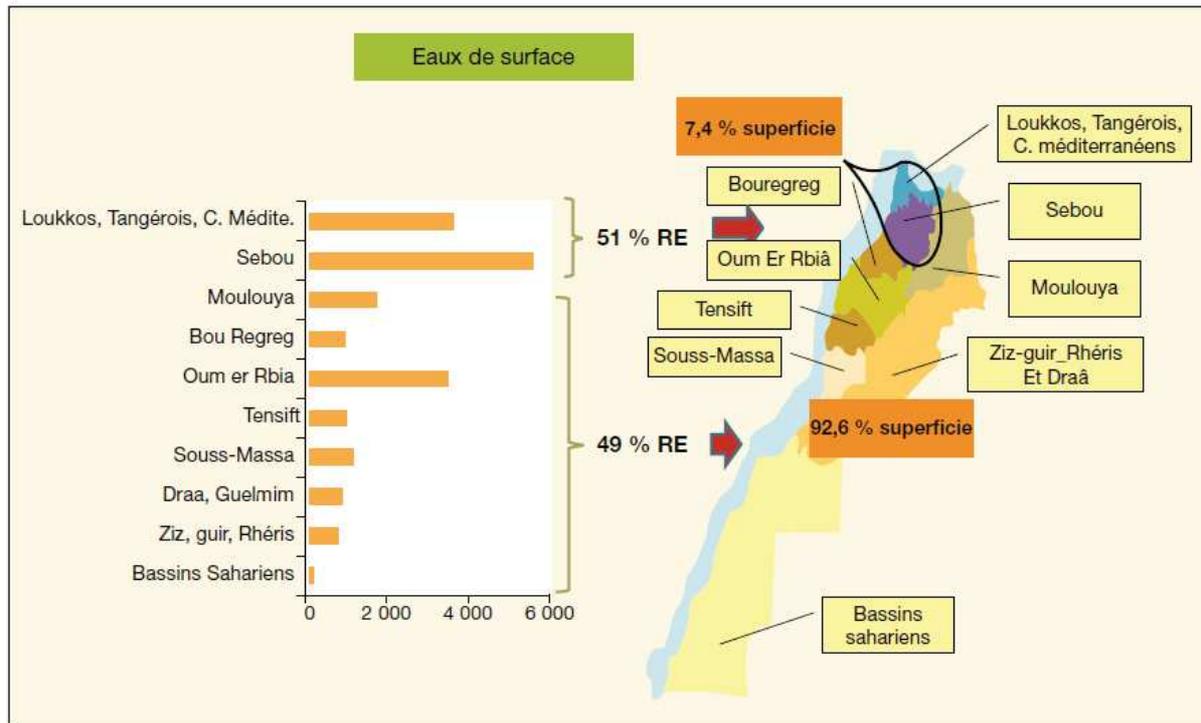
**Figure 20 :** (a) Évolution temporelle des précipitations de la zone semi-aride du Maroc ([Benseddik et Benabdelli, 2000](#)). (b) Pluviométrie annuelle moyenne au Maroc calculée sur la période 1971-2000 (Source : Direction de la Météorologie Nationale, Maroc)

[Knippertz et al, 2003](#), ont subdivisé le Maroc en trois régions pluviométriques: région I ; Région de l'Atlantique (ATL) correspond à la partie nord et ouest du Maroc, a une pluviométrie hivernale, influencée, en plus du NAO, par le déplacement vers le sud de la trajectoire des perturbations des moyennes latitudes, les dépressions locales et les advections d'ouest ramenant de l'air humide. Le Nord du Maroc près de la côte de la région méditerranéenne appelée (MED),

correspond à la région II homogène, sont renforcées par les dépressions ouest méditerranéennes, et par les advections d'air humide du nord-ouest, la région III appelée (SOA), couvre la zone située au sud des montagnes de l'Atlas. Sa pluviométrie hivernale, plus complexe, résulte entre autres du transport d'humidité de l'Atlantique au long du flanc sud des montagnes Atlas via un flux de sud, de l'activité cyclonique renforcée sur les îles Canaries et de l'occurrence de cyclones au sud-ouest de la péninsule ibérique (Knippertz *et al.*, 2003). La différence de la distribution des précipitations entre les trois régions est influencé par l'orographie, ses régions sont séparées par une barrière naturelle d'où la chaîne de l'Atlas (Haut Atlas, Moyen Atlas Rif et l'Anti-Atlas).

## 2. Débits

Les changements des températures et des précipitations affectent significativement le cycle de l'eau de surface (humidité du sol, ruissellement, débits, niveaux des lacs...) (Groisman *et al.*, 2004). Le Maroc, à climat aride à semi-aride, souffre des problèmes de gestion des ressources en eau qui deviennent de plus en plus limitées et difficiles à exploiter. Toutes ces ressources sont conditionnées par les précipitations très irrégulières dans le temps et dans l'espace (Riad, 2003). Les ressources en eau superficielles sur l'ensemble du Maroc sont évaluées en année moyenne à 18 M/m, varient selon les années de 5 à 50 M/m<sup>3</sup> (Bouaicha et Benabdelfadel, 2010), Singla *et al.*, 2010, ont identifié une diminution globale des débits et écoulements annuels à partir de 1970, cette décroissance est identifiée pour le bassin du Tensift de 1980 jusqu'en 1986 (Riad *et al.*, 2006, Singla *et al.*, 2010), qui coïncide avec la période de sécheresse qui a touché tout le Maroc et dans le bassin de la Moulouya entre 1958 et 2000. Les débits ont connu également des tendances à la baisse annuelle de 3,5m<sup>3</sup>/s attribuée à la diminution de la pluviométrie et à l'augmentation de l'ETP (Driouech *et al.*, 2010). L'analyse de ses débits montre des irrégularités interannuelles caractérisées par une alternance entre période humide et période sèche, (Riad *et al.*, 2006, Bouaicha et Benabdelfadel, 2010).



**Figure 21** : Disparité spatiale des apports en eau de surface (en millions de m<sup>3</sup>) (Bouaicha et Benabdelfadel, 2010).

Le comportement d'eau au Moyen Atlas et Rif, aux oueds à régime d'eau semblable à celui des rivières méditerranéennes, montrent des irrégularités saisonnières et interannuelles dont l'intensité dépend de la composition lithologique et la dissymétrie des pluies entre Nord et Sud. Dans les terrains rifains imperméables et à fortes pentes, le ruissellement est intense en années humide et l'épuisement est important des oueds en année déficitaires (Haida *et al.*, 1999).

La distribution des ressources en eau est très contrastée, elle est faible en allant du Nord au Sud du Maroc (Figure 21), les bassins méditerranéens et le bassin du Sebou représentent plus que 50% des ressources en eau alors que les autres bassins ne représentent que 49% des ressources hydrique.

Dans la zone méditerranéenne et en particulier en Afrique du nord, le secteur des ressources en eau est parmi les plus vulnérables à la variabilité du climat. Le Maroc n'est pas exclu de cette préoccupation surtout que la ressource en eau est d'une valeur socioéconomique certaine (Driouch *et al.*, 2010).

### 3. Événements hydrologiques extrêmes au Maroc : sécheresses et inondations

#### 3.1 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 (Stour et Agoumi, 2008, Meko *et al.*, 1995, El Jihad, 2003). Cependant, la sécheresse météorologique reste l'élément moteur des autres sécheresses (agricole, hydrologique et socioéconomique). Elle se caractérise par une réduction ou une mauvaise répartition, voir un absence des pluies dans une région donnée pendant une période de temps (Bootsma *et al.*, 1996).

La sécheresse a toujours été présente dans l'histoire du Maroc, 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 Agoumi, 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 modérée à 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 (Bi and Armand, 2013).

En plus de la récurrence de ces années sèches, leur intensité est de plus en plus importante. A cet effet, se basant sur les productions céréalières (production principalement pluviale), Barakat et Handoufe affirment que l'intensité des sécheresses qui ont touchées les zones semi arides comme le bassin du Bouregreg depuis 1980 est généralement supérieure à 30% avec un record de 60% en 1995. Ce phénomène climatique devient donc important à la fois quantitativement et qualitativement

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 (Kutiel *et al.*, 1996) et selon Hurrell et Van Loon (1997), les années 1981 à 1995 ont été particulièrement sèches au sud de l'Europe et au nord du Maroc. 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) (Lamb et Pepler, 1987 ; Xoplaki *et al.*, 2004, Visbeck *et al.*, 2001).

### 3.2 Les inondations au Maroc

Les inondations et les pulsations hydrologiques défraient la chronique par leurs effets dommageables sur les Hommes et les biens et le milieu naturel. Les augmentations des précipitations observées au XXe siècle, en particulier dans les fractions extrêmes de précipitations, peuvent augmenter la fréquence des crues et des inondations (Groisman *et al.*,

2001, 2004 ; Kunkel *et al.*, 1999). Le phénomène d'inondation n'est pas récent au Maroc, mais il a commencé à être ressenti, plus fortement durant les deux dernières décennies, causant des dégâts, notamment matériels, du fait de l'occupation croissante des zones vulnérables combinées avec l'augmentation de l'occurrence de forts orages localisés, à l'origine de crues rapides et violentes (DRPE, 2002). parfois, les averses fortes localisées ou les orages se produisent pendant la moitié de l'été, conduisent à des crues soudaines dans les lits asséchés des rivières (Knippertz *et al.*, 2003). Dans l'étude climatologique de Nicholson (1981), il a trouvé que la variabilité décennal au nord est la même qu'au sud du Sahara pendant le XXe siècle avant 1975. Le Maroc a connu au début du 21<sup>e</sup> siècle des inondations majeures, ils ont causé des dégâts économiques importants dans plusieurs régions du pays. On parle des événements catastrophiques de la vallée de l'Ourika en août 1995, de la ville de Tétouan et de la plaine de Martil en 2000, dans les régions de Mohammedia, Berrechid et Settat en 2002, de la région de Tanger en 2008, de la plaine du Gharb en 2009, de la région de Taza en 2010, de la région de Khénifra en 2011 et la crue de la région du Haouz en 2014. Les écoulements consistent en deux composantes 1) un écoulement de base, faible et régulier pendant la majeure partie de l'année, résultant des écoulements hypodermiques et des résurgences des eaux infiltrées ; 2) une série de crues de courte durée mais assez fortes, liées à l'intensité et à la durée des pluies (El Mimouni *et al.*, 2010). Au niveau du bassin de Ksob la montée des eaux s'est produite en 5 heures et 30 minutes et la décrue en 6 heures, selon l'ABHT, le débit du bassin du Tensift est passé de 12m<sup>3</sup>/s avant la crue à une pointe de 2550m<sup>3</sup>/s.

Le régime des écoulements particulièrement les crues est liées aux caractéristiques morphologiques et lithologiques des bassins versants (imperméabilité, altitudes élevées), qui interviennent dans la genèse des crues.

La gestion des ressources en eau rejoint des préoccupations diverses : l'aménagement des cours d'eau, la construction des barrages et leur protection contre l'envasement, la lutte contre la sécheresse et les risques d'inondation. Les dégâts considérables affectant les infrastructures hydrauliques destinées à la mobilisation des ressources en eau de surface et souterraine et à la production agricole perturbent les activités économiques du pays. Il est primordial de mettre en place des infrastructures nécessaires à la protection des vallées contre les inondations et de procéder à la construction des digues pour se protéger contre les débordements de l'oued, cependant le Maroc a adopté le plan national de protection contre les inondations (PNI), dont l'objectif est d'avoir une vision complète sur les risques d'inondation dans tout le territoire pour pouvoir y faire face en planifiant les différentes mesures (DRPE 2002).

## II. Étude des modes de fluctuations du climat et leurs échelles de temps caractéristiques

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*), le WeMOI (*Western Mediterranean Oscillation Index*). Les principaux indices climatiques discutés sont présentées dans le chapitre IV.

### 1. Oscillation Nord Atlantique (NAO)

L'oscillation du Nord Atlantique, ou NAO pour *North Atlantic Oscillation*, le modèle synoptique principal de la circulation atmosphérique et la variabilité du climat dans l'Atlantique Nord. L'oscillation nord-atlantique à grande échelle correspond à la masse atmosphérique entre l'anticyclone subtropical (l'anticyclone des Açores) et la dépression polaire (l'Islande) dans la région de l'Atlantique Nord (Walker et Bliss, 1932; van Loon et Rogers, 1978; Wallace et Gutzler, 1981; Rogers, 1984; Barnston et Livezey, 1987; Hurrell, 1995).

L'intensité de la NAO est généralement exprimée par un indice (Hurrell 1995; Jones *et al.* 1997) mesurant la différence entre la pression normalisé au niveau de la mer enregistrée dans l'Atlantique à haute (par exemple, Reykjavik, ou Akurejry, Islande) et faible (par exemple, Gibraltar ou Lisbonne / Ponta Delgada, Portugal) latitudes. Les fluctuations du NAO sont indicatives du transport et de la convergence de l'humidité atmosphérique (Hurrell 1995), des changements dans le régime de la température et des précipitations dans l'Europe. Le principal indice NAO (Hurrell, 1995) est calculé pendant l'hiver (décembre-mars), période où la signature de la NAO est la plus importante. Le calcul du NAO se fait à partir de la pression atmosphérique au niveau de la mer (SLP) (Rogers, 1984; Hurrell, 1995; Jones *et al.*, 1997; Huang *et al.*, 1998; Shabbar *et al.*, 2001 ). La phase positive de la NAO, correspond à un fort gradient de pression méridienne sur l'Atlantique Nord ; l'anticyclone subtropical est plus élevé que la normale, et à un approfondissement du centre de basse-pression de l'Islande. Conséquence, une différence de pression entre les deux centres d'action produit un fort vent d'ouest se développe à travers la région de l'Atlantique du Nord conduisant à des conditions de froid sur le nord-ouest de l'Atlantique et de la chaleur sur l'Europe, ainsi que les conditions

humides qui s'étendent de l'Islande à la Scandinavie. Tandis que l'Afrique du Nord, y compris le Maroc, connaît des précipitations inférieures à la normale.

La phase de la NAO, caractérisé par un faible gradient de pression et vents d'ouest est affaibli dans la région de l'Atlantique Nord, est associée à des températures froides en Europe du Nord, et augmentation de la pluviométrie en Afrique du Nord (Bridgman et Oliver, 2006 ; Hurrell et van Loon, 1997 ; Hurrell *et al.*, 2003 ; Serreze *et al.*, 1998 ; Glueck et Stockton, 2001).

La plupart des études de la NAO se sont concentrés 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 (Dickson et Namias 1976; Chen *et al* 1995;. Hurrell et van Loon 1997) et les variations extratropicale de l'océan (Deser et Blackmon 1993; Kushnir 1994; 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.

## 2. Oscillation de la Méditerranée occidentale (WeMOI)

L'oscillation Méditerranéen (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 Jacobeit, 2003; Kutiel *et al.* 1996; Dougu'edroit, 1998; 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.

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 définition Oscillation de la Méditerranée occidentale ou WeMOI pour *Western Mediterranean Oscillation index*, 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. 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) (Martin-Vide et Lopez-Bustins 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.

### 3. Indice d'oscillation australe (Soi)

L'indice d'oscillation australe, ou SOI pour *Southern oscillation index*, Le terme oscillation australe a été introduit la première fois par Gilbert Walker 1923, 1924, 1931, pour décrire un ensemble complexe de relations climatologiques dans l'océan Indien et le Pacifique. La circulation est-ouest associée à l'oscillation australe est désignée comme circulation de Walker. Wright (1975) a indiqué que l'oscillation australe est une fluctuation de la circulation atmosphérique irrégulière d'une période allant de 3 à 5 ans. L'indice d'oscillation australe (SOI) est une mesure de la circulation de Walker qui l'emporte sur le secteur de l'océan indien/Pacifique (Pant et Parthasarathy, 1981).

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., 1996a,b). Le SO 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. Le SOI (pour Southern Oscillation Index), mesurant les fluctuations de la pression atmosphérique entre l'ouest et l'est du Pacifique tropical pendant les épisodes El-Niño et La Niña. Traditionnellement, le SOI est calculé d'après les différences des anomalies de pression atmosphérique au niveau de la mer entre Tahiti et Darwin (Australie).

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. 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 (Tootle et

*al.*, 2005 ; 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 (Ropelewski et Halpert, 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-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). 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 un 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 Ropelewski, (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 & McMahon, 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 Ropelewski, 1992).

PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

PARTIE III : CARACTERISATION DE LA  
VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE  
LA ZONE D'ETUDE

L'approche employée pour caractériser la variabilité hydrologique des zones d'étude (bassin de la Moulouya, du Sebou et du Tensift) est d'abord statistique (par exemple l'analyse des tendances et la détection des ruptures) puis spectrale (comme l'analyse des ondelettes continues) 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 hydrologique des bassins versants étudiés du court au long terme et des facteurs contrôlant cette variabilité. Il importe donc de caractériser d'une part les modes de variabilité dominants dans les variations hydrologiques sur de grandes périodes de temps, et d'autre part de tenter d'en définir l'origine.

## I. Étude des caractéristiques pluviométriques et hydrologiques des zones d'étude

### 1. Indice pluviométrique et hydrométrique

Les indices pluviométriques et hydrométriques permettent de dégager les grandes tendances dans les séries chronologiques et mieux visualiser les périodes de déficit et d'excédent à l'échelle annuelle. Pour mieux visualiser les périodes de déficit et d'excédent à l'échelle interannuelle, les moyennes calculées ont été centrées et réduites à partir de la formule suivante :

$$V_{cr} = \frac{(P - \bar{P})}{\sigma}$$

Où  $V_{cr}$  est la Variable centrée réduite (Indice pluviométrie ou hydrométrie selon la variable étudiée),  $P$  est le cumul de la variable sur une période  $t$  donnée,  $\bar{P}$  est la moyenne de la série chronologique sur la période d'étude et  $\sigma$  est l'écart type de la série sur la période d'étude.

La pluviométrie est très hétérogène dans le temps et dans l'espace, l'étude des variations interannuelles des séries de pluies et de débits par l'indice centré réduit est développée en vue de caractériser les années déficitaires et excédentaires. La longueur de la série des débits, des pluies stationnelles est différente d'un bassin à l'autre, tandis qu'elle est identique pour les pluies SIEREM. La variabilité hydroclimatique se matérialise généralement par une alternance entre période humide, sèche et normale dont la durée est différente d'une région à l'autre

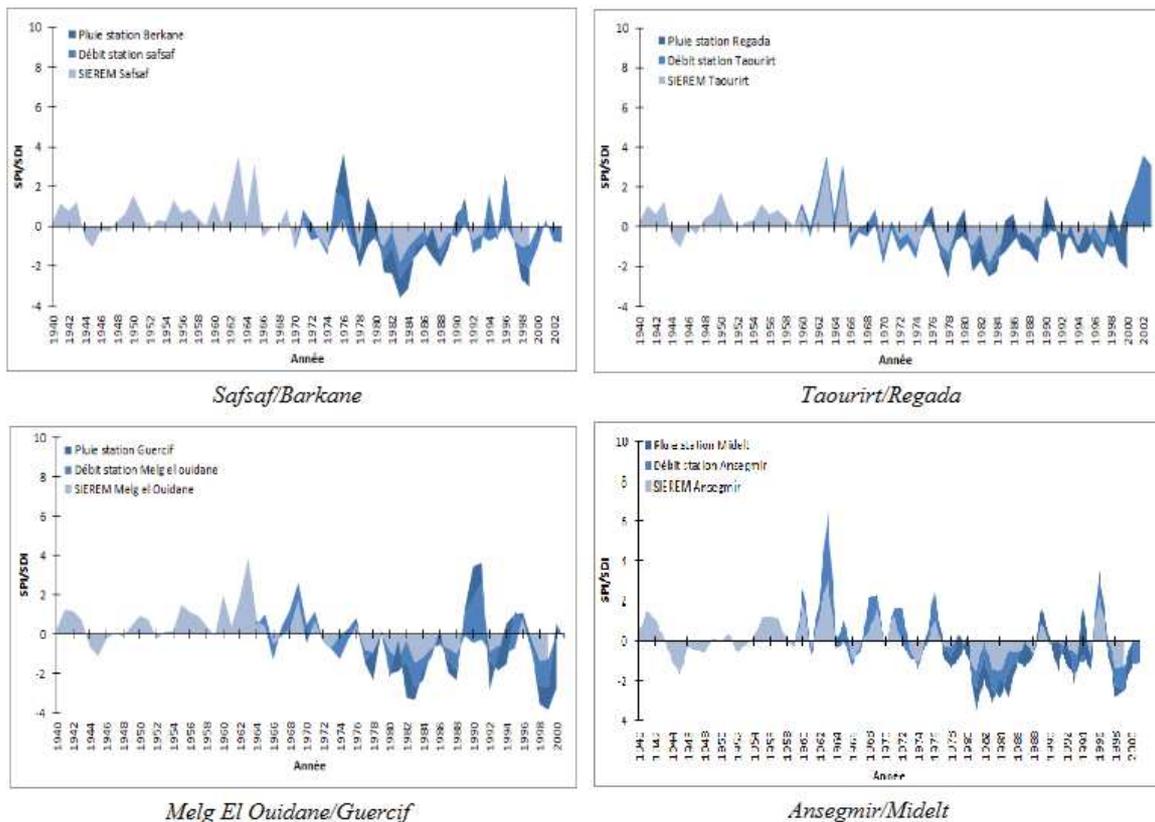
### 1.1 Variabilité hydroclimatique dans le bassin de la Moulouya

Dans le bassin de la Moulouya, la variabilité interannuelle des totaux pluviométriques (Figure 22) de la série SIEREM s'organise en période humide de 1940 à 1965, elle a une très forte apparence humide avec des déficits remarquables de 1944 à 1947, ensuite vient une période sèche de 1966 à 1999. À Zeida au sud de la Moulouya, se caractérise par une période normale de 1950 à 1978, devancé par une courte période humide de 1940-1949, la période sèche dans cette partie du bassin commence de 1979 à 1999. Le déficit est important au début des années 1980, l'indice de pluviométrie est faible en 1983 sur la zone d'étude, en mi 1960 les années sont généralement plus humides.

L'étude de l'indice pluviométrique des séries stationnelles (1976-2000), permet d'identifier une longue période sèche sur presque toutes les stations d'étude, certaines années humides peuvent apparaître dans des années différentes en fonction de la station, presque tous les 5 ans on a une année humide sur la station de Regada, les années 1978 et 1990 sont presque humides au niveau de cette zone

La variabilité hydrométrique sur l'ensemble de la Moulouya suit presque la même variabilité que celle des pluies stationnelles et des pluies SIEREM entre 1975 et 1999, tandis que de 1960 à 1974 cette période est différente d'un bassin à l'autre, commence par deux courtes périodes, une humide et une autre sèche à Regada et généralement humide à Berkane, Guercif et Zeida.

## PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE



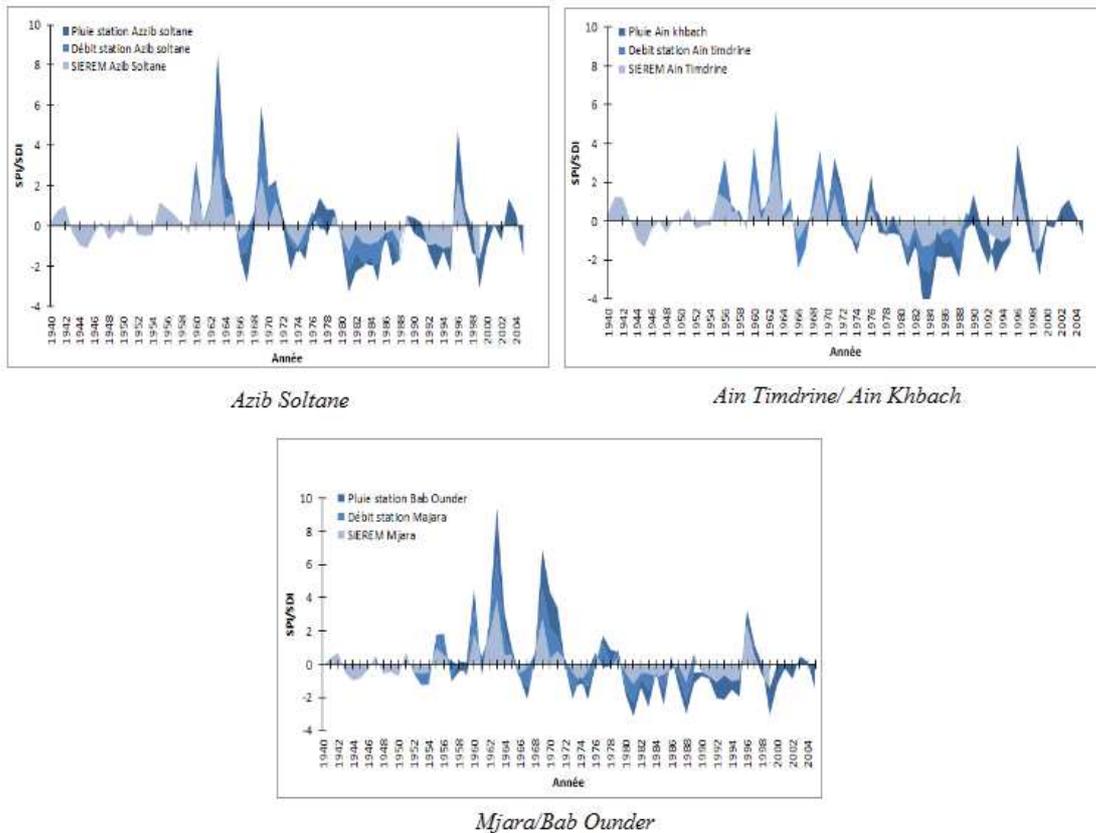
**Figure 22 :** Évolution inter annuelle de la pluviométrie et des débits au niveau des sous bassins de la Moulouya

### 1.2 Variabilité hydroclimatique dans le bassin du Sebou

La variabilité hydroclimatique se matérialise par une alternance des années humides et sèches au regard de l'évolution des indices pluviométrique et hydrométrique. Sur l'ensemble du bassin du Sebou (Figure 23) la variabilité des pluies SIEREM enregistre des indices pluviométriques négatifs (1943-1955) -précédé par quelques années humides-, suivies d'une période humide qui commence de 1956 à 1980 interrompu par des années sèches, dont les plus importantes sont en 1965 et 1974, vient après une longue période sèche jusqu'à la fin de la période d'étude avec des années excédentaire identifiées en 1996 et 1997.

L'étude de l'indice pluviométrique au niveau de chaque station du bassin du Sebou fait ressortir deux périodes, les années excédentaires commencent à partir de 1958 jusqu'à 1971, vient après les années déficitaires entre 1972 et 2002, ses périodes sont interrompues par des années sèches ou humides en fonction de la période, en 1966 on a une année avec un Vcr qui est faible tandis qu'en mi 1990 l'année est remarquablement humide, interrompant une phase sèche.

## PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE



**Figure 23 :** Evolution inter annuelle de la pluviométrie et des débits au niveau des sous bassins du Sebou

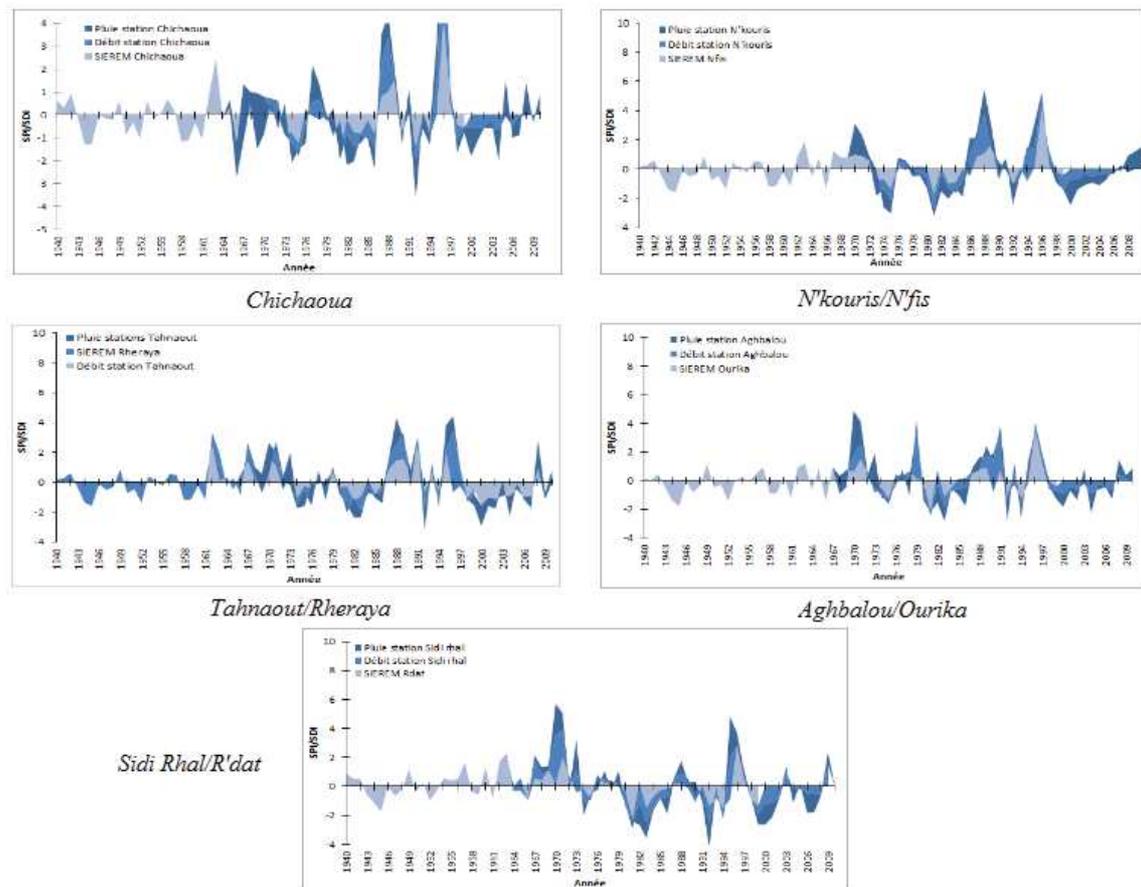
La variabilité hydrométrique est presque la même que celle pluviométrique, elle suit la même évolution, l'indice hydrométrique positive est identifié entre le début de la série et début des années 1970, le déficit est assez remarquable en 1965/66. La période sèche commerce de 1972 à 1989, interrompue par l'année 1976/77 humide.

### 1.3 Variabilité hydroclimatique dans le bassin du Tensift

La variabilité interannuelle (Figure 24) de la pluviométrie SIEREM dans le bassin du Tensift est caractérisée par une période sèche identifiée de 1943 à 1960, précédé par quelques années humides, cette période sèche est plus courte à R'dat, elle se termine en 1953, vienne ensuite une période humide jusqu'à 1972, une succession d'années sèches reprend jusqu'à mi 1980, finalement une période excédentaire reprend jusqu'à la fin de la série d'étude.

### PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

La variabilité des précipitations stationnelles commence par une courte période humide d'environ 4 ans, vienne ensuite des années sèches jusqu'à 1985 et reprennent de 1997 à 2010, une succession d'années excédentaires est identifiée entre ses deux périodes.



**Figure 24 :** Évolution inter annuelle de la pluviométrie et des débits au niveau des sous bassins du Tensift

La variation hydrométrique suit presque la même variabilité que celle des précipitations (SIEEREM et Station). La période entre 1970-1973 est caractérisée par un débit élevé, ensuite il apparaît faible entre 1974-1985. De 1986-1996 une succession d'années à haut débit est enregistrée interrompue par des périodes de déficit variant de deux à quatre ans. La période 1997-2009 est généralement déficitaire.

## 2. Étude du coefficient d'écoulement

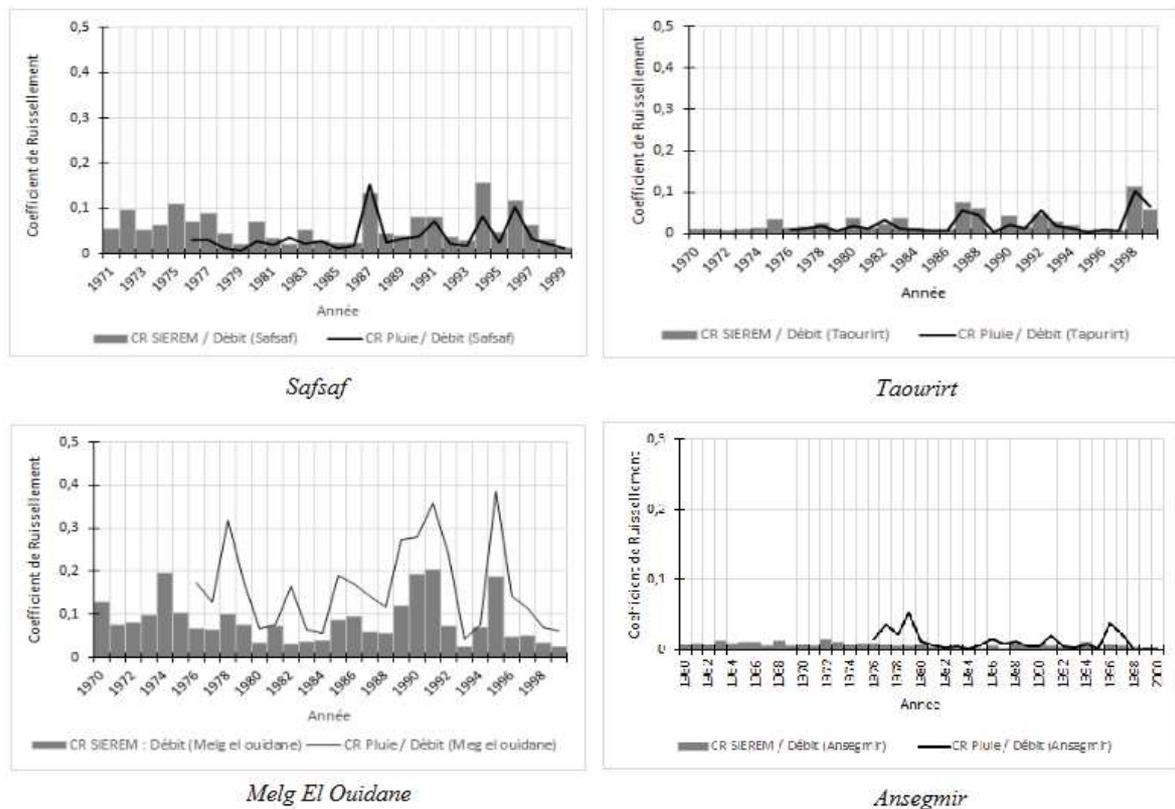
Afin de caractériser la capacité d'un bassin versant à ruisseler et connaître les changements des états de surface, un coefficient d'écoulement (CR) est utilisé. Il présente le ratio entre la quantité d'eau écoulee et la quantité d'eau précipitée pendant une période donnée et sur un bassin donné. Pour se faire, nous avons calculé les pluies moyennes par bassin versant au pas de temps annuel.

### PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

Puis à l'aide des débits annuels à l'exutoire des bassins, le calcul des coefficients d'écoulements annuels a pu être effectué.

#### 2.1 Coefficient de ruissellement au niveau du bassin de la Moulouya

Dans le bassin de la Moulouya, le coefficient d'écoulement (figure 25) à tendance à diminuer (données SIEREM et stationnelle).



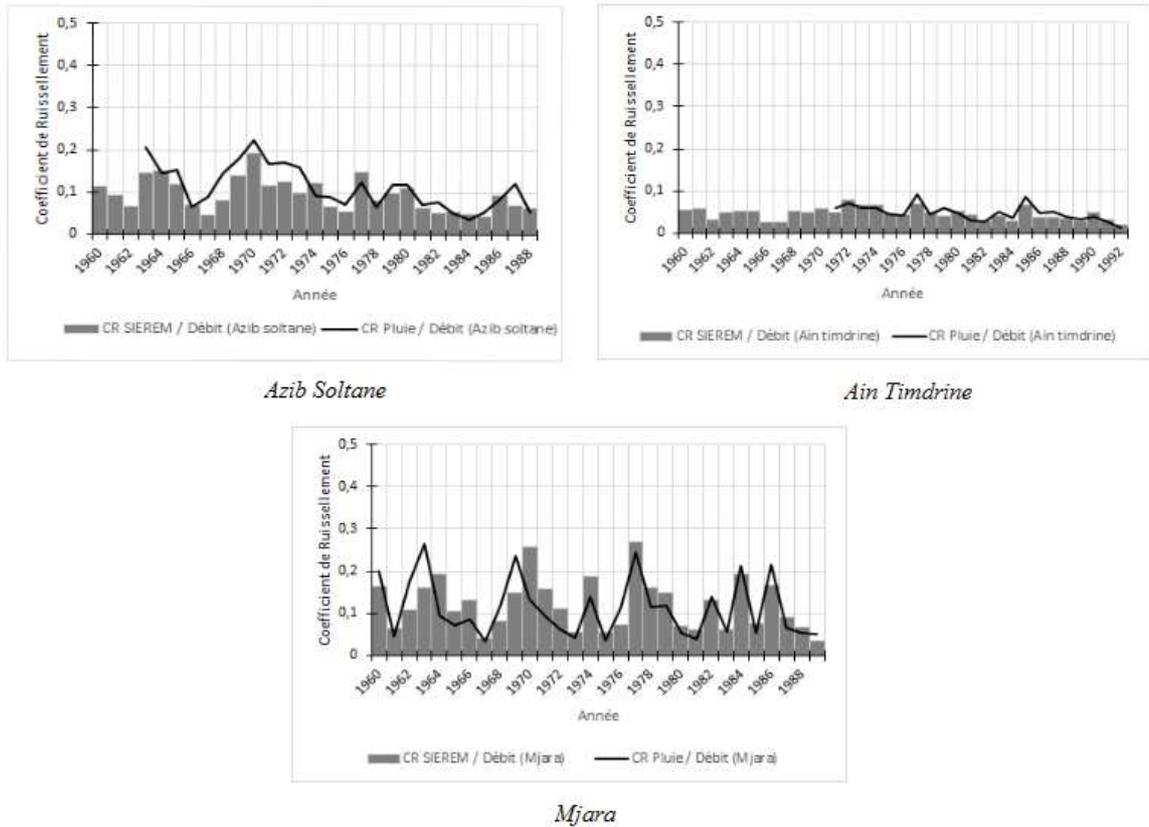
**Figure 25 :** Graphique représentant Coefficients d'écoulements en fonction du temps dans le bassin de la Moulouya

Une diminution du coefficient d'écoulement est observée entre 1980 et 1995 à Zeida au sud de la Moulouya, sur le reste du bassin cette diminution est observée de 1980 à 1985, tandis qu'il a tendance à augmenter à Safsaf et Melg El Ouidane, alors qu'à Taourirt il a tendance à diminuer entre 1994 et 1997.

#### 2.2 Coefficient de ruissellement au niveau du bassin de Sebou

A Ain Timdrine et Azib soltane (figure 26), le coefficient d'écoulement a tendance à diminuer en mi 1970. À Mjara, on note une alternance entre diminution et augmentation du coefficient, plus significative en mi 1960 et mi 1970.

### PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

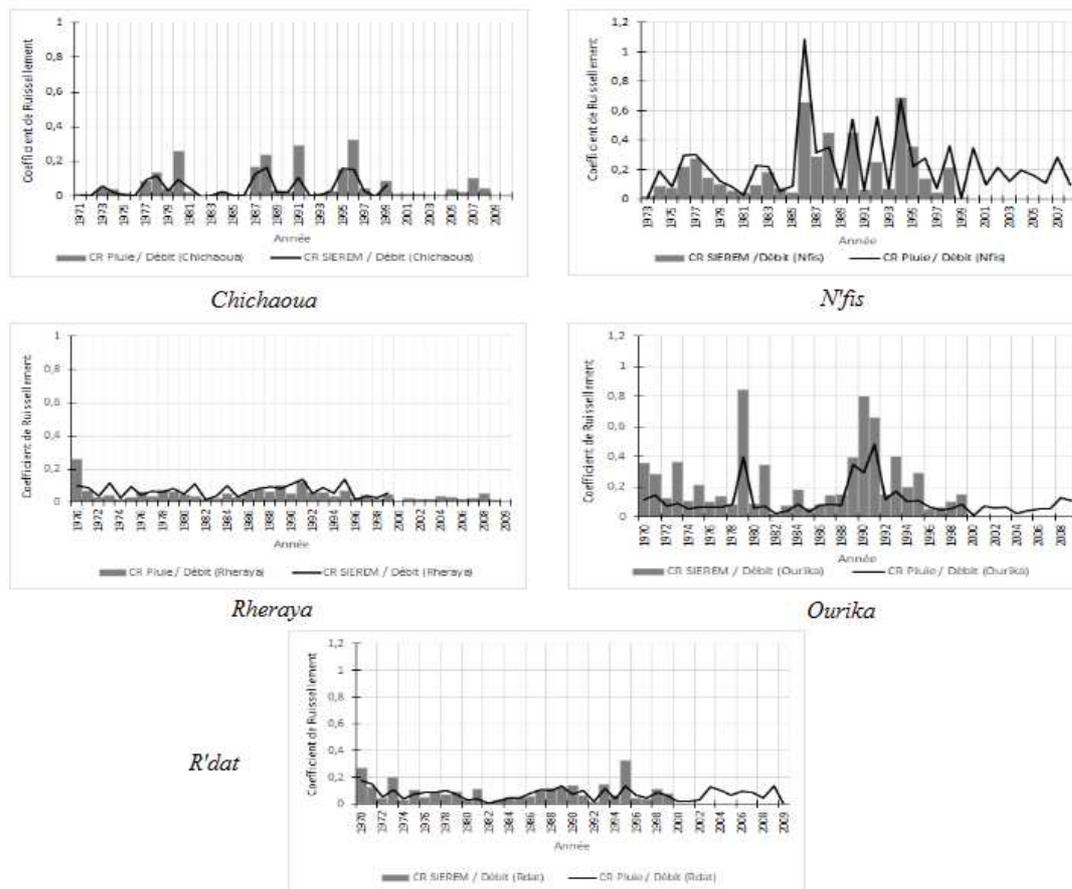


**Figure 26 :** Graphique représentant les coefficients d'écoulements en fonction du temps dans le bassin du Sebou

#### 2.3 Coefficient de ruissellement au niveau du bassin du Tensift

Sur certaines régions du bassin du Tensift (figure 27), comme Chichaoua, Rheraya et R'dat aucune tendance n'est constatée. Cependant, le coefficient d'écoulement faible est constaté entre 1970-1985 et entre fin 1990 et 2010 dans les autres parties du bassin.

## PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE



**Figure 27 :** Graphique représentant les coefficients d'écoulements en fonction du temps dans le bassin du Tensift

### 3. Détection des ruptures sur les séries chronologiques

L'approche statistique par l'application des tests de détection de rupture a été utilisée pour analyser les séries chronologiques des précipitations et des écoulements. Une « Rupture » doit être expliquée comme un changement dans la loi de probabilité de la série chronologique à un instant donné, le plus souvent inconnu (Lubes *et al.*, 1994). Les séries chronologiques ont été analysées avec le logiciel Khronostat développé par IRD (Lubes-Niel *et al.*, 1998). Les tests de Buishand, de Pettitt, la méthode bayésienne de Lee et Heghinian et la segmentation d'Hubert sont adaptés à la détermination d'une rupture unique à l'exception de la méthode de Hubert (définies chapitre I), qui propose plusieurs dates de rupture. Ces tests ont été utilisés dans plusieurs études menées sur la pluviométrie en Afrique (Paturel *et al.*, 1998, Paturel *et al.*, 2004, Servat *et al.*, 1999).

La stationnarité ou la non stationnarité des séries pluviométriques est devenue intéressante dans plusieurs domaines (hydrologie, agronomie, gestion des ressources hydriques, etc.). La

détection d'une ou plusieurs ruptures renseigne sur l'évolution pluviométrique dans la région donnée.

Les stations pluviométriques du bassin de la Moulouya semblent être affectées par des ruptures début 1980 (Tableau 8). Les stations du bassin du Sebou quant eux présentent plusieurs dates de ruptures fin 1970 et début 1980, dans le bassin du Tensift les ruptures sont repérées début 1970.

**Tableau 8** : Résultats des tests de détection de rupture appliqués aux séries pluviométriques stationnelles annuelles

Bassin	Station	Période d'étude	Segmentation de Pierre Hubert	Buishand	Pettitt	Lee et Heghinian
TE NS IF τ	Abadla	1969-2010	-	NR	NR	1970
	Aghbalou	1969-2010	-	NR	NR	1973
	Chichaoua	1970-2010	-	NR	NR	1970
	N'kouris	1974-2010	2007	NR	NR	2007
	Sidi rhal	1967-2010	1973	NR	NR	1973
	Tahnaout	1968-2010	-	NR	NR	1970
S E B O II	Bab Dunder	1958-2005	1971	R	1979	1971
	Kenitra	1958-2005	1971	NR	NR	1971
	Azib saltane	1963-2005	-	NR	NR	1964
	Taza	1960-2005	1962, 1980	NR	1980	1979
	Azzaba	1958-2005	1978	R	1978	1978
	Ifrane	1958-2005	1971	R	1978	1971
MOUL MIIYA	Mezguitem	1976-1999	-	NR	NR	1997
	Midelt	1976-1999	-	NR	NR	1986
	Berkane	1976-1999	1980	R	1980	1980

R : Rupture, NR : Pas de rupture

Les différentes méthodes utilisées convergent pratiquement vers l'identification d'une même date de rupture dans les séries chronologiques annuelles, cette date varie entre début et fin 1970, 1980 et mi 1990 selon la station hydrométrique étudiée et le bassin (Tableau 9). [Singla et al., 2010](#) et [Mahé et al., 2011](#) ont identifiés des ruptures en 1971, 1976, 1979 et 1980, ces résultats obtenus sont en concordance avec les dates détectées sur les indices annuels pluviométriques de la fin des années 1970 / début des années 1980. Nous supposons donc que la diminution des écoulements serait due à une diminution globale des précipitations sur les bassins versants étudiés au Maroc ([Singla et al., 2010](#)).

Beaucoup de ruptures faibles sont détectées et indiquent une tendance à une diminution depuis la fin des années 1970 au milieu des années 1980. De plus, nous rappelons que depuis 1967, de nombreux barrages ont été construits au Maroc. En effet, leur nombre croît de 1929 à 1985, puis plus rapidement jusqu'en 2000 ([Singla, 2009](#)).

**Tableau 9** : Résultats des tests de détection de rupture appliqués aux séries de débits annuels

Bassin	Station	Période d'étude	Segmentation de Pierre Hubert	Buishand	Pettitt	Lee et Heghinian
TENSIFT	Abadla	1969-2009	1971	NR	NR	1971
	Aghbalou	1969-2009	-	NR	NR	1995
	Chichaoua	1971-2008	-	NR	NR	1971
	N'kouris	1973-2008	-	NR	NR	1985
	Sidi rhal	1963-2009	-	NR	NR	1973
	Tahnaout	1962-2009	1995	R	1995	1995
SEBOU	Ain timdrine	1956-1992	1977	R	1977	1977
	Azib soltane	1960-1998	1972	R	1980	1972
	Mjara	1952-1989	-	NR	NR	1979
MOULOUYA	Melg el ouidane	1965-2003	-	NR	NR	1976
	Safsaf	1970-2002	-	NR	NR	1976
	Ansegmir	1960-2003	1979	R	1980	1979
	Taurirt	1960-2003	1997, 2001	R	1986	1997

R : Rupture, NR : Pas de rupture

#### 4. CALCULE DES EXTREMES HYDROLOGIQUES

Un événement extrême est défini comme étant un événement ayant une faible probabilité d'apparition. En effet, un événement extrême produit correspond à une variable aléatoire, caractéristique d'un phénomène hydrologique, supérieure à un seuil arbitraire  $\{xt\}$  c'est-à-dire  $\{X > xt\}$ .

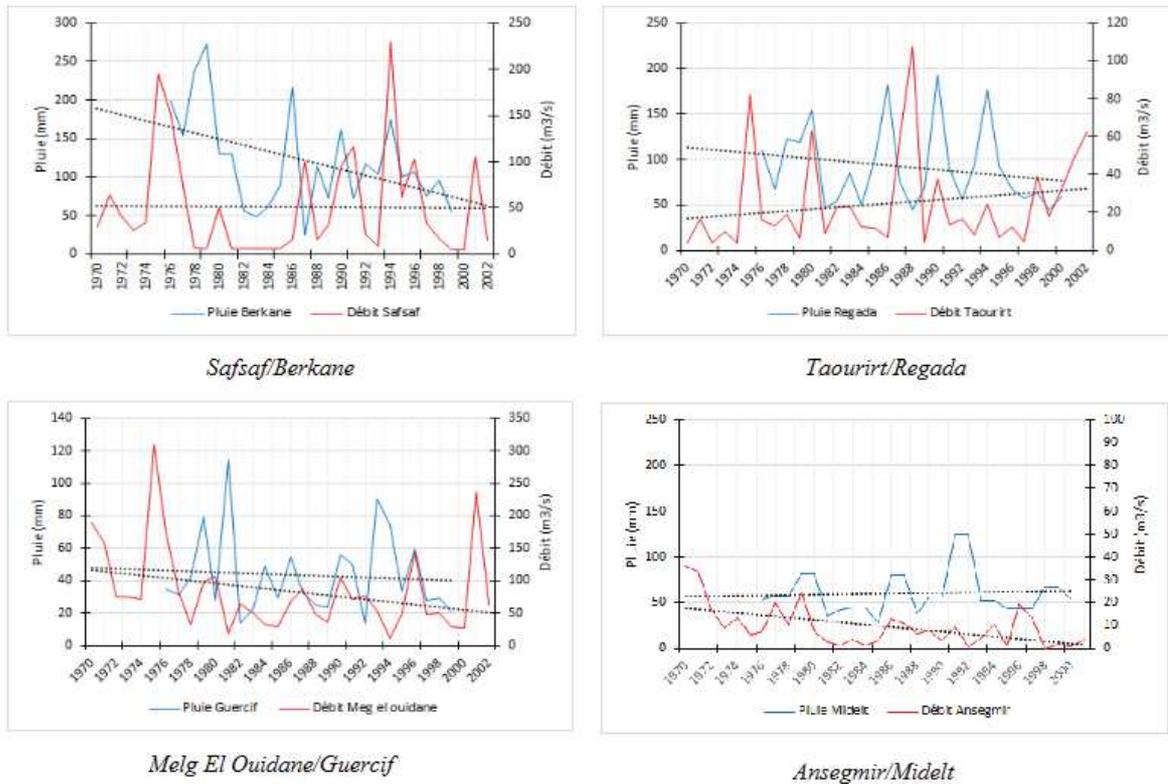
En comparaison par rapport aux événements classiques, on a peu de chance d'observer un événement dit extrême. Dans certains cas, le changement du régime engendre l'apparition soudaine d'événements qui auraient dû être rares, donc, à l'émergence d'un nouveau phénomène.

L'évolution à long terme estimée par les tendances linéaires des extrema annuels des débits dans les bassins de la Moulouya, du Sebou et du Tensift sont présentés dans les figures 28, 29 et 30. Et dans le tableau 10.

L'évolution à long terme des extrêmes des débits de la Moulouya (figure 28) est pour la plupart reliées à celles des précipitations moyennes annuelles, une diminution des débits maximums annuels à Melg el Ouidane est liée à une légère diminution des pluies. Une tendance opposée

### PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

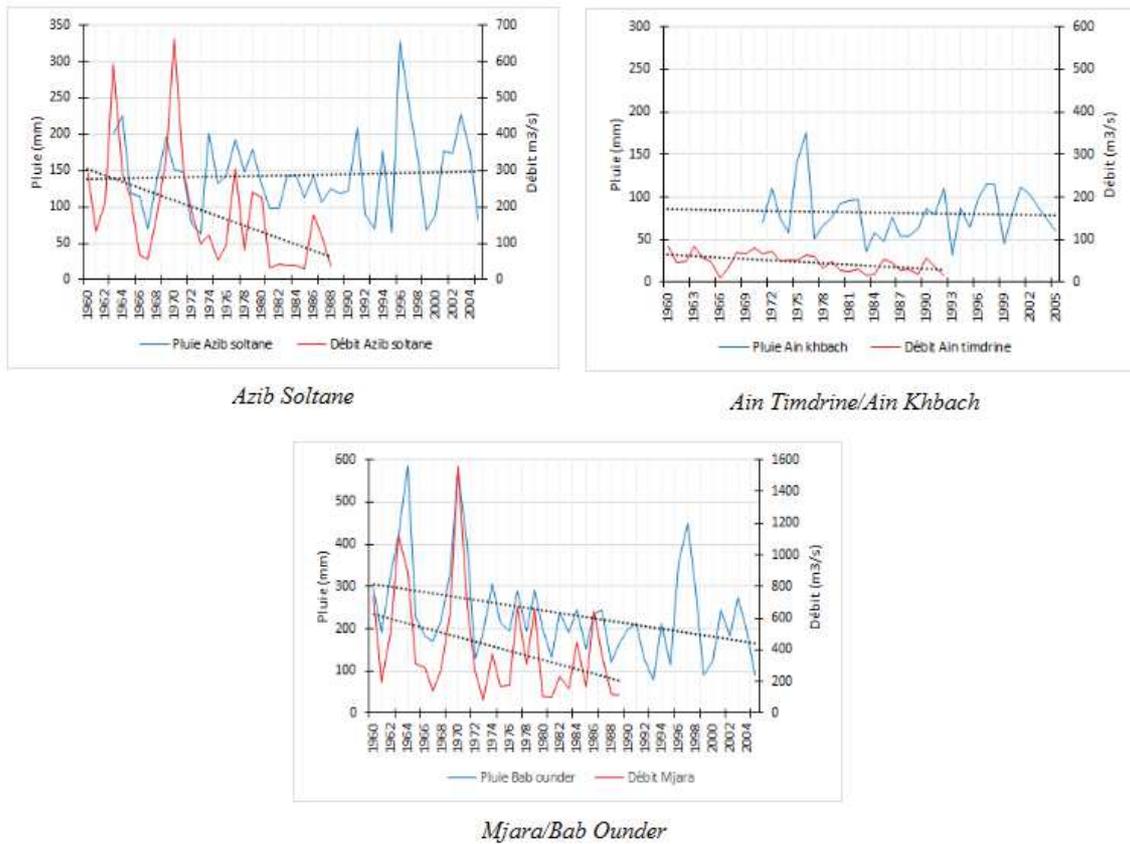
est observées au niveau de Taourirt et Zeida, la diminution des pluies entraine une augmentation des débits et l'opposée est remarquée dans la deuxième. À Safsaf la tendance des débits est constante et les pluies diminuent.



**Figure 28 :** Tendances linéaires sur les débits (rouge) et les pluies moyennes (bleu) du bassin de la Moulouya

Les maximums annuels des débits dans le Sebou (figure 29) suivent une même évolution que celle des précipitations, à Mjara et Ain Timdrine la diminution des pluies entraîne aussi une diminution des débits tandis qu'on observe le contraire à Azib Soltane, les pluies augmentent alors les débits diminuent. Une forte amplitude est marquée, repérée aux alentours des années 1970.

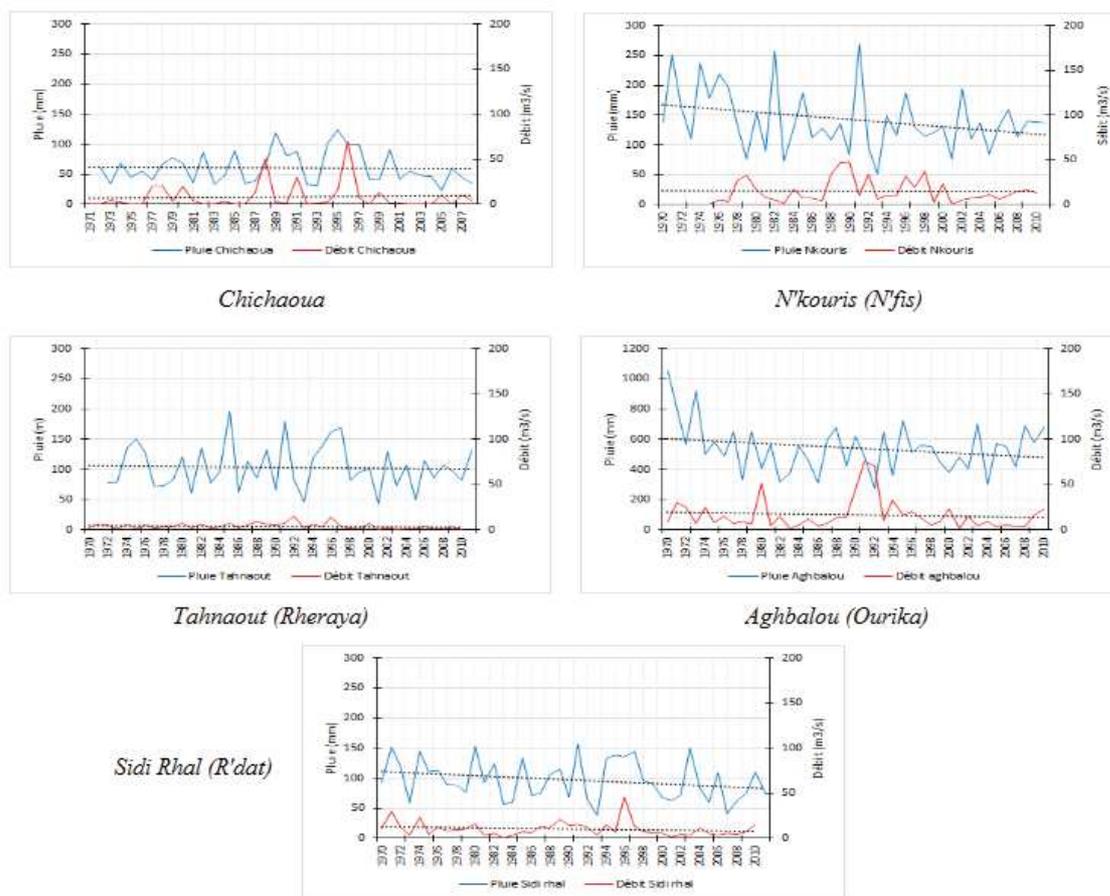
PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE



**Figure 29 :** Tendances observées sur les débits (rouge) et les pluies moyennes (bleu) du bassin du Sebou

L'évolution à long terme des extrêmes des débits du Tensift (figure 30) suit presque la même tendance que celle des pluies. À l'Ourika, N'fis et R'dat, les deux signaux suivent la même évolution, on reconnaît une diminution, à Chichaoua et Rheraya les tendances sont constante.

PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE



**Figure 30 :** Tendances observées sur les débits (rouge) et les pluies moyennes (bleu) du bassin du Tensift

**Tableau 10 :** Comparaison des tendances observées sur les valeurs annuelles moyennes des précipitations (P), et maximales des débits (Q)

	Ansegmir	Melg el ouldane	Taurirt	Safsaf
Qmax/Pmoy	-/+	-/-	+/-	≈/-
	Azib soltane		Ain timdrine	
	-/+		-/-	
	Nfis	Rheraya	Ourika	Rdat
	-/-	≈/≈	-/-	-/-
			Chichaoua	≈/≈

Les tendances à l'augmentation (+), à la diminution (-) ou à la stabilisation (≈) sont représentées en rouge si des différences sont observées entre les précipitations et les débits.

### *Conclusion*

À partir de l'analyse des variables centrées réduites, la variabilité des débits et des pluies (SIEREM et stationnelles) suivent presque les mêmes tendances, la série SIEREM dans la Moulouya est subdivisée en deux périodes ; une humide et une sèche, dans le bassin du Sebou, on trouve trois période, présenté par deux phases sèches au début et à la fin de la chronique, vient entre les deux une phase humide. Dans le bassin du Tensift, les pluies SIEREM sont partagées en 4 périodes ; matérialisées par une alternance entre périodes sèches et humides, cette dernière qui est relativement longue par rapport aux autres bassins (de 1980-2009).

Les pluies stationnelles du bassin de la Moulouya (série chronologique courte) sont caractérisées par une longue et unique période sèche (1976-1999), à l'exception de Regada où elle est subdivisée en années humide et sèches. La baisse des débits est également identifié sur cette période (1976-1999), par contre de 1960 à 1975, l'écoulement est différent d'une station à l'autre, on trouve une période humide dans certaine station et une subdivision entre humide et sèche dans d'autres.

Dans le bassin du Sebou les pluies stationnelles et les débits suivent la même évolution, une succession d'années humides de 1960-1970 puis viennent les sèches après. Dans le Tensift, trois périodes sont identifiées, débutant pas les années sèches puis humides. Les périodes d'observation dans les débits sont légèrement décalés par rapport à ceux des pluies. Des interruptions sont identifiées dans presque toute la zone d'étude en mi 1960, 1975 et 1995.

On peut dire que la diminution des coefficients d'écoulements est visible dans les années 1970 surtout au niveau du Sebou et plus accentuée au début des années 1980 et mi 1990 respectivement dans le bassin de la Moulouya et du Tensift. Le coefficient d'écoulement sur chaque bassin montre l'influence des paramètres morphoclimatiques des bassins, essentiellement les pluies annuelles et la densité de réseau hydrographique, ainsi que la circulation atmosphérique. Les ruptures détectées par le coefficient d'écoulement et par utilisation des tests de Buishand, de Pettitt, la méthode bayésienne de Lee et Heghinian et la segmentation d'Hubert s'étend durant toute la période des années 1980, marque donc une période de sécheresse généralisée ([Singla et al., 2010](#)). Au niveau de toute notre zone d'étude et pour l'ensemble des tests, la rupture s'est produite durant la décennie 1970-1990 dans la plupart des stations pluviométriques étudiées, ses rupture peuvent être qualifiées de faibles. [Sigla et al., 2010](#), [Agoumi & Debbarh, 2006](#); [Knippertz et al., 2003](#) signalent la présence de rupture fin 1970 et début 1980 elles concernent un changement climatique important spatialement au Maroc à cette période: relief de l'Atlas, sud du Rif et le nord-est du bassin de la Moulouya, ce

qui confirme les études démontrant une diminution des précipitations au Maroc, depuis les années 1960 (Driouech, 2006; DMN, 2007, Singla *et al.*,2010).

D'après les observations effectuées, nous supposons donc que les barrages n'ont pas générés de changements importants sur les écoulements au Maroc jusqu'aux années 90. On peut supposer que la variabilité climatique peut induire à un changement des écoulements, d'après la concordance des dates de ruptures obtenues entre les précipitations, débits.

Les différents résultats soulignent des changements au cours du temps des caractéristiques hydrologiques liés à un caractère probablement instationnaire du signal d'entrée climatique. A ce stade, le recours à des approches d'analyses de séries chronologiques adaptées à l'étude des différentes échelles de variabilité caractérisant les signaux hydrologiques, et à leur variation au cours du temps, s'avèrent déterminant. D'autres parts les différences dans l'évolution à long terme entre les débits et les précipitations, sera donc nécessaire afin de déterminer les facteurs responsables de ces différences, en particulier de comprendre si l'origine de ces différences est d'ordre climatique, ou interne au bassin versant (géomorphologie, occupations des sols, aménagements...).

## II. Détermination des modes de variabilités pluviométriques par la méthode des ondelettes continues

Contrairement à la transformée de Fourier, la transformée en ondelettes permet une localisation dans le temps de la variabilité d'un signal donné. De plus, cette méthode autorise de dépasser une seconde limitation de la transformée de Fourier, qui implique de détecter des cycles. Pour décrire correctement ces fluctuations, il est donc nécessaire d'identifier des « pics d'énergie » ou des « bandes d'énergie » recouvrant certaines échelles de temps, ce qu'autorise-la transformée en ondelettes (que ce soit pour des fluctuations périodiques ou non). Cette méthode constitue donc un outil particulièrement adapté à l'étude des variables non-stationnaires, comme les paramètres climatiques ou hydrologiques.

Afin de mieux comprendre l'évolution temporelle (du long au court terme) de la variabilité hydrologique dans la région d'étude nous utilisons la transformée en ondelettes continues afin de pouvoir distinguer les éventuelles périodicités, ruptures ou discontinuités temporelles susceptibles d'affecter les séries de débits et de précipitations, signaux probablement très instationnaires. Les spectres en ondelettes sont réalisés sur des signaux débarrassés de leur tendance, et montrent la distribution de la puissance du signal au cours de la période d'étude.

Les analyses en ondelettes continues sont donc ici utilisées pour identifier les principaux modes de variabilité des débits et des précipitations au niveau des bassins de la Moulouya, du Sebou et du Tensift et leurs principaux affluents, aussi pour détecter d'éventuelles ruptures temporelles dans la structuration de cette variabilité.

## 1. Étude de la variabilité des pluies de 1968-2010

Dans cette partie, nous allons voir la variabilité de la pluviométrie stationnelles dans tous les bassins d'études. La contrainte qu'on peut rencontrer est la longueur de la série et la période que chaque série couvre, qui est différente d'une zone à l'autre ; le bassin de la Moulouya situé au Nord Est du Maroc, les précipitations commencent de 1976 à 2000. Au Sebou, au Nord-Ouest, cette série est plus longue, elle est de 1950 à 2005. Dans le Tensift, la série chronologique est entre 1970 et 2011.

Dans cette partie, nous allons analyser la variabilité des précipitations stationnelles pour tous les bassins d'étude. Au cours de ce travail, nous avons été confrontés à certaines contraintes. Celles-ci concernent la longueur des séries et les périodes qu'ils couvrent, qui varient d'une région à l'autre. Plusieurs bandes d'énergie peuvent être distingués sur le spectre d'ondelettes locales (figure 31, 32 et 33). On relève ainsi :

**Une bande de 1 an**, caractérisé par une forte atténuation et évidente de l'intensité du cycle annuel, observée en particulier dans le bassin du Sebou entre les années 1960 et 1980 au niveau des stations situées dans le Nord. Ce phénomène est moins apparent dans le bassin de la Moulouya, qui est marquée par plusieurs ruptures, une forte atténuation du cycle annuel est identifié approximativement entre 1985 et la fin de 1990, dans toutes les stations, sauf la station Midelt dans le Sud. Quant à Tensift, le cycle annuel apparaît mal structuré et moins puissant.

**Une bande de 2-4 ans** qui apparaît dans les années 1975 et 1995 dans certaines stations dans les bassins du Sebou et du Tensift et dans la station de Midlet dans le bassin de la Moulouya. Cette bande semble changer vers **une bande de 3-5 ans** dans la station Midelt et vers **une bande de 4-5 ans** à Ain Khbach dans le bassin du Sebou vers 1970 et 1985.

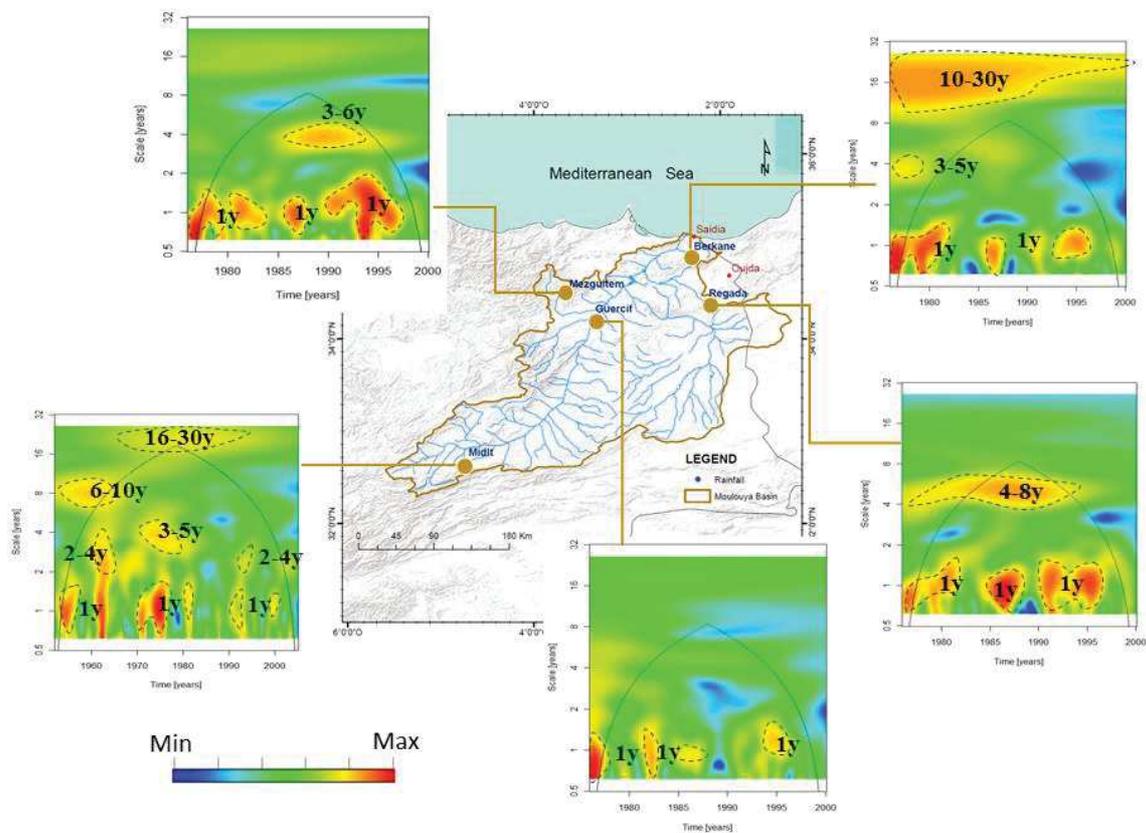
**Une bande 4-8 ans** dont la structure est puissante ; elle se produit autour de 1990 à la Moulouya (à Regada) et autour de 1960 et 2000 dans le bassin du Sebou.

**Une bande 6-10 ans**, caractérise clairement la station de Midelt dans le bassin de la Moulouya, avec une structure puissante à partir du début des années 1960.

### PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

Une bande **8-12 ans** caractérise clairement la plupart des stations du bassin du Tensift, avec une structure puissante autour des années 1990 (d'une durée de 10 ans). Cette structure n'est pas visible dans les autres bassins.

Une dernière bande de basse fréquence de **10-30 ans / 16-30 ans** est identifiée uniquement dans le bassin de la Moulouya, dans deux stations ; à Berkane et Midelt. Cette bande est située entre 1970 et 1990 dans le Sud du bassin (Midelt), et tout au long de la période d'étude dans le Nord du bassin (Berkane).



**Figure 31** : Spectres de l'analyse en ondelettes continues des précipitations de la Moulouya

PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

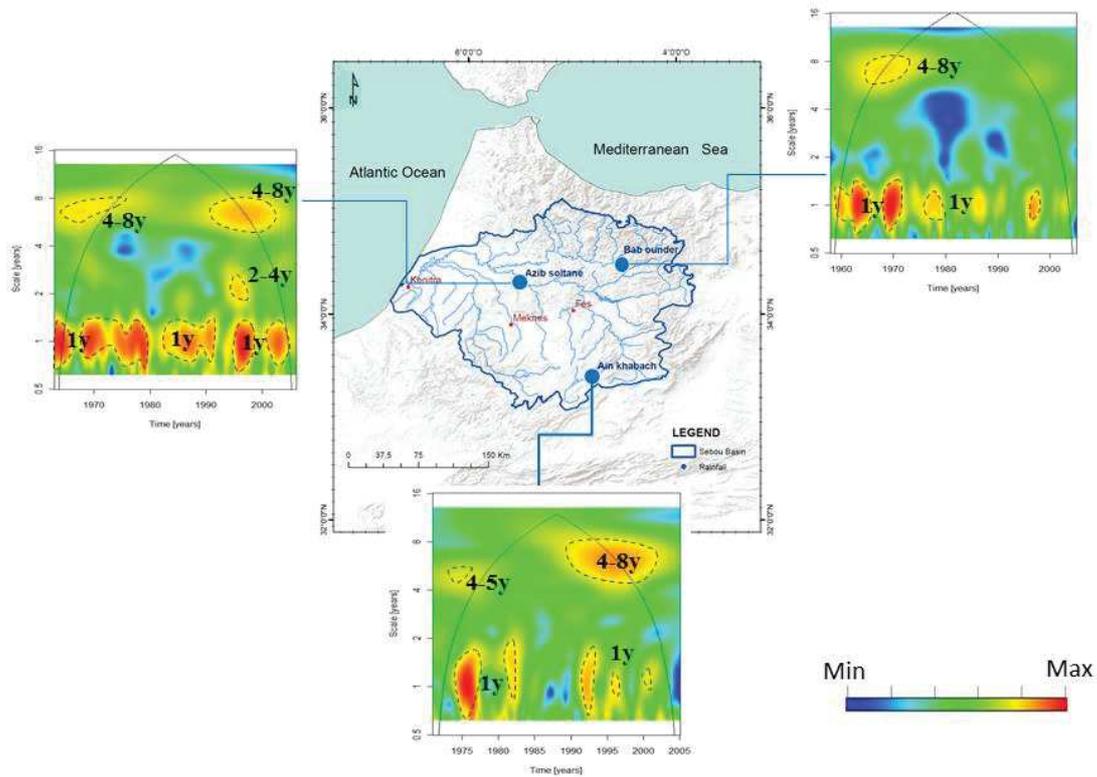


Figure 32 : Spectres de l'analyse en ondelettes continues des précipitations du Sebou

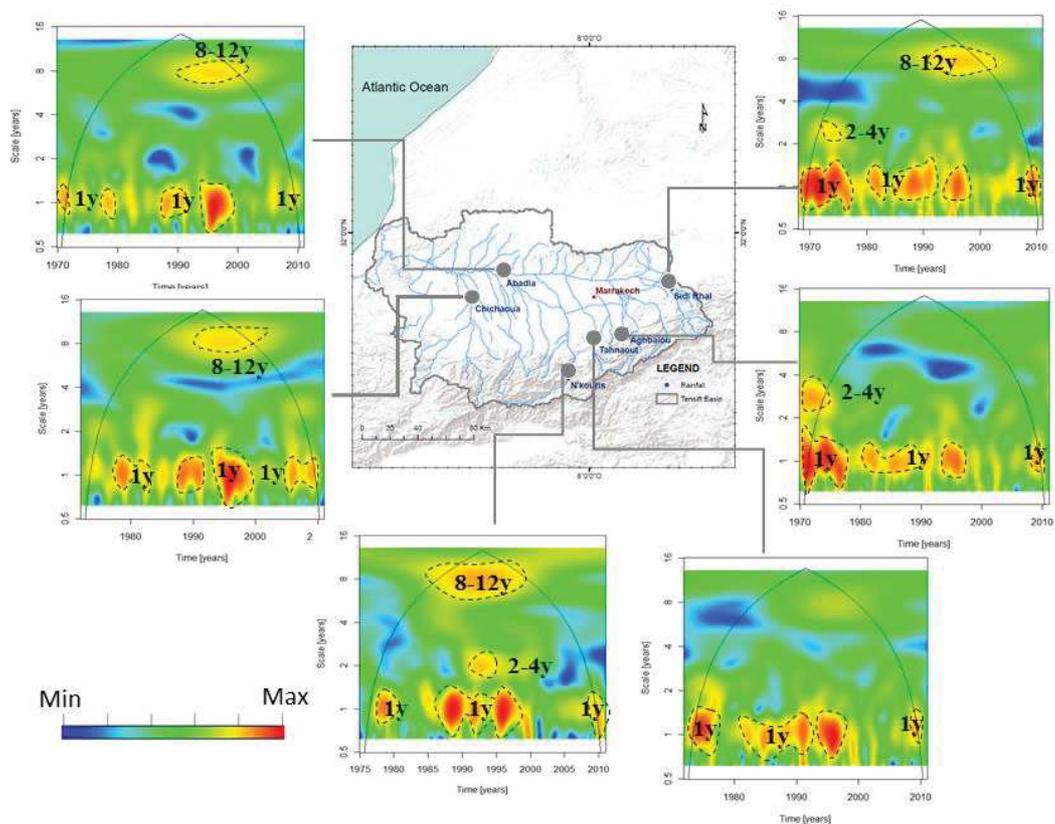


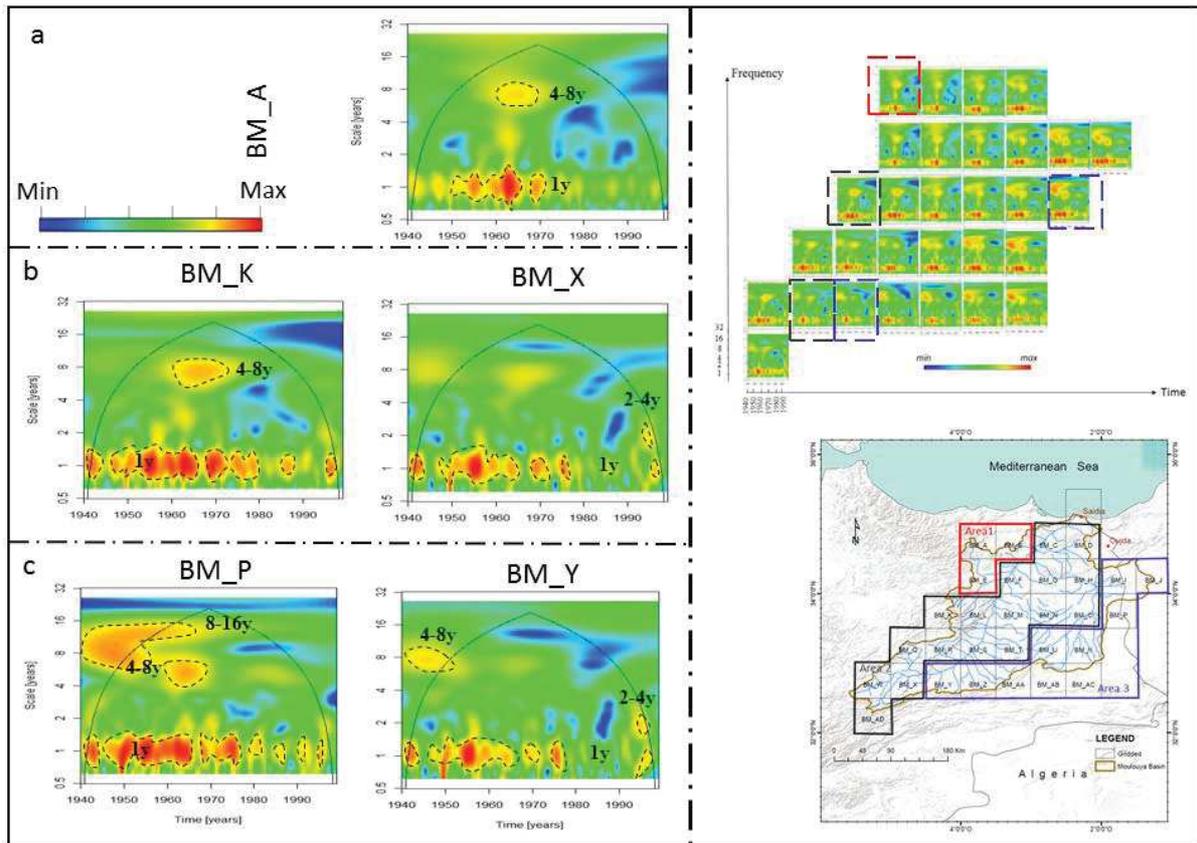
Figure 33 : Spectres de l'analyse en ondelettes continues des précipitations du Tensift

## 2. Études de la variabilité de la série des pluies des données SIEREM de 1940-1999

Quatre modes de variabilité sont enregistrées dans les données maillées (1940-1999) : **2-4 ans, 4-8 ans et 8-16 ans modes en plus du mode annuel.** À partir de l'analyse en l'ondelette continue des pluies SIEREM et la localisation des modes de variabilité dans le temps, les bassins de la Moulouya et du Sebou sont subdivisés en trois parties, alors que de découpage ne figure pas dans le bassin du Tensift. Chaque région est étudiée par une ou deux cellules où la variabilité est représentative.

Le bassin de la Moulouya, formé par 30 mailles (Figure 34), la première région est située dans le Nord-Ouest, composée de trois cellules (présentée par la série BM\_A). Le cycle annuel et le mode 4-8 ans sont situés entre 1950 et 1970. La seconde zone dans le centre, orientée Nord-Est - Sud-Ouest, elle est constituée par la majorité des cellules (présenté par BM\_K et BM\_X), une bande de 1 an est presque sans interruption jusqu'en 1975 et reprend vers la fin de la série en 1995, ce qui semble être affecté par un changement vers une bande de 2-4 ans. Une bande de 4-8 ans est identifiée sur la même période dans la zone 1, cette énergie est faible dans la partie sud de cette région. Une dernière partie orientale du bassin versant présenté par la BM\_P et par la série BM\_Y, où le cycle annuel est presque continu dans la première série et interrompue dans la deuxième entre 1975 et 1995. Un groupe 4-8 ans, distingué au début de la série, affecté par un changement vers une bande de 8-16 ans, trouvé dans cette partie du bassin.

PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE



**Figure 34** : subdivisions du bassin versant du la Moulouya à partir des données SIEREM

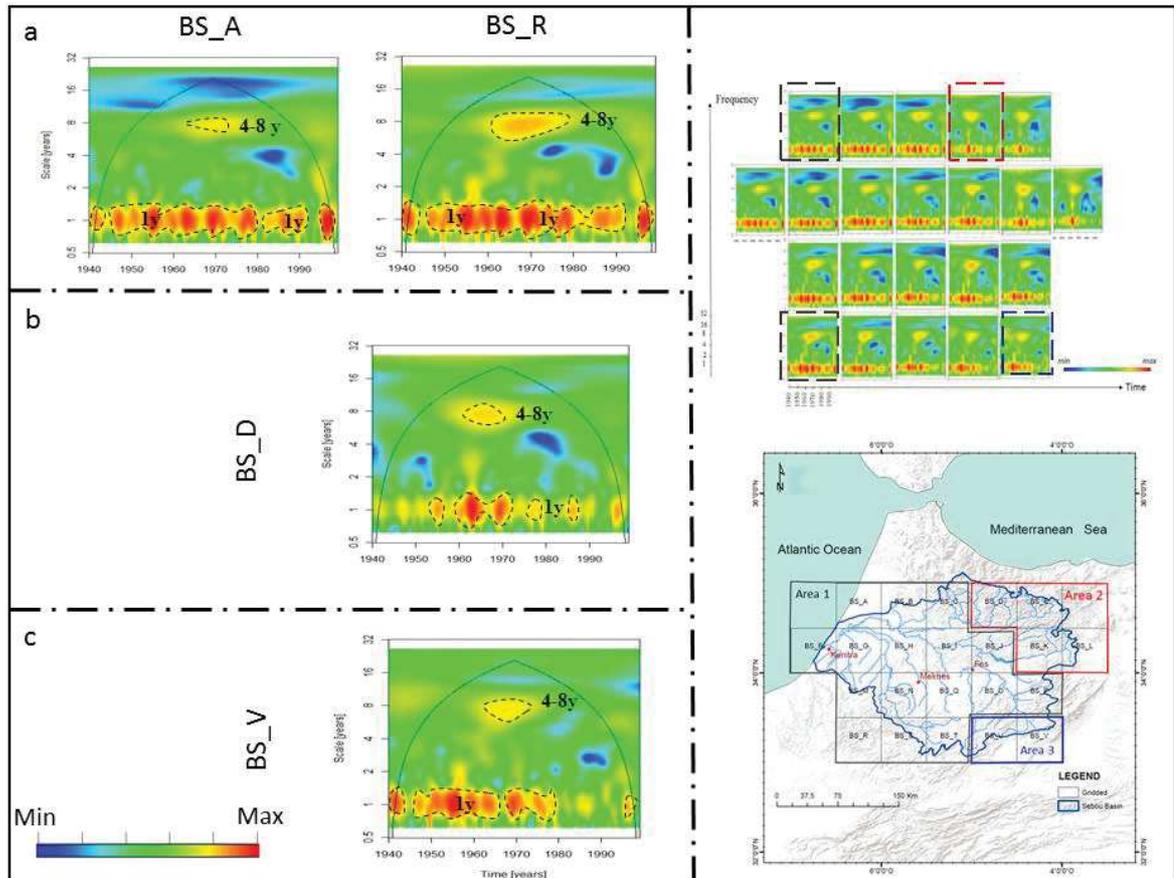
*a* : Maille représentant la variabilité des pluies SIEREM dans la **zone 1**

*b* : Mailles représentant la variabilité des pluies SIEREM dans la **zone 2**

*c* : Mailles représentant la variabilité des pluies SIEREM dans la **zone 3**

Comme pour le bassin de la Moulouya, les pluies SIEREM du bassin du Sebou, présentent plusieurs bandes de fréquences annuelle et interannuelle fortement puissantes et non continues, représentées par 22 mailles (Annexe 2) (Figure 35). La bande du cycle annuel dans la première région présente une assez grande énergie tout au long de la série d'études, tandis que dans la deuxième région, elle est situé entre 1950 et 1970 et absent entre 1975 et 1995 dans la troisième zone. La fréquence 4-8 ans se trouvent dans tout le bassin d'étude entre les années 1960 et 1980.

PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE



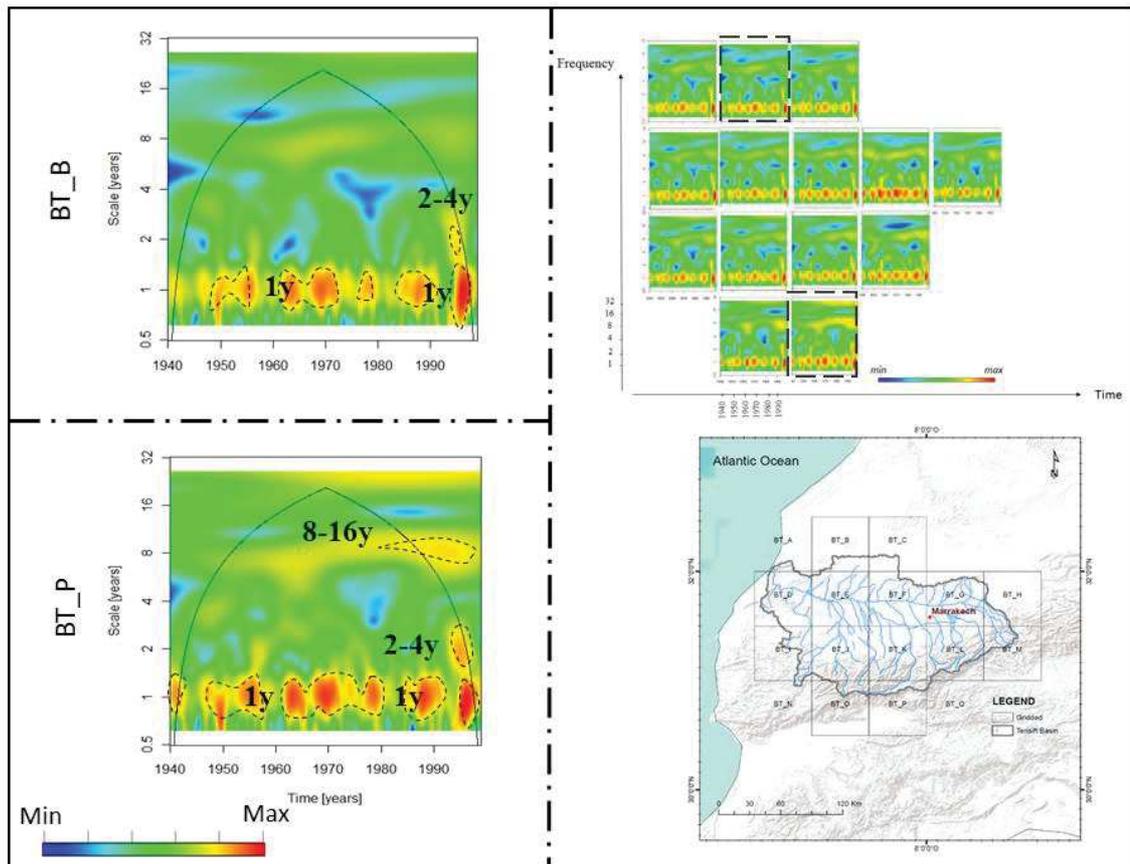
**Figure 35 :** subdivisions du bassin versant du Sebou à partir des données SIEREM

*a : Mailles représentant la variabilité des pluies SIEREM dans la zone 1*

*b : Maille représentant la variabilité des pluies SIEREM dans la zone 2*

*c : Maille représentant la variabilité des pluies SIEREM dans la zone 3*

Contrairement aux autres bassins (Moulouya et Sebou), le bassin du Tensift ne représente pas de subdivisions (Figure 36), la variabilité du mode annuel est la même au nord et au sud du bassin, marqué par des discontinuités, également identifiés dans les autres bassins. La fréquence 8-16 ans apparait dans certaines cellules au sud du bassin vers à la fin de la série d'études.



**Figure 36 :** subdivisions du bassin versant du Tensift à partir des données SIEREM

### Conclusion

Des fluctuations communes ont été enregistrées à travers toutes les séries de précipitations, tandis que d'autres (comme 8-12 ans, 6-10 ans et 10-30 ans) semblent être plus spécifiques à certains bassins versants ; à savoir les bassins de la Moulouya et du Tensift. En outre, la variabilité de fréquence inférieure ( $> 2-4$  ans) est identifiée dans la majorité des stations le long de la série chronologique. D'après la série SIEREM, le bassin de la Moulouya inclut tous les modes de variabilité que l'on retrouve dans les deux autres bassins -Sebou et Tensift- (2-4 ans, 4-8 ans et 8-16 ans).

La période commune entre les pluies in situ et les données SIEREM (cette période dépend du bassin), montre plusieurs modes de la variabilité, très peu de fréquences communes sont identifiées (cycle annuel et 8-12 et) sur la même période, à partir des pluies stationnelles, la plupart des fréquences identifiées sont spécifiques au bassin qu'à la station d'étude, tandis que dans les données SIEREM, les signaux sont plus faibles, on note une perte du signal. Cependant, nos zones d'étude ont été subdivisées en zones climatiques, ça correspond à une variabilité à

grande échelle. La variabilité des pluies in situ est assez importante et trop hétérogène, elle correspond à une variabilité à petite échelle (locale).

Trois principales discontinuités apparaissent sur le spectre d'ondelettes locales :

1. Une première discontinuité est visible autour de 1980 et / ou 1985 : le passage de la bande de 2-3 ans à 2-4 ans pour la Moulouya, 4-5 ans à 4-8 ans pour le Sebou et une interruption de la bande 4-8 ans dans le même bassin. Elle est caractérisée par l'apparition de la fréquence 8-12 ans pour le Tensift, elle est également liée à une énergie faible affectant la bande annuelle comprise entre environ 1980 et 1985, semble plus marquée pour le Tensift, Ain Khbach (le Sebou) et Midlet (la Moulouya).

Dans la station de Midlet (la plus longue série du bassin de la Moulouya), la discontinuité est visible autour de 1965, un changement de la bande 2-4 ans en 3-5 ans et une interruption de la bande 6-10 ans.

2. Une seconde discontinuité est visible autour de 1990 et semble affecter la plupart des composantes du signal. Elle affecte spécifiquement la bande annuelle dans les deux bassins de la Moulouya et du Sebou, des fois, cette discontinuité peut être observée aux alentours de 1995.
3. Une troisième discontinuité peut être observée vers 2000 : la bande d'énergie annuelle semblent être concernés par ce changement en particulier dans le bassin du Tensift, caractérisé par une interruption de la fluctuation 8-12 et la bande annuelle, la longueur de cette discontinuité est assez importante.

A partir des données maillées, la discontinuité a été identifiée en 1945 qui correspond à une interruption du cycle annuel.

A partir de la variabilité des précipitations on identifie trois périodes différentes, cette subdivision dépend de la date des discontinuités identifiées dans chaque bassin versant et dans chaque station. Les pluies SIEREM et in situ ne donne pas la même variabilité, on trouve une variabilité plus importante au niveau des stations tandis qu'elle est plus faible sur les données SIEREM (1 an, 4-8 ans, 8-16 ans et parfois 2-4 ans), qui nous renseigne plus sur la variabilité dans l'espace au niveau de chaque bassin versant, permettant de subdiviser ses dernier.

### III. Déterminer les modes de variabilités hydrologiques des bassins d'étude par la méthode des ondelettes continues

### PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

Les analyses en ondelettes continues sont donc ici utilisées pour identifier les principaux modes de variabilité des débits des zones d'études (Moulouya, Sebou et Tensift) aussi pour détecter d'éventuelles ruptures temporelles dans la structuration de cette variabilité.

La réalisation des spectres en ondelettes continues des chroniques de débits permet de déterminer l'organisation et la structure des signaux (Labat 2006, Massei *et al.* 2007). Les spectres en ondelettes sont réalisés sur des signaux débarrassés de leur tendance, et montrent la distribution de la puissance du signal au cours de la période d'étude.

Le spectre d'ondelettes des débits dans la Moulouya (figure 37) présente plusieurs bandes de fréquences, de l'annuelle aux fréquences interannuelles fortement puissantes. Nous identifions : **Une bande annuelle** qui correspond au cycle hydrologique ; alternance saisonnière est légèrement exprimé, des spots de forte puissance sont identifiés en 1970, 1975, 1980, 1990, 1995, 1998 et 2000 à Melg el Ouidane.

**Une bande de 2-4 ans** qui a une forte puissance est identifiée après 1980 et à la mi-1960 à Safsaf au Sud du bassin.

Un groupe de spots à **2-8 ans et 3-8 ans** peuvent être affectés par un léger changement vers la **bande 4-8 ans**, identifiée sur des périodes différentes d'une station à l'autre, on la trouve après mi 1980 et avant cette date dans la station de Safsaf et Ansgmir.

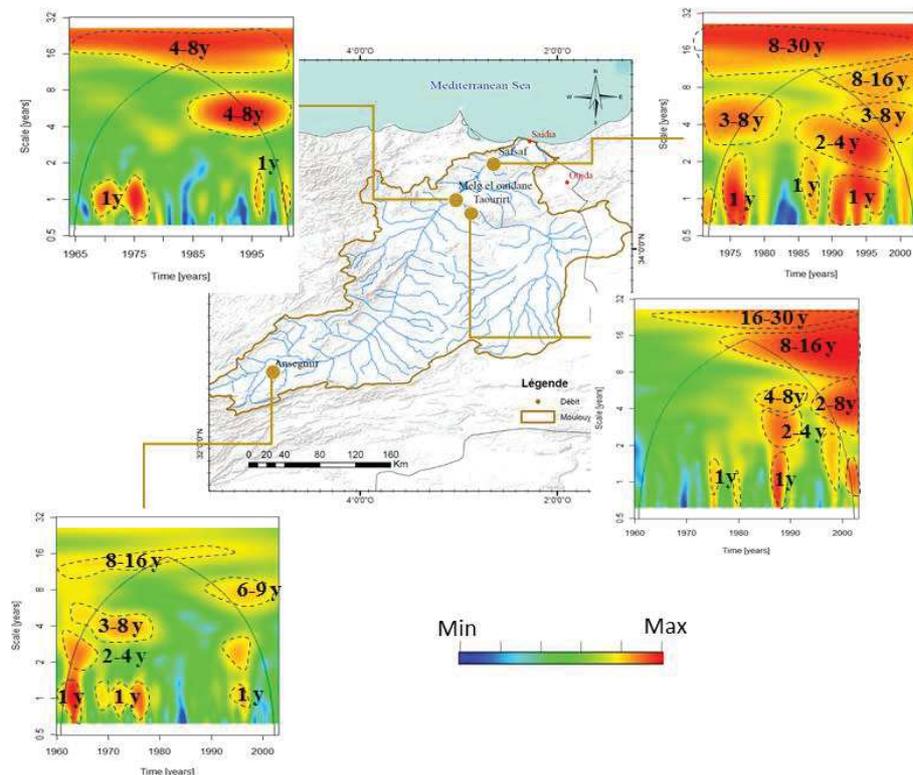
**Une bande 6-9 ans** entre 1990 et 2003, trouvée uniquement dans le sud à Ansgmir

**Une bande 8-16 ans** de forte atténuation, identifiée après 1970 principalement à Ansgmir, alors qu'il est absent dans Melg el Ouidane.

**La fluctuation de 16-30 ans et 8-30 ans** de haute puissance, qui marquent la période d'étude, du début à la fin ; bien que ce groupe reste absent dans le Sud.

A partir des ruptures identifiées entre 1980 et 1985, la série d'étude présente deux périodes. Dans Safsaf, il existe une variabilité importante qui peut être liée à la mise en place des deux barrages Mohamed V et M.Homadie. Dans Taourirt, la variabilité commence en 1980, après la mise en place du barrage O.Za.

Une perte d'énergie caractérise Melg el Ouidane entre 1980-1995 ; avec d'autres discontinuités identifiées dans toutes les autres stations en 1985, 1995 et 2000.



**Figure 37** : étude de la variabilité hydrologique dans le bassin de la Moulouya par la méthode des ondelettes continues

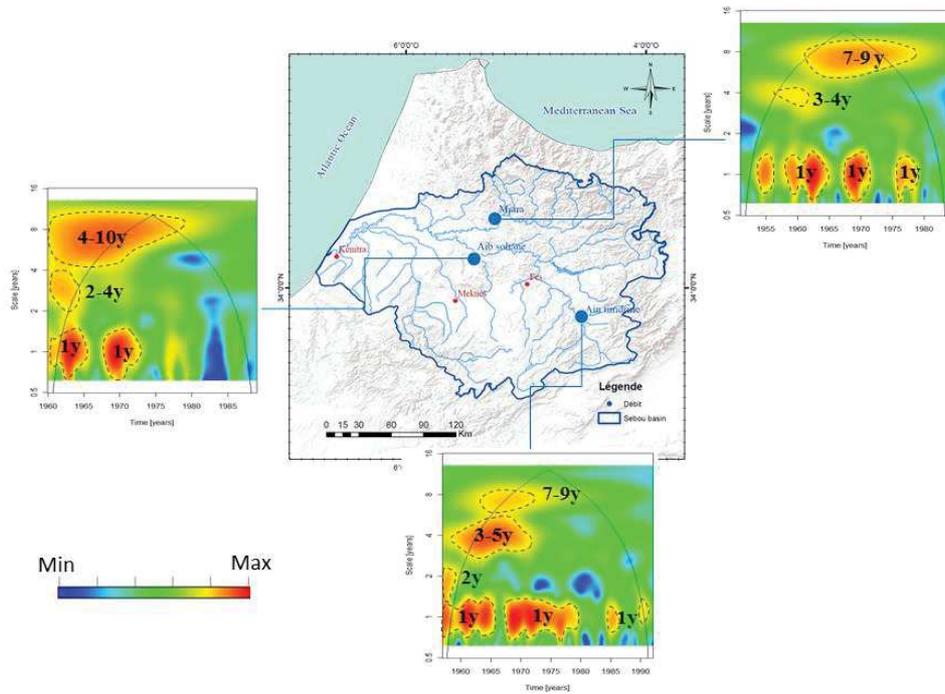
L'analyse des débits dans le Sebou montre l'existence de la variabilité annuelle et interannuelle (Figure 38). On relève ainsi, les bandes de **1 an**, de **2-4 ans** ou **3-4 ans** ou **3-5 ans**, **7-9 ans** et **4-10 ans**.

Le cycle annuel, identifié dans tout le bassin versant du Sebou et dans différentes périodes, très discontinue, en particulier à Azib Soltane où la variabilité s'arrête avant 1975. **Les bandes 2-4 ans, 3-4 ans et 3-5 ans** sont respectivement trouvées dans Azib Soltane, Ain Timdrine et Mjara. La fluctuation **7-9 ans** trouvée à Mjara et Ain Timdrine, affectée par un changement vers une fluctuation de **4-10 ans** à Azib Soltane. Les discontinuités sont présentées en 1965 sur tout le bassin, mi 1970 et mi 1980, les discontinuités varient d'une station à une autre. Nous identifions trois périodes à Mjara et à Ain Timdrine et deux à Azib Soltane. Contrairement à d'autres stations où les discontinuités sont encore présentes après 1975 -les dates sont différentes en fonction de la station-, dans Azib Soltane, il y a une perte totale d'énergie après 1975.

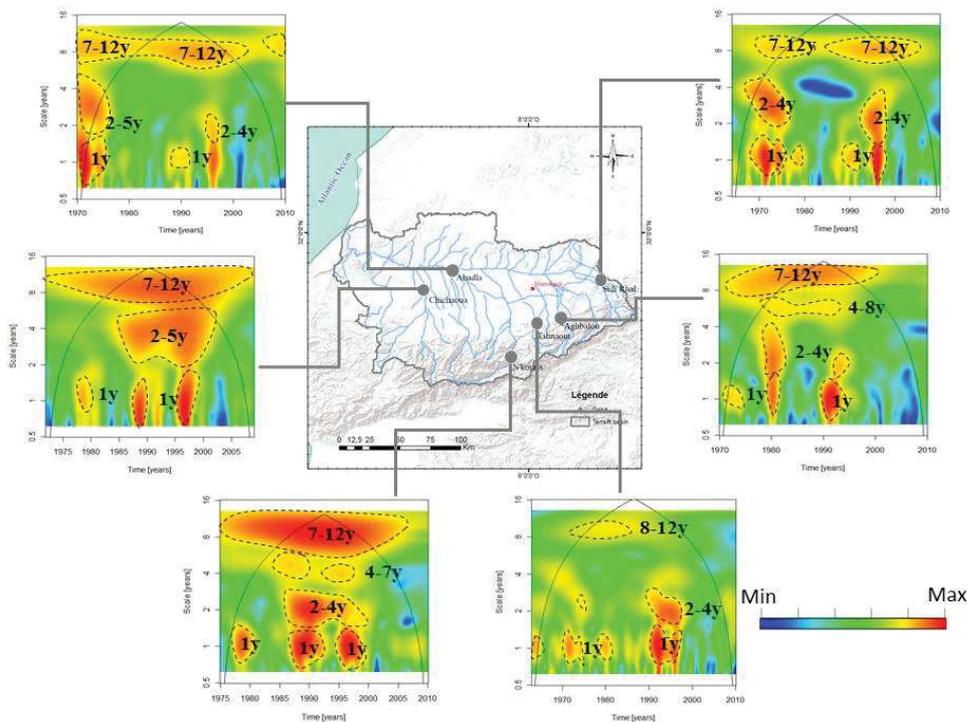
Plusieurs groupes d'énergie peuvent être vus sur le bassin du Tensift (Figure 39). Ici, le cycle annuel est généralement caractérisé par une forte atténuation au cours des années 1970 et 1990. Il y a également une bande de basse fréquence de **2-4 ans / 2-5 ans**, correspondant à une fluctuation importante identifié au mi-1975 et en 1990. Le groupe **4-8 ans** se trouve dans les

PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

stations de N'Kouris et Aghbalou. **Le groupe 7-12- / 8-12 ans** est clairement identifié dans tout le bassin.



**Figure 38** : étude de la variabilité hydrologique dans bassin du Sebou par la méthode des ondelettes continues



**Figure 39** : étude de la variabilité hydrologique dans le bassin du Tensift par la méthode des ondelettes continues

#### IV. Détermination de l'origine des modes de variabilité des débits de la zone d'étude : comparaison avec les pluies stationnelles et SIEREM

Afin de déterminer l'origine de la structuration de la variabilité des débits, les principaux modes de variabilité observés sont en première approche, comparés à ceux observés dans les précipitations (stationnelle et SIEREM). Cette comparaison doit permettre dans un premier temps de savoir si les modes observés sont d'origine climatique, et par opposition, d'origine interne aux bassins versants (milieu physique). La caractérisation et l'identification par la méthode des ondelettes des principaux modes de variabilité des pluies et débits, permettra donc de comparer la structuration de la variabilité des précipitations avec celle des débits.

Les résultats issus des analyses en ondelettes continues ont montré certaines relations existante entre les modes observés dans les débits et les précipitations sur la zone d'étude avec toutefois des différences. Il serait intéressant de pouvoir caractériser plus précisément la variabilité commune (ou différente) entre ces deux paramètres, et surtout de pouvoir estimer l'impact des modes de variabilité des précipitations sur la variabilité des débits. En ce sens, l'analyse de la cohérence par ondelettes permet de caractériser le degré de linéarité entre deux processus, suivant les différents niveaux d'échelles, au cours du temps.

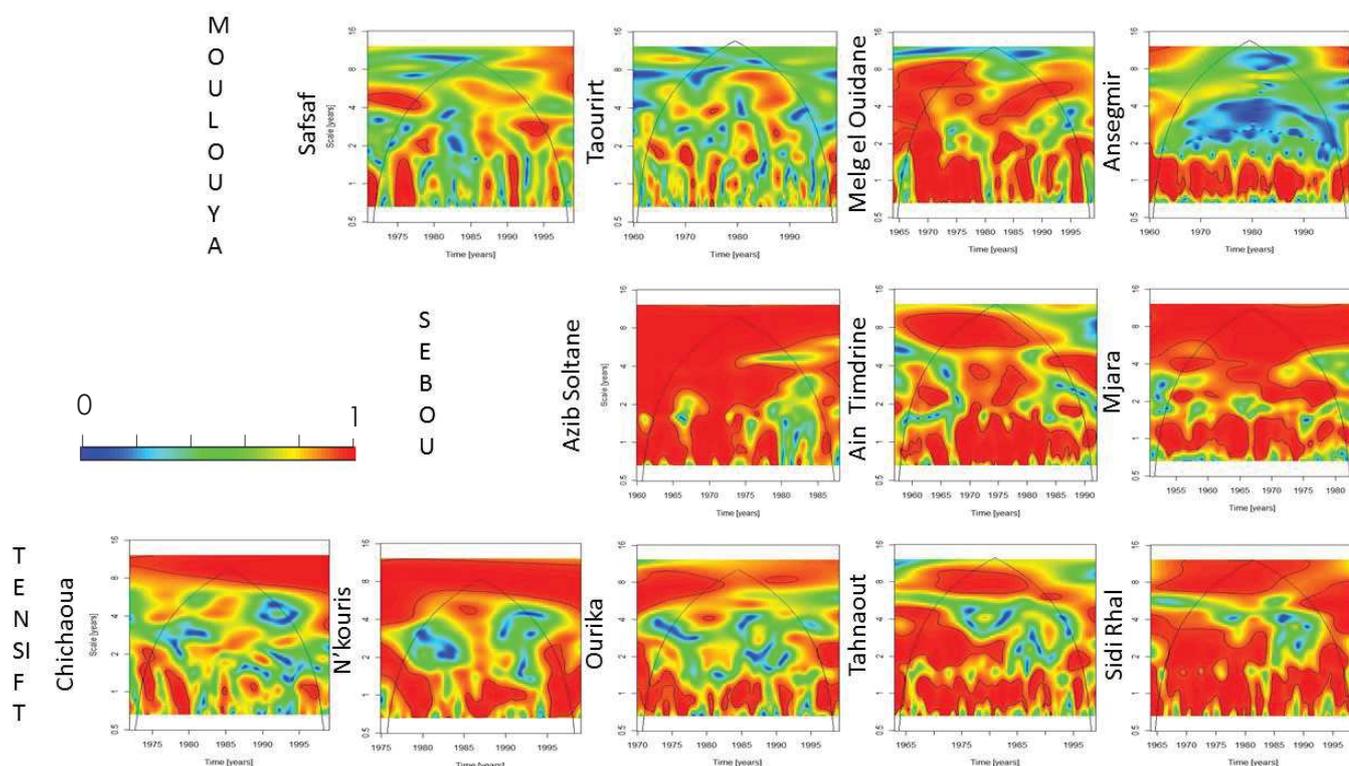
Pour chaque région des bassins de la Moulouya, du Sebou et du Tensift, l'analyse de la cohérence existant entre la variabilité des débits et des précipitations SIEREM est proposée sur la figure 40.

La variabilité des débits montre globalement une forte cohérence avec les précipitations, observées essentiellement à Melg el Ouidane dans le bassin de la Moulouya alors qu'elle est faible au niveau des autres stations. On notera toutefois des pertes de cohérences (signifiées en bleu sur les spectres) aux échelles interannuelles, observées à Safsaf, Taourirt et Ansgmir (fin des années 1970). Chaque station présente une variabilité différente de l'autre, liée peut être à sa position au niveau du bassin. Dans tous les bassins du Sebou et du Tensift la cohérence quel que soit le niveau d'échelle. A Chichaoua et Ourika dans le bassin du Tensift, la cohérence présente une certaine diminution mais de façon moins marquée (la cohérence reste à un niveau >50%, en vert sur les spectres).

Ces pertes (ou diminutions) de cohérence peuvent être dues aux données choisies elles-mêmes, ou dues à d'autres facteurs d'origines diverses (physiographie des bassins, impact anthropique, autres composantes du cycle de l'eau, autres facteurs climatiques...). Il sera donc nécessaire

PARTIE III : CARACTERISTIQUE DE LA VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

d'approfondir ces résultats ultérieurement afin de déterminer l'origine de ces différences. La forte cohérence observée entre la variabilité des débits et des précipitations SIEREM suggère une influence de la variabilité du climat sur la réponse hydrologique de la région d'étude. Cette influence peut être estimée globalement en calculant la cohérence moyenne débits/précipitations sur la période de temps (tableau 11)



**Figure 40** : Spectres locaux de l'analyse de la cohérence des débits/précipitations SIEREM par ondelettes sur les principaux bassins d'étude

**Tableau 11** : Quantification des relations entre débits et précipitations SIEREM à l'échelle du bassin versant (a) Moulouya, (b) Sebou et (c) Tensift

Bassin	station	Variabilité totale
MOULOUYA	Safsaf	66,4%
	Taourirt	60,2%
	Melg el Ouidane	79,9%
	Ansegmir	56,1%
SEBOU	Azib Soltane	91,6%
	Ain Timdrine	80,6%
	Mjara	89,3%
TENSIFT	Chichaoua	75,2%
	N'kouris	81,9%
	Aghbalou	76,5%
	Tahnaout	78,8%
	Sidi Rhal	86,3%

Les résultats indiquent qu'il existe une très forte cohérence entre la variabilité des débits et des précipitations SIEREM dans le bassin du Sebou et du Tensift, allant de 75,24% au minimum pour Chichaoua dans le Tensift jusqu'à 91,67% au maximum pour Azib soltane dans le Sebou. Le bassin de la Moulouya enregistre des cohérences plus faibles avec un minimum de 56%.

Malgré les pertes de cohérences ponctuellement observées, il apparaît que la variabilité des débits est fortement influencée par une variabilité d'origine climatique. Autrement dit, seulement 20% à 30% (en fonction des bassins) de la variabilité observée dans les débits ne sont pas directement reliées aux variations de précipitations (ce qui n'implique pas nécessairement que ce ne soit pas d'origine climatique, d'autres facteurs comme la température ou l'évapotranspiration peuvent également influencer la réponse hydrologique).

Comme suggéré par les spectres locaux des analyses en ondelettes continues, les principaux modes de variabilité sont faiblement similaires entre les débits et les précipitations, que ce soit en termes de fréquence, d'occurrence temporelle ou d'amplitude.

Ces différences peuvent être imputées à plusieurs facteurs (structuration propres des signaux...), ou encore par l'effet de filtrage exercé par les sous-bassins versants, ou encore par d'autres facteurs internes aux bassins (occupation des sols, constructions de barrages et réservoirs...).

PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDELETTES CONTINUES POUR DETERMINER LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES : PLUIES ET DEBITS

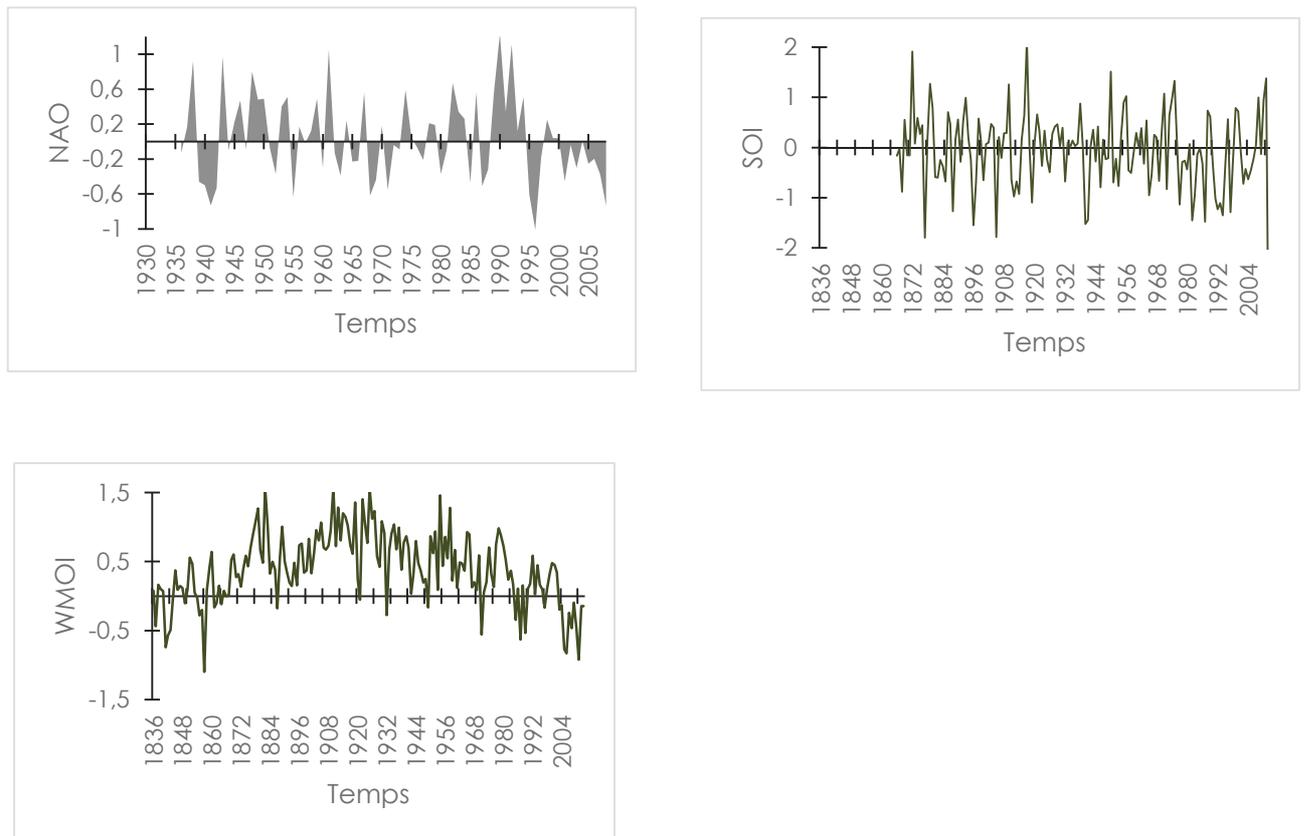
PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR  
ONDELETTES CONTINUES POUR DETERMINER LES  
LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES, PLUIES ET  
DEBITS

Les signaux de précipitations et de débits 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 à la fois dans les débits et 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), ces indices climatique ayant un impact reconnu sur les États-Unis (plus et sur l'Europe).

Bien que la variabilité de la réponse hydrologique soit liée à une tendance générale (structurée), il reste important 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. Plusieurs études ont relié les variations hydrologiques (débits des rivières, précipitations) aux fluctuations du climat (Collins, 2009 ; Coulibaly, 2006 ; Coulibaly et Burn, 2004 ; Kahya et Dracup, 1993 ; Küçük *et al.*, 2009; Labat, 2006, 2008, 2010 ; Massei *et al.*, 2007, 2009, 2010 ; Tootle *et al.*, 2005) dans le but de comprendre les changements abrupts, les fluctuations et les tendances observées. Par exemple, Labat (2006, 2008, 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, PDO). À l'échelle de l'Amérique du Nord, des fluctuations sont également détectées dans la variabilité interannuelle des débits et des précipitations du Canada (Anctil et Coulibaly, 2004 ; Coulibaly et Burn, 2004 ; Coulibaly, 2006), en relation avec l'ENSO, la NAO, la NAM et la PNA.

Les principaux indices climatiques discutés et qui seront également utilisés au cours de cette partie de thèse sont présentés sur la figure 41



**Figure 41** : Les principaux indices climatiques utilisés (NAO, SOI, WMOI)

## I. Utilisation de la cohérence par ondelette pour déterminer les liens entre indices climatiques, pluie et débit

### 1. Identification des modes de variabilité des fluctuations du climat

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 du climat local des différentes régions du globe est mesurée à l'aide d'indices climatiques comme l'Oscillation Arctique (AO), le phénomène El Nino/Oscillation Australe (ENSO), l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), l'Oscillation Pacifique Décennale. Ces indices, largement décrits dans la littérature ([Kiehl et Trenberth 1997](#), [Trenberth 1999](#), [Hurrell et al. 2003](#)), mettent en jeu l'interaction entre l'atmosphère et l'hydrosphère continentale et océanique.

Les principaux modes de fluctuations du climat possèdent des caractéristiques d'évolution et une variabilité propres à chaque mode. Afin d'identifier les liens existants entre la variabilité

hydrologique et les principaux indices climatiques, il est préalablement nécessaire d'identifier les échelles de temps caractéristiques de la variabilité de ces fluctuations du climat.

Les caractéristiques des données des principaux indices climatiques utilisés au cours de cette partie sont présentées dans le tableau 12 :

**Tableau 12** : Données sources des indices climatiques utilisés (format, périodes recouvertes, sources et liens)

<b>Indices climatiques</b>	<b>Données</b>	<b>Périodes</b>	<b>Sources</b>
<b>NAO</b>	Mensuelles	1880-2011	National Center for Atmospheric Research (NCAR) <a href="http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.data.html#naostatmon">http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.data.html#naostatmon</a>
<b>SOI</b>	Mensuelles	1966-2011	NOAA Climate Prediction Center (CPC) <a href="http://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/Data/soi.dat">http://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/Data/soi.dat</a>
<b>WMOI</b>	Mensuelles	1936-2011	Universitat de Barcelona <a href="http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm">http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm</a>

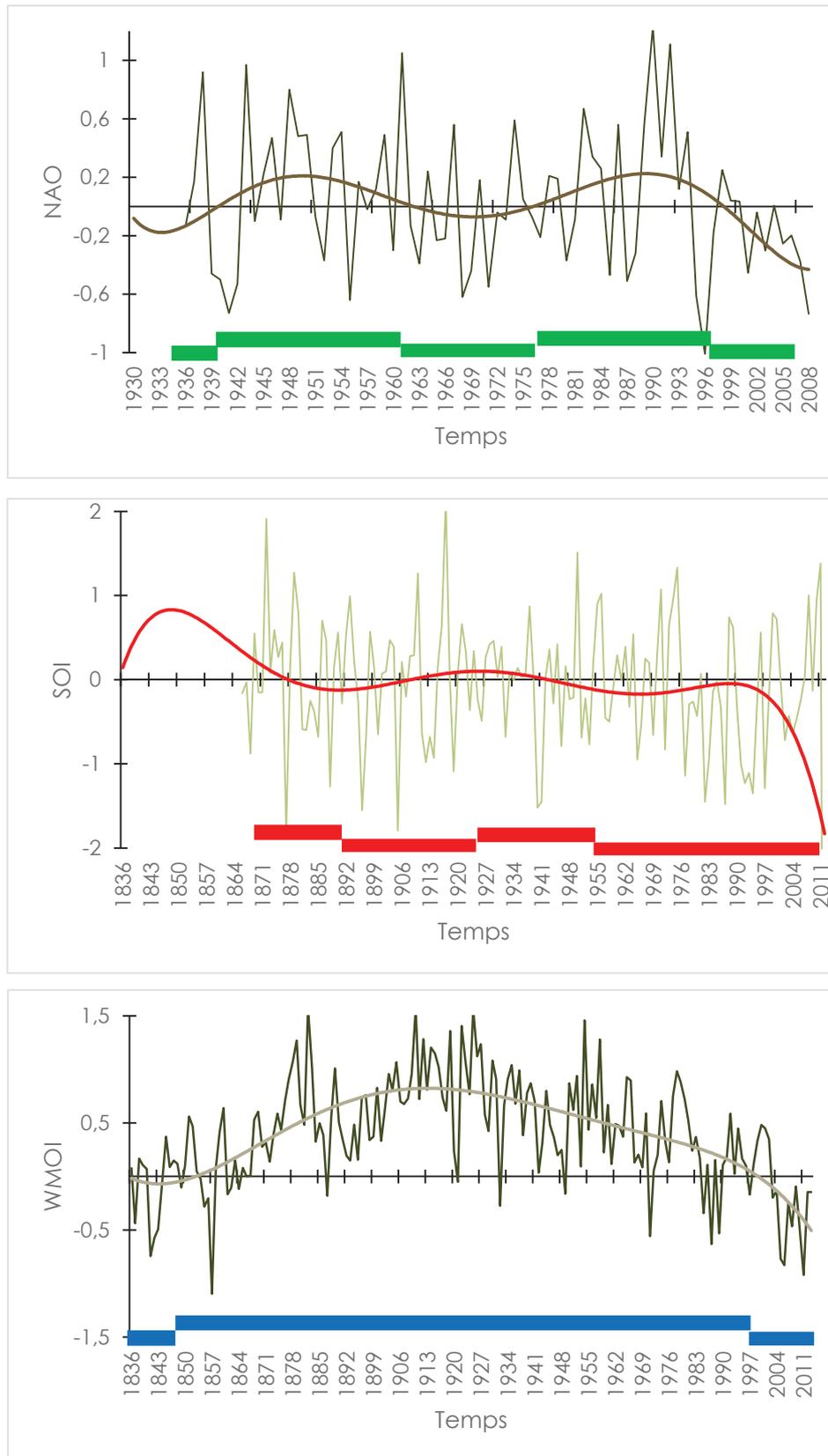
### 1.1 Identification de la variabilité des indices climatiques par les LOESS

L'évolution à long terme des principaux indices climatiques est estimée par filtrage non-paramétrique de type LOESS (figure 42). Les résultats obtenus sur les différents indices climatiques présentent les mêmes caractéristiques (périodicités, phases positives et négatives). La NAO présente une tendance en phases positives sur les périodes 1940-1960 et depuis la fin des années 1970/milieu des années 1990, entrecoupées d'une tendance en phase négative.

Le SOI présente une tendance à exprimer plus de valeurs négatives (plus d'épisodes El Niño) depuis 1955, le SOI ayant même tendance jusqu'à présenter des valeurs négatives tout récemment (milieu des années 2000). Avant cette période et à partir de fin 1920, le SOI est positif

La WeMOI, présente une évolution assez différente, elle présente une tendance des valeurs positives sur une longue période de 1850 jusqu'à fin 1990, et commence une phase négative.

PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDETTES CONTINUES POUR DETERMINER LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES : PLUIES ET DEBITS



**Figure 42 :** Évolution à long terme des indices climatiques identifiés par LOESS  
Les phases globalement positives ou négatives des indices climatiques sur la période 1836-2011.

## 1.2 Identification de la variabilité des indices climatiques par ondelette

Pour chaque indice climatique, une description des principaux modes de variabilité est proposée selon les différentes échelles de temps, la significativité statistique ; ainsi que la caractérisation des non stationnarités de ces modes.

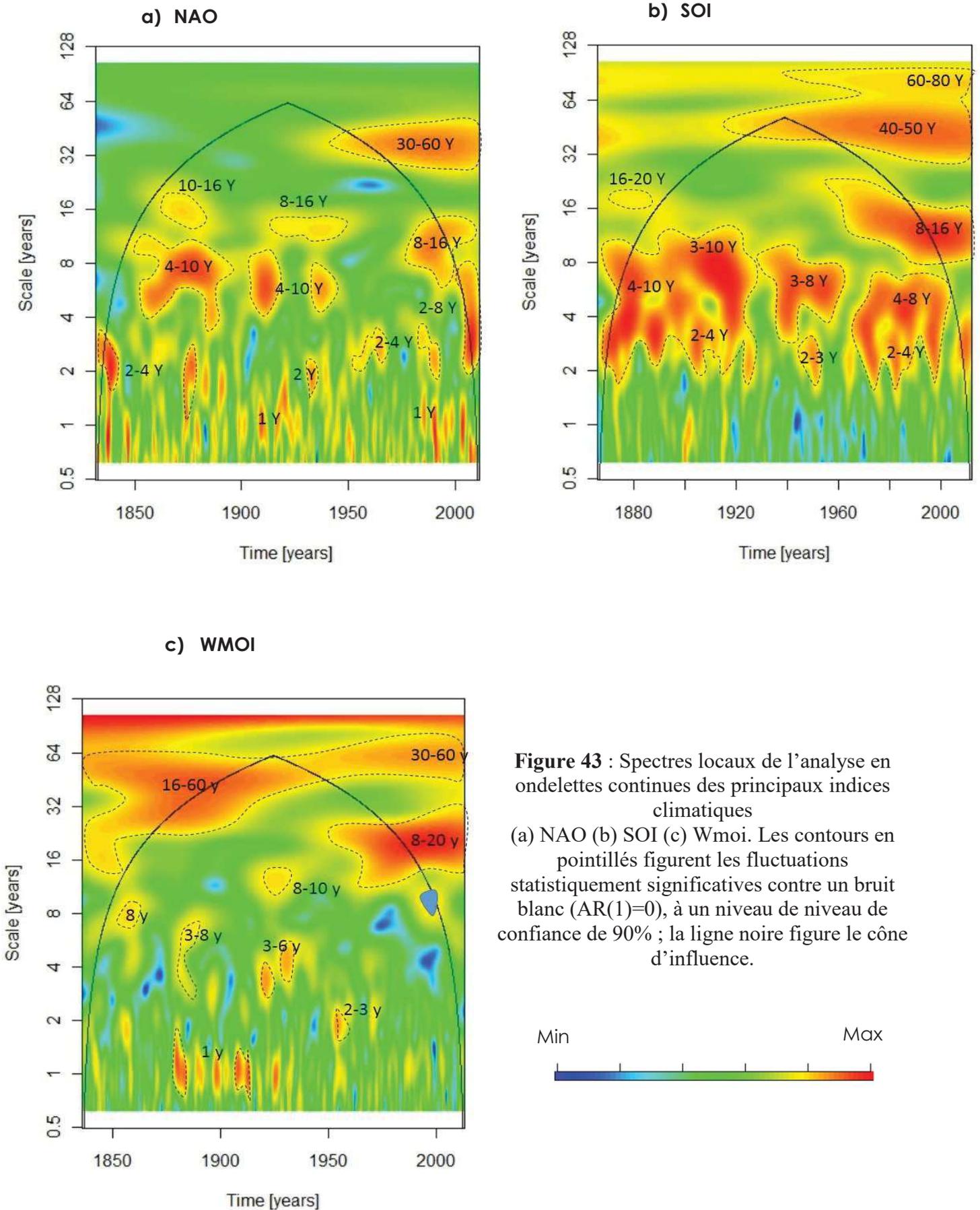
La NAO (figure 43a) est légèrement dominée par des fluctuations basses fréquences, de l'échelle décennale (8-16 ans, 10-16 ans) et pluri-décennale (30-60 ans). Une instationarité est observée à l'échelle décennale, avec un changement de la fluctuation à 10-16 ans vers une fluctuation à 8-16 ans en 1910-1950. Cette période de transition correspond également à l'apparition d'une fluctuation de 4-10 ans. Les fluctuations d'échelle interannuelle (1 an, 2-3 ans, 2-4ans, 4-10 ans) ces fluctuations s'organisent différemment au cours du temps.

Les fluctuations à 2-4 ans sont notées après 1930, l'absence des fluctuations à 2-3 ans durant la période 1930-1990, les différents modes de variabilité détectés dans la NAO ne sont pas statistiquement significatifs à un niveau de confiance de 90% (Rossi, 2010). En effet, comme définit dans différents travaux, les analyses spectrales (incluant les analyses en ondelettes) ne montrent pas d'échelle de temps préférentielle de la variabilité de la NAO. Le spectre d'énergie de la NAO se définit comme étant un bruit légèrement « rouge », avec une puissance qui augmente avec les fréquences (Fernández *et al.*, 2003 ; Hurrell *et al.*, 2003)

Le SOI (figure 43b) est dominé par des fluctuations d'échelles inter-annuelle à décennale (2-3 ans, 2-4 ans, 4-8 ans, 3-8 ans, 4-10 ans), les composantes hautes-fréquences (2-3 ans, 2-4 ans) montrent une variabilité, sur toute la période. L'apparition des modes d'échelles décennales à multi-décennales (8-16 ans, 16-20 ans 40-50 ans) diminue la variance relative des modes d'échelle inter-annuelle, en particulier avec l'apparition de la fluctuation à 8-16 ans après 1960, marquant une rupture majeure dans le signal. Les modes de variabilité détectés sont tous significatifs à un niveau de confiance de 90%. De plus, certains de ces modes correspondent aux fluctuations inter-annuelles composant et caractérisant le SOI, en particulier la bande d'énergie à 2-8 ans (Tootle *et al.*, 2005 ; Torrence et Compo, 1998).

La Wemoi (figure 43c), est dominée par des fluctuations basses-fréquences, de l'échelle multi-décennale (30-60 ans, 16-60 ans) à décennale (8-20 ans), Le principal mode de variabilité, estimé. La fluctuation de 8-20 ans est seulement exprimée sur la période 1950- 2011. Les fluctuations d'échelles inter-annuelles (2-3 ans, 3-6 ans, 3-8 ans, 8-10 ans), qui représentent une variabilité faible, s'organisent différemment entre 1850 et 1950 au cours du temps. Les bandes d'énergies de 3-6 ans et 8-10 ans apparaissent en 1930.

PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDELETTES CONTINUES POUR DETERMINER LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES : PLUIES ET DEBITS



**Figure 43 :** Spectres locaux de l'analyse en ondelettes continues des principaux indices climatiques (a) NAO (b) SOI (c) Wmoi. Les contours en pointillés figurent les fluctuations statistiquement significatives contre un bruit blanc ( $AR(1)=0$ ), à un niveau de niveau de confiance de 90% ; la ligne noire figure le cône d'influence.

### 1.3 Synthèse des échelles de temps caractéristiques des fluctuations climatiques à l'échelle globale

Les échelles de temps observées dans les indices climatiques sont synthétisées dans le tableau 13. Un regroupement selon les différents niveaux d'échelles observés dans les indices climatiques est proposé. Ce regroupement s'effectue selon leurs occurrences temporelles des fluctuations dans chaque indice, selon les gammes de fréquences communes.

**Tableau 13** : Synthèse globale des fluctuations identifiées par analyses en ondelettes continues dans les principaux indices climatiques

Echelles observées	NAO	SOI	WMOI	synthèse
2-3 ans	×	×	×	2-4 ans
2-4 ans	×	×		
3-6 ans			×	3-6 ans
3-8 ans		×	×	3-8 ans
4-8 ans		×		
4-10 ans	×	×		4-16 ans
8-10 ans			×	
8-16 ans	×	×		
10-16 ans	×			
8-20 ans			×	8-20 ans
16-20 ans		×		
40-50 ans		×		40-60 ans
16-60 ans			×	16-60 ans
30-60 ans	×		×	

À l'échelle interannuelle, nous pouvons définir des groupes de fluctuations à 2-4 ans (incluant les fluctuations à 2-3 ans et 2-4 ans), à 3-6 ans), et à 3-8 ans (incluant les fluctuations à 3-8 ans et 4-8 ans). À l'échelle décennale, un groupe de fluctuations à 4-16 ans (incluant les fluctuations à 4-10 ans , 8-10 ans , 8-16ans et 10-16 ans), A l'échelle pluri-décennale, un groupe de fluctuations à 8-20 ans (incluant les fluctuations à 8-18 ans, 16-20 ans). Sur le long terme, un groupe de fluctuations à 40-50 ans, un groupe de 16-60 ans (incluant les fluctuations de 16-50 ans, 30-60 ans).

## 2. Apports de la cohérence par ondelettes continues pour la caractérisation des liens potentiels entre indices climatiques, pluies et débits

## 2.1 Application à la relation entre indice climatique (NAO, SOI et WMOI) et précipitation

La corrélation croisée est mesurée entre deux séries temporelles comme une fonction de la fréquence (Torrence et Compo 1998). De nombreuses études ont été menées afin de déterminer la relation entre la NAO et les paramètres hydrologiques (Massei *et al.* 2007, 2009, 2011, Laignel *et al.*, 2010). Ils montrent la contribution du NAO dans la bande de 8 ans tombant sur la seconde moitié du siècle dernier. L'oscillation annuelle a toujours été représentée dans la série des débits et a été affectée par une augmentation de la puissance à partir de 1990 dans la rivière de la Seine (Massei *et al.*, 2009).

Le calcul de la cohérence par ondelettes continues entre ces différentes variables (indices climatiques, pluies et débits) est donc utilisé afin de déterminer plus précisément les modalités de leur corrélation, et de vérifier les observations réalisées précédemment à partir des spectres en ondelettes univariés. Elle exprime la relation de linéarité entre le signal d'entrée et de sortie, grâce à l'utilisation des spectres simples d'énergie  $S_x$  et  $S_y$  et du spectre d'énergie de la fonction d'intercorrélation  $S_{xy}$ . Le résultat du spectre de cohérence caractérise le degré de linéarité entre deux processus (Maraun and Kurths 2004, Maraun *et al.* 2007). La cohérence fournit une valeur comprise entre 0 et 1 suivant le degré de corrélation linéaire des variables comparées.

### 2.1.1 relation entre indices climatique et pluies stationnelles

#### Bassin de la Moulouya (Figure 44)

##### ➤ NAO

La NAO montre une cohérence essentiellement distribuée sur l'échelle interannuelle (figure 44). Les bandes de fréquence 2-4 ans et 4-8 ans expriment une faible cohérence au niveau de Guercif et Regada, tandis qu'elle est forte au niveau de Midlet et Berkane. La cohérence est forte à l'échelle annuelle sur tous les spectres. Elle apparaît toutefois très variable à la fois en échelle et au cours du temps, une perte de cohérence et aussi identifiée en mi 1980 et 1990 sur les quatre stations à l'exception de Midlet. La cohérence est principalement identifiée sur notre série de pluie avant 1980 et après 1995.

La contribution de la variabilité du NAO sur les précipitations (Annexe 4) est très proche pour les stations de Regada et Berkane, sauf pour le mode 8-12 ans dans cette dernière qui est faible (48,9%) et plus élevée pour Regada (76,71), pour les stations de Guercif et Midlet, la contribution varie respectivement entre 52,5% - 65% et 61,8% - 75,8%

➤ SOI

Le SOI montre une cohérence essentiellement distribuée à l'échelle inter-annuelle (figure 44), présenté par le mode 2- 8 ans. Le cycle annuel montre une cohérence seulement après 1995 et avant 1970 dans la station de Midelt (série longue).

La contribution du SOI sur les pluies dans le bassin de la Moulouya (Annexe 5) est presque proche entre les stations, avec une contribution totale entre 62% et 66%, tandis qu'elle est différente entre les modes de variabilité, elle est entre 47% et 78% en fonction de la station et du mode de variabilité.

➤ WMOI

La cohérence entre Le WMOI et les pluies présente une cohérence moins importante de l'échelle annuelle jusqu'au inter-annuelle (figure 44). Une forte cohérence est détectée pour des échelles de temps de 2-8 ans essentiellement distribuée avant 1985 et après 1995. Le cycle annuel est également affecté en 1980-2000. À Midlet une cohérence à l'échelle de 8-16 est détectée tout au long de la période d'étude.

L'influence du WMOI sur le bassin de la Moulouya est variable d'une station à l'autre (Annexe 6), aussi entre chaque mode de variabilité, à Guercif elle varie avec un minimum de 58% et un maximum de 74%, à Berkane entre 51% et 69%, à Regada elle est entre 57% et 70%, elle varie entre 61% et 76% à Midlet.

### Bassin du Sebou (Figure 45)

➤ NAO

Le lien entre la NAO et les précipitations sur la période d'étude peuvent être grossièrement étudié par le calcul de la fonction de corrélation essentiellement distribuée à l'échelle interannuel (figure 45). Une forte cohérence est détectée aux alentours de 4-16 ans avant la fin des années 1970. Une cohérence importante est identifiée à l'échelle annuelle dans les stations de Bab Ounder et Azib Soltane alors qu'elle est faible dans la station de Ain khbach, une perte de cohérence est identifiée aux alentours de mi 1970, 1980

La contribution de la variabilité du NAO sur les précipitations (Annexe 4) est très proche pour les stations d'Ain Khbach et Azib Soltane avec un minimum de 63% et un maximum de 71%. Elle varie entre 68% et 77% pour la station de Bab Ounder.

PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDELETTES CONTINUES POUR DETERMINER LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES : PLUIES ET DEBITS

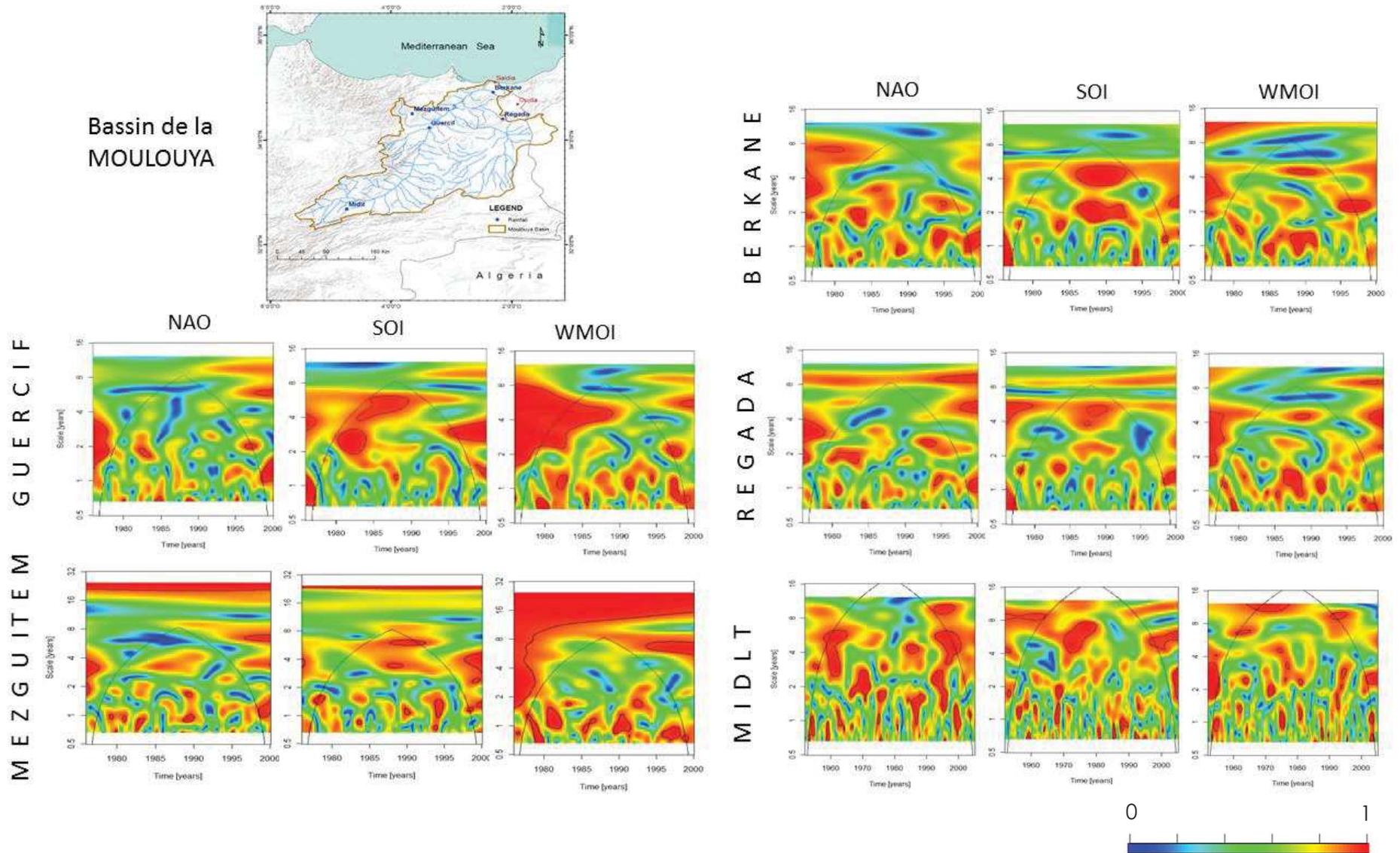


Figure 44 : Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et pluies stationnelles dans le bassin de la Moulouya

➤ SOI

Le SOI montre une cohérence essentiellement distribuée sur le pluri-décennale (figure 45). Pour toute la période considérée. Les échelles annuelle, inter-annuelle (2-8 ans), décennale (8- 16 ans) et pluri-décennale (16-32 ans) sont affectées seulement avant le milieu des années 1980 et après la fin des 1980.

La contribution du SOI sur le bassin du Sebou (Annexe 5) est différente, à Ain Khbach, elle varie entre 56% et 80% (mode 4-8 ans), entre 57% et 74% à Azib Soltane et de 59% à 65% à Bab Ounder, cette variabilité varie aussi entre les modes de variabilité au niveau de chaque station du bassin.

➤ WMOI

Le WMOI montre une cohérence différence d'une station à l'autre, de l'échelle annuelle jusqu'au pluri-décennale (figure 45). Une forte cohérence est détectée pour des échelles de temps de 2-8 ans sur toute la période a Ain Khbach et après 1990 à Bab Ounder ; 8-32 ans avant 1980 et après 1985 à Azib Soltane. Le cycle annuel est également affecté, après 1980 et en 1975, 1990-2005 à Ain Khbach.

Le pourcentage de contribution dans le bassin du Sebou (Annexe 6), est entre 57% et 74% à Azib Soltane, 64% et 68% à Bab Ounder et entre 66% et 86% à Ain Khbach, cette contribution est en fonction des modes de variabilités.

### Bassin du Tensift (Figure 46)

➤ NAO

L'analyse de la série NAO et des précipitations (figure 46) montre une grandes cohérence de l'échelle annuelle et l'interannuelle. Les pertes de la cohérence à l'échelle annuelle sont visibles autour de 1985, 1995 et 2005. La cohérence interannuelle est principalement distribuée dans les bandes d'énergie de 2-4 ans, 4-8 ans et 8-12 ans. Une énergie considérable est observée entre le milieu des années 1980 et le milieu des années 1990 pour le groupe 2-4 ans. La bande 8-12 ans est presque continue dans la station de Sidi Rhal.

La contribution de la variabilité du NAO sur les précipitations (Annexe 4) est très proche pour les stations de Chichaoua, Tahnaout, Aghbalou et N'kouris, avec un minimum de 65% et un maximum de 69%. Varie entre 74% et 79% dans la station de Sidi Rhal.

PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDELETTES CONTINUES POUR DETERMINER LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES : PLUIES ET DEBITS

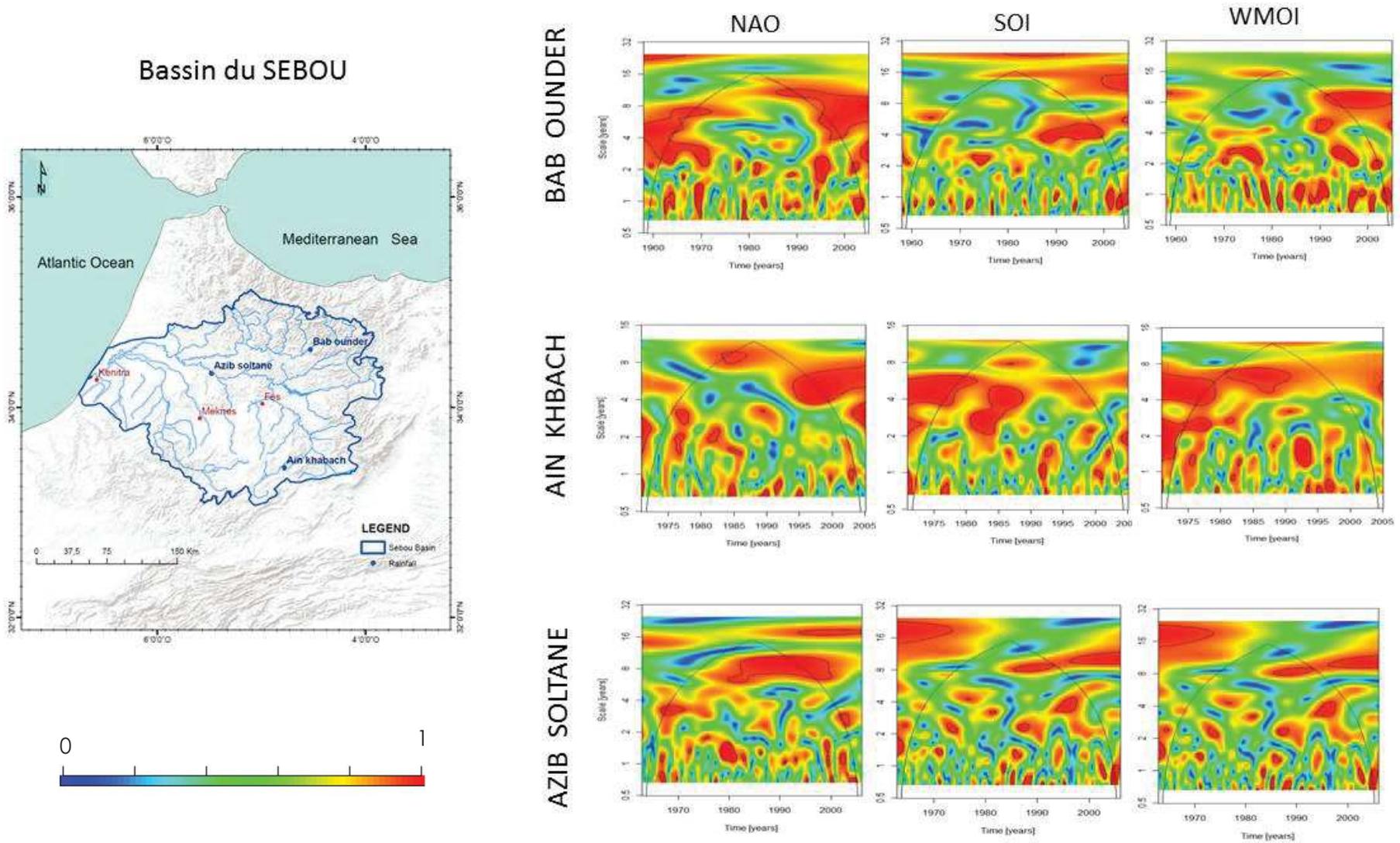


Figure 45 : Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et pluies stationnelles dans le bassin du Sebou

➤ SOI

Le SOI montre une cohérence distribuée essentiellement à l'échelle interannuelle (figure 46). Une forte cohérence est détectée sur des échelles de temps à 4-16 ans en 1980-1990 et après le milieu des années 2000 ; les bandes 2-4 ans essentiellement identifiées avant le milieu des années 1980 et 1990 viennent après la variabilité 8-16 qu'on trouve des fois tout au long de la série. Le cycle annuel est seulement affecté après 2000.

La contribution de la variabilité du SOI sur les précipitations (Annexe 5) est variable d'une station à l'autre en fonction des modes de variabilités, tandis que l'influence totale est presque identique à Aghbalou, Chichaoua et Sidi Rhal avec 64%, à Tahnaout elle est de 67% et 63% à N'kouris.

➤ WMOI

Le WMOI présente une forte cohérence de l'échelle annuelle à l'échelle pluri-décennale (figure 46). Une forte cohérence est détectée pour des échelles de temps de 4-32 ans sur toute la période d'étude, des cohérences à l'échelle de 2-4 ans qu'on trouve au niveau de tout le bassin sur des périodes différentes. Le cycle annuel est affecté tout au long de la période d'étude.

La contribution du WMOI sur les précipitations (Annexe 6) dans le bassin du Tensift est variable d'une station à l'autre en fonction des modes de variabilités, tandis que l'influence totale est légèrement variable entre les bassins elle est de 69% à Chichaoua, 71% à R'dat, 73% Rheraya et N'fis et 76% à Ourika

## 2.1.2 Relation entre indices climatiques et pluie SIEREM

### Bassin de la Moulouya (Figure 47)

➤ NAO

La NAO montre une cohérence essentiellement distribuée de l'échelle interannuelle au pluri-décennale (figure 47). Une forte cohérence est détectée sur la bande d'énergie à 2-8 ans entre 1950 et 1970 ; à 8-16 ans identifiée avant 1970 dans la zone 1 ; à 8-22 ans sur toute la période, d'étude identifiée dans la Zone 2. Le cycle annuel est exprimé sur toute la période avec des pertes de cohérence entre mi 1970, 1980 et fin 1950.

PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDELETTES CONTINUES POUR DETERMINER LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES : PLUIES ET DEBITS

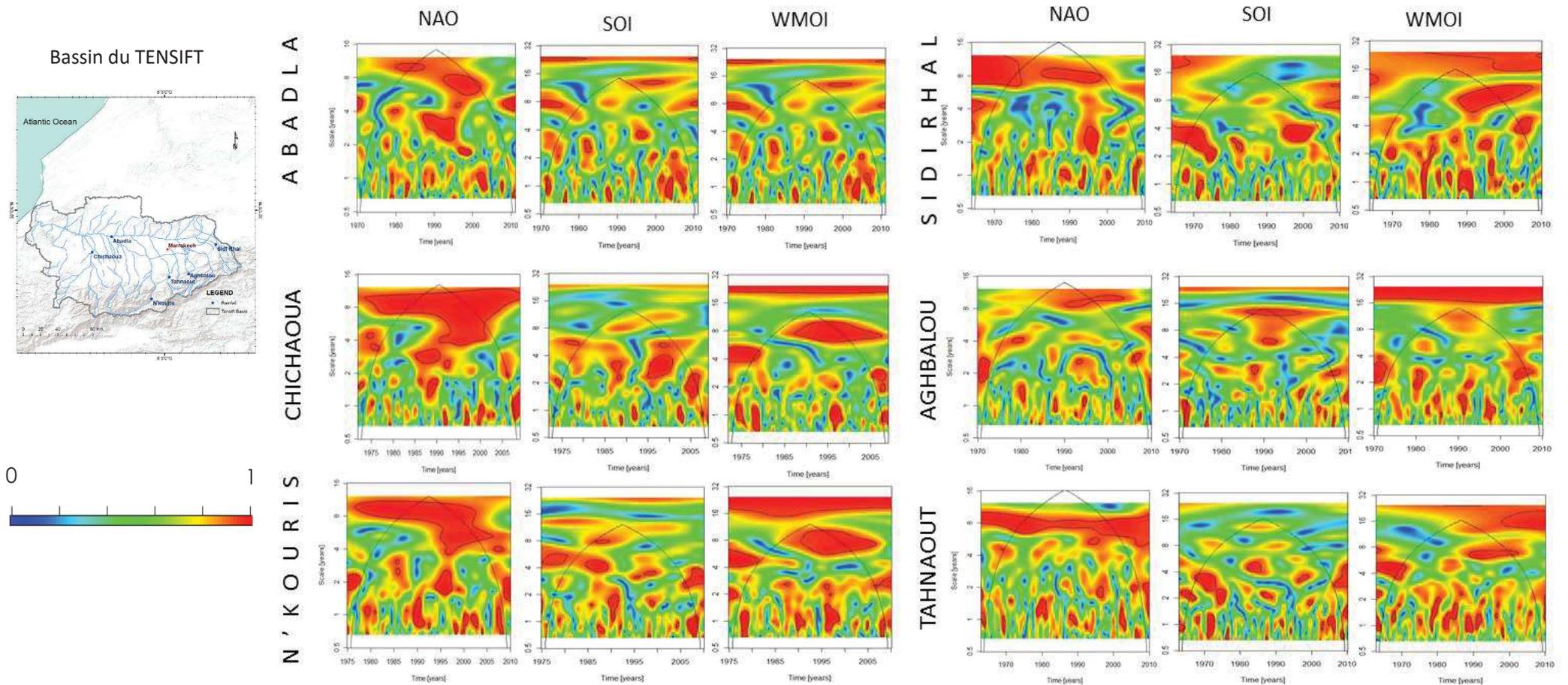


Figure 46 : Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et pluies stationnelles dans le bassin du Tensift

La contribution du NAO sur les pluies SIEREM (Annexe 4) dans le bassin de la Moulouya est légèrement différente entre certains modes et très proche entre d'autres, la contribution du mode 16-22 ans dans la maille BM\_P est très importante, elle est de 90%, et faible dans la maille BM\_K et BM\_A. généralement l'influence du NAO dans le bassin varie entre 63% et 72%.

➤ SOI

Le SOI montre une cohérence essentiellement distribuée de l'échelle inter-annuelle au décennale (figure 47), une cohérence à 2- 8 ans après 1980 et avant le milieu des années 1950 et ; à 8-16 ans identifiés dans la zone 2 après le milieu de 1970, et le cycle annuel montre une cohérence en 1955 et 1975.

La contribution de la variabilité du SOI sur les pluies SIEREM (Annexe 5) est presque identique entre les mailles de la même zone et les autres zones, elle varie dans la zone2 de 57% et 73%, dans la zone 3 entre 56% et 76%.

➤ WMOI

Une forte cohérence est détectée (figure 47) pour des échelles de temps de 4-8 ; à 2-4 ans au milieu de 1940-mi 1960. La zone 2 présente une forte cohérence identifiée pour des échelles de temps de 2-8 ans et 8-16 ans, distribués sur toute la période considérés. Le cycle annuel est affecté avant 1960 et après le milieu des années 1970.

La contribution du WMOI sur les pluies SIEREM (Annexe 6) dans la Moulouya est variable entre les mailles de la même zone, dans la deuxième zone on note la différence au niveau du mode 16-22 ans, où elle est de 81% à BM\_X et 54% à BM\_K, l'influence du WMOI dans cette zone varie en générale entre 61% et 72%. Dans la troisième zone les différences les plus importantes sont au niveau du mode 8-16 ans et 16-22 ans, à BM\_P la contribution du mode 8-16 ans est de 82% tandis qu'elle est de 61% à BM\_Y et entre 49% à BM\_P et 80% à BM\_Y pour le mode 16-22.

### Bassin du Sebou (Figure 48)

➤ NAO

La NAO montre une cohérence essentiellement distribuée à l'échelle pluri-décennale (figure 48). Une forte cohérence est détectée à 16-22 ans, elle est exprimée le long de la période d'étude et identifiée à BS\_A ; l'influence à 2-8 ans est localisée de 1950-1970 ; et à 2-16 ans après cette période. La cohérence sur le cycle annuel est exprimée sur toute la période avec des pertes de cohérence entre mi 1970, 1980 et fin 1950.

La contribution du NAO sur les pluies SIEREM (Annexe 4) dans le bassin du Sebou est presque identique au niveau du 1er groupe, on note certaines différences au niveau des modes 8-16 et 16-22 ans dans la maille BS\_A qui sont importantes. Sur les autres mailles on note également un écart dans le mode 16-22 ans où la contribution est de 48% à BS\_D et 70% à BS\_V, tandis que la contribution varie entre 65% et 74% au niveau des autres modes du bassin

➤ SOI

Le SOI montre une cohérence essentiellement distribuée sur l'échelle inter-annuelle au pluri-décennale (Figure 48), pour toute la période considérée. Les échelles inter-annuelle (2-8 ans), décennale (8- 16 ans) et pluri-décennale (16-32 ans) sont affectées seulement avant le milieu des années 1940, en 1970-1980, et après 1990. Le cycle annuel est affecté en 1955 et 1970 et après 1970 pour BS\_D.

Dans le bassin du Sebou la contribution du SOI (Annexe 5) est presque identique dans les mailles de la zone 1, elle varie de 58% à 67%, tandis qu'elle est de 58% à 78% dans la zone 2 et dans la zone 3.

WMOI

Le WMOI présente une cohérence de l'échelle pluri-décennale (Figure 48). Une forte cohérence est détectée pour des échelles de temps de 2-8 ans essentiellement distribuée sur deux principales périodes (après 1990, 1950-1980) ; à 16-32 ans avant 1950 et après les années 1970 au niveau de BS\_V. Le cycle annuel est également affecté en mi 1950-1960, et après mi 1970.

La contribution du WMOI sur les pluies SIEREM (Annexe 6) dans le bassin du Sebou est légèrement identique au niveau des mailles de la première zone, la contribution varie entre 50% et 69%. Dans la zone 2, elle est entre 60% et 68%, dans la dernière partie du bassin elle est variable entre 64% et 72%.

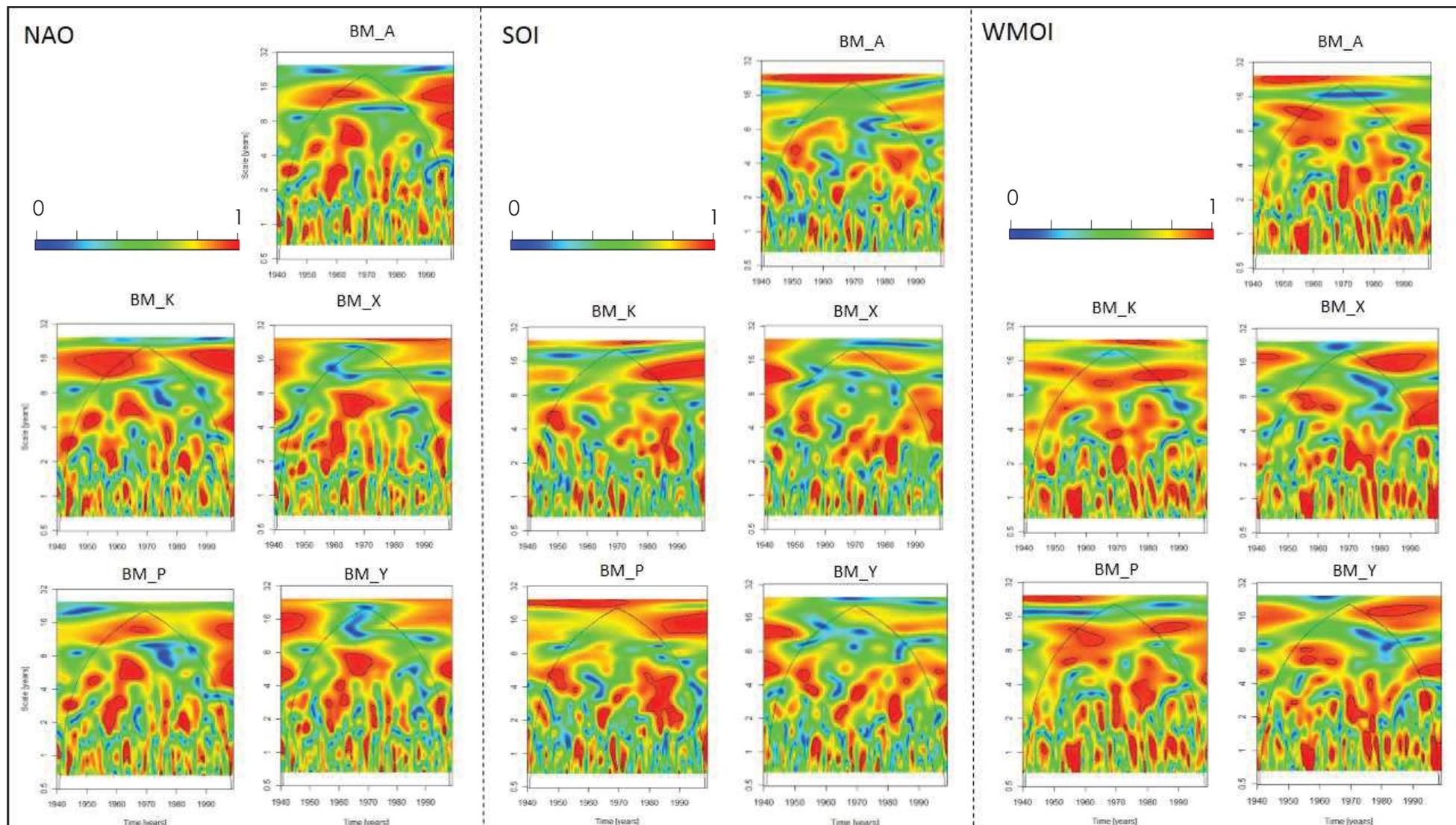


Figure 47 : Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et pluies SIEREM dans le bassin de la Moulouya

### Bassin du Tensift (Figure 49)

#### ➤ NAO

L'analyse de la cohérence entre la NAO et la pluie SIEREM des mailles BT\_B et BT\_P définissant le bassin versant du Tensift représentent une forte cohérence (figure 49), distribuée essentiellement de l'échelle interannuelle jusqu'au décennale. Une forte cohérence est détectée sur la bande d'énergie 2-16 ans entre 1955 et 1999 ; et 8-16 ans avant 1950. La cohérence sur le cycle annuel est exprimée sur toute la période avec des pertes de cohérence entre mi 1970, 1980 et fin 1950.

La contribution du NAO sur les pluies SIEREM (Annexe 4) est très proche entre les modes de variabilités et les deux mailles sélectionnées pour notre étude, on trouve une légère différence dans le mode 8-16 ans, 78% à BT\_B et 74% à BT\_P, correspond au maximum de contribution, tandis que le minimum dans les deux zones est 66%.

#### ➤ SOI

Le SOI montre une cohérence distribuée de l'échelle annuelle jusqu'au décennale (Figure 49). Une forte cohérence est détectée sur des échelles de temps à 4-8 ans après le milieu des années 1980, à 8-16 ans avant le milieu des années 1950 et 2-4 ans en 1965-1975. Le cycle annuel est affecté en 1955 et 1970.

La contribution de la variabilité du SOI sur les pluies SIEREM (Annexe 5) est presque identique sauf pour les modes 8-16 ans et 16-22 ans, elle est de 45% à BS\_P et 59% à BT\_B, la contribution varie en générale entre 57% et 69%.

#### ➤ WMOI

Le WMOI présente une cohérence jusqu'à l'échelle décennale (Figure 49). Une forte cohérence est détectée pour des échelles de temps de 4-8 ans sur la période 1950-fin des années 1970 et sur la période 1985-1999 ; à 8-16 ans avant 1950. Le cycle annuel ainsi que la cohérence à 2-4 ans sont affectés sur deux périodes (mi 1950-1960, et après mi 1970).

La contribution du WMOI sur les pluies SIEREM (Annexe 6) dans le bassin du Tensift est légèrement variable entre les mailles et les modes, à BT\_B, elle est entre 60% et 77% et à BT\_P, elle est entre 52% et 67%.

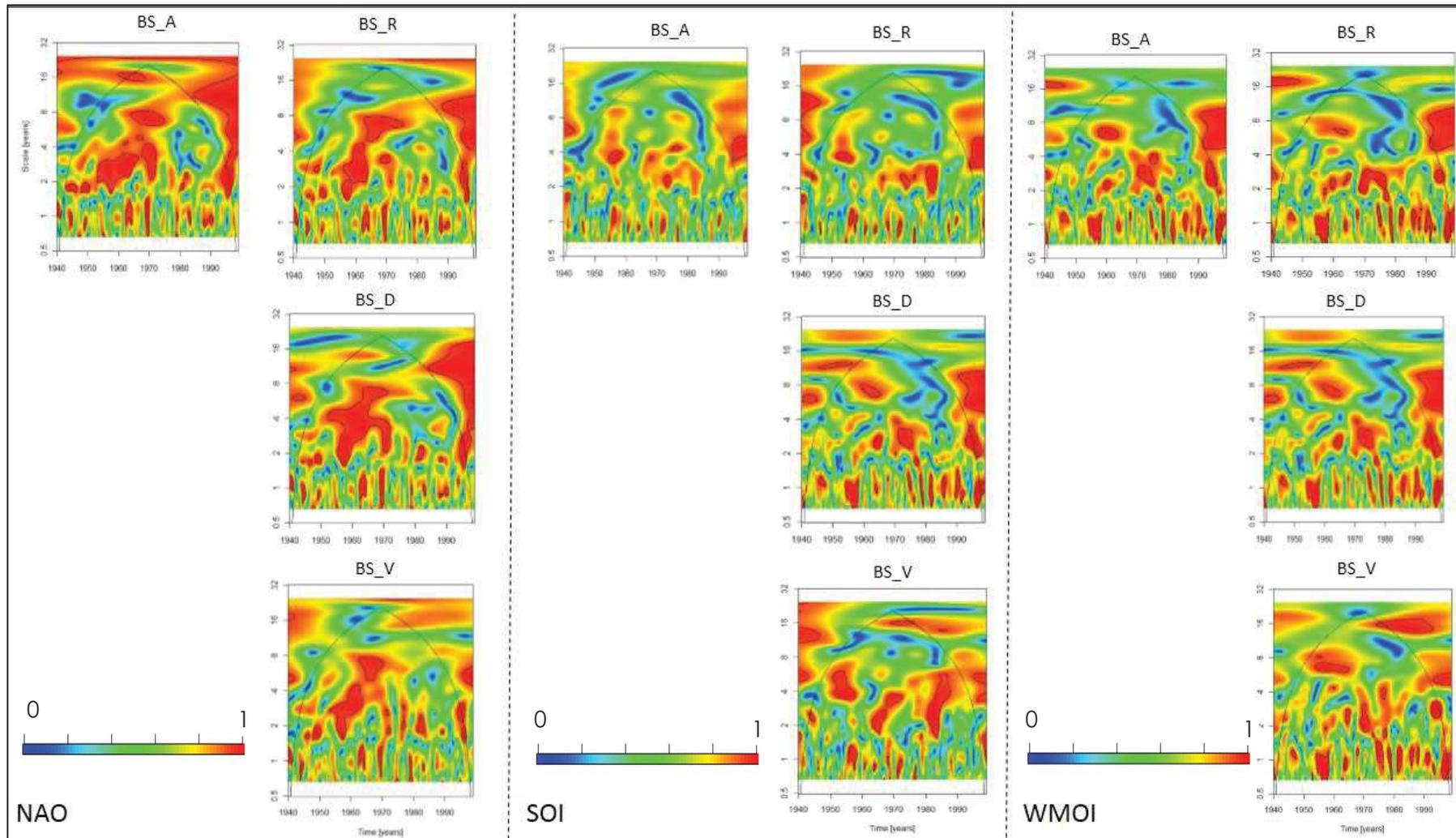


Figure 48 : Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et pluies SIEREM dans le bassin du Sebou

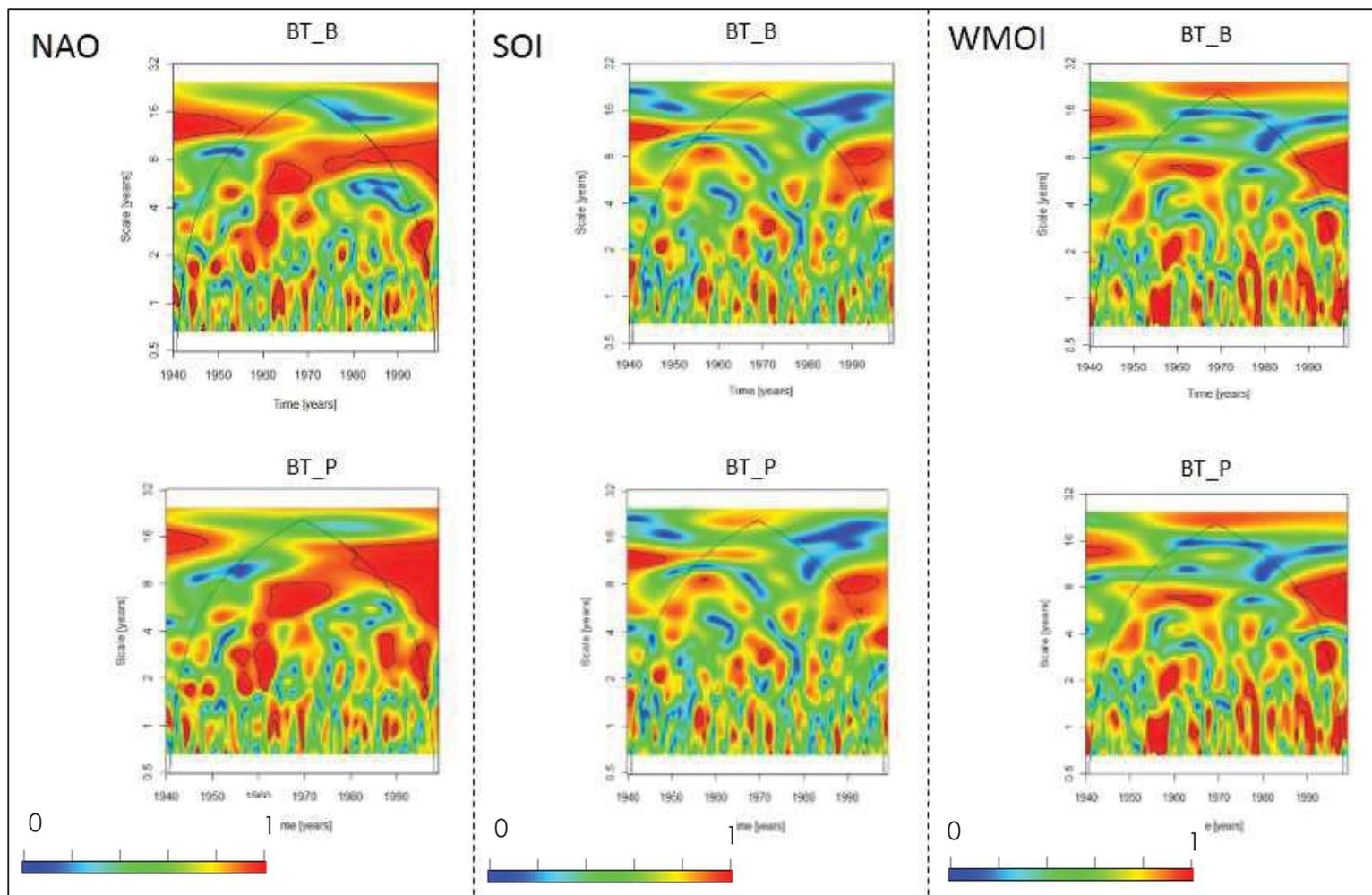


Figure 49 : Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et pluies SIEREM dans le bassin du Tensift

## 2.2 Application à la relation entre indice climatique (NAO, SOI et WMOI) et Débit

### Bassin de la Moulouya (Figure 50)

#### ➤ NAO

La NAO dans le bassin de la Moulouya montre une cohérence essentiellement distribuée à l'échelle inter annuelle jusqu'au décennale (Figure 50). Une forte cohérence est détectée aux alentours de 4-12 ans après 1985 à Safsaf ; à 4-8 ans après 1990 à Melg el Ouidane ; à 2-4 ans identifiée sur toute la période d'étude. Une cohérence plus faible est également détectée à l'échelle inter-annuelle (<6 ans) à Taourirt, ainsi qu'à l'échelle annuelle avant 1980

La contribution de la variabilité NAO sur les débits (Annexe 4) est différente d'une station à l'autre et d'un mode à l'autre, elle est entre 62% et 66% à Melg El Ouidane et entre 60% et 73% à Safsaf, alors que sur Taourirt elle est plus faible entre 53% et 63%, dans cette dernière la contribution de la NAO est plus ou moins importante selon la variabilité des modes. La perte de cohérence dans les échelles interannuelles (4-8 et 8-12 ans).

#### ➤ SOI

Le SOI présente une cohérence de l'échelle inter-annuelle jusqu'au décennale (Figure 50). Une forte cohérence est détectée pour des échelles de temps de 2-8 ans essentiellement distribuée après 1975 ; à 4-8 ans avant 1975 et après le milieu des années 1980 ; sur l'inter-annuelle (<4 ans) est identifié avant 1970 à Melg el Ouidane et en 1970-1980 à Taourirt. Le cycle annuel est surtout affecté en 1965-1970 à Melg el Ouidane, sur toute la période considérée à Taourirt et Safsaf.

La contribution de la variabilité SOI sur les débits dans le bassin de la Moulouya (Annexe 5), est presque identique sur toutes les stations du bassin, elle varie entre 67% dans à Safsaf et 71% à Melg el Ouidane et Taourirt, tandis qu'il y a une variabilité assez différente pour les modes de variabilité au niveau de chaque sous bassin

#### ➤ WMOI

Sur le bassin de la Moulouya le WMOI présente une cohérence de l'échelle annuelle jusqu'au décennale (Figure 50). Une forte cohérence est détectée pour des échelles de temps de 2-4 ans avant 1960 à Melg el Ouidane et après le milieu de 1980 à Safsaf, et à Taourirt par de faible cohérence ; à 8-16 ans en 1975-1998 à Melg el Ouidane, après 1985 sur Safsaf et tout au long

de la période considéré à Taourirt. Le cycle annuel est également affecté sur presque toute la période avec des pertes, sur des périodes différentes d'un bassin à l'autre.

La contribution de la variabilité WMOI sur les débits (Annexe 6) est presque identique pour les stations de Safsaf et Taourirt avec 63% et 65%. Pour Melg el ouidane la contribution varie avec un minimum de 58% et un maximum de 68%, la contribution de la NAO est plus ou moins importante selon la variabilité des modes.

### Bassin du Sebou (Figure 51)

#### NAO

La NAO montre une cohérence essentiellement distribuée aux échelles inter-annuelle et pluri-décennale (Figure 51). Une forte cohérence est détectée à 12-32 ans le long de la période considérée ; à 2-8 ans avant 1970 ; à 4-8 tout au long de la période considéré à Ain Timdrine et entre 1970 et 1990 à Azib Soltane. Le cycle annuel est affecté jusqu'au début des années 1970, aux alentours de 1975 et après 1980 en fonction du sous bassin.

La contribution de la variabilité NAO sur les débits (Annexe 4) dans le bassin du Sebou varie entre 60% identifié à Azib Soltane et un maximum de 82% dans la station de Mjara avec le mode 4-8 ans.

#### SOI

Sur le bassin du Sebou, le SOI présente une cohérence à l'échelle pluri-décennale (Figure 51). Une forte cohérence est détectée pour des échelles de temps de 2-4 ans entre 1970 et 1980 ; à 4-8 ans avant le milieu de 1960 et 1985 à Ain Timdrine. Sur ce dernier bassin on a une cohérence apparente à 10-32 ans sur toute la période considéré, au niveau des deux autres bassins la cohérence à 8-10 ans est identifiée après le milieu de 1970. Le cycle annuel est affecté durant la période considérée

La contribution de la variabilité SOI sur les débits dans le bassin du Sebou (Annexe 5), est entre 58% et 72% à Ain Timdrine, à Mjara, elle varie avec un minimum de 56% et 78%, tandis qu'à Azib soltane il y a pas une grande différence entre les modes de variabilité, elle est entre 64% et 67%.

PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDELETTES CONTINUES POUR DETERMINER LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES : PLUIES ET DEBITS

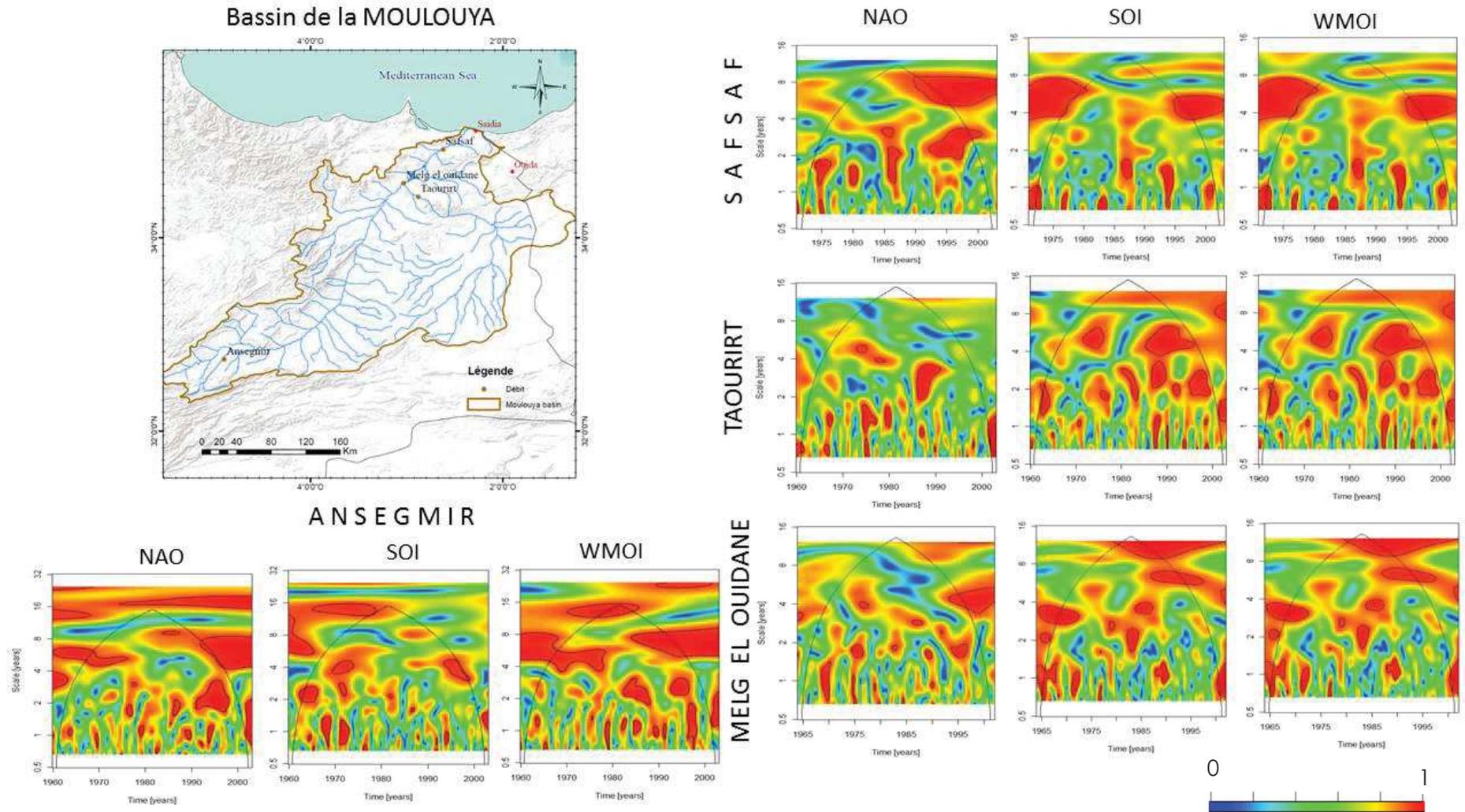


Figure 50 Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et débits dans le bassin de la Moulouya

### WMOI

Le WMOI montre une forte cohérence essentiellement distribuée aux échelles inter-annuelle et pluri-décennale (Figure 51). Elle est repérée à 8-32 ans pour la période considérée à l'exception de Mjara; à 2-8 ans sur toute la période à Ain Timdrine ; à 2-4 ans avant 1975 et après cette date à Mjara ; à 4-8 ans en 1965 et 1980 et sur toute la période dans cette dernière avec des pertes d'énergie. Le cycle annuel est également affecté, surtout entre 1955 et au milieu des années 1960, en 1975-1985.

La contribution de la variabilité WMOI sur les débits du Sebou (Annexe 6), est très variable dans à Azib Soltane, elle varie avec un minimum de 58% et un maximum de 91%, elle est moins variable à Ain Timdrine avec un minimum de 63% et un maximum de 72%, la contribution du WMOI est plus ou moins importante selon la variabilité des modes dans chaque sous bassin.

### Bassin du Tensift (Figure 52)

#### ➤ NAO

Analyse de cohérence en ondelette indique que les corrélations entre l'indice NAO et débits mensuels (Figure 52). Comme on observe pour l'analyse de la cohérence NAO-précipitation, des bandes annuelle et interannuelle (2-4 ans, 4-8 ans et 8-12 ans) sont clairement visibles, et les pertes de cohérence à l'échelle annuelle sont visibles autour de 1985, 1995, et 2005. Toutefois, la cohérence à 2-4 ans est identifiée au milieu de 1980 et milieu 1990 pour le bassin de Chichaoua, à 8-12 ans elle est continue ou presque sur toute la période pour un plus grand nombre de bassins (Chichaoua, Rheraya, N'fis et R'dat).

La contribution de la variabilité NAO sur les débits (Annexe 4) est presque identique pour les bassins R'dat et Ourika avec 69% et 67%. Pour bassins de Rheraya, N'fis et Chichaoua leur contribution varie avec un minimum de 71% et un maximum de 77%, la contribution de la NAO est plus ou moins importante selon la variabilité des modes. La perte de cohérence dans les échelles interannuelles (2-4 et 4-8). Il y a aussi une certaine diminution de la cohérence, mais moins forte (cohérence reste à un niveau > 50%).

#### ➤ SOI

Le SOI dans le bassin du Tensift montre une cohérence essentiellement distribuée sur l'échelle inter-annuelle et pluri-décennale (Figure 52). De la cohérence est aussi détectée à 16-32 ans avant 1970 (faible) à R'dat ; à l'échelle inter-annuelle 2-4 ans et 4-8 ans sont identifiés sur

presque toute la période considérée sur toute la période à l'exception de Rheraya. Le cycle annuel est affecté après 2000 et entre 1985 et 1995 sur le bassin de N'fis.

La contribution de la variabilité SOI sur les débits (Annexe 5) est presque identique pour les bassins d'Ourika et Rherayat avec 50% et 68%. Pour bassins de Chichaoua et N'fis elle varie respectivement avec un minimum 58% et un maximum de 73% et 65% et 70%, à R'dat elle est entre 60% et 72%, la contribution de le SOI est plus ou moins importante selon la variabilité des modes.

➤ WMOI

Le WMOI montre une cohérence essentiellement distribuée aux échelles inter-annuelle et pluri-décennale (Figure 52). Une forte cohérence est détectée à 16-32 ans le long de la période considérée ; à 4-8 ans avant 1980 ; à 8-16 ans après 1985. Le cycle annuel est affecté le long de la période considérée.

La contribution du WMOI sur les débits (Annexe 6) dans le bassin du Tensift est variable d'une station à l'autre en fonction des modes de variabilités, tandis que l'influence totale est presque identique à Aghbalou, Chichaoua avec 65%, à Tahnaout et sidi Rhal avec 68% et 71% à N'kouris.

PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDELETTES CONTINUES POUR DETERMINER LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES : PLUIES ET DEBITS

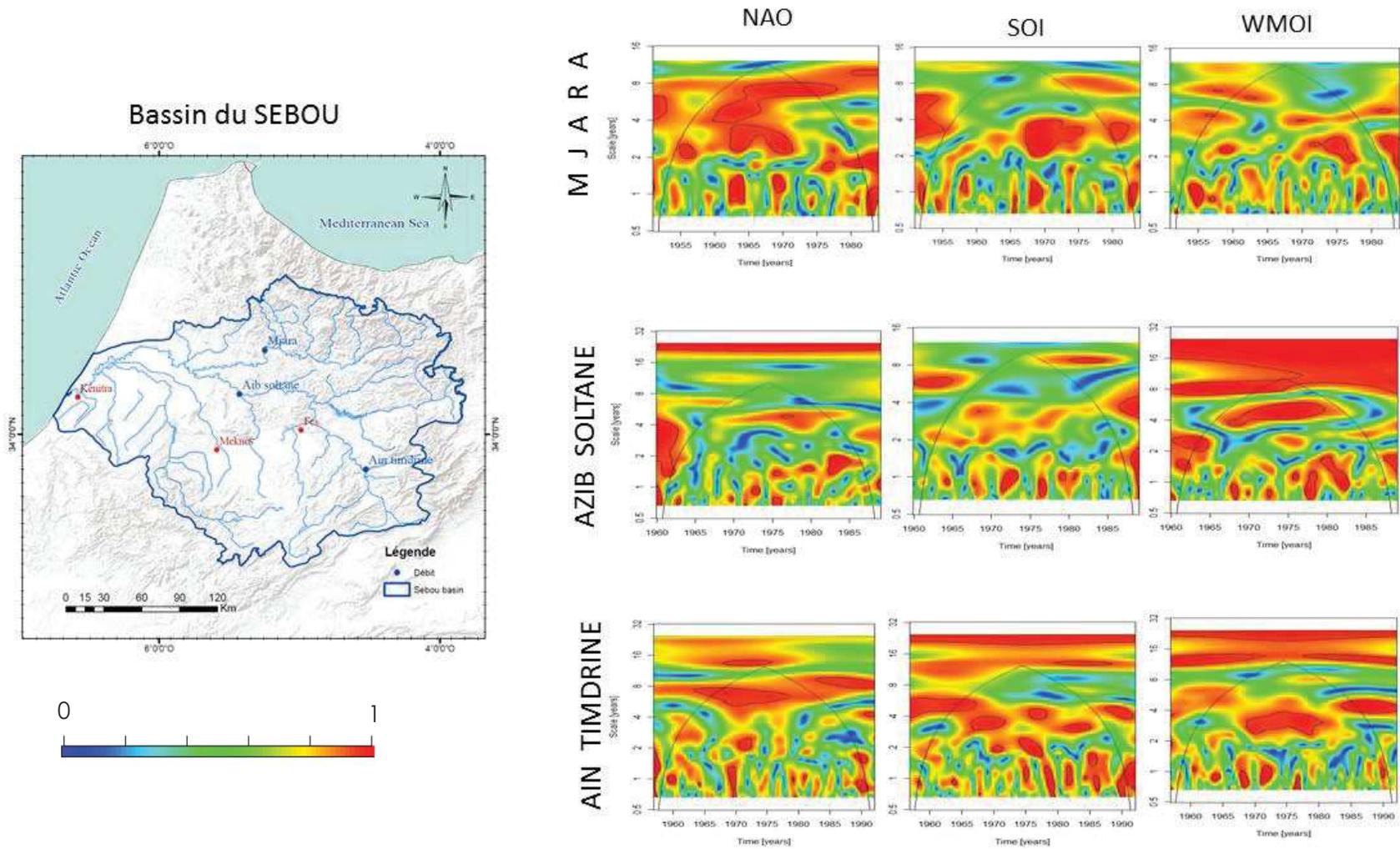


Figure 51 : Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et débits dans le bassin du Sebou

PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDELETES CONTINUES POUR DETERMINER LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES : PLUIES ET DEBITS

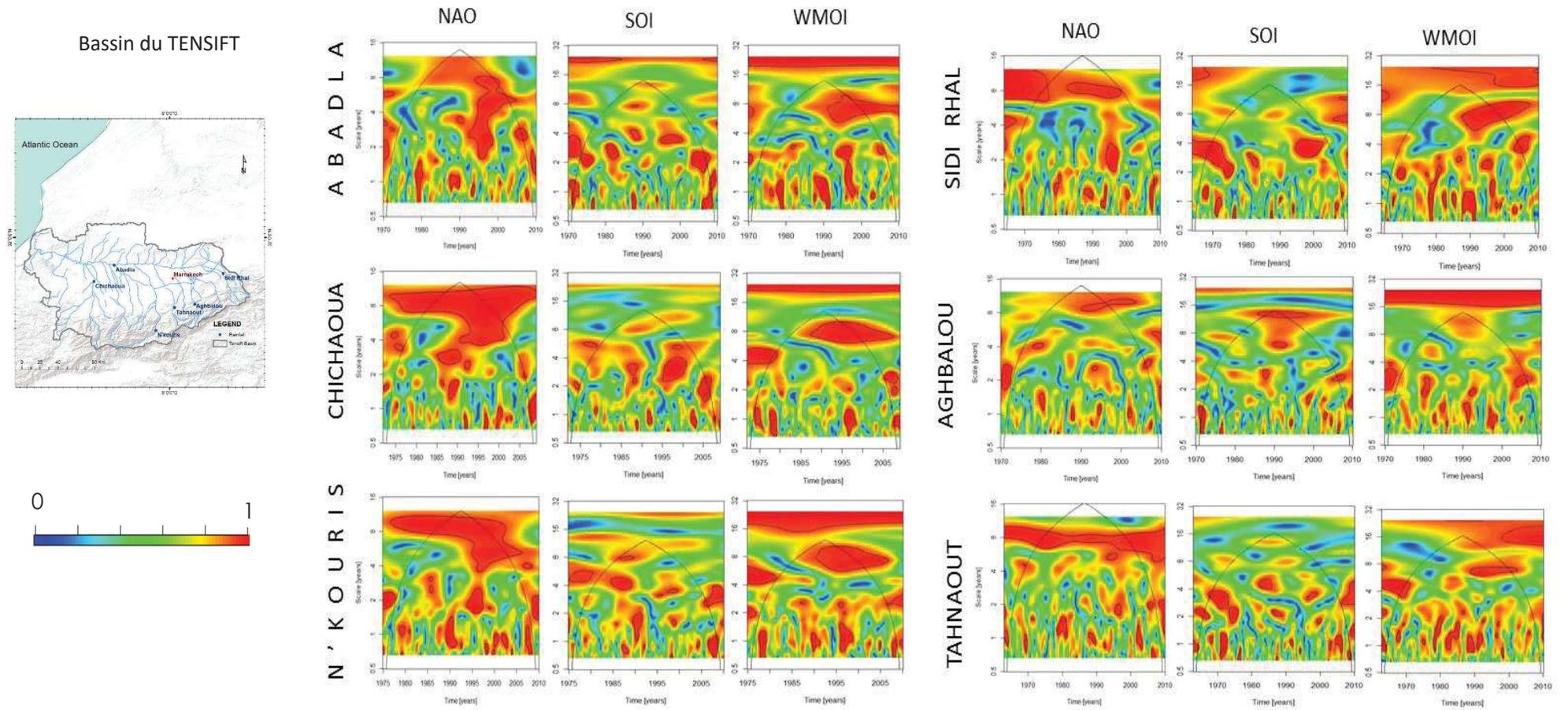


Figure 52 : Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et débits dans le bassin du Tensift

### *Conclusion*

L'analyse de la cohérence indique une influence assez importante des différents indices climatiques sur la variabilité des pluies (SIEREM et stationnelle) et des débits, incluant les modes de variabilité identifiés et décrits précédemment (voir chapitre III), de l'échelle annuelle jusqu'au pluriannuelle.

Dans les pluies stationnelle, les modes de variabilité interannuelle (2-8 ans, incluant les modes de variabilité à 2-4 ans, 4-8 ans) sont dominées par des modes variabilité détectés dans la NAO, le SOI et le WMOI avant 1980 et après 1990. L'échelle décennale (8-12 ans, 4-16 ans et 8-16) est essentiellement dominée par la NAO tout au long de la période d'étude dans le bassin du Tensift, avant 1970 dans le bassin du Sebou et entre 1985 et 1995 on a une perte de cohérence dans la Moulouya. L'influence du SOI et du WMOI caractérise toute la période d'étude.

Des modes communs peuvent être identifiés par la cohérence en ondelette pour les composantes des Pluies SIEREM d'échelle interannuelle (2-8 ans, incluant les modes de variabilité à 2-4 ans et 4-8 ans). La période entre 1950-1970 est influencée par la NAO et WMOI (en fonction du bassin), la période avant 1950 et après 1970 est due à l'influence du SOI et WMOI (en fonction du bassin). A l'échelle pluri-décennale (16-32 ans dans le bassin du Sebou et 8-32 dans la Moulouya), la NAO à une influence sur toute la période considérée (bassin du Sebou et Moulouya), la perte de cohérence pour SOI et WMOI est enregistré entre 1945 et 1970. L'échelle décennale est essentiellement dominée par la NAO après 1955, entre 1965 et 1975 pour le SOI et avant 1950 (Bassin Sebou) et sur toute la période d'étude (bassin de la Moulouya) pour le WMOI.

L'analyse de la cohérence indique une forte influence des différents indices climatiques sur la variabilité des débits de la zone d'étude. A l'échelle interannuelle (bande 2-8ans) est dominée par la NAO (avant 1970, 1970-1990 en fonction de la station), le SOI et le WMOI (la période d'influence est différence d'une station à l'autre au sein du même bassin) avec une période commune d'influence entre 1970-1980. Pour l'échelle décennale (4-12 ans, 8-12 ans, 8-16 ans), la dominance du NAO varie d'un bassin à l'autre (une influence sur tout le bassin du Tensift et après 1985 dans la Moulouya), elle est déterminé aux alentours de 1970 pour le SOI et après 1980 pour le WMOI. Concernant l'échelle pluri-décennale (8-32 ans incluant 10-32 ans, 12-32 ans, 16-32 ans) prédominé par la NAO et le SOI et le WMOI dans le bassin du Sebou identifié tout au long de la période considéré, le bassin du Tensift est influence par le WMOI et la Moulouya pas le SOI avant 1970.

On peut dire que l'influence des indices climatiques est assez importante, la contribution moyenne et généralement entre 60% et 76% dans tous les bassins. On observe un changement du comportement à partir de 1985 et de 1995, caractérisé par l'augmentation de la corrélation entre les fluctuations des indices climatiques et celles des signaux hydrométéorologiques. Bien que les spectres en ondelettes aient montré l'existence de ces changements dans la distribution de la variance des indices climatiques et des débits, seuls les calculs de cohérence ont pu permettre d'associer à cette caractéristique le renforcement du degré de corrélation linéaire entre fluctuations des indices climatiques et fluctuations des débits et précipitations. Les pertes de cohérence chevauchent la sécheresse qui a eu lieu au Maroc entre 1980 et 1985, [Mahé et al. \(2010\)](#) ont identifié une rupture des précipitations annuelles au Maroc entre 1979 et 1980, on ajoute que des discontinuités majeurs ont été observées à environ 1970 et 1990 sont liées à des discontinuités mondiales observées dans les indices NAO, SOI et PDO ([Laignel et al. 2010](#)).

## II. Influence climatique sur les pluies et les débits à l'échelle interannuelle

Les principaux modes de variabilité des pluies et débits de la zone d'étude précédemment identifiés n'apparaissent pas comme étant directement reliés à un seul indice climatique au cours du temps, mais plutôt à une combinaison de plusieurs d'entre eux, suivant une structuration particulière qui dépend de l'échelle de temps considérée.

Afin de mieux représenter les liens préférentiels existants, une synthèse schématique représentant les échelles de temps identifiées par l'analyse de la cohérence des composantes associées dans les pluies et débits est proposée aux échelles interannuelles (figure 54 et 55), pour chaque bassin versant de la zone d'étude.

Deux schémas généraux peuvent être identifiés : une alternance des liens préférentiels entre les pluies/débits et quelques modes de variabilité du climat à l'échelle interannuelle, et une influence plus globale (modes communs), ou à l'inverse plus localisée (un mode particulier).

### 1. Influence climatique alternative sur les débits à l'échelle interannuelle dans le bassin de la Moulouya et du Sebou

La Composantes des débits à l'échelle interannuelle (2-8 ans) associée aux modes climatiques prédominants à cette échelle de temps (Figure 53) suggèrent un schéma général pour les bassins de la Moulouya et du Sebou. Cette échelle de temps se caractérise par une alternance de l'influence de quelques indices climatiques :

#### PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDELETES CONTINUES POUR DETERMINER LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES : PLUIES ET DEBITS

La NAO, le SOI et le WMOI et/ou une combinaison de plusieurs indices climatiques sur la même période, donc des modes communs de variabilité.

Dans le détail, la Moulouya (Mleg el Ouidane, Safsaf et Taourirt) est dominée pour cette échelle de temps par le SOI en 1980-1990 à Melg el Ouidane et en 1970-2005 à Taourirt, par WMOI en 1960- fin 1960 dans ce dernier et à Melg el Ouidane ce mode caractérise la même période que le SOI.

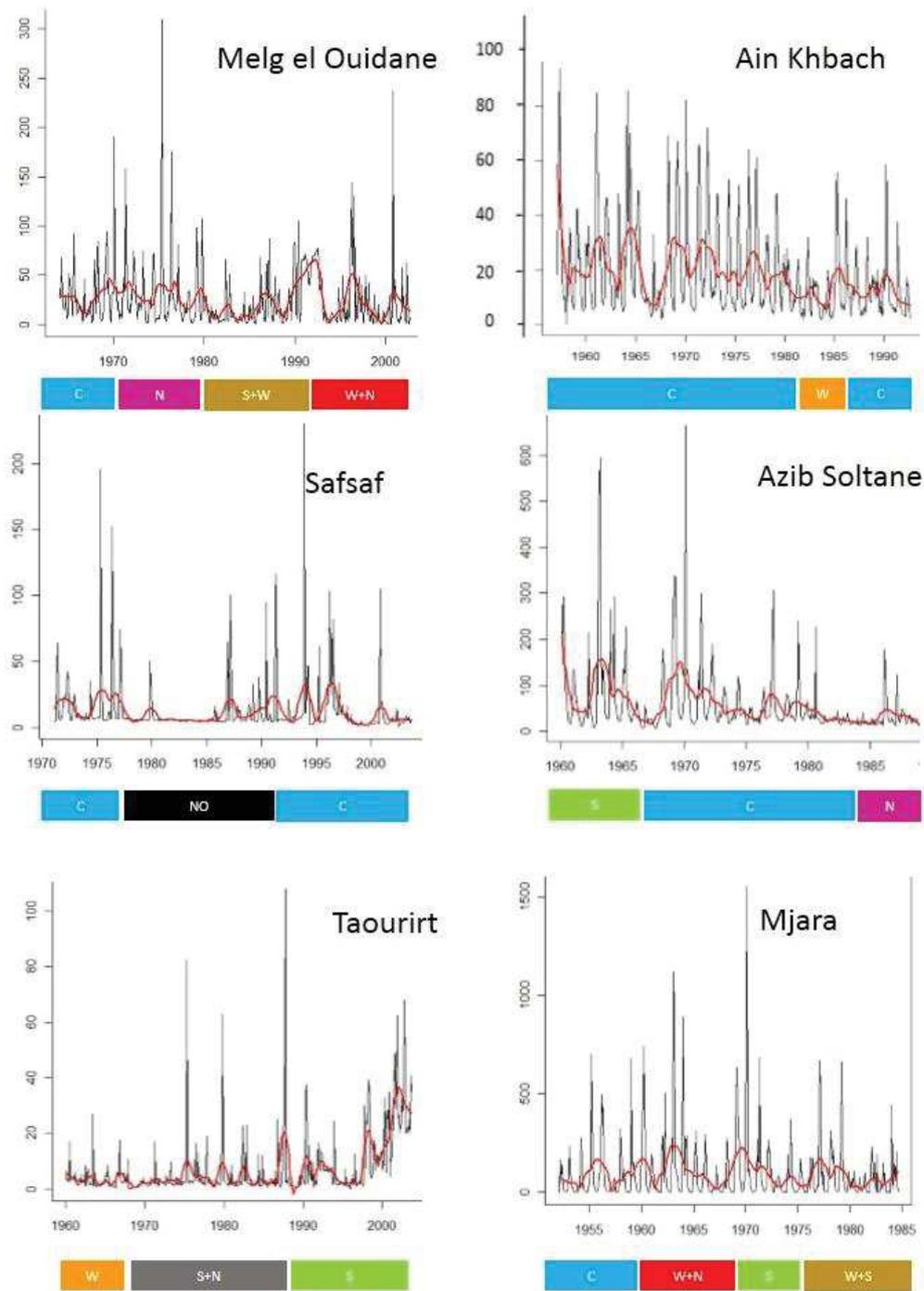
La NAO influence Melg el Ouidane sur deux période différentes (1970-1980, 1990-2005) puis par des modes communs de variabilité après 1990 exprimés à Safsaf et avant 1970 dans les deux stations.

Le bassin de la Moulouya est dominé par des modes communs de variabilité identifiés à 2-4 ans et 4-8 ans influencés par le NAO après 1985. Influencé par le SOI et le WMOI respectivement entre 1970 et 1980 et avant 1980.

Dans le bassin du Sebou, chaque sous bassin est caractérisé par un schéma particulier ; à Ain Khbach, caractérisé par l'influence de modes communs de variabilité avant 1960 jusqu'à 1980, puis vient l'influence du WMOI sur une courte période et le mode commun reprend jusqu'à la fin de la série, ensuite l'influence du NAO après 1985, puis l'influence du SOI exprimé avant 1965. Mjara est caractérisé par des modes communs de variabilité avant 1960, du SOI en 1970-1985, de la NAO et du WMOI aux alentours de 1960-1970.

Les principaux modes de variabilité des débits du Sebou à l'échelle interannuelle, identifie la fluctuation à 2-4ans et 4-8 ans dans une période prédominée par NAO (après 1970), par SOI et WMOI aux alentours de 1960 et 1980,

PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDETTES CONTINUES POUR DETERMINER LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES : PLUIES ET DEBITS



**Figure 53 :** Synthèse des liens prédominants entre indices climatiques et les débits des bassins du Sebou et de la Moulouya

(**C** : Influence des trois indices climatiques, **NO** : Pas d'influence, **N** : Influence du NAO, **S** : Influence du SOI, **W** : Influence du WMOI)

## 2. Influence climatique alternative sur les débits à l'échelle interannuelle dans le bassin du Tensift.

Les composantes des débits aux échelles interannuelles associées aux modes climatiques prédominants à ces échelles de temps (Figure 54) suggèrent également un schéma général pour le Tensift et ses principaux affluents. Ces échelles de temps se caractérisent soit par des modes communs de variabilité, soit par les modes prédominants (localisés) d'un mode de la variabilité climatique en particulier.

Chaque sous bassin est caractérisé par un schéma particulier, le N'kouris est caractérisé par des modes communs après 2005 et aux alentours de 1990, le WMOI en 1995-2000 et avant 1980. L'Ourika est caractérisé par une influence commune entre fin 1980 et début 200, la Nao et le WMOI aux alentours de 1985, le SOI après 2005. La station de Tahnaout est influencée par le WMOI avant 1985 et aux alentours de 2000, le SOI après 1995, et la NOA avant 1975 et après 2005.

R'dat et Abadla sont dominés pour cette échelle des modes communs de variabilité avant 1980 et 1985-2000, la NAO aux alentours de 1980, le SOI après 2000 et aux alentours de 1985 (Aabadla), et le WMOI après 2000 à R'dat.

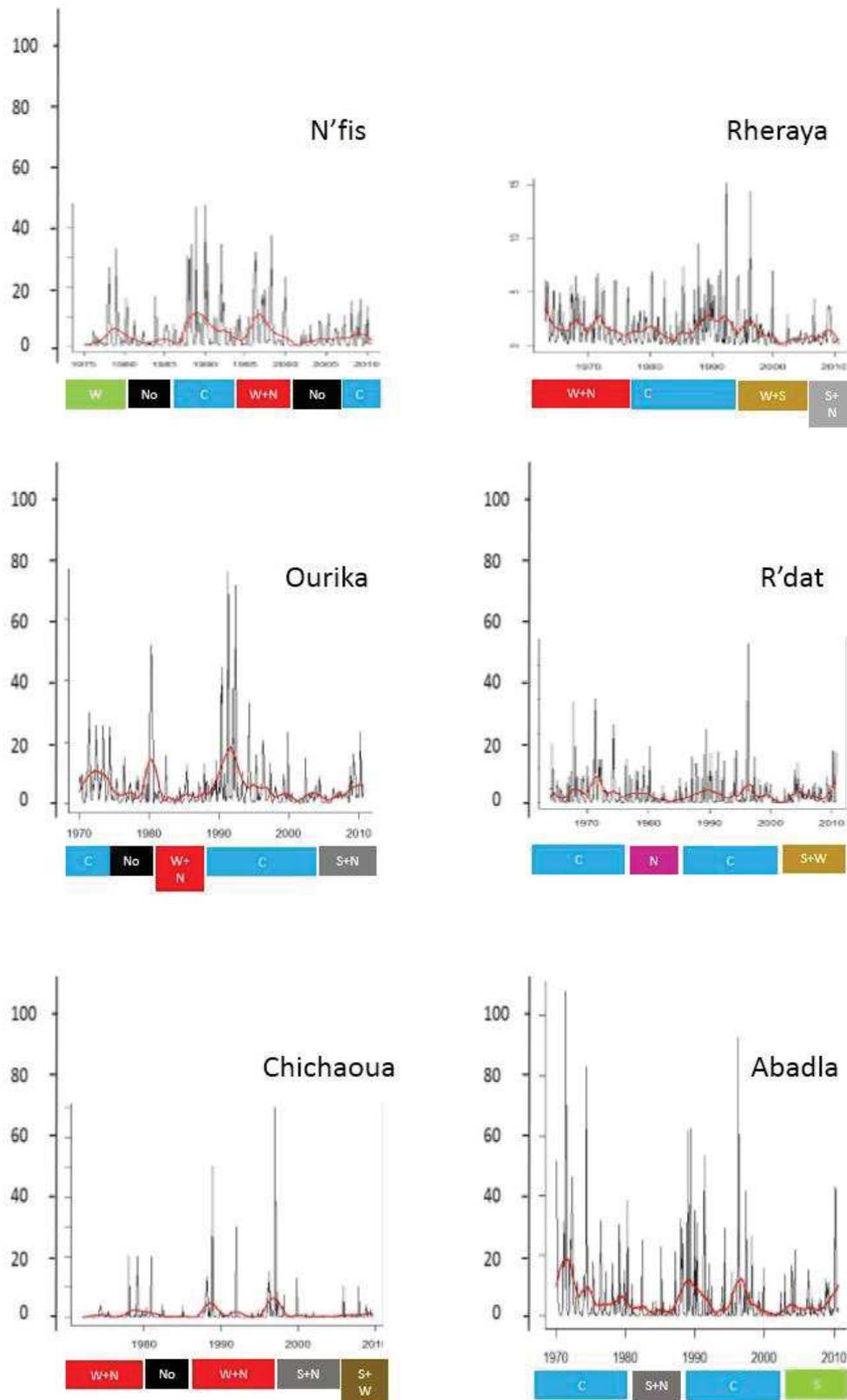
À Chichaoua, le WMOI et la NAO influencent le bassin avant 1980 et fin 1980-1990, le SOI après 1950.

Les principaux modes de variabilité des débits de la Moulouya à l'échelle interannuelle, identifiés à 2-4 ans, 4-8 ans : la fluctuation à 2-4ans et 4-8 ans, est exprimée dans une période prédominée par la NAO après 1980, par le WMOI.

La variabilité des débits dans la zone d'étude est fortement liée aux indices climatiques affectant la région. L'influence de ces modes de fluctuations du climat est toutefois complexe, variant fortement suivant les échelles de temps considérées. À l'échelle interannuelle, les débits sont influencés alternativement par différents indices climatiques, la NAO, le SOI et le WMOI ou par des modes communs de variabilité (les débits sont affectés par l'ensemble, ou du moins la majorité, des fluctuations du climat).

Cette complexité se traduit notamment par le fait que les principaux modes de variabilité des débits ne sont pas simplement reliés à un indice climatique en particulier, mais à une influence commune dans la plupart des cas. L'influence climatique varie également spatialement, suivant les différentes régions comme observées au cours des précédents

PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDETTES CONTINUES POUR DETERMINER LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES : PLUIES ET DEBITS



**Figure 54 :** Synthèse des liens prédominants entre indices climatiques et les débits du Tensift (C : Influence des trois indices climatiques, NO : Pas d'influence, N : Influence du NAO, S : Influence du SOI, W : Influence du WMOI)

### III. Influence de la modification du milieu sur la variabilité hydrologique

La variabilité de la réponse hydrométéorologique de la zone d'étude a tout d'abord été évaluée par une caractérisation simple de l'évolution à long terme des pluies et débits (tendances). Cette caractérisation a été complétée par une approche basée sur l'identification et la quantification des principaux modes de variabilité des pluies et des débits (par méthodes spectrales). La comparaison de l'évolution au cours du temps de ces caractéristiques hydrométéorologique avec des paramètres d'origine climatique (indices climatiques) a permis d'identifier et de quantifier les liens existants entre la variabilité hydrologique et la variabilité climatique à l'échelle de chaque bassin versant.

Cependant en plus des forçages externes (atmosphériques) et leur variabilité spatio-temporelle dans le bassin versant qui assure la redistribution et/ou la transformation des apports atmosphériques. Il est donc important d'essayer de comprendre quelles sont les caractéristiques du bassin versant susceptibles d'influencer le comportement hydrologique du bassin.

Les différents forçages internes pouvant influencer la distribution dans le bassin versant peuvent être :

- La géométrie (morphologie) du bassin versant.
- L'occupation des sols
- La lithologie
- L'influence des aquifères

Les indices morphométriques classiques ont été les premières mesures créées par les géomorphologues afin de quantifier l'influence théorique de la morphologie des bassins versants sur leur réponse hydrologique. Un des objectifs majeurs de la géomorphologie est de caractériser la façon dont les rivières s'adaptent aux variations des facteurs de forçage tectonique, lithologique, climatique, afin de pouvoir comprendre comment les reliefs évoluent au cours du temps et influence la réponse hydrologique des bassins versants comme les crues, les inondations, l'érosion, le flux de sédiments etc.

Le substrat régional est constitué par des granites et schistes métamorphiques d'âge cambrien et carbonifère, identifié dans la haute Moulouya, viennent après les terrains d'âge triasiques constitués par des marnes, des dolérites, des Argiles rouges et des basaltes, formant ainsi des terrains imperméables. Au niveau du Rif oriental, l'ensemble de la région est constitué par des formations récentes d'âge quaternaire. La station de Safsaf est situé dans le Rif, on note une

#### PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDELETTES CONTINUES POUR DETERMINER LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES : PLUIES ET DEBITS

variabilité des débits est assez importante qui peut être liée à la nature des terrains et/ou aux apports de la nappe de Triffa ainsi que la présence des deux barrages Mohamed V et Houmadi. Taourirt est située dans les hauts plateaux à l'Est du bassin dans des altitudes variant entre 300m et 1800m, les formations sont d'âge Cénozoïque, constituées par des éboulis, des conglomérats, des argiles rouges, des limons, des encroûtements calcaires et par des coulées basaltiques, le Tertiaire est représenté en grande partie par des argilites plus ou moins sableuses, des sables, des grès et des calcaires lacustres. L'absence de variabilité avant 1980 peut être expliquée par la nature des terrains (infiltration) et la position de la station près du grand affluent, le contraire est aperçu après cette date liée probablement à la mise en fonction du barrage de l'O.Za. La station d'Ansegmir est située dans le Haut Atlas (Sud du bassin), il est constitué par des formations d'âge crétacé composées par des marnes, des grès rouges et des calcaires blancs, les terrains d'âge jurassique sont formés essentiellement par des calcaires (calcaires dolomitiques et marno-calcaires). En plus de la nature des terrains, les altitudes sont réparties entre 1400m et 2700m formant ainsi une barrière. Melg el ouidane se trouve généralement au niveau de l'oued Moulouya, la position de la station dans une cuvette du aux chaînes de montagne (Beni Snanssene, Bani Bouyahi) à l'Est, le Rif au Nord-Ouest et les montagnes du Moyen Atlas ce qui prive la zone de l'influence océanique formant ainsi un mur contre la pénétration des pluies. La station de Mjara situé au Nord du bassin du Sebou est constituée essentiellement par des argilo-marnes imperméables, localisés au niveau des hauts sommets du Rif, on trouve aussi des formations gréseuses. La station de Azib Soltane se trouve dans la plaine du Ghareb au centre du bassin est constitué par des alluvions fluviomarins, des faciès argilo-sableux, de grande épaisseur et d'âge Miocène recouvert par de dépôts fins apportés par l'oued Sebou. On trouve aussi des Permo-Triasiques et Primaires imperméables. La répartition des altitudes dans cette partie du bassin est entre 47m et 3000m, elle correspond à une cuvette. Le Sud du bassin qui fait partie du domaine atlasique est constitué essentiellement par les calcaires Jurassiques perméables. Ain Timdrine est situé dans la chaîne du moyen Atlas (altitudes est entre 600m et 3000m) où on trouve un très grand nombre de nappes phréatiques. Le bassin du Sebou suit le même découpage que celui trouvé au niveau des pluies SIEREM, le Rif au Nord, le Moyen Atlas au Sud et une cuvette au centre, il subit une influence des anticyclones des Açores ([Knippertz et al., 2003](#)) ainsi que celle des courants des canaries.

Les stations de N'kouris, Aghbalou, Tahnaout, Chichaoua et Sidi Rhal sont toutes situées dans le Haut Atlas, les altitudes sont réparties entre 720m et 4100m avec une forte inclinaison vers le piémont de la montagne. Le Haut Atlas est Constitué par des formations imperméables ; on

PARTIE IV : APPORT DE LA COHERENCE PAR ONDELETTES CONTINUES POUR DETERMINER  
LES LIENS ENTRE INDICES CLIMATIQUES : PLUIES ET DEBITS

trouve des faciès de granites, diorites, et dolérites ainsi que des schistes sur la bordure occidentale des massifs éruptifs drainés par l'oued N'Fis. Des formations secondaires rougeâtre parfois violacé dominées par des calcaires, des grés et des marnes qualifié d'imperméables d'où la cause des crues ([Boudhar, 2009](#) ; [Sinan, 2000](#)).

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

## CONCLUSION GENERALE

Au cours de ce travail de thèse, il a été essentiellement proposé d'étudier l'influence des indices climatique sur la variabilité hydrologique et climatique. Les principaux objectifs étaient donc de déterminer et quantifier les principaux modes de la variabilité (débits et pluies), et quantifier les relations entre les fluctuations climatiques. Notre étude est basée sur l'analyse de trois régions du Maroc.

Les questions scientifiques abordées dans ce travail sont Comment s'expriment les modes de variabilité hydrologique pour les bassins d'études ? Peut-on observer des changements significatifs dans le comportement hydrologique des bassins versants ? Les fluctuations climatiques contrôlent-elles les modes de variabilité hydrologique de façon claire et prédominante et affectent elles les changements observés dans l'hydrologie ? Quelles échelles temporelles sont préférentiellement affectées ?

À partir de l'analyse des variables centrées réduites, la variabilité des débits et des pluies (SIEREM et stationnelles) suivent presque les mêmes tendances, la série SIEREM dans la Moulouya est subdivisée en deux périodes ; une humide et une sèche, dans le bassin du Sebou, on trouve trois période, présenté par deux phases sèches au début et à la fin de la chronique, vient entre les deux une phase humide. Dans le bassin du Tensift, les pluies SIEREM sont partagées en 4 périodes ; matérialisées par une alternance entre périodes sèches et humides, cette dernière qui est relativement longue par rapport aux autres bassins (de 1980-2009).

Les pluies stationnelles du bassin de la Moulouya (série chronologique courte) sont caractérisées par une longue et unique période sèche (1976-1999), à l'exception de Regada où elle est subdivisée en années humide et sèches. Le sud du bassin est présenté par la station de Zeida (série d'étude longue), une succession entre années humides et sèche commence de 1950 jusqu'à 1980 vient après une suite d'années sèche, la variabilité au niveau de cette partie du bassin est différente des autres. La baisse des débits est également identifié sur cette période (1976-1999), par contre de 1960 à 1975, l'écoulement est différent d'une station à l'autre, on trouve une période humide dans certaine station et une subdivision entre humide et sèche dans d'autres.

Dans le bassin du Sebou les pluies stationnelles et les débits suivent la même évolution, une succession d'années humides de 1960-1970 puis viennent les sèches après. Dans le Tensift, trois périodes sont identifiées, débutant pas les années sèches puis humides. Les périodes d'observation dans les débits sont légèrement décalées par rapport à ceux des pluies. Des interruptions sont identifiées dans presque toute la zone d'étude en mi 1960, 1975 et 1995.

Cependant la succession des périodes humides et sèches est différente entre les bassins et entre la nature de la série chronologique. On note une importante différence dans la variabilité des

## CONCLUSION GENERALE

stations et celle des pluies SIEREM dans le bassin de la Moulouya et des bassins du Sebou et du Tensift. Certain décalage sont noté concernant les périodes déficitaires et excédentaire.

On peut dire que la diminution des coefficients d'écoulements est visible dans les années 1970 surtout au niveau du Sebou et plus accentuée au début des années 1980 et mi 1990 respectivement dans le bassin de la Moulouya et du Tensift. Le coefficient d'écoulement sur chaque bassin montre l'influence des paramètres morphoclimatiques des bassins, essentiellement les pluies annuelles et la densité de réseau hydrographique, ainsi que la circulation atmosphérique. Les ruptures détectées par le coefficient d'écoulement et par utilisation des tests de Buishand, de Pettitt, la méthode bayésienne de Lee et Heghinian et la segmentation d'Hubert s'étend durant toute la période des années 1980, marque donc une période de sécheresse généralisée (Singla *et al.*, 2010).

Au niveau de toute notre zone d'étude et pour l'ensemble des tests, la rupture s'est produite durant la décennie 1970-1990 dans la plupart des stations pluviométriques étudiées, ses rupture peuvent être qualifiées de faibles. Sigla *et al.*, 2010, Agoumi & Debbarh, 2006; Knippertz *et al.*, 2003 signalent la présence de rupture fin 1970 et début 1980 elles concernent un changement climatique important spatialement au Maroc à cette période: relief de l'Atlas, sud du Rif et le nord-est du bassin de la Moulouya, ce qui confirme les études démontrant une diminution des précipitations au Maroc, depuis les années 1960 (Driouech, 2006; DMN, 2007, Singla *et al.*, 2010).

D'après les observations effectuées, nous supposons donc que les barrages n'ont pas générés de changements importants sur les écoulements au Maroc jusqu'aux années 90. On peut supposer que la variabilité climatique peut induire à un changement des écoulements, d'après la concordance des dates de ruptures obtenues entre les précipitations, débits.

Les différents résultats soulignent des changements au cours du temps des caractéristiques hydrologiques liés à un caractère probablement instationnaire du signal d'entrée climatique. A ce stade, le recours à des approches d'analyses de séries chronologiques adaptées à l'étude des différentes échelles de variabilité caractérisant les signaux hydrologiques, et à leur variation au cours du temps, s'avèrent déterminant. D'autres parts les différences dans l'évolution à long terme entre les débits et les précipitations, sera donc nécessaire afin de déterminer les facteurs responsables de ces différences, en particulier de comprendre si l'origine de ces différences est d'ordre climatique, ou interne au bassin versant (géomorphologie, occupations des sols, aménagements...).

## CONCLUSION GENERALE

L'analyse des caractéristiques des signaux de sortie (débit) du bassin versant en comparaison aux composantes d'entrée climatiques (pluie, indices climatiques d'origine atmosphérique pertinents pour les régions d'étude, tels que NAO et SOI et WMOI) permet l'identification de la variabilité climatique.

L'identification et la quantification des principaux modes de variabilité des débits et des pluies (SIEREM, station) par méthodes spectrales (notamment par transformée en ondelettes continues) ont permis de compléter et de pouvoir appréhender l'ensemble des caractéristiques de cette variabilité hydrométéorologique. L'analyse des débits et pluies mensuels de la zone d'étude par transformée en ondelettes (notamment) montre que cette évolution est effectivement structurée par plusieurs modes de variabilité, s'exprimant sur différentes échelles de temps : de l'échelle annuelle aux échelles interannuelles (2-4 ans, 3-5 ans, 4-8 ans et 6-10 ans), décennales (8-16 ans ou 12-16 ans) et à plus long terme (10-30 ans/16-30 ans).

Des fluctuations communes ont été enregistrées à travers toutes les séries de précipitations, tandis que d'autres (comme 8-12 ans, 6-10 ans et 16-30 ans) semblent être plus spécifiques à certains bassins versants ; à savoir les bassins de la Moulouya et du Tensift. En outre, la variabilité de fréquence inférieure ( $> 2-4$  ans) est identifiée dans la majorité des stations le long de la série chronologique. D'après la série SIEREM, le bassin de la Moulouya inclut tous les modes de variabilité que l'on retrouve dans les deux autres bassins -Sebou et Tensift- (2-4 ans, 4-8 ans et 8-16 ans).

La période commune entre les pluies in situ et les données SIEREM (cette période dépend du bassin), montre plusieurs modes de la variabilité, très peu de fréquences communes sont identifiées (cycle annuel et 8-12 et) sur la même période, à partir des pluies stationnelles, la plupart des fréquences identifiées sont spécifiques au bassin et à la station d'étude, tandis que dans les données SIEREM, les signaux sont plus faibles, on note une perte du signal. Cependant, nos zones d'étude ont été subdivisées en zones climatiques, ça correspond à une variabilité à grande échelle. La variabilité des pluies in situ est assez importante et trop hétérogène, elle correspond à une variabilité à petite échelle (locale).

Trois principales discontinuités apparaissent sur le spectre d'ondelettes locales :

- Une première discontinuité est visible autour de 1980 et / ou 1985 : le passage de la bande de 2-3 ans à 2-4 ans pour la Moulouya, 4-5 ans à 4-8 ans pour le Sebou et une interruption de la bande 4-8 ans dans le même bassin. Elle est caractérisée par l'apparition de la fréquence 8-12 ans pour le Tensift, elle est également liée à une énergie faible affectant la bande annuelle comprise entre environ 1980 et 1985, semble plus marquée pour le Tensift, Ain Khbach (le Sebou) et Midlet (la Moulouya).

## CONCLUSION GENERALE

Dans la station de Midlet (la plus longue série du bassin de la Moulouya), la discontinuité est visible autour de 1965, un changement de la bande 2-4 ans en 3-5 ans et une interruption de la bande 6-10 ans.

- Une seconde discontinuité est visible autour de 1990 et semble affecter la plupart des composantes du signal. Elle affecte spécifiquement la bande annuelle dans les deux bassins de la Moulouya et du Sebou, des fois, cette discontinuité peut être observée aux alentours de 1995.

- Une troisième discontinuité peut être observée vers 2000 : la bande d'énergie annuelle semblent être concernés par ce changement en particulier dans le bassin du Tensift, caractérisé par une interruption de la fluctuation 8-12 et la bande annuelle, la longueur de cette discontinuité est assez importante.

A partir des données maillées, la discontinuité a été identifiée en 1945 qui correspond à une interruption du cycle annuel.

A partir de la variabilité des précipitations on identifie trois périodes différentes, cette subdivision dépend de la date des discontinuités identifiées dans chaque bassin versant et dans chaque station. Les pluies SIEREM et in situ ne donne pas la même variabilité, on trouve une variabilité plus importante au niveau des stations tandis qu'elle est plus faible sur les données SIEREM (1 an, 4-8 ans, 8-16 ans et parfois 2-4 ans), qui nous renseigne plus sur la variabilité dans l'espace au niveau de chaque bassin versant, permettant de subdiviser ses dernier.

Les modes de variabilités identifiés dans les débits sont différents d'un bassin à l'autre, surtout au niveau du bassin de la Moulouya où on trouve des modes de variabilités spécifiques. On note dans le bassin de la Moulouya une variabilité de l'annuelle au pluriannuelle. Les modes 8-30 ans et 16-30 ans avec plusieurs d'autres fréquences interannuelles comme 3-8 ans, 4-8 ans et 6-9 ans caractérisent le plus grand bassin de notre étude. Dans le Sebou et le Tensift la fréquence est moins importante que celle dans la Moulouya. Les modes 3-4 ans, 7-9 ans et 4-10 ans sont spécifiques au Sebou et 8-12 ans au Tensift.

La cohérence estimée entre la variabilité des débits et des précipitations SIEREM (cohérence moyenne observée de 65% et 88% suivant les bassins) suggère effectivement une très forte influence d'origine climatique dans la structuration observée de la variabilité des débits.

La variabilité des débits et des pluies au Maroc s'inscrit plus largement dans un cadre de changements climatiques à l'échelle globale, marqués notamment par une période de plus forte variabilité observée. Ces modifications s'associent également à des changements dans la composition spectrale des paramètres hydrologiques et climatiques (précipitations, indices climatiques). La rupture de 1970 identifiée également dans notre étude par l'analyse spectrale

## CONCLUSION GENERALE

ainsi que par les tests de ruptures peut correspondre à une rupture majeure du système climatique et des systèmes hydrologiques à travers le monde. Elle est observée au travers différents paramètres (indices climatiques, températures de l'Hémisphère Nord, précipitations, hydrologie de surface et souterraine...), dans des contextes climatiques et morphologiques variés (Amérique du Nord, Europe de l'Ouest, Afrique du Nord...), et pour différentes échelles spatiales (petits et grands bassins versants) (Baines et Folland, 2007 ; Coulibaly et Burn, 2004 ; Ivanov et Estimov, 2010 ; Laignel *et al.*, 2008, 2010 ; McCabe et Wollock, 2002 ; Massei *et al.*, 2010 ; Tsonis *et al.*, 2007). Ce changement « brutal » peut-être interprété comme une rupture du système climatique vers un nouveau régime, qui reste relativement constant jusqu'à ce qu'une nouvelle rupture intervienne (McCabe et Wollock, 2002). Bien que les possibles causes physiques de ce type de discontinuités ne soient pas encore établies, les approches par mécanismes dynamiques (Tsonis *et al.*, 2007) utilisant le couplage et les interactions des principaux modes de fluctuations du climat (modes régionaux mais dominants de la variabilité climatique) permettent de comprendre ce type de discontinuités.

La détermination des relations possibles entre modes de variabilité des débits et précipitations et oscillations climatiques sont étudiée au moyen de la comparaison avec trois indices pertinents des fluctuations du climat dans les trois régions d'étude : la NAO (Nord Atlantic Oscillation), le SOI (South Oscillation), le Wmoi (Western mediteranean oscillation)

Dans les pluies stationnelle, les modes de variabilité interannuelle (2-8 ans, incluant les modes de variabilité à 2-4 ans, 4-8 ans) sont dominées par des modes variabilité détectés dans la NAO, le SOI et le WMOI avant 1980 et après 1990. L'échelle décennale (8-12 ans, 4-16 ans et 8-16) est essentiellement dominée par la NAO tout au long de la période d'étude dans le bassin du Tensift, avant 1970 dans le bassin du Sebou et entre 1985 et 1995 on a une perte de cohérence dans la Moulouya. L'influence du SOI et du WMOI caractérise toute la période d'étude.

Des modes communs peuvent être identifiés par la cohérence en ondelette pour les composantes des Pluies SIEREM d'échelle interannuelle (2-8 ans, incluant les modes de variabilité à 2-4 ans et 4-8 ans). La période entre 1950-1970 est influencée par la NAO et WMOI (en fonction du bassin), la période avant 1950 et après 1970 est due à l'influence du SOI et WMOI (en fonction du bassin). A l'échelle pluri-décennale (16-32 ans dans le bassin du Sebou et 8-32 dans la Moulouya), la NAO à une influence sur toute la période considérée (bassin du Sebou et Moulouya), la perte de cohérence pour SOI et WMOI est enregistré entre 1945 et 1970. L'échelle décennale est essentiellement dominée par la NAO après 1955, entre 1965 et 1975

## CONCLUSION GENERALE

pour le SOI et avant 1950 (Bassin Sebou) et sur toute la période d'étude (bassin de la Moulouya) pour le WMOI.

L'analyse de la cohérence indique une forte influence des différents indices climatiques sur la variabilité des débits de la zone d'étude. A l'échelle interannuelle (bande 2-8ans) est dominée par la NAO (avant 1970, 1970-1990 en fonction de la station), le SOI et le WMOI (la période d'influence est différente d'une station à l'autre au sein du même bassin) avec une période commune d'influence entre 1970-1980. Pour l'échelle décennale (4-12 ans, 8-12 ans, 8-16 ans), la dominance du NAO varie d'un bassin à l'autre (une influence sur tout le bassin du Tensift et après 1985 dans la Moulouya), elle est déterminée aux alentours de 1970 pour le SOI et après 1980 pour le WMOI. Concernant l'échelle pluri-décennale (8-32 ans incluant 10-32 ans, 12-32 ans, 16-32 ans) prédominé par la NAO et le SOI et le WMOI dans le bassin du Sebou identifié tout au long de la période considérée, le bassin du Tensift est influencé par le WMOI et la Moulouya pas le SOI avant 1970.

La contribution de la variabilité du NAO sur les précipitations, dans la Moulouya est de 52% et 75%, dans le Sebou est légèrement plus élevée, entre 63% et 71% et de 65% à 79% dans le Tensift, la contribution du SOI est entre 47% et 78% (varie en fonction de la station) dans le bassin de la Moulouya, et varie de 56% à 80% dans le bassin du Sebou et de 63% à 67% dans le Tensift, pour le WMOI contribue dans le bassin de la Moulouya avec 61% et 76%, 57% et 86% dans le Sebou et 69% à 76%.

La contribution de la variabilité NAO sur les débits dans le bassin de la Moulouya 53% et 66%, dans le bassin du Sebou varie entre 60% et 80% et 67% et 77% dans le bassin du Tensift. La contribution de la variabilité du SOI dans la Moulouya est de 67% -71%, dans le Sebou est entre 58% et 78%, et dans le Tensift est entre 50% et 70%. Le WMOI, sa contribution est entre 58% et 68% dans le bassin de la Moulouya, dans le Sebou, est très variable entre 52% et 80% et 65% à 71% dans le Tensift. Cette variabilité dépend du sous bassin ainsi que des modes de variabilités dans chaque sous bassins qui généralement très variable.

D'autres facteurs peuvent influencer la réponse hydrologique dans la zone d'étude, des facteurs climatiques (température, neige...) ou des facteurs internes au bassin versant pouvant modifier la réponse hydrologique, notamment les modifications du milieu physique (occupation des sols, aménagements...).

Les modifications du milieu physique opérées majoritairement au cours du XXe siècle ont également influé sur la réponse hydrologique des bassins versants. Les changements de l'occupation des sols dont les grandes zones cultivables. Les grands aménagements de type

barrages et réservoirs peuvent également avoir des conséquences hydrologiques, du fait notamment de leurs grandes capacités de stockage d'eau. Ces aménagements ayant essentiellement pour but de contrôler les pics de crues. On ajoute aussi l'influence de la fonte des neiges essentiellement au niveau du bassin du Tensift, où la majorité des bassins versants sont situées au niveau du Haut Atlas

## Perspectives

Ce travail de thèse ouvre un certain nombre de perspectives de travail, dans le but notamment de pouvoir comprendre plus spécifiquement l'impact des facteurs climatiques on ajoute également l'impact des facteurs internes au bassin versant sur la réponse hydrologique. Une analyse plus approfondie visant à améliorer les résultats obtenus pourra être effectuée en étudiant plus spécifiquement les facteurs externes (autres facteurs climatiques...) et les facteurs internes au bassin versant (occupation des sols, aménagements, géomorphologie...).

Certains facteurs hydrologiques peuvent également avoir une influence sur l'évolution de la réponse hydrologique, comme l'évolution des quantités de précipitations sous forme de neige pourra notamment renseigner sur l'évolution de la contribution de ce type de précipitations au débit total, l'évolution des ressources en eaux souterraines et leur utilisation, ou la consommation d'eau pour l'irrigation, pourront être pris en compte.

Enfin, l'approche méthodologique peut être complétée par l'utilisation de nouvelles méthodes pouvant améliorer les résultats obtenus par exemple, l'étude de la phase correspond donc à un outil pouvant améliorer la compréhension de ces relations.

Ce travail de thèse s'est focalisé sur l'étude de l'évolution à long terme des paramètres hydrologiques et climatiques, en utilisant essentiellement des données à l'échelle annuelle. Cependant, les différents facteurs climatiques peuvent s'exprimer préférentiellement sur certaines échelles de temps. Par exemple, certains modes de variabilité du climat peuvent s'exprimer préférentiellement à une échelle saisonnière (comme la NAO en hiver), ayant donc une influence marquée sur une période au cours de l'année.

Il serait intéressant d'étudier ces relations à une plus grande échelle de temps, à l'échelle pluri-centennale voire millénaire, en utilisant par exemple des archives paléoclimatiques (archives sédimentaires, spéléothèmes...) L'utilisation d'archives sédimentaires pourrait renseigner sur l'impact des modifications du milieu physique, notamment sur l'évolution des flux hydrosédimentaires, ce qui pourrait permettre d'estimer à plus grande échelle de temps l'impact des aménagements. Cette étude pourrait être étendue sur tout le Maroc

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aberkan M. (1985). Etude des formations quaternaires des marges du bassin du Rharb (Maroc nord-occidental). Thèse d'Etat, Univ. Bordeaux I, France, 290 p.
- AEE 'Agence européenne pour l'environnement' Rapport Horizon 2020 sur la Méditerranée (2014)
- Agoumi A. (1995). Variabilités climatiques et ressources en eau. In Colloque International sur le Theme: Eau: Gestion de la Rareté. Rabat (Maroc). 19-20 Oct 1995.
- Agoumi, A., & Debbarh, A. (2006). Ressources en eau et bassins versants du Maroc: 50 ans de développement (1955-2005). Rapport sur le Développement Humain au Maroc. 2005.
- Ahamrouni, J. (1996). y Erosion hydrique dans le bassin-versant de la Moulouya (Maroc Oriental), recherche des zones sources d'envasement de la retenue du barrage Mohamed V. Doctorat de 3e cycle, Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, Sénégal, 190.
- Allan R.J., Lindesay J.A. & Parker D.E. (1996). El Niño Southern Oscillation and Climatic Variability, CSIRO, Collingwood (Australia), 405 p
- Allan R.J., Beard, G. S., Close, A., Herczeg, A. L., Jones, P. D., & Simpson, H. J. (1996). Mean sea level pressure indices of the El Niño-Southern Oscillation: relevance to stream discharge in south-eastern Australia. CSIRO, Institute of Natural Resources and Environment, Division of Water Resources.
- Ancil, F., Perrin, C., & Andreassian, V. (2003). ANN output updating of lumped conceptual rainfall/runoff forecasting models1. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 39(5), 1269-1279.
- Ancil, F., & Coulibaly, P. (2004). Wavelet analysis of the interannual variability in southern Québec streamflow. Journal of climate, 17(1), 163-173.
- Argoul, F., Arneodo, A., Grasseau, G., & Gagne, Y. (1989). Wavelet analysis of turbulence reveals the multifractal nature. Nature, 338, 2.
- Baines, P. G., & Folland, C. K. (2007). Evidence for a rapid global climate shift across the late 1960s. Journal of Climate, 20(12), 2721-2744.
- Baliunas, S., Frick, P., Sokoloff, D., & Soon, W. (1997). Time scales and trends in the central England temperature data (1659–1990): A wavelet analysis. Geophysical Research Letters, 24(11), 1351-1354.
- Barakat, F., & Handoufe, A. (1998). Approche agroclimatique de la sécheresse agricole au Maroc. Science et changements planétaires/Sécheresse, 9(3), 201-208.
- Berkat, O., & Tazi, M. (2004). Profil fourrager. Lait (millions de litres), 780(625), 705.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Barnston, A. G., & Livezey, R. E. (1987). Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly weather review*, 115(6), 1083-1126.
- Bennasser, M. (1996). Lithostratigraphie, tectonique Hercynienne, paléochamps de contraintes tardi-hercyniennes et relation fracturation-minéralisation de la région de l'Aouam (Maroc Central oriental) (Doctoral dissertation, Thèse 3ème cycle, Université Mohamed V, Rabat).
- Benassi M. (2001). Drought and climate change in Morocco. Analysis of precipitation field and water supply, *Options Mediterranean's*, Series A, No. 80, 83-86
- Bendahou Z. (1995). La zone littorale de la Moulouya (Maroc nord oriental) : transits sédimentaires, évolution morphologique, géochimiques et état de la pollution. Thèse de 3ème cycle. Université Med V, Rabat, 197 p.
- Benseddik, B., & Benabdelli, K. (2000). Impact du risque climatique sur le rendement du blé dur (*Triticum durum* Desf.) en zone semi-aride: approche éco-physiologique. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 11(1), 45-51.
- Berrazzouk S., Guemouria N., Chehbouni A., Chegour A., Simonneaux V. (2004). Historique de l'occupation du sol à Marrakech et impact sur les ressources en eau. Poster, International Conference on Integrated Water Resources Research and Development in southeastern Morocco. Impetus Project, Ouarzazate, Morocco, 1-2 April 2004.
- Bi, T., & Armand, Z. (2013). Etude de l'impact des activités anthropiques et de la variabilité climatique sur la végétation et les usages des sols, par utilisation de la télédétection et des statistiques agricoles, sur le bassin versant du Bouregreg (MAROC) (Doctoral dissertation, Artois).
- Bigot, S., Brou, T. Y., Oszwald, J., & Diedhiou, A. (2005). Facteurs de la variabilité pluviométrique en Côte d'Ivoire et relations avec certaines modifications environnementales. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 16(1), 5-13.
- Blender, R., Fraedrich, K., & Lunkeit, F. (1997). Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123(539), 727-742.
- Bleu, P. (2008). *Changement climatique et énergie en méditerranée*. Sophia Antipolis.
- Bolton, J., Pedit, F., & Woodward, L. (1995). Minimal surfaces and the affine Toda field model. *Journal fur die Reine und Angewandte Mathematik*, 459, 119-150.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Bootsma, A., Boisvert, J. B., de Jong, R., & Baier, W. (1996). La sécheresse et l'agriculture canadienne: une revue des moyens d'action. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 7(4), 277-285.
- Born, C., Hardy, O. J., Chevallier, M. H., Ossari, S., Atteke, C., Wickings, E., & Hossaert-Mckey, M. (2008). Small-scale spatial genetic structure in the Central African rainforest tree species *Aucoumea klaineana*: a stepwise approach to infer the impact of limited gene dispersal, population history and habitat fragmentation. *Molecular Ecology*, 17(8), 2041-2050.
- Bouaicha, R., & Benabdelfadel, A. (2010). Variabilité et gestion des eaux de surface au Maroc. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 21(4), 325-326.
- 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. Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences et Techniques, Marrakech.
- Boukrim S. (2011). Étude d'impact des changements climatiques sur les ressources hydriques du bassin versant de l'Ouergha (Rif-Maroc). *J. Eau Environ.*, 19, 42-55.
- Boyer, J. F. (2002). SIEREM: système d'informations environnementales sur les ressources en eau et leur modélisation (Doctoral dissertation).
- Bridgman, H. A., & Oliver, J. E. (2006). *The global climate system*. Cambridge University.
- Brockwell, P. J., & Davis, R. A. (1987). *Time Series: Theory and Methods*. New York. P. 309-376.
- Buishand, T. A. (1982). Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of hydrology*, 58(1), 11-27.
- Buishand, T. A. (1984) Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series. *J. Hydrol.* 58, 51-69.
- Bunting, A., Dennett, M. D., Elston, J., & Milford, J. R. (1976). Rainfall trends in the west African Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102(431), 59-64.
- Camberlin, P., Janicot, S., & Pocard, I. (2001). Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between African rainfall and tropical sea-surface temperature: Atlantic vs. ENSO. *International Journal of Climatology*, 21(8), 973-1005.
- Camberlin, P., Fontaine, B., Louvet, S., Oettli, P., & Valimba, P. (2010). Climate adjustments over Africa accompanying the Indian monsoon onset. *Journal of Climate*, 23(8), 2047-2064.
- Chaouche, K., Neppel, L., Dieulin, C., Pujol, N., Ladouche, B., Martin, E., ... & Caballero, Y. (2010). Analyses of precipitation, temperature and evapotranspiration in a French

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Mediterranean region in the context of climate change. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(3), 234-243.
- Chaponnière, A. (2005). Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant montagneux semi-aride: cas du bassin versant du Rehraya (Haut Atlas marocain).
- Chen J., Franklin J.F., Spies T.A. (1995). Growing season microclimatic gradients extending into old-growth Douglas-fir forests from clearcut edges. *Ecological Applications* 5: 74-86.
- Chiew, F. H., & McMAHON, T. A. (2002). Global ENSO-streamflow teleconnection, streamflow forecasting and interannual variability. *Hydrological Sciences Journal*, 47(3), 505-522.
- Chorley, R. J. (1969). The drainage basin as the fundamental geomorphic unit. *Water, Earth and Man*, Methuen, London, 77-100.
- Choubert, G., & Faure-Muret, A. (1962). Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot*, 1, 447-527.
- Christoph, M., Fink, A. H., & Knippertz, P. (2004, May). Tropical-extratropical interactions causing precipitation in Northwest and West Africa: Part I: Synoptic evolution and climatological relevance. In 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology.
- Chui, C. K. (1992). *Wavelets: a tutorial in theory and applications*. *Wavelet Analysis and its Applications*, San Diego, CA: Academic Press, |c1992, edited by Chui, Charles K., 1.
- Clement, E. (1990). *Modelisation de l'influence du relief et de l'occupation des sols sur la composition des eaux et des sediments de rivieres ; application a la prospection geochemique*. These de 3eme cycle, Sofia-Antipolis : Universite de Nice.
- Cleveland, W. S., & Devlin, S. J. (1988). Locally weighted regression: an approach to regression analysis by local fitting. *Journal of the American statistical association*, 83(403), 596-610.
- Cleveland, W. S., & Loader, C. (1996). *Smoothing by local regression: Principles and methods*. In *Statistical theory and computational aspects of smoothing* (pp. 10-49). Physica-Verlag HD.
- Combe, M., & Simonot, M. (1971). La Haute Moulouya, le sillon d'Itzer-Enjil et le massif de Bou-Mia-Aouli. *Notes et Mémoires du Service Géologique. Domaines du Rif et du Maroc oriental*, Editions du service géologique du Maroc, 231, 193-201.
- Combe, M. (1975). Le bassin Rharb-Mamora et les petits bassins septentrionaux des oueds Dradère et Soueire. *Ressources en eaux du Maroc*, 2, 93-128.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Conte, M., Giuffrida, A., & Tedesco, S. (1989). Mediterranean Oscillation: Impact on Precipitation and Hydrology in Italy. In Conference on Climate and Water. (Vol. 1).
- Coulibaly, P., & Burn, D. H. (2004). Wavelet analysis of variability in annual Canadian streamflows. *Water Resources Research*, 40(3).
- Coulibaly, P. (2006). Spatial and temporal variability of Canadian seasonal precipitation (1900–2000). *Advances in Water Resources*, 29(12), 1846-1865.
- 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.
- CPCS 'Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols', 1967
- Dakki, M. (1987). *Ecosystèmes d'eau courante du haut Sebou (Moyen Atlas)*.
- Daubechies, I. (1990). The wavelet transform, time-frequency localization and signal analysis. *Information Theory, IEEE Transactions on*, 36(5), 961-1005.
- Daubechies, I. (1992). *Ten lectures on wavelets* (Vol. 61, pp. 198-202). Philadelphia: Society for industrial and applied mathematics.
- Delcaillau, B. (2004). *Reliefs & [et] tectonique récente:[nouveau précis de géomorphologie]*. Vuibert.
- Depraetere, C., & Moniod, F. (1991). Contribution des modèles numériques de terrain à la simulation des écoulements dans un réseau hydrographique. *Hydrologie continentale*, 6(1), 29-53.
- Deser, C., & Blackmon, M. L. (1993). Surface climate variations over the North Atlantic Ocean during winter: 1900-1989. *Journal of Climate*, 6(9), 1743-1753.
- Dickson, R. R., & Namias, J. (1976). North American influences on the circulation and climate of the North Atlantic sector. *Monthly Weather Review*, 104(10), 1255-1265.
- Dickson R.R. (1997) From the Labrador Sea to global change. *Nature* 386:649–650
- Dieulin, C. (2005). Calcul des capacités en eau des sols (Water Holding Capacity-WHC) à partir de la carte des sols de la FAO. Note internet.
- Dieulin, C., Mahe, G., Ejjiyar, S., El Mansouri, B., Paturel, J.E. & Boyer, J.F. (2014). A new gridded rainfall dataset for Africa over the period 1940-1999. Large river basins conference, Manaus, Brazil, July 2014.
- Driouech, F. (2006). Étude des indices de changements climatiques sur le Maroc: températures et précipitations. *Infomet Maroc Meteo*, 26, 33-38.
- Driouech, F., Déqué, M., & Mokssit, A. (2009). Numerical simulation of the probability distribution function of precipitation over Morocco. *Climate dynamics*, 32(7-8), 1055-1063.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Driouech, F., Mahé, G., Déqué, M., Dieulin, C., El Heirech, T., Milano, M. E., ... & Rouche, N. (2010). Evaluation d'impacts potentiels de changements climatiques sur l'hydrologie du bassin versant de la Moulouya au Maroc. *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources*, 561-567.
- DRPE 'Direction de la Recherche et de la Planification de l'Eau'. Plan national de lutte contre les inondations. Rabat :, 2002.
- Domingues, M. O., Mendes, O., & da Costa, A. M. (2005). On wavelet techniques in atmospheric sciences. *Advances in Space Research*, 35(5), 831-842.
- Douguedroit, A. (1998). Que peut-on dire d'une oscillation Méditerranéenne. *Climate and environmental change*. Evora, 135-136.
- Du Dresnay, R. (1971). Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. *Bulletin de la Société géologique de France*, (1-2), 46-56.
- Düneloh, A., & Jacobeit, J. (2003). Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948–98. *International Journal of Climatology*, 23(15), 1843-1866.
- El Ghali, A., El Kassimi, A., & Ghannami, M. (2004). Stratégie d'amélioration du service de l'eau et impacts sur les performances de l'irrigation dans le périmètre de la Moulouya. In *Séminaire sur la modernisation de l'agriculture irriguée* (pp. 12-p). IAV Hassan II.
- El Jihad, M. D. (2003). Les sécheresses saisonnières dans le haut bassin de l 'Oum-er-Rbia (Maroc central): aspects et fréquences. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 14(3), 157-167.
- El Mimouni, A., Daoudi, L., Saidi, M. E., & Baiddah, A. (2010). Comportement hydrologique et dynamique d'un bassin versant en milieu semi-aride: exemple du bassin versant du ksob (haut atlas occidental, Maroc). *Cuaternario y geomorfología: Revista de la Sociedad Española de Geomorfología y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario*, 24(1), 99-112.
- Elsanabary, M. H., Gan, T. Y., & Mwale, D. (2014). Application of wavelet empirical orthogonal function analysis to investigate the nonstationary character of Ethiopian rainfall and its teleconnection to nonstationary global sea surface temperature variations for 1900–1998. *International Journal of Climatology*, 34(6), 1798-1813.
- Emberger, A. (1965). Introduction à l'étude des minéralisations plombifères de la Haute-Moulouya. *Notes et Mémoires du Service Géologique (Rabat)*, 181, 167-180.
- Esper, J., Frank, D., Büntgen, U., Verstege, A., Luterbacher, J., & Xoplaki, E. (2007). Long-term drought severity variations in Morocco. *Geophysical Research Letters*, 34(17).

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Farge, M., & Rabreau, G. (1988). Transformée en ondelettes pour détecter et analyser les structures cohérentes dans les écoulements turbulents bidimensionnels. *CR Acad. Sci. Paris Série II b*, 307, 433-440.
- Farge, M. (1992). Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annual review of fluid mechanics*, 24(1), 395-458.
- Fernandes, F. C., van Spaendonck, R. L., & Burrus, C. S. (2003). A new framework for complex wavelet transforms. *Signal Processing, IEEE Transactions on*, 51(7), 1825-1837.
- Flinchem, E. P., & Jay, D. A. (2000). An introduction to wavelet transform tidal analysis methods. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 51(2), 177-200.
- Floissac, L. (1997). Traitement automatique des modèles numériques de terrain pour l'analyse géomorphologique. Application aux Afars et à Taiwan (Doctoral dissertation, Toulouse 2).
- Foufoula-Georgiou, E., Kumar, P., Mukerji, T., & Mavko, G. (1995). Wavelets in geophysics. *Pure and Applied Geophysics*, 145(2), 374-375.
- Fraedrich, K., Jiang, J., Gerstengarbe, F. W., & Werner, P. C. (1997). Multiscale detection of abrupt climate changes: application to River Nile flood levels. *International Journal of Climatology*, 17(12), 1301-1315.
- Fritier, N., Massei, N., Jardani, A., Hannah, D. M., Mouhri, A., Deloffre, J., ... & Dupont, J. P. (2012). Rapport Seine-Aval 4.
- Gabor, D. (1946). Theory of communication. Part 1: The analysis of information. *Journal of the Institution of Electrical Engineers-Part III: Radio and Communication Engineering*, 93(26), 429-441.
- Gamage, N., & Blumen, W. (1993). Comparative analysis of low-level cold fronts: wavelet, Fourier, and empirical orthogonal function decompositions. *Monthly weather review*, 121(10), 2867-2878.
- Ghil, M., Allen, M. R., Dettinger, M. D., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M. E., ... & Yiou, P. (2002). Advanced spectral methods for climatic time series. *Reviews of geophysics*, 40(1), 3-1.
- GIEC (2007). *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on 132Climate Change, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 976 pp.
- Glueck, M. F., & Stockton, C. W. (2001). Reconstruction of the North Atlantic oscillation, 1429–1983. *International Journal of climatology*, 21(12), 1453-1465.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Greene, C. H., & Pershing, A. J. (2000). The response of *Calanus finmarchicus* populations to climate variability in the Northwest Atlantic: basin-scale forcing associated with the North Atlantic Oscillation. *ICES Journal of Marine Science*, 57, 1536–1544.
- Griffiths, J. F., & Soliman, K. H. (1972). The northern desert (Sahara). *World survey of climatology*, 10, 75-132.
- Grinsted, A., Moore, J. C., & Jevrejeva, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear processes in geophysics*, 11(5/6), 561-566.
- Groisman, P. Y., Knight, R. W., & Karl, T. R. (2001). Heavy precipitation and high streamflow in the contiguous United States: Trends in the twentieth century. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(2), 219-246.
- Groisman, P. Y., Knight, R. W., Karl, T. R., Easterling, D. R., Sun, B., & Lawrimore, J. H. (2004). Contemporary changes of the hydrological cycle over the contiguous United States: Trends derived from in situ observations. *Journal of hydrometeorology*, 5(1), 64-85.
- Grossman, A., & Morlet, J. (1984). *SIAM (Soc. Ind. Appl. Math.) J. Math. Anal.*, 15(4), 273.
- Gu, D., & Philander, S. G. H. (1995). Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century. *Journal of Climate*, 8(4), 864-876.
- Hadria, R., Khabba, S., Lahrouni, A., Duchemin, B., Er-raki, S., Ezzahar, J., ... & Ouzine, L. (2005). Application de STICS à la gestion de l'eau d'irrigation dans les condition de Marrakech. Séminaire STICS, INRA, Carry-le-Rouet, France, 17-18 mars 2005.
- Hafid, M., Zizi, M., Bally, A. W., & Salem, A. A. (2006). Structural styles of the western onshore and offshore termination of the High Atlas, Morocco. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1), 50-64.
- Haida, S., Snoussi, M., Latouche, C., & Probst, J. L. (1996). Géodynamique actuelle du bassin versant de l'Oued Tensift (Maroc): Erosion mécanique et bilan des transports solides fluviaux. *Sciences Géologiques, Bulletin*, 49(7-23), 7-23
- Haida, S., Fora, A. A., Probst, J. L., & Snoussi, M. (1999). Hydrologie et fluctuations hydroclimatiques dans le bassin versant du Sebou entre 1940 et 1994. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 10(3), 221-226.
- Halpert, M. S., & Ropelewski, C. F. (1992). Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 5(6), 577-593.
- Hauchard, E., Laignel, B., & Delahaye, D. (2002). Proposition d'un nouveau schéma structural du Nord-Ouest du bassin de Paris reposant sur l'analyse fractale des réseaux de thalwegs

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- et les données récentes de la géologie régionale. *Comptes Rendus Geoscience*, 334(4), 295-302.
- Heslop, D., Dekkers, M. J., Kruiver, P. P., & Van Oorschot, I. H. M. (2002). Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm. *Geophysical Journal International*, 148(1), 58-64.
- Horton, R. E. (1932). Drainage-basin characteristics. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 13(1), 350-361.
- Huang, N. E., Shen, Z., Long, S. R., Wu, M. C., Shih, H. H., Zheng, Q., ... & Liu, H. H. (1998, March). The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. In *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* (Vol. 454, No. 1971, pp. 903-995). The Royal Society.
- Hubert P. (1989) : La séparation de l'hydrogramme. Apport des méthodes isotopiques. *Hydrogéologie*, 3 : 143-150.
- Hubert, P., Carbonnel, J. P., & Chaouche, A. (1989). Segmentation des séries hydrométéorologiques—application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest. *Journal of hydrology*, 110(3), 349-367.
- Carbonnel, J. P., & Hubert, P. (1994). Etude statistique de quelques séries pluviométriques roumaines et bulgares. Incidences sur l'évolution climatique récente. *Romanian Journal of Hydrology and Water Resources*, 1, 107-113.
- Hulme, M. (1992). Rainfall changes in Africa: 1931–1960 to 1961–1990. *International Journal of Climatology*, 12(7), 685-699.
- Hulme, M., Doherty, R., Ngara, T., New, M., & Lister, D. (2001). African climate change: 1900-2100. *Climate research*, 17(2), 145-168.
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269(5224), 676-679.
- 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.
- 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.
- Ivanov, M. A., & Evtimov, S. N. (2010). 1963: The break point of the Northern Hemisphere temperature trend during the twentieth century. *International Journal of Climatology*, 30(11), 1738-1746.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Jhajharia, D., Dinpashoh, Y., Kahya, E., Singh, V. P., & Fakheri-Fard, A. (2012). Trends in reference evapotranspiration in the humid region of northeast India. *Hydrological Processes*, 26(3), 421-435.
- Jones, P. D., Jonsson, T., & Wheeler, D. (1997). Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology*, 17(13), 1433-1450.
- Jury, M. R., Enfield, D. B., & Méléce, J. L. (2002). Tropical monsoons around Africa: Stability of El Niño–Southern Oscillation associations and links with continental climate. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 107(C10), 15-1.
- Kahya, E., & Dracup, J. A. (1993). Streamflow and La Niña event relationships in the ENSO-Streamflow core areas.
- Kaiser, G. (1994). *A friendly guide to wavelets*. Springer Science & Business Media.
- Katul, G. G., Parlange, M. B., & Chu, C. R. (1994). Intermittency, local isotropy, and non-Gaussian statistics in atmospheric surface layer turbulence. *Physics of Fluids* (1994-present), 6(7), 2480-2492.
- Katul, G., Goltz, S. M., Hsieh, C. I., Cheng, Y., Mowry, F., & Sigmon, J. (1995). Estimation of surface heat and momentum fluxes using the flux-variance method above uniform and non-uniform terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, 74(3), 237-260.
- Katul, G. G., Chu, C. R., Parlange, M. B., Albertson, J. D., & Ortenburger, T. A. (1995). Low-wavenumber spectral characteristics of velocity and temperature in the atmospheric surface-layer (No. EFLUM-ARTICLE-1995-005).
- Khomsî, K., Mahe, G., Sinan, M., & Snoussi, M. (2013). Hydro-climatic variability in two Moroccan basins: comparative analysis of temperature, rainfall and runoff regimes. IAHS-AISH publication, 183-190.
- Kiehl, J. T., & Trenberth, K. E. (1997). Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(2), 197-208.
- 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(1-2), 67-88.
- Köppen, W., 1900: Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. – *Geogr. Zeitschr.* 6, 593–611, 657–679.
- Krishnamurti, T. N. (1971). Tropical east-west circulations during the northern summer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(8), 1342-1347.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Kucuk, M., Kahya, E., Cengiz, T. M., & Karaca, M. (2009). North Atlantic Oscillation influences on Turkish lake levels. *Hydrological Processes*, 23(6), 893.
- Kumar, P., & Foufoula-Georgiou, E. (1993). A new look at rainfall fluctuations and scaling properties of spatial rainfall using orthogonal wavelets. *Journal of Applied Meteorology*, 32(2), 209-222.
- Kunkel, K. E., Andsager, K., & Easterling, D. R. (1999). Long-term trends in extreme precipitation events over the conterminous United States and Canada. *Journal of climate*, 12(8), 2515-2527.
- Kushnir, Y. (1994). Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. *Journal of Climate*, 7(1), 141-157.
- Kutiel, H., Maheras, P., & Guika, S. (1996). Circulation and extreme rainfall conditions in the eastern Mediterranean during the last century. *International Journal of Climatology*, 16(1), 73-92.
- Labat, D., Ababou, R., & Mangin, A. (2000). Rainfall–runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses. *Journal of Hydrology*, 238(3), 123-148.
- Labat, D., Ababou, R., & Mangin, A. (2000). Rainfall–runoff relations for karstic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. *Journal of hydrology*, 238(3), 149-178.
- Labat, D., Ababou, R., & Mangin, A. (2002). Analyse multirésolution croisée de pluies et débits de sources karstiques. *Comptes Rendus Géoscience*, 334(8), 551-556.
- Labat, D., Goddérés, Y., Probst, J. L., & Guyot, J. L. (2004). Evidence for global runoff increase related to climate warming. *Advances in Water Resources*, 27(6), 631-642.
- Labat, D. (2005). Recent advances in wavelet analyses: Part 1. A review of concepts. *Journal of Hydrology*, 314(1), 275-288.
- Labat, D. (2006). Oscillations in land surface hydrological cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 242(1), 143-154.
- Labat, D. (2008). Wavelet analysis of the annual discharge records of the world's largest rivers. *Advances in Water Resources*, 31(1), 109-117.
- Labat, D. (2010). Cross wavelet analyses of annual continental freshwater discharge and selected climate indices. *Journal of Hydrology*, 385(1), 269-278.
- Laignel, B., Costa, S., Lequien, A., Massei, N., Durand, A., Dupont, J. P., & Le Bot, S. (2008). Apports sédimentaires continentaux aux plages et à la mer de la Manche. Exemple des falaises et des rivières littorales de l'Ouest du Bassin de Paris. *Zeitschrift für Geomorphology*, 3(52), 21-40.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Laignel, B., Massei, N., Rossi, A., Mesquita, J., & Slimani, S. (2010). Water resources variability in the context of climatic fluctuations on both sides of the Atlantic Ocean. IAHS-AISH publication, 612-619.
- Lafreniere, M., & Sharp, M. (2003). Wavelet analysis of inter-annual variability in the runoff regimes of glacial and nival stream catchments, Bow Lake, Alberta. *Hydrological Processes*, 17(6), 1093-1118.
- Lamb, P. J. (1978). Large-scale Tropical Atlantic surface circulation patterns associated with Subsaharan weather anomalies. *Tellus*, 30(3), 240-251.
- Lamb, P. J. (1982). Persistence of Subsaharan drought.
- Lamb, P. J., & Pepler, R. A. (1987). North Atlantic Oscillation: concept and an application. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 68(10), 1218-1225.
- Lambergeon, D. (1977). Relation entre les pluies et les pressions en Afrique occidentale. ASECNA, Direction de l'exploitation meteorologique.
- Lana, X., & Burgueno, A. (2000). Some statistical characteristics of monthly and annual pluviometric irregularity for the Spanish Mediterranean coast. *Theoretical and applied Climatology*, 65(1-2), 79-97.
- Lau, K. M., & Weng, H. (1995). Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76(12), 2391-2402.
- Laville, E., & Piqué, A. (1992). Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the central High Atlas (Morocco): a tectonic model. *Structural and orogenic inversions. Geologische Rundschau*, 81(1), 157-170.
- Lee, A. F., & Heghinian, S. M. (1977). A Shift Of The Mean Level In A Sequence Of Independent Normal Random Variables—A Bayesian Approach—. *Technometrics*, 19(4), 503-506.
- Limam, N., 2011 Problématique De Surexploitation De La Nappe Du Haouz Dans La Region De Marrakech, HTE N° 148 - Mars / Juin 2011
- Lins, H. F., & Slack, J. R. (1999). Streamflow trends in the United States. *Geophysical research letters*, 26(2), 227-230.
- Lomas, M. W., & Bates, N. R. (2004). Potential controls on interannual partitioning of organic carbon during the winter/spring phytoplankton bloom at the Bermuda Atlantic Time-series Study (BATS) site. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 51(11), 1619-1636.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Lopez-Bustins, J. A., Esteban, P., Labitzke, K., & Langematz, U. (2007). The role of the stratosphere in Iberian Peninsula rainfall: A preliminary approach in February. *Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics*, 69(12), 1471-1484.
- Lotsch, A., Friedl, M. A., Anderson, B. T., & Tucker, C. J. (2005). Response of terrestrial ecosystems to recent Northern Hemispheric drought. *Geophysical Research Letters*, 32(6).
- Lubès, H., Masson, J. M., Servat, E., Paturel, J. E., Kouamé, B., & Boyer, J. F. (1994). Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par applications de tests statistiques. Etude bibliographique. Programme ICCARE, Rapport, 3.
- Lubès-Niel, H., Masson, J. M., Paturel, J. E., & Servat, E. (1998). Variabilité climatique et statistiques. Etude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 11(3), 383-408.
- Lui, A. T. Y. (2002). Multiscale phenomena in the near-Earth magnetosphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64(2), 125-143.
- Mahé, G., & Olivry, J. C. (1995). Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et centrale de 1951 à 1989. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 6(1), 109-117.
- Mahé, G., & Paturel, J. E. (2009). 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(7), 538-546.
- Mahe, G., Diello, P., Paturel, J. E., Barbier, B., Karambiri, H., Dezetter, A., ... & Rouche, N. (2010). Baisse des pluies et augmentation des écoulements au Sahel: impact climatique et anthropique sur les écoulements du Nakambe au Burkina Faso. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 21(4), 330-332.
- Mahé, G., Lienou, G., Bamba, F., Paturel, J. E., Adeaga, O., Descroix, L., ... & Clanet, J. C. (2011). Le fleuve Niger et le changement climatique au cours des 100 dernières années. In *Hydro-climatology variability and change (Proceedings of symposium held during IUGG 2011, Melbourne, Australia)* (pp. 131-137).
- Maheras, P., Xoplaki, E., & Kutiel, H. (1999). Wet and dry monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with circulation, 1860–1990. *Theoretical and Applied Climatology*, 64(3-4), 189-199.
- Maraun, D., & Kurths, J. (2004). Cross wavelet analysis: significance testing and pitfalls. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(4), 505-514.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Maraun, D. (2006). What can we learn from climate data? Methods for fluctuation, time/scale and phase analysis (Doctoral dissertation, Universität Potsdam).
- Maraun, D., Kurths, J., & Holschneider, M. (2007). Nonstationary Gaussian processes in wavelet domain: synthesis, estimation, and significance testing. *Physical Review E*, 75(1), 016707.
- Martin-Vide, J. and López-Bustín, J. A. (2006). The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian peninsula, *Int. J. Climatol.*, 26, 1455–1475.
- 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.
- Massei, N., Laignel, B., Deloffre, J., Mesquita, J., Motelay, A., Lafite, R., & Durand, A. (2010). 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.
- Massei, N., Laignel, B., Rosero, E., Motelay-massei, A., Deloffre, J., Yang, Z. L., & Rossi, A. (2011). A wavelet approach to the short-term to pluri-decennial variability of streamflow in the Mississippi river basin from 1934 to 1998. *International Journal of Climatology*, 31(1), 31-43.
- Mateescu, M., & Haidu, I. (2006). Comparaison entre la variabilité de la NAO et du SOI selon l'approche des ondelettes. In XIXe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Actes du colloque (pp. 421-426).
- Meyers, S. D., Kelly, B. G., & O'Brien, J. J. (1993). An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology: With application to the dispersion of Yanai waves. *Monthly weather review*, 121(10), 2858-2866.
- Meyers, S. D., & O'Brien, J. J. (1994). Spatial and temporal 26-day SST variations in the equatorial Indian Ocean using wavelet analysis. *Geophysical research letters*, 21(9), 777-780.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Meko, D., Stockton, C. W., & Boggess, W. R. (1995). THE TREE-RING RECORD OF SEVERE SUSTAINED DROUGHT. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 31(5), 789-801.
- Mesquita, J. (2009). Facteurs de contrôle climatique et géomorphologique de la variabilité hydrologique de bassins versants en substrat carbonaté: Comparaison Haute normandie (FR) et Région d'Austin, Texas (USA) (Doctoral dissertation, Caen).
- McCabe, G. J., & Wolock, D. M. (2002). A step increase in streamflow in the conterminous United States. *Geophysical Research Letters*, 29(24), 38-1.
- Michel, P. (1992). Pour une meilleure connaissance du Quaternaire Continental Marocain: les vertébrés fossiles du Maroc Atlantique, Central et Oriental. *L'Anthropologie*, 96(4), 643-656.
- Middelkoop, H., Daamen, K., Gellens, D., Grabs, W., Kwadijk, J. C., Lang, H., ... & Wilke, K. (2001). Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. *Climatic change*, 49(1-2), 105-128.
- Miller, R. L., Schmidt, G. A., & Shindell, D. T. (2006). Forced annular variations in the 20th century intergovernmental panel on climate change fourth assessment report models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 111(D18).
- Molini, A., Katul, G. G., & Porporato, A. (2010). Causality across rainfall time scales revealed by continuous wavelet transforms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 115(D14).
- Motha, R. P., Leduc, S. K., Steyaert, L. T., Sakamoto, C. M., & Strommen, N. D. (1980). Precipitation patterns in west Africa. *Monthly Weather Review*, 108(10), 1567-1578.
- Moussa, R. (1991). Variabilité spatio-temporelle et modélisation hydrologique. Application au bassin du Gardon d'Anduze (Doctoral dissertation).
- Moussa, I. B., Maiga, O. F., Ambouta, J. M. K., Sarr, B., Descroix, L., & Adamou, M. M. (2009). Les conséquences géomorphologiques de l'occupation du sol et des changements climatiques dans un bassin-versant rural sahélien. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 20(1), 145-152.
- Mwale, D., Yew Gan, T., & Shen, S. S. (2004). A new analysis of variability and predictability of seasonal rainfall of central southern Africa for 1950–94. *International journal of climatology*, 24(12), 1509-1530.
- Meyer, Y. (1989). Orthonormal wavelets. In *Wavelets* (pp. 21-37). Springer Berlin Heidelberg.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Meyers, S. D., Kelly, B. G., & O'Brien, J. J. (1993). An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology: With application to the dispersion of Yanai waves. *Monthly weather review*, 121(10), 2858-2866.
- Nicholson, S. E. (1979). Revised rainfall series for the West African subtropics. *Monthly Weather Review*, 107(5), 620-623.
- Nicholson, S. E. (1980). The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa. *Monthly Weather Review*, 108(4), 473-487.
- Nicholson, S. E. (1981). Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa. *Monthly Weather Review*, 109(10), 2191-2208.
- Nicholson, S. E. (1983). Sub-Saharan rainfall in the years 1976-80: Evidence of continued drought. *Monthly weather review*, 111(8), 1646-1654.
- Nicholson, S. E., & Kim, J. (1997). The relationship of the El Niño-Southern oscillation to African rainfall. *International Journal of Climatology*, 17(2), 117-135.
- Nicholson, S. E., Some, B., & Kone, B. (2000). An analysis of recent rainfall conditions in West Africa, including the rainy seasons of the 1997 El Niño and the 1998 La Niña years. *Journal of Climate*, 13(14), 2628-2640.
- Nolin, A. W., & Hall-McKim, E. A. (2006). Frequency modes of monsoon precipitation in Arizona and New Mexico. *Monthly weather review*, 134(12), 3774-3781.
- Olivry, J. C. (1987). Les conséquences durables de la sécheresse actuelle sur l'écoulement du fleuve Sénégal et l'hypersalinisation de la basse Casamance. *The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources*, 501-512.
- Olivry, J. C. (1982). Le point en 1982 sur l'évolution de la sécheresse en Sénégal et aux îles du Cap-Vert: examen de quelques séries de longue durée (débits et précipitations).
- Onorato, M., Salvetti, M. V., Buresti, G., & Petagna, P. (1997). Application of a wavelet cross-correlation analysis to DNS velocity signals. *European journal of mechanics series b fluids*, 16, 575-597.
- Ouzine, L., & Kharrou, M. H. (2005). Conception participative de projets d'irrigation dans le périmètre du Haouz. In *Séminaire sur la modernisation de l'agriculture irriguée* (pp. 11-p). IAV Hassan II.
- Pachauri, R. K., & Reisinger, A. (Eds.). (2007). *Climate change 2007 synthesis report: Summary for policymakers*. IPCC Secretariat.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Pan, Z., Arritt, R. W., Takle, E. S., Gutowski, W. J., Anderson, C. J., & Segal, M. (2004). Altered hydrologic feedback in a warming climate introduces a “warming hole”. *Geophysical Research Letters*, 31(17).
- Pant, G. B., & Parthasarathy, S. B. (1981). Some aspects of an association between the Southern Oscillation and Indian summer monsoon. *Archives for meteorology, geophysics, and bioclimatology, Series B*, 29(3), 245-252.
- Park, J., & Mann, M. E. (2000). Interannual temperature events and shifts in global temperature: a “multiwavelet” correlation approach. *Earth Interactions*, 4(1), 1-36.
- Parsons, L. S., & Lear, W. H. (2001). Climate variability and marine ecosystem impacts: a North Atlantic perspective. *Progress in Oceanography*, 49(1), 167-188.
- Paturel, J. E., Servat, E., Delattre, M. O., & Lubès-Niel, H. (1998). Analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique. *Hydrological sciences journal*, 43(6), 937-946.
- Paturel, J. E., Boubacar, I., L'aour, A., Paturel, J., & Boubacar, I. (2004). Evolution de la pluviométrie annuelle en Afrique de l'Ouest et Centrale au XXème siècle.
- Percival, D. B., & Mofjeld, H. O. (1997). Analysis of subtidal coastal sea level fluctuations using wavelets. *Journal of the American Statistical Association*, 92 (439), 868-880.
- Pettitt, A. N. (1979) A non-parametric approach to the change-point problem. *Appl. Statist.* 28(2), 126-135.
- PDAIRE 'Plan directeur d'aménagement intégré des ressources en eau' (2011), Agence Du Bassin Hydraulique Du Sebou
- Planton, S. (1999). Réchauffement global et El Nino: une revue des connaissances actuelles. *Médecine et maladies infectieuses*, 29(5), 267-276.
- Priestley, M. (1992). *Spectral Analysis and Time Series*, Academic Press.
- Puigdefàbregas, J., & Mendizabal, T. (1998). Perspectives on desertification: western Mediterranean. *Journal of Arid Environments*, 39(2), 209-224.
- Riad, S. (2003). Typologie et analyse hydrologique des eaux superficielles à partir de quelques bassins versants représentatifs du Maroc (Doctoral dissertation, Atelier de reproduction des thèses).
- Riad, S., Mania, J., & Bouchaou, L. (2006). Variabilité hydroclimatique dans les bassins-versants du Haut Atlas de Marrakech (Maroc). *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 17(3), 443-446.
- Riazanoff, S., Julien, P., Cervelle, B., & Chorowicz, J. (1992). Extraction et analyse automatiques d'un réseau hiérarchisé de talwegs. Application à un modèle numérique

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- de terrain dérivé d'un couple stéréoscopique SPOT. *International Journal of Remote Sensing*, 13(2), 337-364.
- Rogers, J. C. (1984). The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the northern hemisphere. *Monthly Weather Review*, 112(10), 1999-2015.
- Ropelewski, C. F., & Halpert, M. S. (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly weather review*, 115(8), 1606-1626.
- Rossi, A., Massei, N., Laignel, B., Sebag, D., & Copard, Y. (2009). The response of the Mississippi River to climate fluctuations and reservoir construction as indicated by wavelet analysis of streamflow and suspended-sediment load, 1950–1975. *Journal of Hydrology*, 377(3), 237-244.
- Rossi, A. (2010). Analyse spatio-temporelle de la variabilité hydrologique du bassin versant du Mississippi : rôles des fluctuations climatiques et déduction de l'impact des modifications du milieu physique. Thèse Univ. Rouen.
- Rouché, N., Mahé, G., Ardoin-Bardin, S., Brissaud, B., Boyer, J. F., Crès, A., ... & Paturel, J. E. (2010). Constitution d'une grille de pluies mensuelles pour l'Afrique (période 1900-2000). *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 21(4), 336-338.
- Ruellan, A. (1971). Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes: les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc Oriental).
- Safi H., (1990). Essai sur l'économie de la sécheresse au Maroc 1493-1986, passé présent et perspectives. Thèse université Mohamed V, Rabat : 190 p
- Salama, H., & Tahiri, M. (2013). La gestion des ressources en eau face aux changements climatiques. Cas du bassin tensift (maroc).
- Sebbar, A., Badri, W., Fougrach, H., Hsaine, M., & Saloui, A. (2011). Étude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935-2004). *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 22(3), 139-148.
- Sebbar, A., Hsaine, M., Fougrach, H., & Badri, W. (2012). Étude des variations climatiques de la région centre du Maroc. *Les climats régionaux: observation et modélisation*, 709-714.
- Secrétariat d'État chargé de l'Eau et de l'Environnement (SEEE) (2009). Étude de la stratégie nationale de l'eau. Rabat : SEEE.
- Seguin, B. (2010). Coup de chaud sur l'agriculture. Delachaux et Niestlé.
- Serreze, M. C., Clark, M. P., McGinnis, D. L., & Robinson, D. A. (1998). Characteristics of snowfall over the eastern half of the United States and relationships with principal modes of low-frequency atmospheric variability. *Journal of Climate*, 11(2), 234-250.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Servat, E., Paturel, J. E., Lubès-Niel, H., Kouamé, B. R. O. U., Masson, J. M., Travaglio, M., & Marieu, B. (1999). De différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 12(2), 363-387.
- Schneider, K., & Farge, M. (2006). Wavelets: theory. *Encyclopedia of Mathematics Physics*, 426-438.
- Schumm, S. A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological society of America bulletin*, 67(5), 597-646.
- Shabbar, A., Huang, J., & Higuchi, K. (2001). The relationship between the wintertime North Atlantic Oscillation and blocking episodes in the North Atlantic. *International Journal of Climatology*, 21(3), 355-369.
- Sinan, M. (2000). Méthodologie d'identification, d'évaluation et de protection des ressources en eau des aquifères régionaux par la combinaison des SIG, de la géophysique et de la géostatistique: Application à l'aquifère du Haouz de Marrakech (Maroc). These doctorat d'état, École Mohammadia d'ingénieurs, Rabat, Maroc.
- Singla, S., Mahé, G., Dieulin, C., Driouech, F., Milano, M., El Guelai, F. Z., & Ardoin-Bardin, S. (2010). Evolution des relations pluie-débit sur des bassins versants du Maroc. *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources*, 679-687.
- Sircoulon, J. (1976). Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique intertropicale: comparaison avec les sécheresses" 1913" et" 1940". *Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie*, 13(2), 75-174.
- Sircoulon, D. (1985). La sécheresse en Afrique de l'Ouest. Comparaison des années 1982-84 avec les années 72-73. *Cah. ORSTOM. Sér. Hydrol. Vol, (4)*, 85-85.
- Slimani, S., Massei, N., Mesquita, J., Valdés, D., Fournier, M., Laignel, B., & Dupont, J. P. (2009). Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennial scale. *Hydrogeology journal*, 17(8), 1823-1832.
- Smith, D. M. (1998). Recent increase in the length of the melt season of perennial Arctic sea ice. *Geophysical Research Letters*, 25(5), 655-658.
- Snoussi, M. (1988). Nature, estimation et comparaison des flux de matières issus des bassins versants de l'Adour(France), du Sebou, de l'Oum-er-Rbia et du Souss(Maroc): impact du climat sur les apports fluviatiles a l'ocean(Doctoral dissertation).

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Snoussi, M., & Imassi, M. (2003). Impact des fluctuations hydroclimatiques et des barrages sur l'évolution du trait de côte: delta de la Moulouya. Université Mohamed V, Faculté des Sciences. Département des Sciences de la terre, Rabat, Maroc.
- Soulaimani, A. (1991). L'évolution structurale des massifs hercyniens du Haouz de Marrakech: Guemassa-N'fis (Maroc). Th. Doct. Univ. Cadi Ayyad Marrakech, Maroc, 42p.
- Stockton, C. W. (1988). Current research progress toward understanding drought. *Drought, Water Management and Food Production*.
- Stour, L., & Agoumi, A. (2008). Sécheresse climatique au Maroc durant les dernières décennies. *Hydroécologie Appliquée*, 16, 215-232.
- Strahler, A. N. (1952). Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 63(9), 923-938.
- Subra, A. (1980). Emersions anté-crétacées et minéralisations dans l'Atlas de Béni-Mellal. Le gisement de Tabaroucht, remplissage paléokarstique cuprifère. *Mines, géologie et Energie, Maroc*, 47, 43-70.
- Sultan, B., & Janicot, S. (2000). Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophys. Res. Lett.*, 27(20), 3353-3356.
- Taibi, S., Meddi, M., Souag, D., & Mahé, G. (2013). Évolution et régionalisation des précipitations au nord de l'Algérie (1936–2009). *Climate and land surface changes in hydrology, IAHS Publ*, 359, 191-197.
- Tarboton, D. G., Bras, R. L., & Rodriguez-Iturbe, I. (1988). The fractal nature of river networks. *Water Resources Research*, 24(8), 1317-1322.
- Termier, H. (1936). *Etudes géologiques sur le Maroc central et le moyen-Atlas septentrional...* Imprimerie officielle.
- Torrence, C., & Compo, G. P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society*, 79(1), 61-78.
- Torrence, C., & Webster, P. J. (1999). Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. *Journal of Climate*, 12(8), 2679-2690.
- Tootle, G. A., Piechota, T. C., & Singh, A. (2005). Coupled oceanic-atmospheric variability and US streamflow. *Water Resources Research*, 41(12).
- Trenberth, K. E. (1997). The definition of el nino. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12), 2771-2777.
- Trenberth, K. E. (1999). Atmospheric moisture recycling: Role of advection and local evaporation. *Journal of Climate*, 12(5), 1368-1381.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Trenberth, K. E. (2004). Climatology (communication arising): rural land-use change and climate. *Nature*, 427(6971), 213-213.
- Tsonis, A. A., Swanson, K., & Kravtsov, S. (2007). A new dynamical mechanism for major climate shifts. *Geophysical Research Letters*, 34(13).
- Turki, I., Laignel, B., Laftouhi, N., Nouaceur, Z., & Zamrane, Z. (2016). Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in Marrakech (Morocco). *Arabian Journal of Geosciences*, 9(3), 1-14.
- Tyson, P. D., Lee-Thorp, J., Holmgren, K., & Thackeray, J. F. (2002). Changing gradients of climate change in southern Africa during the past millennium: implications for population movements. *Climatic Change*, 52(1-2), 129-135.
- Van Loon, H., & Rogers, J. C. (1978). The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description. *Monthly Weather Review*, 106(3), 296-310.
- Venugopal, V., & Foufoula-Georgiou, E. (1996). Energy decomposition of rainfall in the time-frequency-scale domain using wavelet packets. *Journal of Hydrology*, 187(1), 3-27.
- Visbeck, M. H., Hurrell, J. W., Polvani, L., & Cullen, H. M. (2001). The North Atlantic Oscillation: past, present, and future. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 98(23), 12876-12877.
- Van Storch, H., & Zwiers, F. W. (1999). *Statistical analysis in climate research* Cambridge University Press. Cambridge, UK, 234-241
- Walker, G. T. (1923). Correlation in seasonal variations of weather VIII. *Mem. India Meteor. Dept*, 24, 75-131.
- Walker, G. T. (1924). *Nouvelles Recherches sur les Grains Orageux et les Pluies en Afrique Occidentale*. Par Henry Hubert. Paris (Gouvernement Général de l'Afrique Occidentale Française), 1922. Pp.+ 3, pl. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 50(211), 274-275.
- Walker, G. (1931). On periodicity in series of related terms. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 518-532. Glueck et Stockton, 200
- Walker, G. T., & Bliss, E. W. (1932). World weather. V. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 4, 53-84.
- Wallace, J. M., & Gutzler, D. S. (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 109(4), 784-812.
- Wang, B., & Wang, Y. (1996). Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. *Journal of Climate*, 9(7), 1586-1598.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ward, M. N., Lamb, P. J., Portis, D. H., El Hamly, M., & Sebbari, R. (1999). Climate variability in northern Africa: Understanding droughts in the Sahel and the Maghreb. In *Beyond el Niño* (pp. 119-140). Springer Berlin Heidelberg.
- Weng, H., & Lau, K. M. (1994). Wavelets, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical western Pacific. *Journal of the atmospheric sciences*, 51(17), 2523-2541.
- Wilby R.L., DMN, (2007): Climate Change scenarios for Morocco. Final technical report. Department of Geography, Lancaster University and Environment Agency of England and Wales, Direction de la Météorologie Nationale, on behalf of World Bank. 23 pp.
- Winstanley, D. (1973). Rainfall patterns and general atmospheric circulation. *Nature*, 245, 190-194.
- Wright, P. B. (1975). An index of the Southern Oscillation. Climatic Research Unit, School of Environmental Sciences, University of East Anglia.
- 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.
- Yokoyama, Y., & Yamazaki, T. (2000). Geomagnetic paleointensity variation with a 100 kyr quasi-period. *Earth and Planetary Science Letters*, 181(1), 7-14.
- Zume, J. T., & Tarhule, A. (2006). Precipitation and streamflow variability in northwestern Oklahoma, 1894-2003. *Physical Geography*, 27(3), 189-205.



ANNEXES

ANNEXES

# Annexe 1

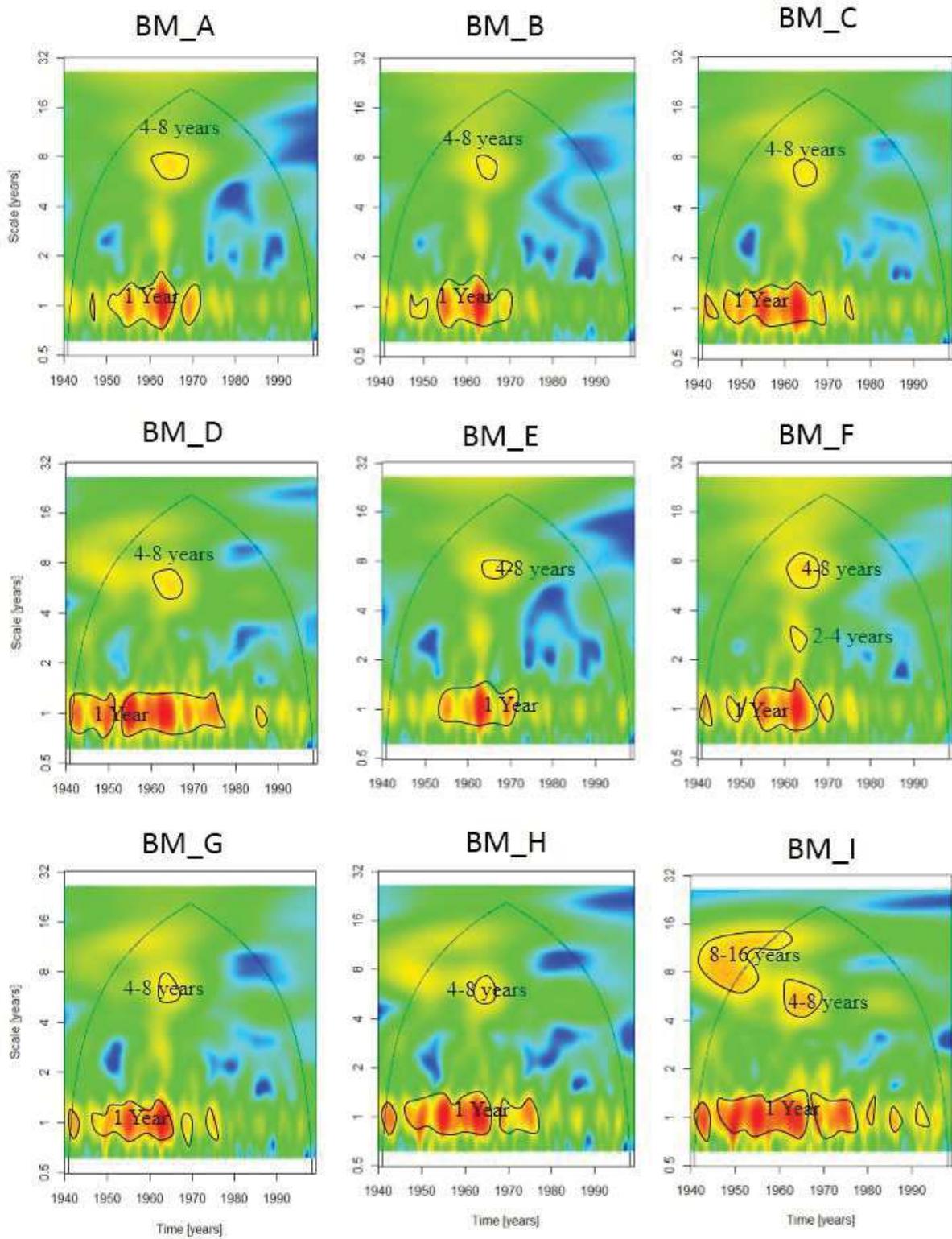


Figure 1a : modes de variabilités dans le bassin versant de la Moulouya

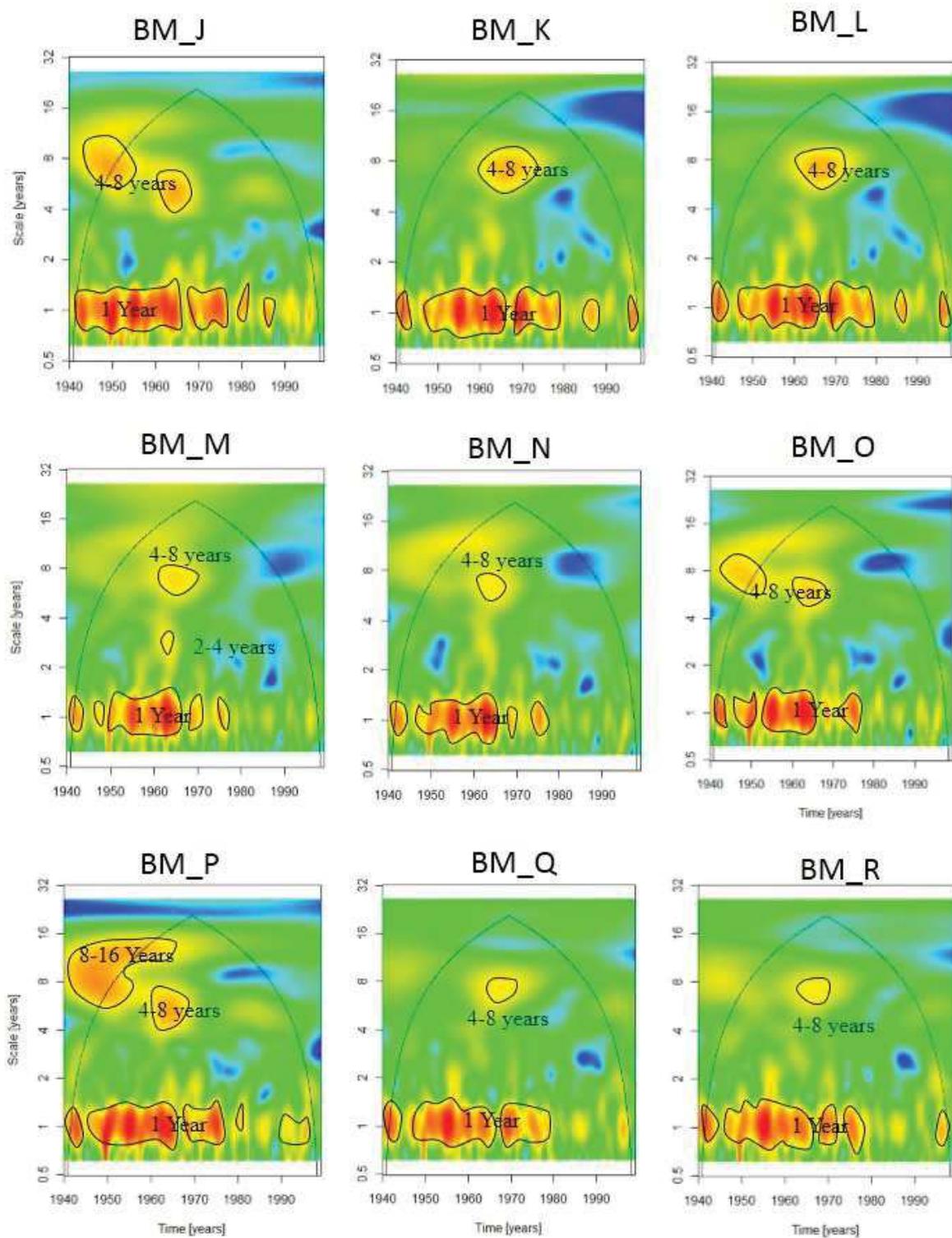


Figure 1b : modes de variabilités dans le bassin versant de la Moulouya

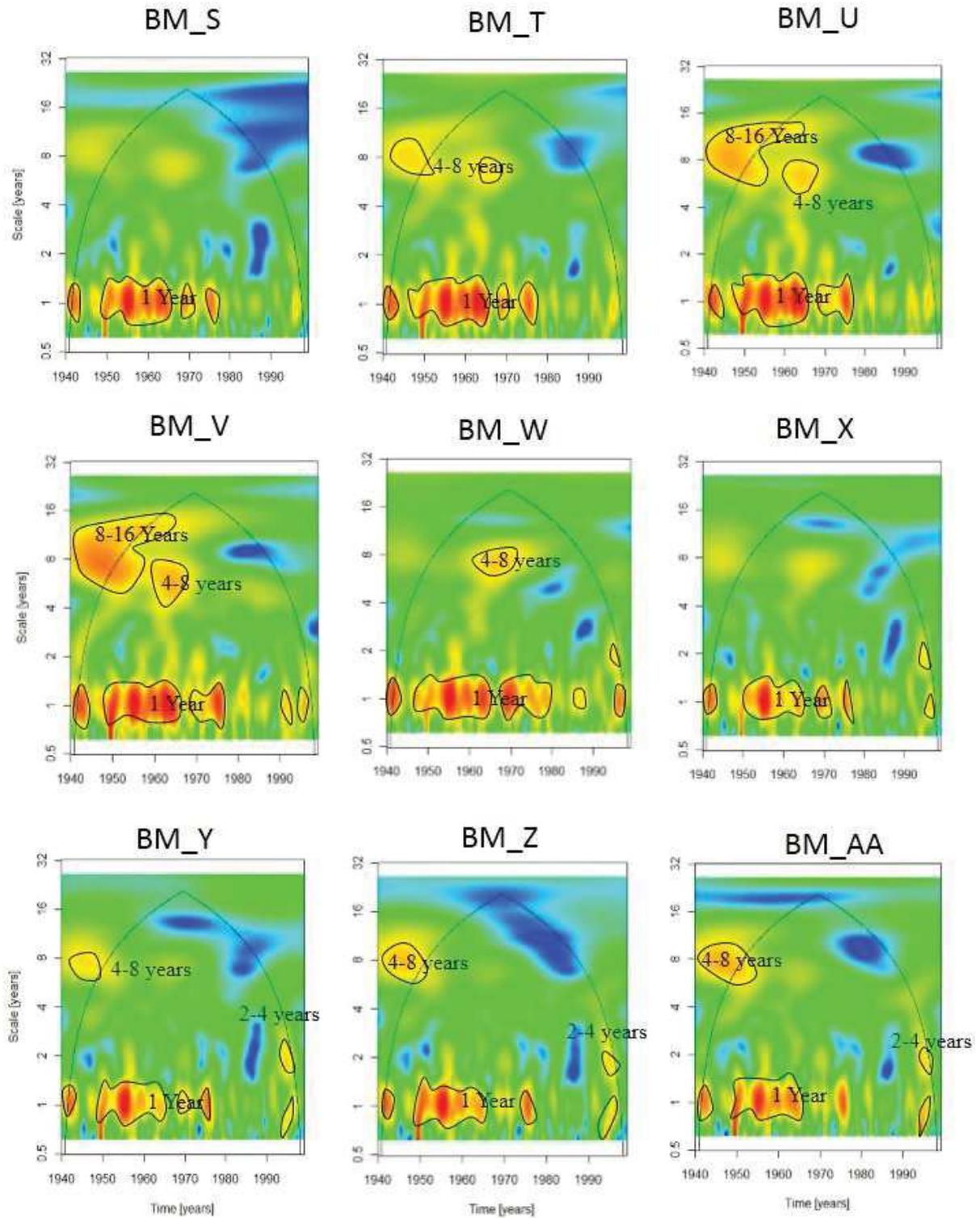


Figure 1c : modes de variabilités dans le bassin versant de la Moulouya

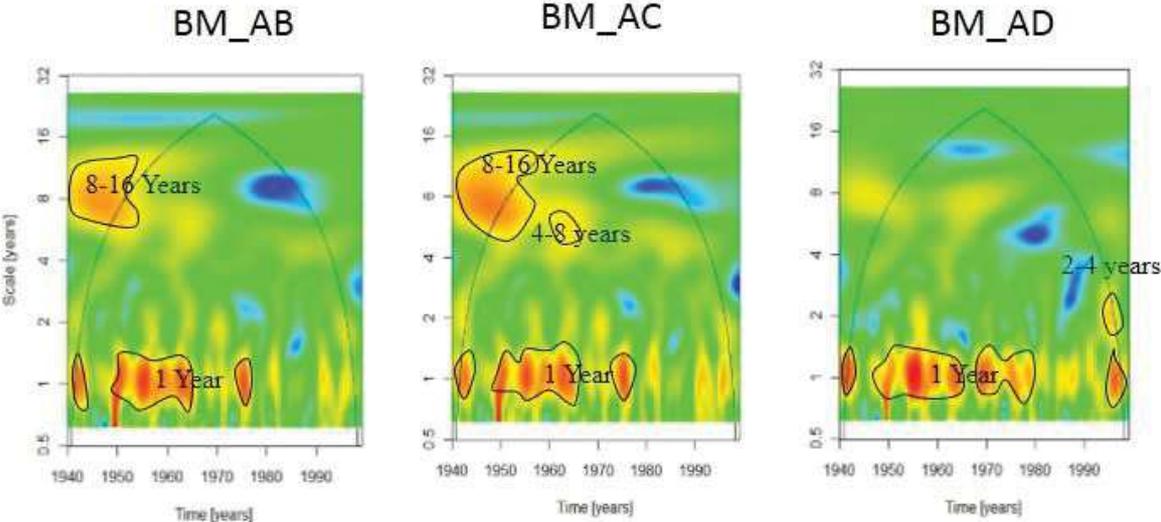


Figure 1d : modes de variabilités dans le bassin versant de la Moulouya

## Annexe 2

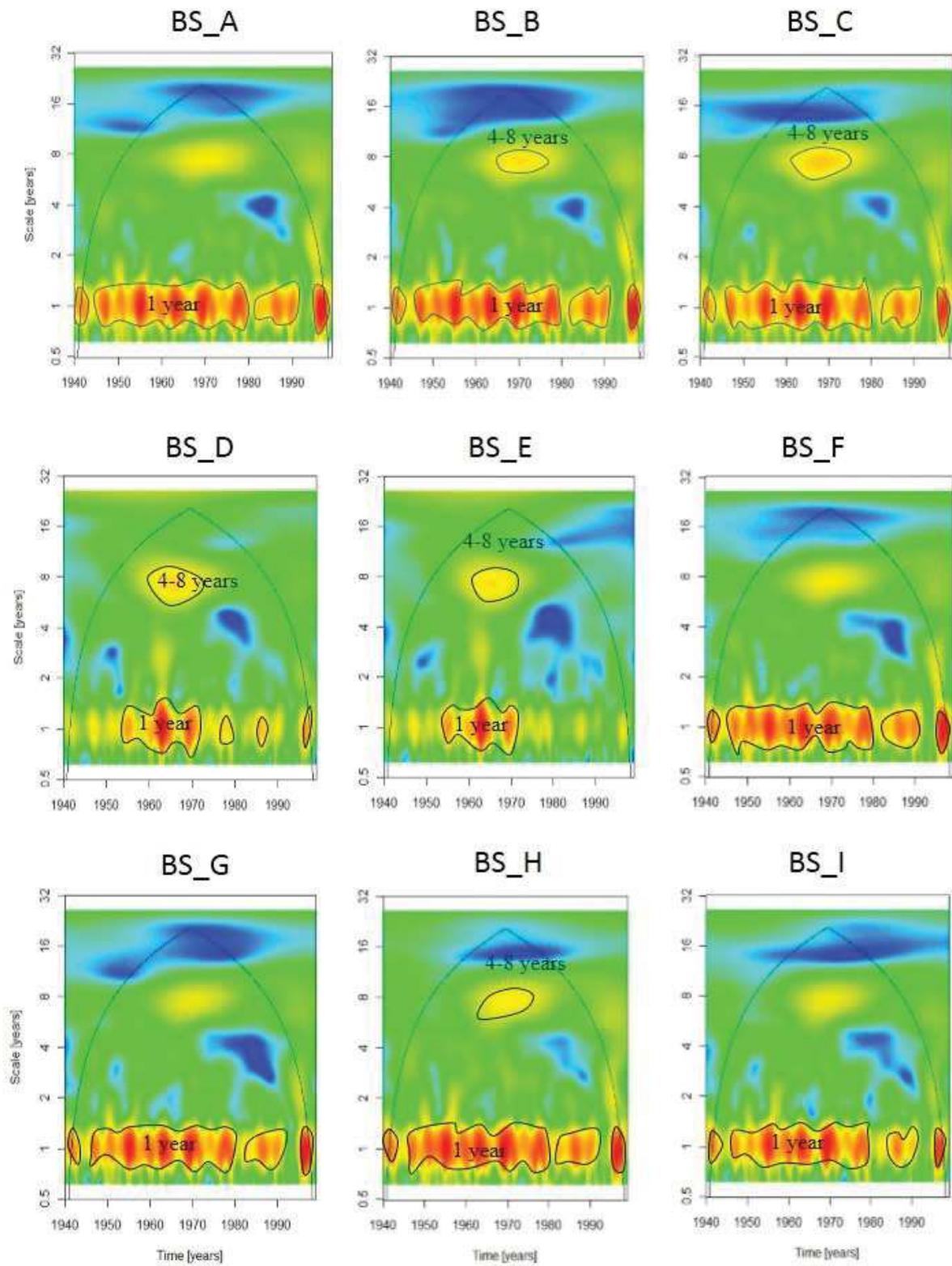


Figure 2a : modes de variabilités dans le bassin versant du Sebou

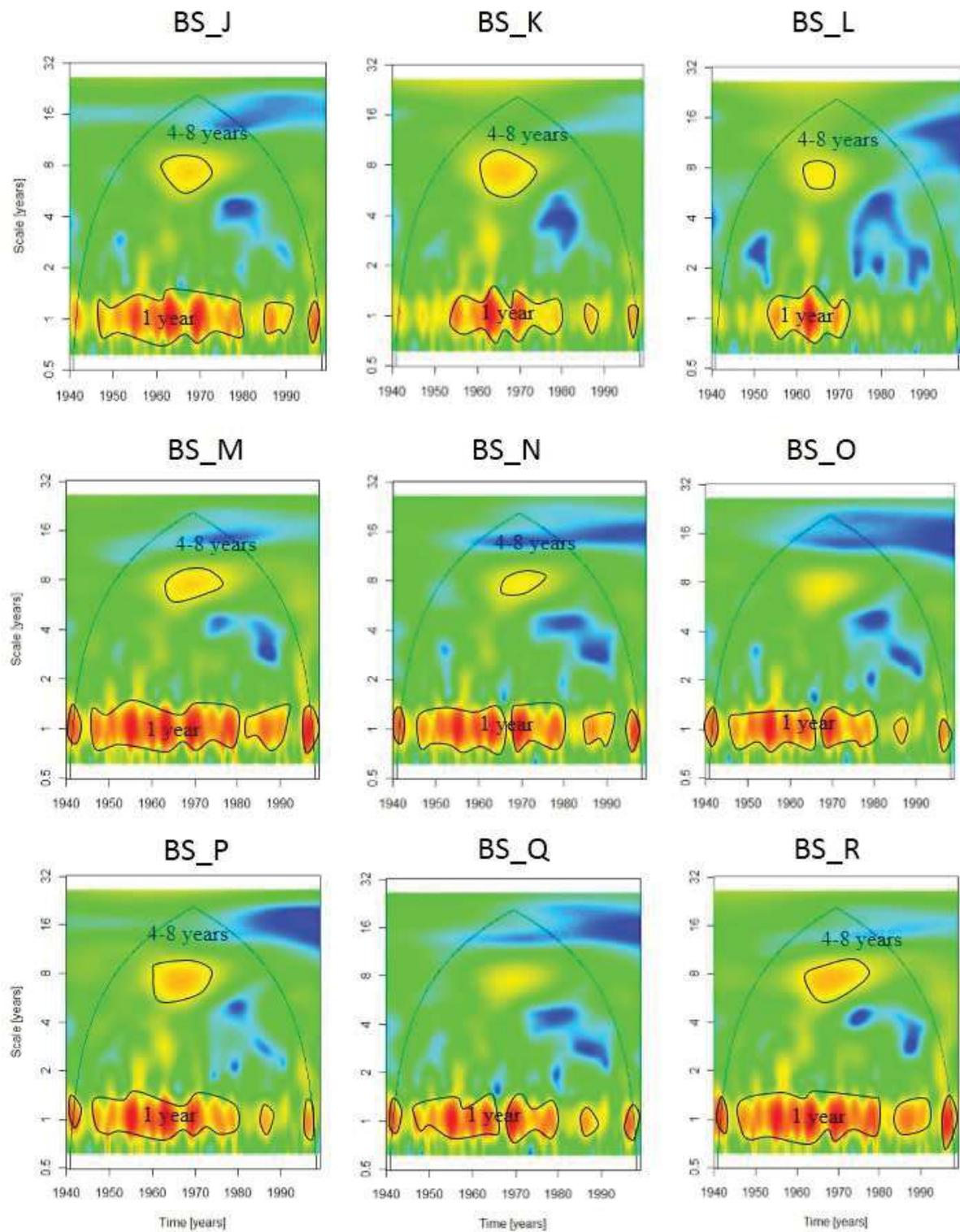


Figure 2b : modes de variabilités dans le bassin versant du Sebu

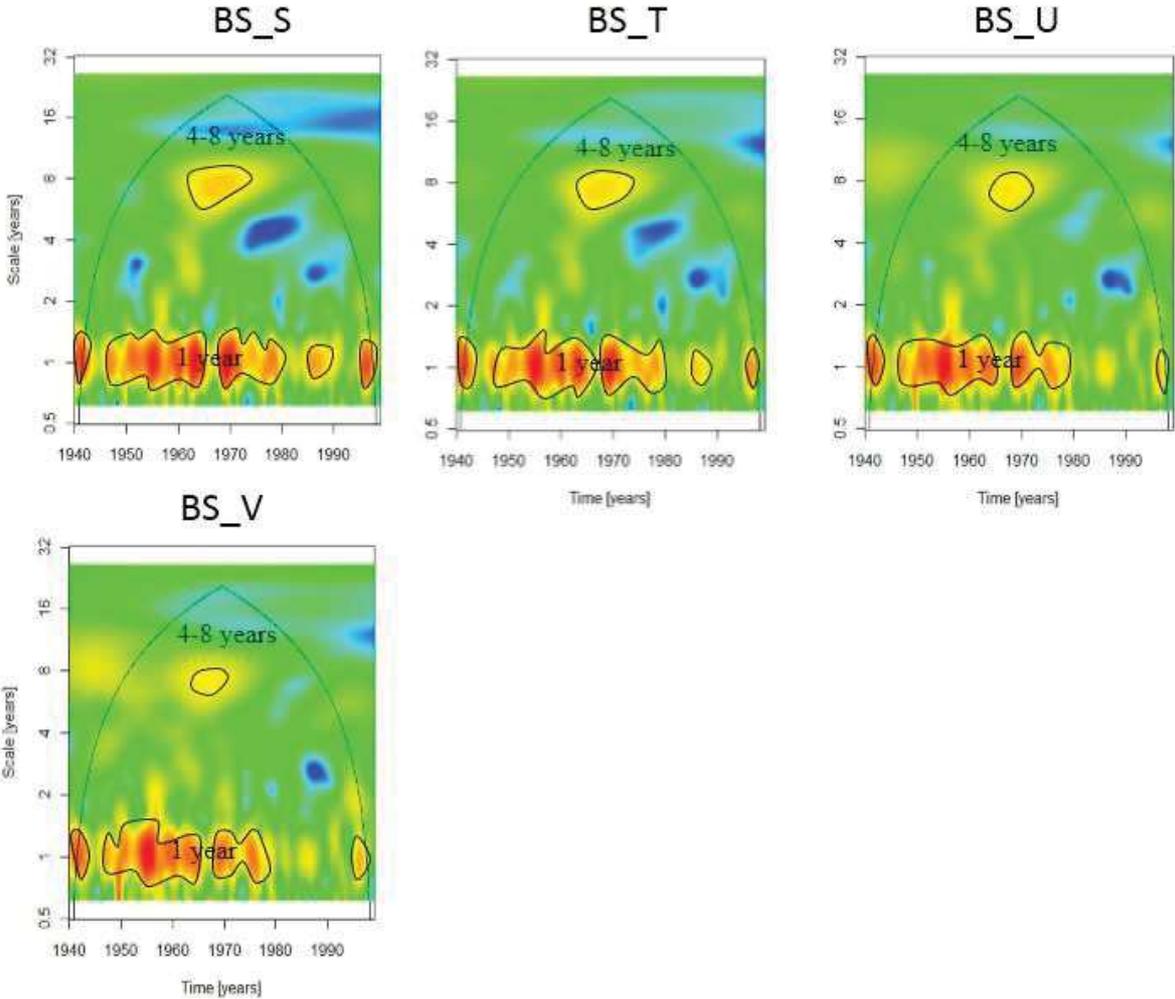


Figure 2c : modes de variabilités dans le bassin versant du Sebou

Annexe 3

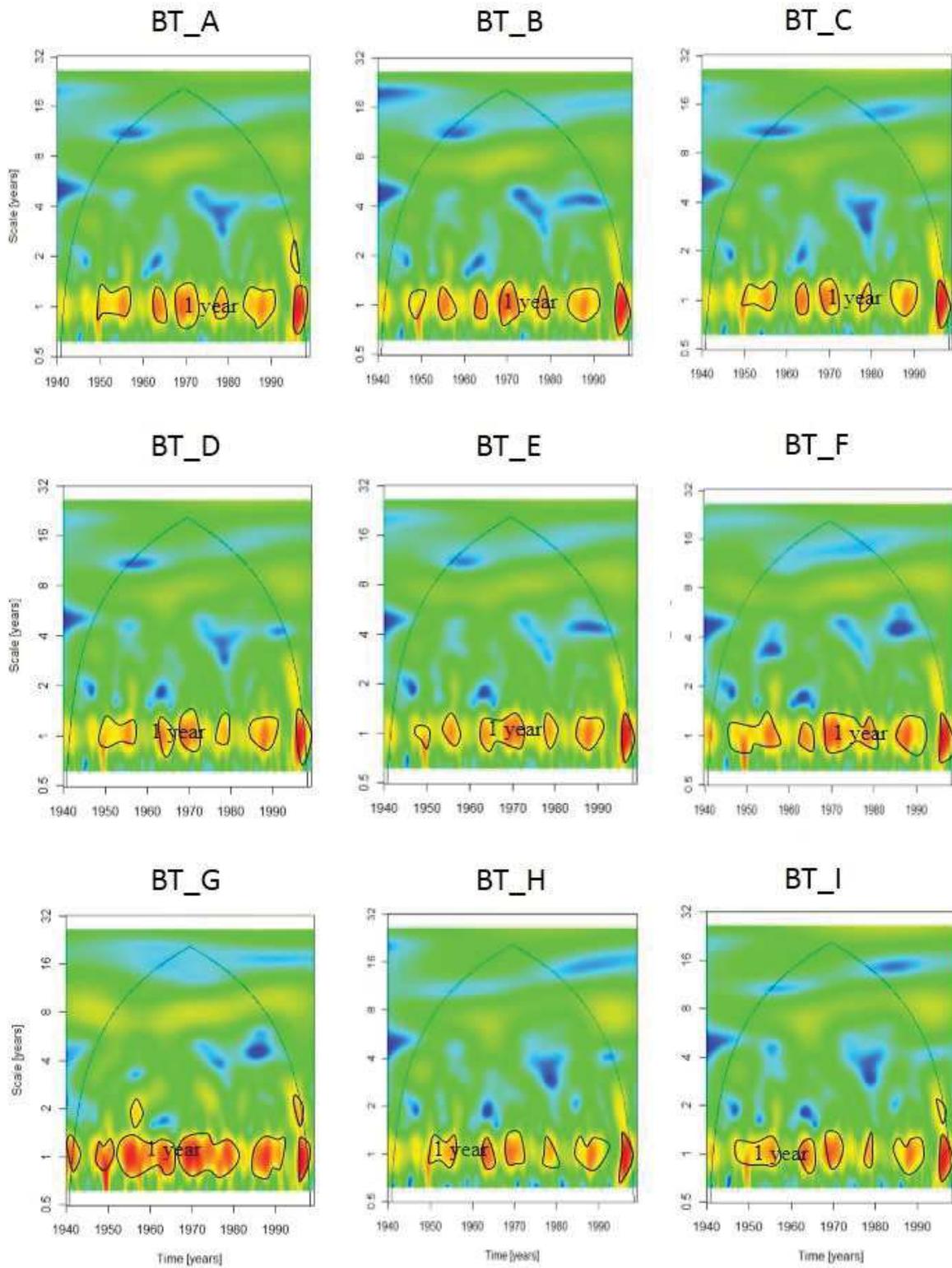


Figure 2a : modes de variabilités dans le bassin versant du Tensift

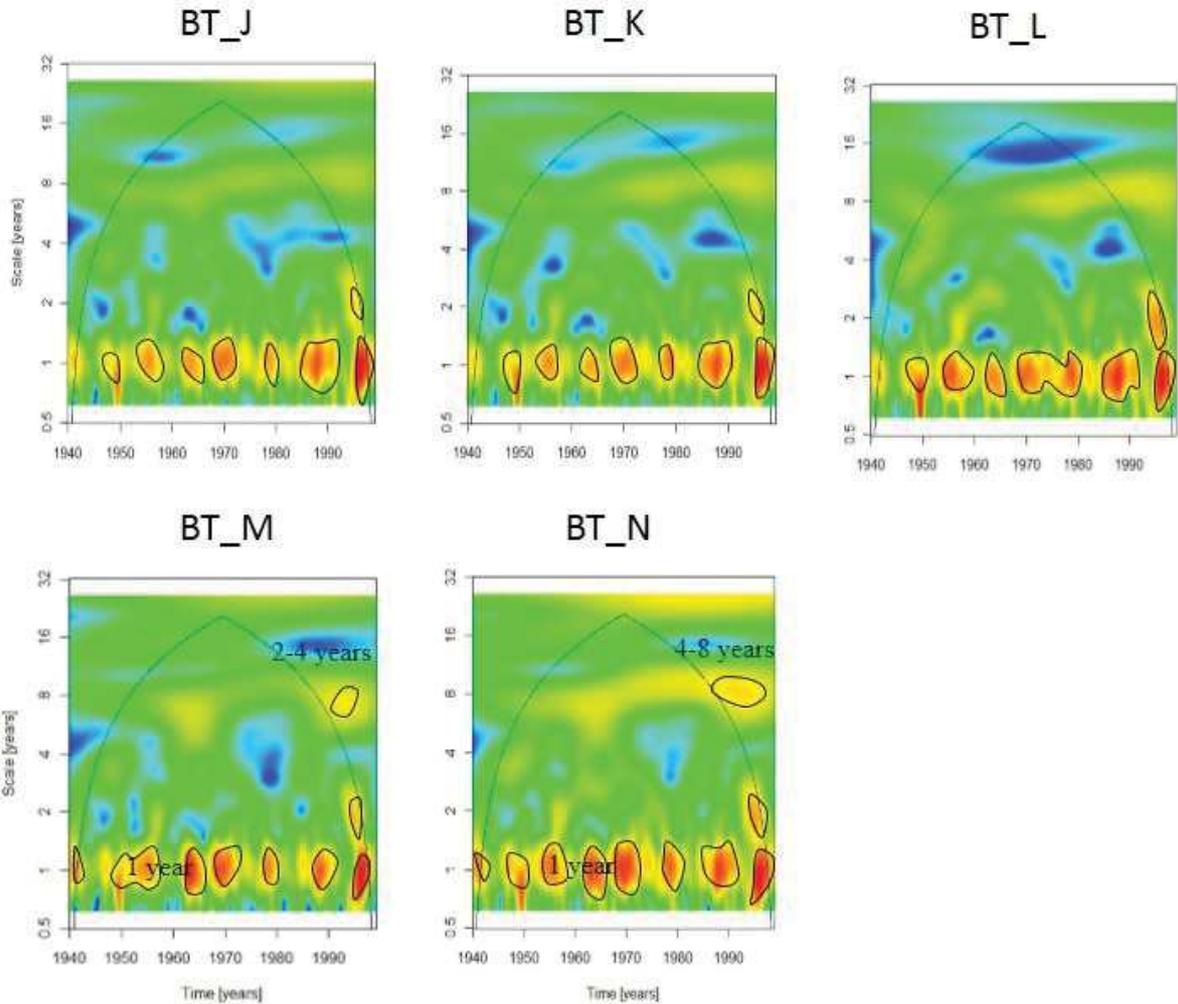


Figure 2b : modes de variabilités dans le bassin versant du Tensift

## Annexe 4

Donnée	Nom	1 an	2-4 ans	4-8 ans	8-16 ans	16-22 ans
Pluies station	Ain Khbach	65%	67%	71%	73%	
	Azib Soltane	63%	64%	69%	67%	
	Bab Ounder	68%	73%	74%	77%	
	Midlet	66%	72%	76%	62%	
	Guercif	64%	56%	53%	65%	
	Regada	65%	67%	66%	78%	
	Berkane	67%	68%	66%	45%	
	N'kouris	67%	64%	66%	82%	
	Aghbalou	66%	67%	68%	66%	
	Sidi Rhal	66%	70%	76%	84%	
	Tahnaout	66%	65%	69%	65%	
Chichaoua	66%	65%	62%	69%		
Pluies SIEREM	BM_A	67%	70%	69%	64%	36%
	BM_K	66%	73%	70%	68%	49%
	BM_X	64%	66%	72%	63%	68%
	BM_P	66%	67%	68%	71%	90%
	BM_Y	64%	65%	71%	62%	69%
	BS_A	69%	74%	67%	72%	81%
	BS_R	57%	72%	70%	65%	62%
	BS_D	68%	72%	70%	74%	49%
	BS_V	65%	71%	71%	64%	71%
	BT_B	65%	72%	68%	78%	62%
BT_P	66%	69%	68%	74%	62%	
Débits	Ain timdrine	65%	62%	75%	67%	
	Azin soltane	64%	56%	62%	56%	
	Mjara	66%	77%	82%	68%	
	Ansegmir	67%	70%	80%	60%	
	Melg el ouidane	62%	66%	64%	63%	

## ANNEXES

	Taourirt	63%	62%	55%	53%	
	Safsaf	61%	69%	73%	62%	
	N'fis	70%	67%	73%	91%	
	Ourika	62%	63%	64%	79%	
	Rdat	65%	59%	67%	84%	
	Rheraya	69%	63%	79%	84%	
	Chichaoua	59%	71%	76%	94%	

**Figure 4** : La contribution du NAO sur les pluies et les débits

## Annexe 5

Donnée	Nom	1 an	2-4 ans	4-8 ans	8-16 ans	16-22 ans
Pluies station	Ain Khbach	64%	72%	80%	56%	
	Azib Soltane	57%	66%	58%	74%	
	Bab Ounder	60%	65%	61%	59%	
	Midlet	63%	64%	73%	47%	
	Guercif	60%	78%	72%	52%	
	Regada	62%	58%	70%	68%	
	Berkane	64%	71%	67%	47%	
	N'kouris	62%	62%	62%	74%	
	Aghbalou	61%	66%	58%	78%	
	Sidi Rhal	63%	69%	62%	67%	
	Tahnaout	63%	61%	61%	83%	
	Chichaoua	64%	64%	67%	63%	
Pluies SIEREM	BM_A	58%	65%	58%	64%	70%
	BM_K	58%	69%	66%	59%	73%
	BM_X	57%	68%	74%	58%	61%
	BM_P	59%	68%	69%	73%	58%
	BM_Y	58%	65%	77%	58%	56%
	BS_A	58%	67%	67%	59%	53%
	BS_R	58%	66%	63%	57%	50%
	BS_D	58%	66%	60%	55%	78%
	BS_V	57%	69%	74%	60%	63%
	BT_B	57%	66%	69%	67%	59%
	BT_P	59%	60%	69%	58%	45%
Débits	Ain timdrine	58%	73%	70%	59%	
	Azin soltane	68%	67%	64%	67%	
	Mjara	60%	78%	64%	56%	
	Ansegmir	63%	67%	69%	65%	
	Melg el ouidane	61%	73%	71%	79%	
	Taurirt	69%	69%	74%	73%	
	Safsaf	58%	70%	75%	66%	

ANNEXES

	N'fis	65%	69%	70%	69%	
	Ourika	58%	63%	55%	66%	
	Rdat	61%	69%	62%	50%	
	Rheraya	61%	69%	62%	50%	
	Chichaoua	61%	73%	69%	58%	

**Figure 5** : La contribution du SOI sur les pluies et les débits

## Annexe 6

Donnée	Nom	1 an	2-4 ans	4-8 ans	8-16 ans	16-22 ans
Pluies station	Ain Khbach	68%	66%	87%	67%	
	Azib Soltane	57%	66%	58%	74%	
	Bab Ounder	69%	68%	64%	65%	
	Midlet	61%	68%	69%	76%	
	Guercif	70%	73%	74%	58%	
	Regada	70%	57%	57%	61%	
	Berkane	69%	57%	57%	61%	
	N'kouris	74%	70%	70%	79%	
	Aghbalou	70%	73%	81%	91%	
	Sidi Rhal	70%	69%	76%	72%	
	Tahnaout	71%	67%	75%	87%	
	Chichaoua	72%	65%	70%	70%	
Pluies SIEREM	BM_A	68%	64%	57%	61%	65%
	BM_K	69%	67%	64%	61%	54%
	BM_X	70%	69%	72%	62%	81%
	BM_P	71%	70%	73%	82%	49%
	BM_Y	69%	68%	76%	62%	80%
	BS_A	68%	68%	66%	55%	50%
	BS_R	69%	69%	63%	52%	63%
	BS_D	67%	68%	62%	61%	61%
	BS_V	69%	67%	71%	65%	72%
	BT_B	70%	72%	69%	58%	60%
	BT_P	69%	67%	70%	52%	67%
Débits	Ain timdrine	70%	73%	70%	63%	
	Azin soltane	69%	58%	70%	91%	
	Mjara	63%	71%	67%	60%	
	Ansegmir	69%	70%	87%	75%	
	Melg el ouidane	67%	60%	58%	68%	
	Taurirt	64%	60%	66%	76%	
	Safsaf	64%	68%	75%	66%	

## ANNEXES

	N'fis	70%	68%	73%	75%	
	Ourika	67%	69%	63%	61%	
	Rdat	67%	70%	64%	74%	
	Rheraya	72%	69%	69%	59%	
	Chichaoua	62%	64%	70%	68%	

**Figure 6** : La contribution du WMOI sur les pluies et les débits

ANNEXES

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

## Liste des figures

**Figure 1 :** Schéma général de la démarche adoptée au cours de cette étude, afin de déterminer les facteurs contrôlant variabilité hydrologique dans la zone d'étude.

**Figure 2 :** Situation géographique du bassin de la Moulouya

**Figure 3 :** Extrait de la carte géologique du bassin du Moulouya (d'après : service Géologique du Maroc, 1985, échelle 1/1 000 000)

**Figure 4 :** Répartition annuelle des pluies (a) et régime annuel moyen des pluies (b) du bassin de la Moulouya

**Figure 5:** Situation des principales nappes du bassin de Moulouya

**Figure 6 :** Situation géographique du bassin du Sebou

**Figure 7 :** Extrait de la carte géologique du bassin de Sebou (d'après : service Géologique du Maroc, 1985, échelle 1/1 000 000).

**Figure 8 :** Répartition annuelle des pluies (a) et régime annuel moyen des pluies (b) du bassin de Sebou

**Figure 9 :** Situation des principales nappes du bassin de Sebou

**Figure 10 :** Situation géographique du bassin du Tensift

**Figure 11 :** Extrait de la carte géologique du bassin du Tensift (d'après : service Géologique du Maroc, 1985, échelle 1/1 000 000).

**Figure 12 :** Répartition annuelle des pluies (a) et régime annuel moyen des pluies (b) du bassin de Tensift

**Figure 13 :** Situation des principales nappes du bassin du Tensift

**Figure 14 :** Localisation des stations de débit sélectionnées sur les bassins Moulouya, Sebou et Tensift

**Figure 15 :** Répartition annuelle des débits dans les bassins de la Moulouya (a) du bassin du Sebou (b) et du bassin de Tensift (c)

**Figure 16 :** Localisation des stations de pluie dans les bassins Moulouya, Sebou et Tensift (De X1X2\_X3) ; X1 : bassin, X2 : Nom du bassin, X3 : Nombre de Grille. Exp BM\_A)

**Figure 17 :** Fenêtres temps-fréquence utilisées dans (a) l'analyse temporelle (base standard), (b) l'analyse de Fourier, (c) l'analyse de Fourier à fenêtre glissante et (d) l'analyse par ondelette et leur série temporelle correspondante dans les espaces temporel et fréquentiel (d'après Lau et Weng, 1995).

**Figure 18 :** exemple d'analyse en ondelette du débit du sous bassin de N'fis (Tensift)

**Figure 19 :** Exemple d'analyse de la cohérence par ondelettes entre les débits du sous bassin du N'fis (Tensift) et la NAO

**Figure 20 :** (a) Évolution temporelle des précipitations de la zone semi-aride du Maroc (Benseddik et Benabdelli, 2000). (b) Pluviométrie annuelle moyenne au Maroc calculée sur la période 1971-2000 (Source : Direction de la Météorologie Nationale, Maroc)

**Figure 21 :** Disparité spatiale des apports en eau de surface (en millions de m<sup>3</sup>) (Bouaicha et Benabdelfadel, 2010).

**Figure 22 :** Évolution inter annuelle de la pluviométrie et des débits au niveau des sous bassins de la Moulouya

**Figure 23 :** Évolution inter annuelle de la pluviométrie et des débits au niveau des sous bassins du Sebou

**Figure 24 :** Évolution inter annuelle de la pluviométrie et des débits au niveau des sous bassins du Tensift

**Figure 25 :** Graphique représentant Coefficients d'écoulements en fonction du temps dans le bassin de la Moulouya

**Figure 26 :** Graphique représentant les coefficients d'écoulements en fonction du temps dans le bassin du Sebou

**Figure 27 :** Graphique représentant les coefficients d'écoulements en fonction du temps dans le bassin du Tensift

**Figure 28 :** Tendances linéaires sur les débits (rouge) et les pluies moyennes (bleu) du bassin de la Moulouya

**Figure 29 :** Tendances observées sur les débits (rouge) et les pluies moyennes (bleu) du bassin du Sebou

**Figure 30 :** Tendances observées sur les débits (rouge) et les pluies moyennes (bleu) du bassin du Tensift

**Figure 31 :** Spectres de l'analyse en ondelettes continues des précipitations de la Moulouya

**Figure 32 :** Spectres de l'analyse en ondelettes continues des précipitations du Sebou

**Figure 33 :** Spectres de l'analyse en ondelettes continues des précipitations du Tensift

**Figure 34 :** subdivisions du bassin versant du la Moulouya à partir des données SIEREM

*a : Maille représentant la variabilité des pluies SIEREM dans la zone 1*

*b : Mailles représentant la variabilité des pluies SIEREM dans la zone 2*

*c : Mailles représentant la variabilité des pluies SIEREM dans la zone 3*

**Figure 35 :** subdivisions du bassin versant du Sebou à partir des données SIEREM

*a : Mailles représentant la variabilité des pluies SIEREM dans la zone 1*

*b* : Maille représentant la variabilité des pluies SIEREM dans la zone 2

*c* : Maille représentant la variabilité des pluies SIEREM dans la zone 3

Figure 36 : subdivisions du bassin versant du Tensift à partir des données SIEREM

**Figure 37** : étude de la variabilité hydrologique dans le bassin de la Moulouya par la méthode des ondelettes continues

**Figure 38** : étude de la variabilité hydrologique dans bassin du Sebou par la méthode des ondelettes continues

**Figure 39** : étude de la variabilité hydrologique dans le bassin du Tensift par la méthode des ondelettes continues

**Figure 40** : Spectres locaux de l'analyse de la cohérence des débits/précipitations SIEREM par ondelettes sur les principaux bassins d'étude

**Figure 41** : Les principaux indices climatiques utilisés (NAO, SOI, WMOI)

**Figure 42** : Évolution à long terme des indices climatiques identifiés par LOESS

Les phases globalement positives ou négatives des indices climatiques sur la période 1836-2011.

**Figure 43** : Spectres locaux de l'analyse en ondelettes continues des principaux indices climatiques

(a) NAO (b) SOI (c) Wmoi. Les contours en pointillés figurent les fluctuations statistiquement significatives contre un bruit blanc ( $AR(1)=0$ ), à un niveau de confiance de 90% ; la ligne noire figure le cône d'influence.

**Figure 44** : Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et pluies stationnelles dans le bassin de la Moulouya

**Figure 45** : Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et pluies stationnelles dans le bassin du Sebou

**Figure 46** : Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et pluies stationnelles dans le bassin du Tensift

**Figure 47** : Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et pluies SIEREM dans le bassin de la Moulouya

**Figure 48** : Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et pluies SIEREM dans le bassin du Sebou

**Figure 49** : Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et pluies SIEREM dans le bassin du Tensift

**Figure 50** Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et débits dans le bassin de la Moulouya

**Figure 51 :** Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et débits dans le bassin du Sebou.

**Figure 52 :** Spectres de cohérence par ondelettes entre indices climatiques et débits dans le bassin du Tensift

**Figure 53 :** Synthèse des liens prédominants entre indices climatiques et les débits des bassins du Sebou et de la Moulouya

*(C : Influence des trois indices climatiques, NO : Pas d'influence, N : Influence du NAO, S : Influence du SOI, W : Influence du WMOI)*

**Figure 54 :** Synthèse des liens prédominants entre indices climatiques et les débits du Tensift

*(C : Influence des trois indices climatiques, NO : Pas d'influence, N : Influence du NAO, S : Influence du SOI, W : Influence du WMOI)*

### Liste des tableaux

**Tableau 1 :** Les principaux barrages du Moulouya (Source ABHM)

**Tableau 2 :** apport des principales nappes phréatiques au niveau du bassin du Moulouya

**Tableau 3 :** Barrages du bassin de Sebou

**Tableau 4 :** Bilan hydraulique des principales nappes du bassin du Sebou (ABHS)

**Tableau 6 :** Bilan hydraulique des principales nappes du bassin du Tensift (ABHT)

**Tableau 7 :** Caractéristiques de chaque station de débit

**Tableau 8 :** Résultats des tests de détection de rupture appliqués aux séries pluviométriques stationnelles annuelles

**Tableau 9:** Résultats des tests de détection de rupture appliqués aux séries de débits annuels

**Tableau 10 :** Comparaison des tendances observées sur les valeurs annuelles moyennes des précipitations (P), et maximales des débits (Q)

**Tableau 11 :** Quantification des relations entre débits et précipitations SIEREM à l'échelle du bassin versant (a) Moulouya, (b) Sebou et (c) Tensift

**Tableau 12 :** Données sources des indices climatiques utilisés (format, périodes recouvertes, sources et liens)

**Tableau 13 :** Synthèse globale des fluctuations identifiées par analyses en ondelettes continues dans les principaux indices climatiques

## Liste des principaux acronymes

ABHT	Agence du Bassin Hydraulique du Tensift
ABHM	Agence du Bassin Hydraulique du Tensift
ABHS	Agence du Bassin Hydraulique du Tensift
DMN	Direction de la Météorologie Nationale
DGH	Direction Générale de l'Hydraulique
GRDC	The Global Runoff Data Centre
SIEREM	Système d'information environnementale pour les ressources en eau et leur modélisation
GIEC	Groupe Intergouvernemental des experts sur l'Evolution du Climat
NAO	North Atlantic Oscillation
SOI	Southern Oscillation Index
WMOI	Western Mediterranean Oscillation Index
AO	Oscillation Arctique
ENSO	El Nino/Oscillation Australe
PDO	Pacific Decadal Oscillation
NAM	Northern Annular Mode
PNA	Pacific/ North American

