

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE**

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

**Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique**

جامعة أبي بكر بلقايد- تلمسان

Université Aboubakr Belkaïd- Tlemcen –

Faculté de TECHNOLOGIE



## **THESE**

Présentée pour l'obtention du **diplôme** de **DOCTORAT 3<sup>ème</sup> Cycle**

En : Hydraulique

Par : **TIMI Khadidja**

**Etude de la variabilité hydrologique et ses liens avec les  
fluctuations climatiques. Cas du bassin de la Tafna.**

Soutenu publiquement, le 15 /04 /2026 , devant le jury composé de :

|                               |            |                      |                        |
|-------------------------------|------------|----------------------|------------------------|
| Mme. <b>BENSAOULA Fouzia</b>  | Professeur | Univ. Tlemcen        | Président              |
| Mme. <b>BABA-HAMED Kamila</b> | Professeur | Univ. Tlemcen        | Directrice de thèse    |
| M. <b>BOUANANI Abderrazak</b> | Professeur | Univ. Tlemcen        | Co- Directeur de thèse |
| Mme. <b>BELARBI Fadila</b>    | M.C.A.     | Univ. Tlemcen        | Examineur              |
| Mme. <b>GHERISSI Radia</b>    | M.C.A.     | Centre Univ. Maghnia | Examineur              |
| Mme. <b>ADJIM Hayet</b>       | M.C.B.     | Univ. Tlemcen        | Invitée                |

## Résumé

Cette recherche vise à caractériser la variabilité temporelle et spatiale des paramètres hydroclimatiques (précipitations, débits) au niveau du bassin versant de la Tafna en Algérie, et à identifier les liens entre cette variabilité hydrologique et les fluctuations climatiques globales. L'étude porte sur un bassin présentant des caractéristiques géomorphologiques et climatiques contrastées, soumis à un régime semi-aride à influence méditerranéenne. L'approche méthodologique repose sur le traitement statistique avancé des séries chronologiques, utilisant des méthodes d'analyses spectrales adaptées aux processus non stationnaires (analyse en ondelettes continues, analyse de cohérence par ondelettes) ainsi que l'indice standardisé (SI).

Les objectifs principaux consistent à comprendre la variabilité hydrologique à différentes échelles temporelles (annuelle, interannuelle et décennale), à quantifier les relations entre cette variabilité et les facteurs de forçage externes (indices climatiques NAO, SOI, WeMOi) et internes (morphologie, lithologie, occupation des sols), et à déterminer la contribution respective de chaque facteur dans l'explication de la variabilité observée.

L'analyse par station (pluies et débits) a permis d'identifier plusieurs modes de variabilité s'exprimant à différentes échelles temporelles, allant du cycle annuel (1 an) aux échelles interannuelles (2 ans, 2-4 ans, 4-8 ans) et décennales (8-16 ans). Des discontinuités majeures ont été identifiées au cours des périodes 1980 et 2008, permettant une décomposition de la variabilité spatiale des signaux mis en évidence.

Les résultats révèlent une forte cohérence entre les indices climatiques (NAO, WeMOi) et les précipitations au niveau des sous-bassins étudiés, atteignant 70% à 73%. Pour les débits, la cohérence avec les indices NAO et WeMOi varie de 65% à 74% selon les sous-bassins. L'analyse par indice standardisé met en évidence l'importance prépondérante de l'occupation des sols sur le fonctionnement hydrologique, la lithologie jouant également un rôle significatif dans le contexte semi-aride étudié. Ces résultats soulignent la complexité des interactions entre les forçages climatiques globaux et les caractéristiques physiographiques locales dans la dynamique hydrologique du bassin de la Tafna.

**Mots-clés :** Tafna, Algérie, variabilité hydrologique, fluctuations climatiques, indices climatiques, analyse en ondelettes continues, cohérence par ondelettes, indice standardisé.

**Abstract:**

This research aims to characterize the temporal and spatial variability of hydroclimatic parameters (precipitation, discharge) in the Tafna watershed in Algeria, and to identify the relationships between this hydrological variability and global climate fluctuations. The study focuses on a basin with contrasting geomorphological and climatic characteristics, subject to a semi-arid regime with Mediterranean influence. The methodological approach is based on advanced statistical processing of time series, using spectral analysis methods adapted to non-stationary processes (continuous wavelet analysis, wavelet coherence analysis) as well as the standardized index (SI).

The main objectives are to understand hydrological variability at different temporal scales (annual, interannual and decadal), to quantify the relationships between this variability and external forcing factors (climate indices NAO, SOI, WeMOi) and internal factors (morphology, lithology, land use), and to determine the respective contribution of each factor in explaining the observed variability.

Station-based analysis (precipitation and discharge) identified several modes of variability expressed at different temporal scales, ranging from the annual cycle (1 year) to interannual (2 years, 2-4 years, 4-8 years) and decadal scales (8-16 years). Major discontinuities were identified during the periods 1980, and 2008, allowing for a decomposition of the spatial variability of the identified signals.

The results reveal strong coherence between climate indices (NAO, WeMOi) and precipitation in the studied sub-basins, reaching 70% to 73%. For discharge, the coherence with NAO and WeMOi indices varies from 65% to 74% depending on the sub-basins. Analysis using the standardized index highlights the predominant importance of land use on hydrological functioning, with lithology also playing a significant role in the studied semi-arid context. These results underscore the complexity of interactions between global climate forcing and local physiographic characteristics in the hydrological dynamics of the Tafna basin.

**Keywords:** Tafna, Algeria, hydrological variability, climate fluctuations, climate indices, continuous wavelet analysis, wavelet coherence, standardized index.

## الملخص:

يهدف هذا البحث إلى توصيف التباين الزمني والمكاني للمعاملات المناخية المائية (الأمطار، التصريف) على مستوى حوض وادي تافنة في الجزائر، وتحديد العلاقات بين هذا التباين الهيدرولوجي والتقلبات المناخية العالمية. تركز الدراسة على حوض يتميز بخصائص جيومورفولوجية ومناخية متباينة، خاضع لنظام شبه جاف بتأثير متوسطي. يعتمد النهج المنهجي على المعالجة الإحصائية المتقدمة للسلاسل الزمنية، باستخدام طرق التحليل الطيفي المكيفة للعمليات غير المستقرة (تحليل الموجات المستمرة، تحليل التماسك بالموجات) بالإضافة إلى المؤشر المعياري (SI).

تتمثل الأهداف الرئيسية في فهم التباين الهيدرولوجي على مقاييس زمنية مختلفة (سنوية، بين سنوية وعقدية)، وتحديد العلاقات بين هذا التباين وعوامل الإجهاد الخارجية (المؤشرات المناخية NAO، WeMOi، SOI) والداخلية (المورفولوجيا، الليثولوجيا، استخدام الأراضي)، وتحديد المساهمة النسبية لكل عامل في تفسير التباين الملاحظ.

كشفت التحليل على مستوى المحطات (الأمطار والتصريف) عن عدة أنماط من التباين تُعبر عنها على مقاييس زمنية مختلفة، تتراوح من الدورة السنوية (سنة واحدة) إلى المقاييس البين سنوية (سنتان، 2-4 سنوات، 4-8 سنوات) والعقدية (8-16 سنة). تم تحديد انقطاعات كبرى خلال الفترات 1980-2008، مما يسمح بتفكيك التباين المكاني للإشارات المحددة.

تكشف النتائج عن تماسك قوي بين المؤشرات المناخية (NAO، WeMOi) والأمطار في الأحواض الفرعية المدروسة، يصل إلى 70% إلى 73%. بالنسبة للتصريف، يتراوح التماسك مع مؤشرات NAO و WeMOi من 65% إلى 74% حسب الأحواض الفرعية. يُبرز التحليل باستخدام المؤشر المعياري الأهمية الغالبة لاستخدام الأراضي على الأداء الهيدرولوجي، حيث تلعب الليثولوجيا أيضاً دوراً مهماً في السياق شبه الجاف المدروس. تُسلط هذه النتائج الضوء على تعقيد التفاعلات بين الإجهاد المناخي العالمي والخصائص الفيزيوجغرافية المحلية في الديناميكية الهيدرولوجية لحوض تافنة.

**الكلمات المفتاحية:** حوض تافنة، التباين الهيدرولوجي، التقلبات المناخية، المؤشرات المناخية، تحليل الموجات المستمرة، التماسك بالموجات، المؤشر المعياري، الجزائر

## *Dédicaces*

*À ma chère maman, Yamina*

*J'ai toujours été, comme tu me le dis souvent, ta source de bonheur et ton espoir. Tout ce que je suis aujourd'hui, je le dois à Dieu Tout-Puissant, puis à ta présence bienveillante, à ton amour inconditionnel et à tes innombrables sacrifices. J'ai une chance immense d'avoir une mère comme toi. Je prie Dieu de m'accorder la possibilité de te rendre, ne serait-ce qu'une petite partie de tout ce que tu as fait pour moi.*

*À ma grand-mère, Fatna*

*Tes prières m'entourent, me protègent et m'accompagnent en tout lieu et en tout temps. Ta présence dans ma vie est une bénédiction précieuse. Je demande à Dieu de t'accorder une longue vie et la joie de me voir atteindre la place où tu as toujours souhaité me voir.*

*À mes tantes Malika, Habiba et Samira, ainsi qu'à leurs enfants,*

*À mes oncles et à leurs enfants,*

*À mes tantes Fatiha, Houria et Fatima*

*Votre soutien, votre affection et votre présence ont été essentiels dans ma vie, bien au-delà de mes études. Merci pour chaque geste, chaque mot et chaque encouragement.*

*À mes amies Nour El Houda, Nassima, Fadila, Amina, leila et Sara*

*Merci pour votre amitié sincère, votre soutien et la lumière que vous avez apportée à mon parcours.*

## **Remerciements**

*Au terme de cette recherche, il m'est particulièrement agréable d'exprimer ma profonde gratitude à toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à l'élaboration de ce travail.*

*Je remercie tout d'abord notre Bon Dieu, le Tout-Puissant, de m'avoir guidée, aidée et accordé la foi ainsi que le courage nécessaire pour mener à bien cette thèse.*

*J'exprime mes sincères et profonds remerciements à mon encadreuse, Madame **BABA-HAMED Kamila**, pour sa grande contribution à ma formation. Je lui suis profondément reconnaissante pour son soutien inconditionnel — moral, scientifique et administratif — et pour la bienveillance avec laquelle elle m'a accompagnée tout au long de ce parcours. Ses conseils éclairés, sa disponibilité, sa rigueur et sa confiance ont constitué pour moi une source d'inspiration et de motivation permanente. Je la remercie également de m'avoir proposé ce sujet d'actualité, qui a enrichi mes connaissances et nourri ma passion pour la recherche.*

*J'adresse également mes vives gratitudee à Monsieur **BOUANANI Abderrazak**, qui a accepté de co-diriger ce travail et m'a efficacement guidée. Ses orientations et ses conseils judicieux m'ont été d'une aide précieuse, et je lui témoigne toute ma reconnaissance.*

*Je tiens aussi à remercier Madame **BENSAOULA Fouzia**, pour l'honneur qu'elle m'a fait en acceptant de présider le jury. Je lui en suis profondément reconnaissante.*

*Mes remerciements s'adressent également aux membres du jury ayant accepté d'examiner ce manuscrit :*

*– Madame **BELARBI Fadila** de l'Université de Tlemcen, membre du jury,  
– Madame **GHERISSI Radia** de l'Université de Maghnia, membre du jury,  
et à Madame **ADJIM Hayet** de l'Université de Tlemcen, invitée au jury,  
pour avoir répondu favorablement à mon invitation.*

*Je souhaite aussi remercier l'ensemble du personnel du **département d'Hydraulique** pour leur soutien constant envers les doctorants-chercheurs. Ma gratitude va également au **département des Sciences de la Terre**, où j'ai assuré des vacations, notamment à Monsieur **BENSEFIA kamar eddine**, chef de département, ainsi qu'aux enseignantes avec lesquelles j'ai eu le plaisir de travailler : Madame **BOUANANI Rahima** et Madame **YEBDRI Lamia**.*

*Je n'oublie pas d'adresser mes remerciements au Directeur du laboratoire « Promotion des Ressources Hydriques, Minières et Pédologiques, Législation de l'Environnement et Choix Technologique » de l'Université de Tlemcen, qui m'a permis d'y réaliser les travaux de recherche présentés dans cet ouvrage.*

*Enfin, j'exprime toute ma reconnaissance à mes collègues pour leur amitié, leur disponibilité et le soutien moral qu'ils m'ont apportés tout au long de l'élaboration de cette thèse.*

## Table des matières

|  |    |
|--|----|
| <b>Résumé</b> .....  | i  |
| <i>Dédicaces</i> .....   | iv |
| <i>Remerciements</i> .....   | v  |
| <b>Table des matières</b> .....  | vi |
| <b>Liste des abréviations</b> .....  | x  |
| <b>Listes des Figures</b> .....  | xi |
| <b>Liste des tableaux</b> .....  | xv |
| <b>INTRODUCTION GÉNÉRALE</b> .....   | 17 |
| <b>Chapitre I: Etat de l'art</b> .....   | 6  |
| Introduction .....   | 6  |
| I.1 Variabilité climatique : concepts et définitions .....                           | 6  |
| I.1.1 Distinction entre variabilité climatique et changement climatique .....        | 6  |
| I.1.2 Échelles temporelles de la variabilité.....                                    | 9  |
| I.1.2.1 Variabilité interannuelle .....  | 9  |
| I.1.2.2 Variabilité décennale .....  | 10 |
| I.1.2.3 Variabilité multidécennale.....  | 10 |
| I.2 Principaux indices de circulation atmosphérique .....                            | 11 |
| I.2.1 L'Oscillation Nord-Atlantique (NAO).....                                       | 11 |
| I.2.2 L'Oscillation Australe (SOI/ENSO) .....  | 12 |
| I.2.3 Le Western Mediterranean Oscillation (WeMOi) .....                             | 14 |
| I.3 Impacts de la variabilité climatique sur les précipitations.....                 | 15 |
| I.3.1 Études antérieures par région .....  | 15 |
| I.3.2 Variabilité spatio-temporelle des précipitations .....                         | 17 |
| I.4 Impacts sur les ressources en eau et les débits .....                            | 18 |
| I.4.1 Études de cas régionales.....  | 18 |
| I.4.2 Impacts sur la gestion de l'eau .....  | 19 |
| I.5 Méthodes d'analyse de la variabilité.....  | 19 |
| I.5.1 Analyse en ondelettes continues.....   | 19 |
| I.5.2 Cohérence en ondelettes .....  | 20 |
| I.5.3 Autres méthodes complémentaires .....  | 21 |
| I.6 Synthèse et positionnement de la recherche .....                                 | 22 |
| I.6.1 Positionnement et contributions majeures de la présente étude .....            | 22 |
| I.6.1.1 Détection des ruptures par le test statiques ondelettes .....                | 23 |
| I.6.1.2 Détermination des périodes sèches et humides par SPI et SDI .....            | 24 |
| I.6.1.3 Détermination des modes de variabilité des précipitations et des débits..... | 24 |
| I.6.1.4 Analyse multi-indices (NAO, WeMOi, SOI/ENSO).....                            | 24 |

|   |           |
|---|-----------|
| Conclusion.....   | 25        |
| <b>Chapitre II: Présentation de la zone d'étude .....</b>   | <b>26</b> |
| Introduction .....  | 27        |
| II.1    Présentation générale du bassin versant de la Tafna .....                                       | 27        |
| II.2    Réseau hydrographique .....   | 28        |
| Situation géographique des sous bassins étudiés au niveau de la Tafna (fig.II.7).....                   | 31        |
| II.2.1    Sous bassin versant d'oued Khemis .....   | 31        |
| II.2.2    Sous bassin versant d'oued Sebdou.....  | 31        |
| II.2.3    Sous bassin versant d'oued Boumessaoud .....  | 31        |
| II.2.4    Sous bassin d'oued Chouly .....   | 31        |
| II.3    Etude des caractéristiques morpho-métriques des sous bassins étudiés.....                       | 32        |
| II.3.1    Caractéristiques de forme .....   | 32        |
| II.3.1.1    Indice de compacité de Gravius (kc).....  | 32        |
| II.3.1.2    Rectangle équivalent .....  | 33        |
| II.3.2    Etude du relief .....   | 33        |
| II.3.2.1    Distribution altimétrique et courbe hypsométrique .....                                     | 34        |
| II.3.2.2    Altitudes caractéristiques.....   | 37        |
| II.3.2.3    Indices de pente .....  | 38        |
| II.3.3    Etude du réseau Hydrographique .....  | 43        |
| II.3.3.1    Hiérarchisation du réseau .....   | 43        |
| II.3.3.2    Profils en long et les longueurs des cours d'eau principaux des sous bassins versants<br>44 |           |
| II.3.3.3    Pente moyenne du cours d'eau principal (Pm).....  | 47        |
| II.3.3.4    Paramètres du réseau hydrographique .....   | 47        |
| II.3.4    Occupation du sol .....   | 52        |
| II.3.5    Aperçu géologique .....   | 55        |
| II.3.6    Aquifères potentiels.....   | 56        |
| Conclusion.....   | 57        |
| <b>Chapitre III: Données hydro-climatiques .....</b>  | <b>59</b> |
| III.1    Données utilisées .....  | 64        |
| III.1.1    Données climatiques et hydrologiques .....   | 64        |
| III.1.2    Données des indices climatiques .....  | 64        |
| III.1.2.1    Indice de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO).....   | 64        |
| III.1.2.2    Indice de l'Oscillation Australe (SOI).....  | 66        |
| III.1.2.3    Indice d'Oscillation de la Méditerranée Occidentale (WeMOi).....                           | 67        |
| III.1.3    Évolution comparée des indices climatiques.....  | 68        |
| III.2    Analyse statistique descriptive des séries de données hydro-pluviométriques .....              | 68        |
| III.2.1    Collecte et Prétraitement des données pluviométriques et hydrométriques .....                | 69        |

|   |   |           |
|---|---|-----------|
| III.2.1.1   | Données pluviométriques .....   | 69        |
| III.2.1.2   | Préparation et Analyse des précipitations dans les sous-bassins versants .....              | 71        |
| III.2.1.2.1   | Analyse statistique des précipitations des sous bassins étudiés .....                       | 73        |
| III.2.1.2.2   | Estimation des précipitations pour une période de retour définie .....                      | 77        |
| III.2.1.3   | Données hydrométriques .....  | 78        |
| III.2.1.3.1   | Analyse statistique des débits.....   | 80        |
| Conclusion.....   |   | 85        |
| <b>Chapitre IV: Etude de la variabilité Hydrologique.....</b> |   | <b>87</b> |
| Introduction .....  |   | 87        |
| IV.1  | Méthodologie d'analyse de la variabilité hydrologique .....                                 | 87        |
| IV.1.1  | L'indice standardisé (SI) .....   | 88        |
| IV.1.2  | Indice de pluviosité (IP) .....   | 88        |
| IV.1.3  | Indice de Déficit Pluviométrique en Pourcentage(IDPP).....                                  | 89        |
| IV.1.4  | Coefficient d'hydraulicité (CH) .....   | 89        |
| IV.1.5  | Coefficient d'Écoulement Ce.....  | 90        |
| IV.1.6  | Estimation des Périodes de Retour des Pluies et des Débits .....                            | 90        |
| IV.1.7  | Test de détection des ruptures .....  | 90        |
| IV.1.7.1  | Test de PETTITT (Pettitt, 1979) .....   | 91        |
| IV.1.7.2  | Test de LEE et HEGHINIAN.....   | 92        |
| IV.1.7.3  | Test d'Hubert.....  | 92        |
| IV.1.7.4  | Test de Buishand et l'ellipse de Bois .....   | 93        |
| IV.1.8  | Test de tendance MANN-KANDALL .....   | 93        |
| IV.1.9  | Méthode d'analyse spectrale .....   | 94        |
| IV.1.9.1  | Transformée Continue en Ondelette.....  | 95        |
| IV.1.9.2  | Cohérence par ondelettes.....   | 95        |
| IV.2  | Résultats d'analyse de la variabilité hydrologique.....                                     | 96        |
| IV.2.1  | L'indice de Précipitation Standardisé (SPI) .....   | 96        |
| IV.2.1.1  | Analyse temporelle.....   | 96        |
| IV.2.1.2  | Analyse spatiale.....   | 97        |
| IV.2.1.3  | Interprétation climatique .....   | 97        |
| IV.2.2  | Indice de Pluviosité (Ip) .....   | 99        |
| IV.2.3  | Test de détection des ruptures des séries des précipitations et l'indice IDPP .....         | 101       |
| IV.2.4  | Analyse de la tendance pluviométrique dans le bassin de la Tafna (1970/71 - 2018/19)<br>103 |           |
| IV.2.5  | Indice de débit standardisé (IDS) .....   | 104       |
| IV.2.6  | Coefficient d'hydraulicité (CH) .....   | 106       |
| IV.2.7  | Coefficient d'écoulement (Ce) .....   | 108       |
| IV.2.8  | Test de détection des ruptures des séries des débits annuels.....                           | 110       |

|   |  |            |
|---|--|------------|
| IV.2.9  | Analyse de la tendance des débits dans le bassin de la Tafna (1970/71 - 2018/19)....   | 111        |
| IV.2.10   | Analyse approfondie des spectres en ondelettes des précipitations et des débits.....   | 112        |
| IV.2.10.1   | Variabilité des précipitations.....  | 112        |
| IV.2.10.2   | Variabilité des débits.....  | 114        |
| IV.2.10.3   | Interprétation croisée et implications hydrologiques.....  | 116        |
| Conclusion.....   |  | 116        |
| <b>Chapitre V: Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits .....</b> |  | <b>118</b> |
| Introduction .....  |  | 119        |
| V.1   | Analyse des corrélations linéaires saisonnières entre les précipitations, les débits et les indices climatiques .....        | 119        |
| V.1.1   | Corrélations entre l'indice NAO et les précipitations saisonnières .....   | 119        |
| V.1.2   | Corrélations entre l'indice SOI et les précipitations saisonnières.....  | 121        |
| V.1.3   | Corrélations entre l'indice WeMOI et les précipitations saisonnières .....   | 122        |
| V.1.4   | Corrélations entre l'indice NAO et les débits saisonniers.....   | 124        |
| V.1.5   | Corrélations entre l'indice SOI et les débits saisonniers.....   | 125        |
| V.1.6   | Corrélations entre l'indice WeMOI et les débits saisonniers.....   | 127        |
| V.2   | Analyse de cohérence des indices climatiques et des précipitations mensuelles à l'aide de la transformée en ondelettes ..... | 128        |
| V.2.1   | Cohérence entre l'indice NAO et les précipitations.....  | 128        |
| V.2.2   | Cohérence entre l'indice SOI et les précipitations .....   | 130        |
| V.2.3   | Cohérence entre l'indice WeMOI et les précipitations .....   | 132        |
| V.2.4   | Cohérence entre l'indice NAO les débits.....   | 134        |
| V.2.5   | Cohérence entre l'indice SOI et les débits .....   | 136        |
| V.2.6   | Cohérence entre l'indice WeMOI et les débits .....   | 138        |
| Conclusion.....   |  | 140        |
| CONCLUSION GÉNÉRALE .....   |  | 142        |
| REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....   |  | 145        |

## Liste des abréviations

**AMO** L'Oscillation Multi-décennale Atlantique  
**ANRH** Agence Nationale des Ressources Hydriques  
**AO** Oscillation Arctique  
**Ce** Coefficient d'écoulement  
**C<sub>H</sub>** Coefficient d'hydraulicité  
**CMIP** Projet d'Inter comparaison de Modèles Couplés  
**CPC** Centre de Prévision Climatique  
**C<sub>v</sub>** coefficient de variation  
**CWT** La transformée continue en ondelettes  
**ENSO** Niño Southern Oscillation  
**GIEC** Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat  
**IDPP** Indice de déficit pluviométrique  
**IDS** Indice de débit Standardisé  
**INRS-ETE** Institut National de la Recherche Scientifique - Eau Terre Environnement  
**IP** Indice pluviométrique  
**IPCC** Panel Intergouvernemental sur le Changement Climat ique  
**IRD** Institut de Recherche pour le Développement "France"  
**Kc** Coefficient de compacité  
**MO** Mediterranean Oscillation  
**NAO** Oscillation Nord Atlantique  
**NDVI** Indice de Végétation par Différence Normalisée  
**NOAA** Administration Nationale Océanique et Atmosphérique  
**O.R.G.M** Office National de la Recherches Géologiques et Minières  
**P** périmètre  
**R** coefficients de corrélation de Pearson  
**S** Surface du bassin versant  
**S.I.G** Système Informatique Géographique  
**SOI** Oscillation Australe  
**SPI** Indice de Précipitation Standardisé  
**SST** Température de surface de la mer  
**WeMOi** Indice d'oscillation de la Méditerranée occidentale  
**WTC** Cohérence des ondelettes

# Listes des Figures

## Chapitre I : Etat d'art

- Figure I. 1.** Changements des facteurs climatiques déterminants par rapport à la période 1995–2014 pour un réchauffement de 1,5 °C (colonne de gauche) et de 3 °C (colonne de droite). Réchauffement climatique : température moyenne estivale (juin à août) (°C, a, b), nombre de jours avec une température maximale supérieure à 40 °C (jours, c, d), précipitations totales durant la saison froide (Octobre à Mars) (% , e, f) et précipitation maximale sur une journée (mm, g, h). Les valeurs sont basées sur les projections climatiques globales CMIP6 et le scénario SSP5-8.5. L'élévation du niveau de la mer concerne le long terme (2081–2100) et repose sur le scénario SSP1-2.6 pour (i) et SSP3-7.0 pour (j). ..... 8
- Figure I. 2.** Direction des changements observés et projetés (pour des niveaux de réchauffement global de 1,5 °C et 3 °C) des facteurs climatiques déterminants, ainsi que les niveaux de confiance, pour les sous-régions terrestres méditerranéennes..... 9
- Figure I. 3.** Schéma illustrant l'approche scientifique adoptée dans cette étude, visant à caractériser la variabilité hydrologique et à analyser les facteurs de contrôle climatiques et géomorphologiques ..... 23

## Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

- Figure II. 1.** Situation géographique du bassin versant de la Tafna..... 27
- Figure II. 2.** Modèle numérique de terrain du bassin versant de la Tafna ..... 28
- Figure II. 3.** Réseau hydrographique du bassin versant de la Tafna ..... 29
- Figure II. 4.** Répartition des stations hydrométriques au niveau de la Tafna ..... 30
- Figure II. 5.** Répartition des stations pluviométriques au niveau de la Tafna ..... 30
- Figure II. 6.** Les barrages du bassin versant de la Tafna..... 30
- Figure II. 7.** Situation géographique des sous bassins étudiés..... 32
- Figure II. 8.** Fréquences altimétriques et courbe hypsométrique du B.V d'oued Khemis ..... **Erreur ! Signet non défini.**
- Figure II. 9.** Fréquences altimétriques et courbe hypsométrique du B.V.d'oued Sebdou ..... 36
- Figure II. 10.** Fréquences altimétriques et courbe hypsométrique du BV d'oued Boumessaoud ..... 36
- Figure II. 11.** Fréquences altimétriques et courbe hypsométrique Chouly ..... 37
- Figure II. 12.** Carte altimétrique du sous bassin d'oued Khemis..... 37
- Figure II. 13.** Carte altimétrique du sous bassin d'oued Sebdou ..... 37
- Figure II. 14.** Carte altimétrique du sous bassin d'oued Boumessaoud..... 37
- Figure II. 15.** Carte altimétrique du sous bassin d'oued Chouly ..... 37
- Figure II. 16.** Carte des pentes du sous bassin de Khemis..... 41
- Figure II. 17.** Carte des pentes du sous bassin de Sebdou ..... 41
- Figure II. 18.** Carte des pentes du sous bassin de Boumassoud..... 41
- Figure II. 19.** Carte des pentes du sous bassin de Chouly..... 41
- Figure II. 20.** Classes de pentes des sous bassins étudiés ..... 42
- Figure II. 21.** Réseau hydrographique du sous bassin de Khemis ..... 43

|   |    |
|---|----|
| <b>Figure II. 22.</b> Réseau hydrographique du sous bassin de Sebdou.....                             | 43 |
| <b>Figure II. 23.</b> Réseau hydrographique du sous bassin de Boumessaoud .....                       | 43 |
| <b>Figure II. 24.</b> Réseau hydrographique du sous bassin de Chouly .....                            | 43 |
| <b>Figure II. 25.</b> Profil en long et cours d'eau principal du sous bassin de Khemis .....          | 45 |
| <b>Figure II. 26.</b> Profil en long et cours d'eau principal du sous bassin de Sebdou.....           | 45 |
| <b>Figure II. 27.</b> Profil en long et cours d'eau principal du sous bassin de Boumessaoud .....     | 46 |
| <b>Figure II. 28.</b> Profil en long et cours d'eau principal du sous bassin de Chouly .....          | 46 |
| <b>Figure II. 29.</b> Droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre .....        | 48 |
| <b>Figure II. 30.</b> Droite représentative du rapport des longueurs en fonction de l'ordre .....     | 49 |
| <b>Figure II. 31.</b> Distribution du couvert végétal des sous bassins.....                           | 53 |
| <b>Figure II. 32.</b> Répartition spatiale des différentes occupations des sols du bassin de la Tafna | 54 |
| <b>Figure II. 33.</b> Répartition générale d'occupation des sols au niveau du bassin de la Tafna..... | 55 |
| <b>Figure II. 34.</b> Carte géologiques des sous bassins étudiées de la Tafna.....                    | 55 |
| <b>Figure II. 35.</b> Zones aquifères .....   | 57 |

### **Chapitre III : Données hydro-climatique**

|   |    |
|---|----|
| <b>Figure III. 1.</b> Valeurs mensuelles de l'indice NAO (1970/1971–2018/2019) .....  | 65 |
| <b>Figure III. 2.</b> Schéma illustrant l'influence du NAO sur les régimes de précipitations (source :<br>Mount Washington Observatory).....                          | 65 |
| <b>Figure III. 3.</b> Circulations atmosphérique et océanique associées à La Niña (a) et El Niño (b)<br>(Anderson, 2008).....   | 66 |
| <b>Figure III. 4.</b> Valeurs mensuelles du SOI (1970/1971–2018/2019) .....   | 66 |
| <b>Figure III. 5.</b> Valeurs mensuelles du WeMOi (1970/1971–2018/2019).....  | 67 |
| <b>Figure III. 6.</b> Phases négative et positive du WeMO .....   | 67 |
| <b>Figure III. 7.</b> Valeurs moyennes annuelles de (NAO, SOI et WeMOi) pour la période 1970/71-<br>2018/19 (mauve), régression polynomiale du 2ème degré (noir)..... | 68 |
| <b>Figure III. 8.</b> Comparaison entre les données de précipitation stationnaires et satellitaires... 70   |    |
| <b>Figure III. 9.</b> Répartition annuelle des pluies (à gauche) et régime annuel moyen des pluies (à<br>droite) du sous bassin de Khemis .....                       | 71 |
| <b>Figure III. 10.</b> Répartition annuelle des pluies (à gauche) et régime annuel moyen des des<br>pluies (à droite) du sous bassin de Sebdou.....                   | 71 |
| <b>Figure III. 11.</b> Répartition annuelle des pluies (à gauche) et régime annuel moyen des pluies<br>(à droite) du sous bassin de Boumessaoud .....                 | 72 |
| <b>Figure III. 12.</b> Répartition annuelle des pluies (à gauche) et régime annuel moyen des pluies<br>(à droite) du sous bassin de Chouly.....                       | 72 |
| <b>Figure III. 13.</b> Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution<br>normale de à la station de Khemis.....                           | 75 |
| <b>Figure III. 14.</b> Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution<br>normale de à la station de Sebdou .....                          | 75 |
| <b>Figure III. 15.</b> Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution<br>normale de à la station de Hennaya.....                          | 76 |
| <b>Figure III. 16.</b> Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution<br>normale de à la station de Chouly .....                          | 76 |

|  |    |
|--|----|
| <b>Figure III. 17.</b> Comparaison entre les données de débit stationnaires et satellitaires .....   | 79 |
| <b>Figure III. 18.</b> Répartition annuelle des débits dans les sous bassins de Khemis (Zahra) du bassin du Sebdou (Sebdou) du bassin du Boumassoud (Znata) et du bassin de Chouly (Chouly)..... | 80 |
| <b>Figure III. 19.</b> Ajustement graphique des débits annuels à la loi de distribution log-normale de au sous bassin khemis.....  | 82 |
| <b>Figure III. 20.</b> Ajustement graphique des débits annuels à la loi de distribution log-normale de au sous bassin Sebdou .....   | 83 |
| <b>Figure III. 21.</b> Ajustement graphique des débits annuels à la loi de distribution log-normale de au sous bassin Boumessaoud.....   | 83 |
| <b>Figure III. 22.</b> Ajustement graphique des débits annuels à la loi de distribution log-normale de au sous bassin Chouly .....   | 84 |

#### **Chapitre IV : Etude de variabilité Hydrologique**

|  |     |
|--|-----|
| <b>Figure IV. 1.</b> Indice de précipitation annuel standardisé (SPI) et répartition des années selon le degré d'humidité et de sécheresse SPI au cours de la période 1970/1971- 2018/2019 aux quatre stations pluviométriques ..... | 99  |
| <b>Figure IV. 2.</b> Évolution de l'indice de pluviosité (Ip) à l'échelle annuelle (1970/71 à 2018/219). .....   | 100 |
| <b>Figure IV. 3.</b> Indice de débit standardisé (SDI) et répartition des années selon le degré d'humidité et de sécheresse au cours de la période 1970/71- 2018/19 .....  | 106 |
| <b>Figure IV. 4.</b> Évolution du Coefficient d'hydraulicité (CH) à l'échelle annuelle (1970/71 à 2018/19).....  | 108 |
| <b>Figure IV. 5.</b> Variation des coefficients d'écoulement annuels (CE) des sous-bassins étudiés .....   | 109 |
| <b>Figure IV. 6.</b> Spectre de puissance des ondelettes des précipitations et puissance moyenne du spectre des ondelettes. La ligne de contour noire indique le seuil de signification de 5 %.....                                  | 113 |
| <b>Figure IV. 7.</b> Spectre de puissance des ondelettes des débits et puissance moyenne du spectre des ondelettes. La ligne de contour noire indique le seuil de signification de 5 % ....  | 115 |

#### **Chapitre V : Télé-connexions (NAO, SOI, WeMOI) et dynamiques hydro-climatiques de la Tafna**

|  |     |
|--|-----|
| <b>Figure V. 1.</b> Corrélations entre les précipitations saisonnières et l'indice d'oscillation atlantique nord aux stations de Khemis, Sebdou, Hennaya et Chouly (1970/71-2018/19) ..... | 120 |
| <b>Figure V. 2.</b> Corrélations entre les précipitations saisonnières et l'indice Oscillation Australe aux stations de Khemis, Sebdou, Hennaya et Chouly (1970/71-2018/19) .....          | 122 |
| <b>Figure V. 3.</b> Corrélations entre les précipitations saisonnières et l'indice d'oscillation méditerranéenne occidentale aux stations de Khemis, Sebdou, Hennaya et Chouly .           | 123 |
| <b>Figure V. 4.</b> Corrélations entre les débits saisonnières et l'indice d'oscillation atlantique nord aux stations de Khemis, Sebdou, Zenata et Chouly (1970/71-2018/19) .....          | 125 |
| <b>Figure V. 5.</b> Corrélations entre les débits saisonnières et l'indice Oscillation Australe aux stations de Khemis, Sebdou, Znata et Chouly (1970/71-2018/19).....                     | 126 |

|  |     |
|--|-----|
| <b>Figure V. 6.</b> Corrélations entre les débits saisonnières et Indice d'oscillation de la Méditerranée aux stations de Khemis, Sebdou, Znata et Chouly (1970/71-2018/19).....   | 128 |
| <b>Figure V. 7.</b> Cohérence des ondelettes entre les précipitations mensuelles et l'indice NAO pour chaque station de la zone étudiée (spectre de puissance des ondelettes des précipitations puissance moyenne du spectre des ondelettes) (1970/71 et 2018/19)..... | 129 |
| <b>Figure V. 8.</b> Cohérence des ondelettes entre les précipitations mensuelles et l'indice SOI pour chaque station de la zone étudiée (spectre de puissance des ondelettes des précipitations puissance moyenne du spectre des ondelettes) (1970/71 et 2018/19)..... | 131 |
| <b>Figure V. 9.</b> Cohérence des ondelettes entre les précipitations mensuelles et l'indice WeMOI pour chaque station de la zone étudiée (spectre de puissance des ondelettes des précipitations puissance moyenne du spectre des ondelettes) (1970/71 et 2018/19) .  | 133 |
| <b>Figure V. 10.</b> Cohérence des ondelettes entre les débits mensuelles et l'indice NAO pour chaque station de la zone étudiée (spectre de puissance des ondelettes des débits et la puissance moyenne du spectre des ondelettes) (1970/71 et 2018/19) .....         | 135 |
| <b>Figure V. 11.</b> Cohérence des ondelettes entre les débits mensuelles et l'indice SOI pour chaque station de la zone étudiée (spectre de puissance des ondelettes des débits et la puissance moyenne du spectre des ondelettes) (1970/71 et 2018/19) .....         | 137 |
| <b>Figure V. 12.</b> Cohérence des ondelettes entre les débits mensuelles et l'indice WeMoi pour chaque station de la zone étudiée (spectre de puissance des ondelettes des débits et la puissance moyenne du spectre des ondelettes) (1970/71 et 2018/19).....        | 139 |

## Liste des tableaux

### Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

|   |    |
|---|----|
| <b>Tableau II. 1.</b> Caractéristiques des barrages de la Tafna   | 31 |
| <b>Tableau II. 2.</b> Caractéristiques de forme des sous bassins étudiés de la Tafna .....                | 33 |
| <b>Tableau II. 3.</b> Distribution altimétrique du sous bassin de Khemis .....                            | 34 |
| <b>Tableau II. 4.</b> Distribution altimétrique du sous bassin de Sebdou .....                            | 34 |
| <b>Tableau II. 5.</b> Distribution altimétrique du sous-bassin de Boumassoud .....                        | 35 |
| <b>Tableau II. 6.</b> Distribution altimétrique du sous bassin de Chouly .....                            | 35 |
| <b>Tableau II. 7.</b> Classification des reliefs selon Ig par l'O.R.S.T.O.M .....                         | 39 |
| <b>Tableau II. 8.</b> Classification du relief selon Ds .....   | 40 |
| <b>Tableau II. 9.</b> Résultats des indices de pentes pour les sous bassins étudiés.....                  | 40 |
| <b>Tableau II. 10.</b> Principaux paramètres des sous-bassins étudiés du bassin de la Tafna .....         | 40 |
| <b>Tableau II. 11.</b> Classes de pente des sous-bassins étudiés.....                                     | 42 |
| <b>Tableau II. 12.</b> Classification des thalwegs suivant les ordres du sous bassin de Khemis .....      | 44 |
| <b>Tableau II. 13.</b> Classification des thalwegs suivant les ordres du sous-bassin de Sebdou .....      | 44 |
| <b>Tableau II. 14.</b> Classification des thalwegs suivant les ordres du sous bassin de Boumessaoud ..... | 44 |
| <b>Tableau II. 15.</b> Classification des thalwegs suivant les ordres du sous bassin de Chouly.....       | 44 |
| <b>Tableau II. 16.</b> Longueurs des cours d'eau principaux des sous-bassins étudiés .....                | 45 |
| <b>Tableau II. 17.</b> Pente moyenne du thalweg principal .....   | 47 |
| <b>Tableau II. 18.</b> Densité de drainage (Dd) des sous-bassins étudiés.....                             | 47 |
| <b>Tableau II. 19.</b> Rapport de confluence (Rc) des sous-bassins étudié .....                           | 48 |
| <b>Tableau II. 20.</b> Rapport des longueurs (Rl) des sous-bassins étudiés.....                           | 49 |
| <b>Tableau II. 21.</b> Coefficient d'allongement des sous bassins étudiés .....                           | 51 |
| <b>Tableau II. 22.</b> Caractéristiques hydrographiques des sous bassins étudiés.....                     | 51 |
| <b>Tableau II. 23.</b> Occupation des sols des sous bassins étudiés .....                                 | 52 |
| <b>Tableau II. 24.</b> Occupation des sols de la Tafna.....   | 54 |

### Chapitre III : Données hydro-climatiques

|  |    |
|--|----|
| <b>Tableau III. 1.</b> Description des stations pluviométriques de la zone d'étude .....                                   | 69 |
| <b>Tableau III. 2.</b> Paramètres statistiques des stations pluviométriques Khemis, Sebdou, Hennaya, chouly .....          | 73 |
| <b>Tableau III. 3.</b> Résultats de $\chi^2$ .....   | 77 |
| <b>Tableau III. 4.</b> Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée .....                               | 77 |
| <b>Tableau III. 5.</b> Description des stations hydrométriques de la zone d'étude .....                                    | 78 |
| <b>Tableau III. 6.</b> Paramètres statistiques des stations de Zahra, Sebdou, Hennaya, chouly .....                        | 81 |
| <b>Tableau III. 7.</b> Paramètres statistiques pour la loi log normale des stations de Zahra, Sebdou, Zenata, chouly. .... | 81 |
| <b>Tableau III. 8.</b> Résultats du $X^2$ .....  | 84 |
| <b>Tableau III. 9.</b> Calcul des débits pour une période de récurrence donnée.....  | 85 |

## Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique

|  |     |
|--|-----|
| <b>Tableau IV. 1.</b> Classification de la sècheresse en rapport avec la valeur de l'Indice Standardisé (SPI, SDI) .....   | 88  |
| <b>Tableau IV. 2.</b> Classes SPI pour l'ensemble des stations retenues .....  | 96  |
| <b>Tableau IV. 3.</b> Synthèse des régimes hydrologiques dans les sous bassins de la Tafna.....  | 98  |
| <b>Tableau IV. 4.</b> Analyse des ruptures Indice de Déficit Pluviométrique et Pourcentage (IDPP) dans les séries des précipitations annuelles des sous-bassins étudiés .....                  | 103 |
| <b>Tableau IV. 5.</b> Résultats du test de Mann-Kendall pour les précipitations annuelles dans le bassin de la Tafna .....   | 103 |
| <b>Tableau IV. 6.</b> Analyse des ruptures des séries des débits annuels des sous-bassins étudiés  | 111 |
| <b>Tableau IV. 7.</b> Résultats du test de Mann-Kendall pour les débits annuels dans le bassin de la Tafna.....  | 111 |
| <b>Tableau IV. 8.</b> Evolution temporelle des modes de variabilité des précipitations basée sur l'analyse en ondelettes continues sur les stations de Khemis, Sebdou, Hennaya et Chouly ..... | 114 |
| <b>Tableau IV. 9.</b> Evolution temporelle des modes de variabilité des précipitations basée sur l'analyse en ondelettes continues sur les stations de Zahra, Sebdou, Zenata et Chouly .....   | 115 |
| <b>Tableau IV. 10.</b> Synthèse des observations climatiques et leur implication hydrologique ...  | 116 |

## Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits

|   |     |
|---|-----|
| <b>Tableau V. 1.</b> Cohérence moyenne entre l'indice NAO et les précipitations pour différents modes de variabilité dans certaines stations .....  | 129 |
| <b>Tableau V. 2.</b> Cohérence moyenne entre l'indice SOI et les précipitations pour différents modes de variabilité dans certaines stations .....  | 131 |
| <b>Tableau V.3.</b> Cohérence moyenne entre l'indice WeMOI et les précipitations pour différents modes de variabilité dans certaines stations ..... | 133 |
| <b>Tableau V. 4.</b> Cohérence moyenne entre l'indice NAO et les débits pour différents modes de variabilité dans certaines stations .....          | 136 |
| <b>Tableau V. 5.</b> Cohérence moyenne entre l'indice SOI et les débits pour différents modes de variabilité dans certaines stations .....          | 138 |
| <b>Tableau V. 6.</b> Cohérence moyenne entre l'indice WeMoi et les débits pour différents modes de variabilité dans certaines stations .....        | 140 |

---

## *INTRODUCTION GÉNÉRALE*

---

Le changement climatique représente l'un des défis les plus pressants de notre époque, avec des conséquences profondes et multidimensionnelles sur les systèmes naturels et humains à l'échelle mondiale (IPCC, 2021, 2022). Le Sixième Rapport d'Évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) a établi de manière sans équivoque que les activités humaines, notamment les émissions de gaz à effet de serre issues de la combustion des énergies fossiles et du changement d'usage des sols, sont responsables du réchauffement planétaire observé d'environ 1,1°C depuis l'ère préindustrielle (IPCC, 2021). Ce réchauffement global s'accompagne d'une intensification du cycle hydrologique, avec une augmentation de l'intensité des précipitations de 2 à 3% par degré Celsius de réchauffement, mais également une accentuation des contrastes régionaux entre zones humides et zones sèches (Douville et al., 2021).

L'Afrique du Nord, et particulièrement l'Algérie, se situe au cœur de cette zone critique. Déjà exposée à un climat semi-aride marqué par une forte variabilité naturelle des précipitations, la région connaît depuis plusieurs décennies une aggravation notable de sa situation hydrique (Meddi et Hubert, 2003 ; Taibi et al., 2013 ; Drouiche et al., 2019 ; Talia et al., 2011). Dans l'ouest de l'Algérie, les précipitations ont enregistré une baisse significative sur la période 1936-2016, avec un déficit pluviométrique compris entre 18 et 29 % à partir des années 1970 et 1980 (Taibi et al., 2017).

Cette diminution des pluies s'est accompagnée d'une réduction encore plus marquée des ressources en eau de surface : les apports liquides ont chuté jusqu'à 67 % (Meddi et al., 2003), tandis que la lame d'eau écoulée a reculé de 28 à 36 % selon les bassins versants, illustrant ainsi l'amplification hydrologique de la variabilité climatique (Meddi et al., 2009).

Les conséquences de cette évolution sont majeures : intensification des tensions entre les différents usages de l'eau (alimentation en eau potable, irrigation agricole, industrie), baisse des niveaux des barrages et des nappes phréatiques, dégradation des écosystèmes aquatiques et augmentation de la vulnérabilité des populations rurales tributaires de l'agriculture pluviale (Elmeddahi et Ragab, 2019 ; Touitou et Al-Aminb, 2020).

Cette évolution climatique et hydrologique ne résulte pas uniquement d'une tendance monotone au réchauffement et à l'assèchement, mais s'inscrit dans un contexte complexe de variabilité climatique naturelle à multiples échelles temporelles (Hurrell et al., 2003 ; Trambly et al., 2013). Le climat méditerranéen est en effet fortement influencé par des modes de circulation atmosphérique à grande échelle, principalement l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO), mais aussi l'Oscillation Méditerranéenne Occidentale (WeMO) et dans une moindre mesure l'Oscillation Australe (ENSO), qui génèrent une variabilité interannuelle, décennale et multidécennale importante (Mariotti et al., 2002 ; Mathbout et al., 2020 ; Hakam et al., 2025). La compréhension de cette variabilité multi-échelle, de ses mécanismes physiques et de son évolution temporelle est essentielle pour distinguer les fluctuations naturelles du climat des changements à long terme d'origine anthropique, et pour améliorer la prévision des sécheresses et la gestion anticipative des ressources en eau (Kelley et al., 2012 ; Outten et Davy, 2024).

Le bassin versant de la Tafna, situé dans le nord-ouest de l'Algérie et s'étendant sur une superficie de 7 245 km<sup>2</sup>, constitue un cas d'étude particulièrement pertinent pour analyser ces processus complexes. Bassin transfrontalier (environ 10% de sa superficie se situe au Maroc), il assure l'approvisionnement en eau d'une population dépassant le million d'habitants, et soutient une agriculture irriguée en développement ainsi que diverses activités industrielles (Megnounif et al., 2003 ; Bouabdelli et al., 2020). Le bassin présente une importante hétérogénéité physiographique, avec des altitudes variant de 0 m sur le littoral à plus de 1 800 m dans les monts de Tlemcen, et un gradient pluviométrique marqué du nord au sud (200 à 400 mm/an). Cette diversité géographique se traduit par une réponse hydrologique différenciée aux forçages climatiques (Bougara et al., 2020).

Les études antérieures sur le bassin de la Tafna ont mis en évidence une rupture climatique majeure au milieu des années 1970, marquant le passage d'une période humide (1940-1975) à une période plus sèche qui persiste jusqu'à nos jours (Meddi et al., 2010 ; Ghenim et al., 2020). Plusieurs recherches ont établi une corrélation négative significative entre l'indice de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) hivernal et les précipitations du bassin (Meddi et al., 2010 ; Bougara et al., 2020). Cependant, ces études se sont majoritairement basées sur des approches statistiques classiques (corrélations, régressions, tests de rupture) qui supposent implicitement la stationnarité des relations ou ne capturent qu'imparfaitement leur évolution temporelle. Or, la non-stationnarité des téléconnexions climatiques, clairement démontrée dans d'autres régions (López-Parages et al., 2015 ; Díaz et Villegas, 2022), n'a pas été systématiquement explorée pour le bassin de la Tafna.

Par ailleurs, bien que l'influence de la NAO soit bien établie, le rôle d'autres indices climatiques pertinents pour la région, notamment le WeMOi identifié comme potentiellement plus influent que la NAO pour certaines zones du Maghreb (Tramblay et al., 2013 ; Hakam et al., 2025), reste sous-étudié pour l'Algérie occidentale. De même, l'influence potentielle de l'ENSO, bien que reconnue comme plus indirecte et variable en Méditerranée (Mariotti et al., 2002), n'a pas fait l'objet d'une analyse approfondie pour ce bassin. Enfin, la majorité des études se sont concentrées sur les précipitations, avec relativement peu d'attention portée aux débits et à la manière dont la variabilité climatique se transmet et s'amplifie à travers les processus hydrologiques à différentes échelles temporelles.

Face à ces lacunes, la présente recherche propose une analyse approfondie de la variabilité hydroclimatique du bassin de la Tafna sur la période 1970/71–2018/19, en mobilisant des techniques avancées d'analyse temps–fréquence, notamment la transformée en ondelettes continues (Continuous Wavelet Transform, CWT) et l'analyse de cohérence en ondelettes (Wavelet Coherence, WTC). Ces méthodes, dont l'efficacité a été démontrée pour révéler la structure multi-échelle de la variabilité hydroclimatique et pour identifier les périodes et fréquences où les téléconnexions climatiques sont les plus marquées (Torrence & Compo, 1998 ; Grinsted et al., 2004 ; Nalley et al., 2019), permettent de dépasser les limites des approches classiques en capturant explicitement la non-stationnarité des processus ainsi que leur évolution temporelle.

Cette approche a été largement adoptée pour l'étude de la variabilité hydrologique dans diverses régions du monde, notamment en Chine (Yao et al., 2019), au Maroc (Turki et al., 2016 ; Zamrane et al., 2021 ; Addou et al., 2023), en Côte d'Ivoire (Amalaman et al., 2024 ; Tra Bi, 2021), en Tunisie (Jemai et al., 2017), en Algérie (Termoul et al., 2018 ; Khedimallah et al., 2020 ; Nouaceur, 2020 ; Boutouatou et al., 2025 ; Turki et al., 2016), en Colombie (Díaz & Villegas, 2020) ainsi qu'en Afrique du Nord (Nouaceur et al., 2025).

### **Objectifs de la recherche**

L'objectif général de cette recherche est d'étudier la variabilité hydroclimatique du bassin versant de la Tafna sur la période 1970/71 à 2018/19 et d'analyser ses liens avec les fluctuations climatiques à grande échelle, en utilisant la méthode des ondelettes continues et de cohérence en ondelettes.

Cet objectif général se décline en trois objectifs spécifiques :

**1. Détecter et caractériser les ruptures et discontinuités dans les séries de précipitations et de débits :** Il s'agit d'identifier les changements de régime hydroclimatique survenus dans le bassin au cours de la période d'étude en appliquant de manière combinée plusieurs tests statistiques robustes (tests de Pettitt, Buishand, Lee-Heghinian, segmentation de Hubert, test de Mann-Kendall). Cette approche multi-tests permettra d'assurer la robustesse de la détection des ruptures et de quantifier les déficits pluviométriques et hydrologiques post-rupture. L'utilisation d'indices standardisés (SPI, IP, IDPP) complétera cette analyse en caractérisant les périodes de sécheresse et leur intensité.

**2. Identifier les modes de variabilité temporelle des précipitations et des débits à différentes échelles :** En appliquant la transformée en ondelettes continues aux séries hydroclimatiques, cette recherche révélera les périodicités dominantes (interannuelles, décennales, multidécennales) et leur évolution temporelle. L'analyse du spectre de puissance en ondelettes permettra d'identifier les bandes de fréquence où la variance est concentrée et de caractériser la structure multi-échelle de la variabilité. Cette analyse sera réalisée séparément pour les précipitations et les débits, permettant d'examiner comment la variabilité climatique se transmet et se transforme à travers le système hydrologique.

**3. Quantifier l'influence des indices climatiques (NAO, SOI, WeMOi) sur les précipitations et les débits du bassin :** L'analyse de cohérence en ondelettes permettra d'identifier précisément les périodes temporelles et les échelles de fréquence où les relations entre les indices climatiques (NAO, SOI, WeMOi) et les variables hydroclimatiques du bassin sont les plus fortes. Cette approche révélera la non-stationnarité des télé connexions et permettra de comparer l'influence relative des différents indices. L'analyse de phase fournira des informations sur les décalages temporels et les relations de cause à effet entre les oscillations climatiques à grande échelle et la réponse hydrologique régionale.

## **Contributions attendues et structure de la thèse**

Cette recherche apportera plusieurs contributions significatives aux connaissances scientifiques et à la gestion opérationnelle des ressources en eau. Sur le plan scientifique, elle fournira une compréhension approfondie de la variabilité hydro-climatique multi-échelle du bassin de la Tafna et de ses mécanismes de contrôle par les oscillations climatiques à grande échelle. L'identification précise des périodes et échelles temporelles de forte cohérence entre indices climatiques et variables hydro-climatiques améliorera la compréhension des télé-connexions atmosphériques influençant la région méditerranéenne occidentale. La quantification de l'influence relative de la NAO, du SOI et du WeMOI, et de leur évolution temporelle, contribuera à clarifier les débats actuels sur les prédicteurs climatiques les plus pertinents pour le Maghreb.

Sur le plan méthodologique, cette recherche démontrera l'applicabilité et l'utilité des techniques d'analyse en ondelettes pour les études hydro-climatiques dans le contexte méditerranéen semi-aride, et les protocoles d'analyse développés pourront servir de référence pour des études similaires dans d'autres bassins de la région. Sur le plan opérationnel, l'identification des modes de variabilité dominants et des relations avec les indices climatiques pourra améliorer les systèmes de prévision saisonnière des précipitations et des débits, facilitant ainsi la gestion anticipative des ressources en eau. La quantification de l'amplification hydrologique de la variabilité climatique fournira des informations cruciales pour la planification des infrastructures hydrauliques et l'adaptation au changement climatique.

La présente thèse est structurée en cinq chapitres organisés de manière cohérente pour répondre aux objectifs fixés. Après cette introduction générale qui pose la problématique et les objectifs de recherche, le **Chapitre 1** présente un état de l'art exhaustif sur la variabilité climatique, les indices de circulation atmosphérique, leurs impacts sur les précipitations et les ressources en eau méditerranéennes, ainsi que les méthodes d'analyse de la variabilité, avec un accent particulier sur les techniques d'ondelettes. Le **Chapitre 2** décrit la zone d'étude (bassin versant de la Tafna) permet de mieux comprendre les caractéristiques naturelles et anthropiques qui influencent son fonctionnement hydrologique. Les données géographiques, climatiques, topographiques et morpho-métriques exposées dans ce chapitre fournissent une base solide pour analyser les dynamiques d'écoulement et les interactions entre l'eau et l'environnement. Le **Chapitre 3** présente les données utilisées ainsi que les méthodes d'analyse mises en œuvre de manière détaillée. Le **Chapitre 4** présente les résultats de l'analyse de la variabilité des précipitations, incluant la détection des ruptures, l'analyse descriptive, l'analyse spectrale en ondelettes est consacré à l'analyse de la variabilité des débits, suivant une structure similaire au chapitre précédent et examinant comment la variabilité climatique se transmet et s'amplifie à travers le système hydrologique. Le **Chapitre 5a** permis de mettre en évidence les liens entre les principaux indices climatiques (NAO, SOI et WeMOI) et les variables hydro-climatiques du bassin de la Tafna, à travers une double approche combinant **corrélation saisonnière** et **analyse en ondelettes continues**. Les résultats de la corrélation saisonnière montrent que chaque indice agit selon une saison et une configuration spatiale particulière. Enfin, une **conclusion générale** synthétise les principaux résultats, discute leurs implications pour la

gestion des ressources en eau et le changement climatique, et propose des perspectives de recherche future.

Cette recherche s'inscrit dans un contexte d'urgence climatique et hydrique, où la compréhension fine des mécanismes de la variabilité hydro-climatique devient indispensable pour développer des stratégies d'adaptation efficaces. En apportant des connaissances nouvelles sur le bassin stratégique de la Tafna et en démontrant l'utilité des méthodes d'analyse avancées, elle contribuera à améliorer la résilience des systèmes hydriques méditerranéens face aux défis combinés de la variabilité naturelle et du changement climatique anthropique.

---

---

*Chapitre I : Etat de l'art*

---

---

## Introduction

La région méditerranéenne est reconnue comme l'un des points chauds (hotspots) du changement climatique mondial (Giorgi, 2006), caractérisée par une forte variabilité climatique naturelle qui se superpose aux tendances à long terme (Tramblay et al., 2013 ; González-Hidalgo et al., 2025). Cette variabilité, qui s'exprime à différentes échelles temporelles, influence significativement les régimes de précipitations et par conséquent les ressources en eau de surface. Le nord-ouest de l'Algérie, et particulièrement le bassin versant de la Tafna, n'échappe pas à cette dynamique complexe où s'entremêlent des oscillations climatiques à grande échelle et des réponses hydrologiques locales (Meddi et al., 2010 ; Bouabdelli et al., 2020 ; Bougara et al., 2020).

Les études récentes ont montré que le bassin de la Tafna a connu une diminution significative des précipitations depuis les années 1970, avec des déficits atteignant 26% (Elmeddahi et al., 2016), accompagnée d'une réduction encore plus prononcée des débits d'environ 62% (Meddi et al., 2013). À l'échelle nationale, les précipitations ont diminué de 40% dans l'ouest, 30% au centre et 20% à l'est depuis 1900. Cette sensibilité accrue du régime hydrologique aux variations climatiques souligne l'urgence de comprendre les mécanismes de cette variabilité et d'identifier les facteurs de contrôle climatique qui l'influencent (Hamitouche et al., 2024 ; Zeroual et al., 2020).

Les indices de circulation atmosphérique, tels que l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO), l'Oscillation Australe (SOI) et l'Oscillation Méditerranéenne Occidentale (WeMOi), sont reconnus comme des indicateurs clés de cette variabilité, exerçant une influence déterminante sur les précipitations et les débits des cours d'eau méditerranéens (Seager et al., 2020 ; Hakam et al., 2025 ; Lopez-Bustins et al., 2016). La compréhension des relations entre ces indices et les variables hydroclimatiques régionales nécessite des approches méthodologiques avancées capables de capturer la non-stationnarité et la complexité multi-échelle de ces interactions (Nalley et al., 2019 ; Adarsh et al., 2019).

Ce chapitre propose une synthèse des connaissances actuelles sur la variabilité climatique en Méditerranée occidentale et ses impacts hydrologiques. Il présente d'abord les concepts fondamentaux de la variabilité climatique, puis examine les principaux modes de circulation atmosphérique influençant la région d'étude. Les relations entre ces indices climatiques et les variables hydroclimatiques (précipitations et débits) sont ensuite explorées à travers une revue de la littérature scientifique internationale et régionale. Enfin, les méthodes d'analyse de la variabilité temporelle, notamment les techniques d'ondelettes continues et de cohérence en ondelettes, sont présentées dans leur contexte d'application aux études hydroclimatiques.

## I.1 Variabilité climatique : concepts et définitions

### I.1.1 Distinction entre variabilité climatique et changement climatique

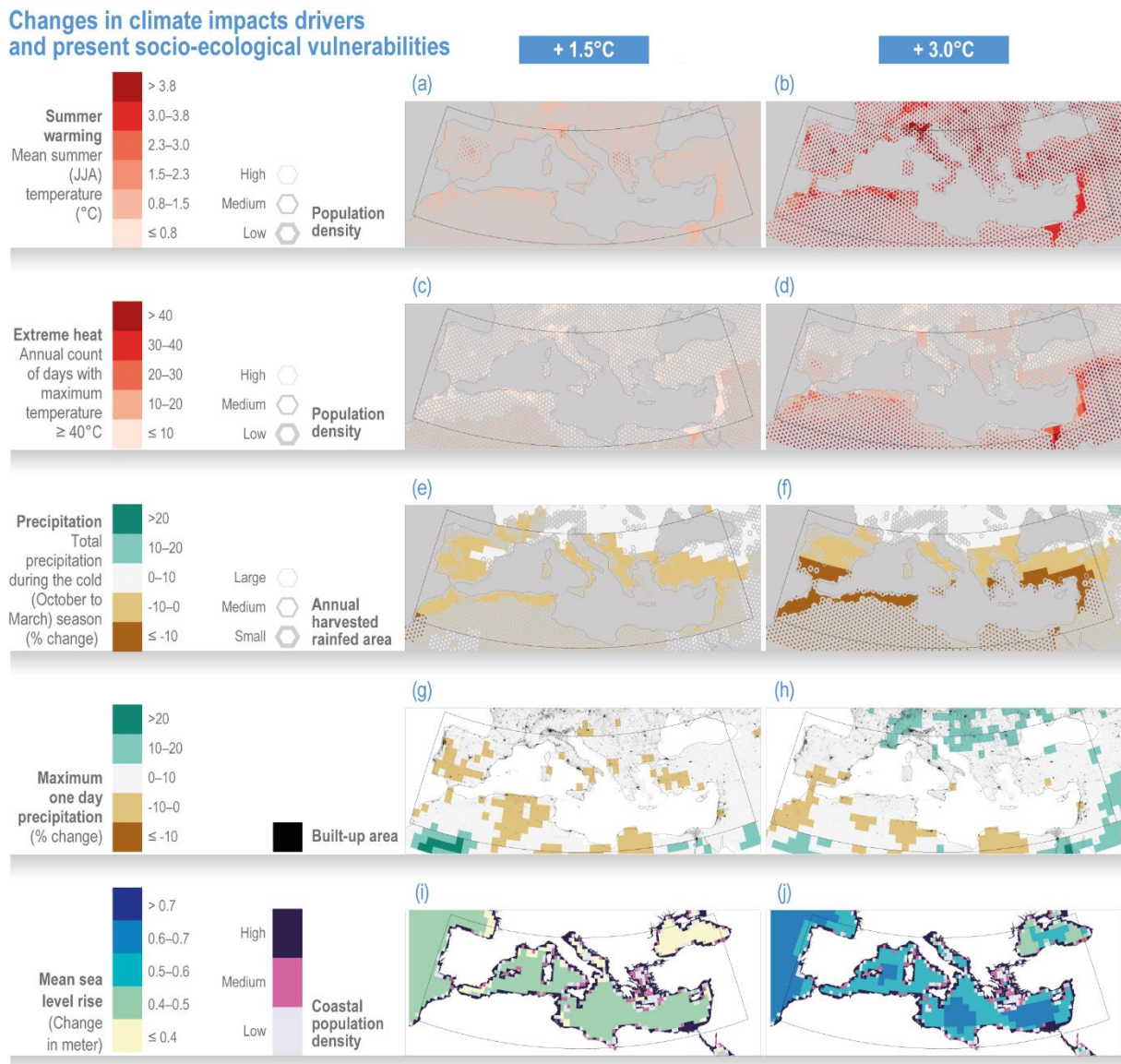
Le système climatique terrestre est caractérisé par des fluctuations naturelles qui se manifestent à différentes échelles de temps et d'espace (IPCC, 2021). Il est fondamental de

distinguer la variabilité climatique du changement climatique, deux concepts souvent confondus mais qui renvoient à des processus distincts, bien que parfois interconnectés.

La variabilité climatique désigne les fluctuations des conditions climatiques autour d'une valeur moyenne sur des périodes relativement courtes, allant de quelques mois à quelques décennies (Hasanean et al., 2013 ; Zveryaev, 2004). Ces variations sont généralement réversibles et résultent de l'interaction complexe entre les différentes composantes du système climatique (atmosphère, océan, cryosphère, biosphère). Selon Hurrell et al. (2003), la variabilité climatique peut être considérée comme le "bruit" naturel du système climatique, oscillant autour d'un état moyen relativement stable. Cette variabilité se manifeste notamment à travers les modes de circulation atmosphérique tels que la NAO, l'ENSO ou le WeMO, qui induisent des anomalies climatiques récurrentes mais irrégulières (KESSABI,2025 ; Visbeck et al., 2004).

Le changement climatique, en revanche, fait référence à une modification statistiquement significative et durable de l'état moyen du climat ou de sa variabilité, persistant pendant des décennies ou plus (IPCC, 2021). Ce changement peut être attribué à des causes naturelles (variations de l'activité solaire, éruptions volcaniques majeures, variations orbitales) ou anthropiques (émissions de gaz à effet de serre, modifications de l'usage des sols, aérosols atmosphériques). Les travaux récents soulignent que les forçages anthropiques deviennent de plus en plus dominants dans l'évolution du climat depuis le milieu du XXe siècle (Planton et al.,2015; Boé,2019 ; Caillet,2024)

Depuis les années 1980, le réchauffement de l'atmosphère en région méditerranéenne dépasse clairement la moyenne mondiale (degré de confiance élevé) (Seneviratne et al., 2021 ; Lionello et Scarascia, 2018 ; Cherif et al., 2020). Les projections indiquent que les taux de réchauffement futur seront supérieurs de 20 % en moyenne annuelle et de près de 50 % en été par rapport au réchauffement global. Ce réchauffement estival devrait être particulièrement prononcé dans les secteurs nord-méditerranéens (Seneviratne et al., 2021 ; Mariotti et al., 2015 ; Lionello et Scarascia, 2018) (figure). Parallèlement, les températures extrêmes et la fréquence, l'intensité et la durée des vagues de chaleur ont nettement augmenté au cours des dernières décennies, surtout en été, et devraient poursuivre cette tendance à la hausse (degré de confiance élevé) (Zittis et al., 2016 ; Hoegh-Guldberg et al., 2018 ; Cherif et al., 2020).



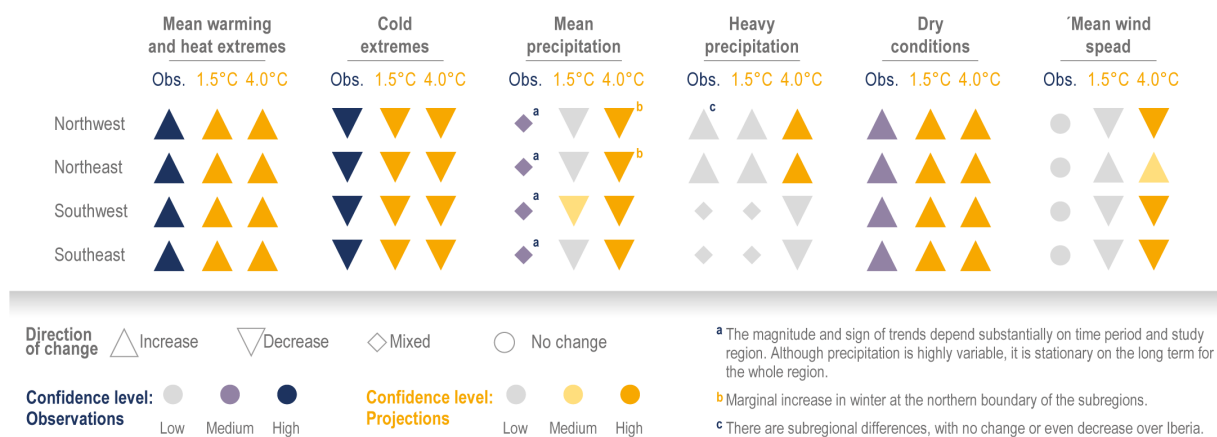
**Figure I.1.** Changements des facteurs climatiques déterminants par rapport à la période 1995–2014 pour un réchauffement de 1,5 °C (colonne de gauche) et de 3 °C (colonne de droite). Réchauffement climatique : température moyenne estivale (juin à août) (°C, a, b), nombre de jours avec une température maximale supérieure à 40 °C (jours, c, d), précipitations totales durant la saison froide (Octobre à Mars) (% , e, f) et précipitation maximale sur une journée (mm, g, h). Les valeurs sont basées sur les projections climatiques globales CMIP6 et le scénario SSP5-8.5. L'élévation du niveau de la mer concerne le long terme (2081–2100) et repose sur le scénario SSP1-2.6 pour (i) et SSP3-7.0 pour (j).

Dans le contexte méditerranéen, cette distinction est particulièrement importante car la forte variabilité naturelle peut masquer ou amplifier les signaux du changement climatique à long terme, rendant la détection de tendances plus complexe (López-Moreno et al., 2011). Kelley et al(2020), Santolaria-Otín et García-Serrano (2024) ont récemment démontré, à travers l'analyse d'un large ensemble de simulations du modèle CMIP5 et CMIP6 , que certains changements observés dans les patterns atmosphériques, comme les déplacements

longitudinaux de la NAO, résultent principalement de la variabilité interne naturelle plutôt que du forçage anthropique, soulignant ainsi la complexité de l'attribution des changements observés.

Les récentes décennies ont été marquées par un assèchement notable de la région méditerranéenne, principalement attribué à une hausse généralisée de la demande évaporative **et** une légère diminution des précipitations (degré de confiance élevé) (Figure 2) (Spinoni et al., 2015 ; Gudmundsson & Seneviratne, 2016 ; Spinoni et al., 2017 ; Stagge et al., 2017 ; Caloiero et al., 2018). Les projections indiquent que les sécheresses deviendront plus sévères, plus fréquentes et plus longues dans les scénarios d'émissions modérées, avec une intensification beaucoup plus marquée sous les scénarios d'émissions élevées (degré de confiance élevé) (Seneviratne et al., 2021 ; Hertig & Trambly, 2017 ; Lehner et al., 2017 ; Ruosteenoja et al., 2018 ; Spinoni et al., 2018b ; Grillakis, 2019 ; Lionello & Scarascia, 2020).

**Synthesis of observed and projected (1.5°C and 4.0°C global warming levels) changes in climate drivers affecting the Mediterranean region**



**Figure I. 2.** Direction des changements observés et projetés (pour des niveaux de réchauffement global de 1,5 °C et 3 °C) des facteurs climatiques déterminants, ainsi que les niveaux de confiance, pour les sous-régions terrestres méditerranéennes.

Pour l'Algérie du nord-ouest, plusieurs études ont documenté à la fois des signaux de variabilité naturelle et de changement à long terme. Meddi et Hubert (2003) ont identifié une rupture majeure dans les séries pluviométriques au milieu des années 1970, marquant le début d'une période persistante de déficit hydrique. Bien que cette rupture coïncide avec un changement de phase de la NAO, la persistance du déficit sur plusieurs décennies suggère une composante de changement climatique à long terme (Zeroual et al., 2020 ; Habibi et al., 2024).

**I.1.2 Échelles temporelles de la variabilité**

**I.1.2.1 Variabilité interannuelle**

La variabilité interannuelle, s'étendant sur des périodes de un à quelques années, constitue l'échelle temporelle la plus pertinente pour la gestion des ressources en eau et la planification agricole (Cherry et al., 2005). Cette échelle est fortement influencée par les modes de circulation atmosphérique à grande échelle comme l'ENSO (El Niño-Southern Oscillation) (Villegas-Bolaños et Carmona, 2022 ; Mariotti et al., 2002 ; Hanley et al., 2003) et la NAO (Cherry et al., 2005 ; Lecointre, 2009; Lecointre, 2018 ). Les sécheresses et les années humides

s'inscrivent généralement dans cette échelle temporelle, avec des impacts directs sur les activités économiques et les écosystèmes.

Pour le Maghreb, Tramblay et al. (2013) ont montré que cette variabilité interannuelle des précipitations est étroitement liée aux fluctuations des indices NAO et WeMO, avec des coefficients de corrélation atteignant -0.60 dans certaines régions. Les études spécifiques au bassin de la Tafna confirment cette influence, avec des corrélations significatives entre la NAO hivernale et les précipitations annuelles (Meddi et al., 2010 ; Bougara et al., 2020). L'analyse en ondelettes continues permet de décomposer cette variabilité interannuelle et de révéler les périodicités dominantes. Pour l'ENSO, les périodes de 2 à 8 ans sont généralement identifiées comme les plus énergétiques (Villegas-Bolaños et Carmona, 2022) tandis que Torrence et Compo, 1998.

### **I.1.2.2 Variabilité décennale**

Les oscillations décennales, avec des périodicités de 10 à 30 ans, peuvent moduler l'intensité et la fréquence des événements extrêmes ainsi que l'amplitude de la variabilité interannuelle (Outten et Davy, 2024 ; Delworth et Zeng, 2016). Cette échelle temporelle est particulièrement importante pour comprendre les changements de régime climatique observés dans les données historiques. Des études récentes suggèrent que la force de l'influence de la NAO sur les précipitations méditerranéennes a augmenté significativement au cours du XXe siècle, passant de 32% de variance expliquée en 1930 à 53% à la fin du siècle (Outten et Davy, 2024).

Kelley et al. (2020) ont démontré que les tendances observées dans la NAO et les précipitations méditerranéennes entre 1960 et 1999 étaient principalement dues à la variabilité interne décennale, avec une contribution secondaire des forçages externes. Cette conclusion souligne l'importance de considérer les échelles décennales dans l'interprétation des tendances climatiques observées dans la région. Pour l'Algérie, les travaux de Meddi et Hubert (2003) et Zeroual et al. (2020) ont identifié des changements de régime pluviométrique aux échelles décennales, notamment la transition majeure du début des années 1970 qui a marqué le passage d'une période humide à une période plus sèche.

### **I.1.2.3 Variabilité multidécennale**

Les oscillations multi-décennales, avec des périodicités de 50 à 80 ans ou plus, représentent l'échelle de variabilité la plus longue détectable avec les données instrumentales disponibles. L'Oscillation Multi-décennale Atlantique (AMO) ou l'Oscillation Décennale du Pacifique (PDO) appartiennent à cette catégorie et peuvent influencer indirectement le climat méditerranéen par des mécanismes de télé connexion complexes (Nalley et al., 2019 ; Delworth et Zeng, 2016).

La phase de l'AMO semble moduler l'intensité de l'influence de la NAO sur les précipitations méditerranéennes. Kelley et al. (2020) suggèrent que la phase positive de l'AMO (eaux atlantiques plus chaudes que la normale) observée entre 1960 et 1999 a contribué à renforcer l'influence de la NAO sur la région, tandis qu'une phase négative l'atténuerait. Cette

modulation pourrait expliquer en partie les variations décennales observées dans la force des télé-connexions entre NAO et précipitations méditerranéennes.

Pour le bassin méditerranéen et particulièrement pour l'Algérie du nord-ouest, bien que les données instrumentales ne couvrent généralement que le dernier siècle, l'analyse des archives paléoclimatiques suggère l'existence de variations climatiques importantes à l'échelle multidécennale et centennale. Les reconstructions dendrochronologiques remontant à 1179 après J.-C. pour le Maroc, l'Algérie et la Tunisie ont révélé des sécheresses régionales à grande échelle et une tendance vers des conditions plus sèches dans la région au cours des dernières décennies (Touchan et al., 2011).

### I.2 Principaux indices de circulation atmosphérique

#### I.2.1 L'Oscillation Nord-Atlantique (NAO)

L'Oscillation Nord-Atlantique représente le mode dominant de la variabilité atmosphérique dans le secteur Atlantique Nord et exerce une influence majeure sur le climat européen et méditerranéen, particulièrement en hiver (Antoniadou et al., 2001 ; Hurrell et al., 2003 ; Cassou, 2004 ; Qasmi, 2018).

**Définition et calcul:** La NAO est définie comme la différence de pression atmosphérique normalisée entre deux centres d'action : le centre de basses pressions d'Islande et l'anticyclone des Açores (Walker et Bliss, 1932 ; Hurrell, 1995). Selon Osborn (2011), l'indice NAO peut être calculé de différentes manières, soit comme une différence de pression entre deux stations (généralement Ponta Delgada aux Açores et Stykkisholmur/Reykjavik en Islande pour l'indice station-based), soit comme la première composante principale de l'anomalie de hauteur géopotentielle à 500 hPa ou de pression au niveau de la mer sur l'Atlantique Nord (indice PC-based). La NAO explique environ 30 à 50% de la variabilité climatique dans la région européenne et méditerranéenne pendant les mois d'hiver (Hurrell et al., 2003 ; Santolaria-Otín et García-Serrano, 2024).

Il existe une légère différence entre ces deux approches : l'indice station-based capture mieux la variabilité à l'échelle mensuelle et saisonnière, tandis que l'indice PC-based est plus adapté pour les analyses à long terme et l'identification des structures spatiales (Osborn, 2011). Pour les études hydroclimatiques régionales comme celles du bassin de la Tafna, l'indice station-based est généralement privilégié en raison de sa simplicité et de sa disponibilité sur de longues périodes.

**Phases et impacts:** La NAO oscille entre deux phases principales qui ont des impacts opposés sur le climat européen et méditerranéen (Hurrell, 1995). En phase positive, le renforcement du gradient de pression entre les Açores (haute pression) et l'Islande (basse pression) entraîne une intensification des vents d'ouest et un déplacement vers le nord de la trajectoire des tempêtes atlantiques (Hurrell, 1995 ; Stephenson et al., 2006). Cette configuration favorise un temps doux et humide sur l'Europe du Nord, tandis que le bassin méditerranéen connaît généralement des conditions plus sèches et ensoleillées en raison du blocage des perturbations atlantiques par l'anticyclone des Açores étendu vers l'est.

**Influence sur l'Afrique du Nord:** De nombreuses études ont démontré une corrélation négative significative entre l'indice NAO hivernal et les précipitations en Algérie et dans l'ensemble du Maghreb (Lamb et Pepler, 1987 ; Knippertz et al., 2003 ; Trambly et al., 2013). Hurrell et al. (2003) ont montré que la NAO explique environ 30 à 50% de la variance interannuelle des précipitations hivernales en Méditerranée occidentale. Pour le Maghreb spécifiquement, cette influence est particulièrement marquée : Knippertz et al. (2003) ont révélé que la corrélation atteint -0.6 à -0.8 pour certaines régions du Maroc et de l'Algérie occidentale en hiver.

Pour le bassin de la Tafna spécifiquement, plusieurs études ont documenté cette relation. Meddi et al. (2010) ont identifié une corrélation négative significative entre la NAO hivernale et les précipitations annuelles, avec des coefficients variant entre -0.45 et -0.60 selon les sous-bassins. Bougara et al. (2020) ont confirmé ces résultats et ont montré que la NAO influence également la variabilité des précipitations extrêmes dans le bassin.

**Variabilité temporelle et non-stationnarité :** La NAO présente une forte variabilité sur plusieurs échelles de temps, allant de la fluctuation intra-saisonnière aux variations multidécennales (Önskog et al., 2020 ; Outten et Davy, 2024). Une tendance vers des valeurs plus positives a été observée depuis les années 1960 jusqu'au début des années 2000, ce qui pourrait expliquer en partie la diminution des précipitations observée dans certaines régions méditerranéennes durant cette période (López-Moreno et al., 2011 ; Meddi et Hubert, 2003). Cependant, Outten et Davy (2024) ont montré, à travers l'analyse d'un large ensemble de simulations du projet CMIP6, qu'il n'existe pas de preuve évidente d'une réponse forcée de la NAO au changement climatique anthropique, suggérant que les changements observés sont principalement dus à la variabilité interne du système climatique.

L'analyse en ondelettes continues de l'indice NAO révèle des périodicités dominantes autour de 7-8 ans et des modulations à plus basse fréquence de 20-30 ans (Torrence et Compo, 1998 ; Nalley et al., 2019). Ces périodicités présentent elles-mêmes une non-stationnarité temporelle, avec des périodes où certaines fréquences dominant et d'autres où elles s'affaiblissent, phénomène qui peut être efficacement capturé par l'analyse de cohérence en ondelettes (Grinsted et al., 2004).

### I.2.2 L'Oscillation Australe (SOI/ENSO)

L'Oscillation Australe (Southern Oscillation), étroitement liée au phénomène El Niño-Southern Oscillation (ENSO), est le mode de variabilité climatique dominant à l'échelle globale. Bien que centrée dans le Pacifique tropical, son influence s'étend sur l'ensemble du globe par le biais de télé connexions atmosphériques complexes (Voldoire, 2022 ; Illig, 2025).

**Définition de l'indice SOI:** L'indice SOI (Southern Oscillation Index) est calculé à partir de la différence normalisée de pression atmosphérique au niveau de la mer entre Tahiti (Pacifique central) et Darwin (nord de l'Australie) (Trenberth et Stepaniak, 2001). Un SOI négatif indique des conditions El Niño (réchauffement anormal des eaux du Pacifique équatorial oriental et affaiblissement des alizés), tandis qu'un SOI positif signale des conditions La Niña (refroidissement de ces mêmes eaux et renforcement des alizés).

Il existe plusieurs indices pour caractériser l'ENSO, chacun ayant ses avantages selon l'application considérée (Hanley et al., 2003). Outre le SOI, les indices Niño 3, Niño 3.4, Niño 4, ONI (Oceanic Niño Index) et MEI (Multivariate ENSO Index) sont également largement utilisés. Hanley et al. (2003) ont réalisé une évaluation quantitative de ces différents indices ENSO, montrant que le choix de l'indice peut influencer significativement les résultats des analyses de télé connexion. Pour les études sur la Méditerranée, le SOI et le Niño 3.4 sont généralement les plus utilisés en raison de leur disponibilité sur de longues périodes et de leur capacité à capturer la variabilité principale du phénomène.

**Mécanismes de télé connexion:** L'ENSO influence le climat global par la modification de la circulation de Walker et de Hadley dans les tropiques, affectant la répartition des centres de convection tropicale (Restrepo et al., 2019 ; Gutiérrez-Cárdenas et al., 2025). Ces modifications se propagent vers les latitudes moyennes par des trains d'ondes atmosphériques (ondes de Rossby), influençant la trajectoire du courant-jet et la fréquence des blocages atmosphériques (Tarasova et al., 2023). Le mécanisme principal consiste en la génération d'anomalies de chauffage atmosphérique dans le Pacifique tropical, qui déclenchent des ondes planétaires se propageant vers les pôles et affectant la circulation atmosphérique extra-tropicale.

Le travail de Díaz et Villegas (2022) sur la région des Andes en Colombie ont démontré, par l'analyse de cohérence en ondelettes, que l'influence de l'ENSO sur les précipitations est la plus marquée dans les bandes de fréquence de 2-8 ans, correspondant à la périodicité intrinsèque du phénomène. Cette étude a également révélé que la cohérence entre ENSO et précipitations n'est pas constante dans le temps, avec des périodes de forte connexion alternant avec des périodes de faible influence, soulignant l'importance d'utiliser des méthodes d'analyse temps-fréquence comme les ondelettes.

**Influence sur la Méditerranée :** L'impact de l'ENSO sur le bassin méditerranéen est plus indirect et moins robuste spatiotemporellement que celui de la NAO, mais plusieurs études ont mis en évidence des relations significatives, bien que caractérisées par une forte non-stationnarité (Mariotti et al., 2002 ; López-Parages et al., 2016). Pour la Méditerranée orientale, Mariotti et al. (2002) ont montré que les événements El Niño tendent à réduire les précipitations hivernales. Pour l'Algérie, les résultats sont plus contrastés et dépendent fortement de la période considérée et du type d'El Niño (est versus central) : certaines études suggèrent qu'El Niño pourrait favoriser des conditions plus sèches (Meddi et al., 2010), mais cette relation varie selon les régions et les saisons.

L'étude de Taibi et al. (2016) les bassins versant de nord Algérien a établi une relation entre la variabilité pluviométrique annuelle et l'ENSO, contribuant à expliquer les déficits de précipitations observés dans certaines années. La non-stationnarité de la télé connexion ENSO-Méditerranée constitue un défi majeur pour la prévision saisonnière. López-Parages et al. (2016) ont démontré que cette non-stationnarité est liée à la modulation par des modes de variabilité basse fréquence dans l'Atlantique tropical et nord, qui affectent la circulation troposphérique moyenne et contraignent ainsi la télé connexion ENSO.

**Interactions avec d'autres modes :** Un aspect important est l'interaction entre ENSO et NAO (Hoyos et al., 2019 ; Ivasić et al., 2021). Certains travaux suggèrent qu'El Niño peut

influencer la probabilité d'occurrence de certaines phases de la NAO, complexifiant ainsi l'analyse des relations entre ces indices et les variables hydroclimatiques méditerranéennes (Córdoba-Machado et al., 2015).

Des recherches récentes ont également montré que les rivières atmosphériques (atmospheric rivers) peuvent agir comme des "perturbateurs" des anomalies de précipitations canoniques attendues lors des événements ENSO, expliquant pourquoi certaines années El Niño ou La Niña ne se comportent pas comme prévu en termes de précipitations (Luna-Niño et al., 2025).

**Périodicité :** L'ENSO présente une périodicité irrégulière variant entre 2 et 7 ans, avec une récurrence moyenne d'environ 3 à 4 ans. Cette variabilité quasi-périodique en fait un candidat idéal pour l'analyse par ondelettes, permettant d'identifier les périodes où son influence est la plus marquée (Dewitte, 2001; Díaz et Villegas, 2022). Les analyses récentes utilisant la cohérence en ondelettes ont révélé que l'influence de l'ENSO sur les précipitations méditerranéennes présente une non-stationnarité significative, avec des périodes de forte cohérence (généralement dans la bande 2-8 ans) alternant avec des périodes de faible influence (Ouachani et al., 2013 ; Jemai et al., 2017).

### I.2.3 Le Western Mediterranean Oscillation (WeMOi)

Le Western Mediterranean Oscillation index (WeMOi) est un indice spécifiquement développé pour capturer la variabilité climatique propre à la Méditerranée occidentale (Martin-Vide et Lopez-Bustins, 2006).

**Définition :** Le WeMOi est défini comme la différence normalisée de pression atmosphérique au niveau de la mer entre Padoue (45.40°N, 11.48°E) dans le nord de l'Italie et San Fernando-Cadix (36.28°N, 6.12°W) dans le sud-ouest de l'Espagne (Martin-Vide et Lopez-Bustins, 2006). Cet indice reflète la position et l'intensité du gradient de pression zonale dans le bassin méditerranéen occidental. Selon les données du Climatology Group de l'Université de Barcelone (2024), cet indice constitue une alternative pertinente à la NAO pour étudier la variabilité pluviométrique dans l'est de l'Espagne et le Maghreb occidental. L'indice est calculé mensuellement depuis 1821, offrant ainsi une des plus longues séries temporelles d'indices climatiques régionaux disponibles.

**Signification physique :** Le WeMOi caractérise la circulation méridienne sur la Méditerranée occidentale. Une phase positive indique un gradient de pression renforcé entre le nord et le sud, avec un anticyclone dans le golfe de Cadix et une dépression en mer Ligure, associé à des flux d'ouest ou de nord-ouest moins propices aux précipitations dans le sud de la Méditerranée (Lopez-Bustins et al., 2020). Une phase négative correspond à un affaiblissement de ce gradient, avec une dépression dans le golfe de Cadix et un anticyclone en Europe centrale, favorisant les advections humides méditerranéennes vers le Maghreb et la façade orientale de la péninsule Ibérique (Merino et al., 2016).

**Pertinence pour l'Afrique du Nord :** Plusieurs études ont démontré que le WeMOi est particulièrement bien corrélé avec les précipitations du Maghreb, parfois même plus que la NAO (Tramblay et al., 2013 ; Hakam et al., 2025). Lopez-Bustins et al. (2020) ont montré une

corrélation négative significative entre le WeMOi et les précipitations du nord-est de l'Espagne. Pour l'Algérie spécifiquement, Taibi (2016) ont confirmé l'importance de cet indice pour expliquer la variabilité pluviométrique, particulièrement en hiver et au printemps.

Une étude très récente de Hakam et al. (2025) sur le Maroc a révélé que le WeMO, conjointement avec la MO (Mediterranean Oscillation), exerce une influence significative sur la variabilité spatio-temporelle des précipitations, avec des impacts persistants tout au long de la saison humide (octobre à mai).

**Applications pour les événements extrêmes :** Le WeMOi s'est révélé particulièrement efficace pour prévoir les épisodes de précipitations torrentielles en Méditerranée occidentale (Lopez-Bustins et al., 2020). Une analyse des événements extrêmes ( $\geq 200$  mm en 24h) en Catalogne sur la période 1951-2016 a montré que 60% de ces épisodes sont survenus lors de phases négatives extrêmes du WeMOi (valeurs  $\leq -2$ ), particulièrement concentrées en automne (Lopez-Bustins et al., 2020). Cette forte association a conduit au développement d'un outil opérationnel (WeMOTool) utilisant les sorties du modèle GFS pour prévoir les conditions favorables aux précipitations extrêmes jusqu'à 144 heures à l'avance (Climatology Group, 2024).

### I.3 Impacts de la variabilité climatique sur les précipitations

#### I.3.1 Études antérieures par région

**À l'échelle du bassin méditerranéen :** Les travaux pionniers de Cullen et DeMenocal (2000) ont mis en évidence l'existence d'un dipôle est-ouest des précipitations méditerranéennes contrôlé par la NAO. Cette structure spatiale a été confirmée et affinée par Xoplaki et al. (2004), qui ont montré que la NAO explique jusqu'à 30% de la variance des précipitations hivernales dans certaines régions méditerranéennes.

Norrant, (2007) ont analysé l'influence combinée de la NAO et de l'ENSO sur les précipitations méditerranéennes sur la période 1950-2000, concluant que la NAO reste le prédicteur dominant en hiver (expliquant 35-50% de la variance), tandis que l'ENSO exerce une influence plus marquée mais moins robuste spatialement au printemps.

Une étude très récente de Outten et Davy, 2024, basée sur l'analyse de 32 stations européennes et algériennes sur la période 1901-2022, a confirmé l'intensification de l'influence de la NAO sur les précipitations méditerranéennes au cours du XXe siècle. La variance des précipitations expliquée par la NAO est passée de 32% en 1930 à 53% à la fin du siècle.

**Pour l'Afrique du Nord et le Maghreb :** Les recherches spécifiques au Maghreb ont confirmé la prédominance de la NAO comme facteur de contrôle des précipitations. Lamb et Pepler (1987) ont été parmi les premiers à documenter systématiquement la corrélation négative entre la NAO et les précipitations maghrébines. Knippertz et al. (2003) ont montré que l'influence de la NAO varie selon les régions et les saisons, avec une corrélation maximale en hiver sur le nord-est du Maroc et nord-ouest de l'Algérie (coefficients atteignant -0.6 à -0.8).

Driouech et al. (2010) ont analysé les précipitations marocaines sur la période 1961-2008 et ont identifié une diminution significative des précipitations hivernales depuis les années

1970, partiellement attribuable à la tendance positive de la NAO durant cette période. Des résultats similaires ont été obtenus pour l'Algérie par Meddi et Hubert (2003) et plus récemment par Taibi, et al. (2013) et Hallouz et al. (2020).

L'étude de Trambly et al. (2013) sur l'ensemble des pays du Maghreb (Algérie, Maroc et Tunisie) ont révélé que le WeMOi explique une part importante de la variabilité pluviométrique, parfois supérieure à celle de la NAO, particulièrement pour les stations côtières et les précipitations automnales. Cette étude, basée sur l'analyse de 22 stations sur la période 1950-2009, a montré que la combinaison NAO+WeMOi explique jusqu'à 60% de la variance des précipitations hivernales dans certaines régions.

Une étude récente de Hakam et al. (2025) sur le Maroc a analysé l'influence de huit indices de télé connexion sur les précipitations hivernales sur la période 1980-2015. Les résultats montrent qu'en hiver, les précipitations sont surtout contrôlées par la NAO et le MO, qui constituent les influences dominantes. Au printemps, en revanche, ce sont principalement les modes EA et WeMO qui modulissent les pluies. D'autres régimes atmosphériques, comme le SCAND ou l'EATL/WRUS, interviennent également, mais leur impact reste plus localisé selon les régions.

Seghir (2025) montre qu'entre 1992 et 2024, le bassin de Guercif connaît une diminution significative des précipitations annuelles, estimée à  $-3\%$  par décennie ( $p < 0,05$ ), ainsi qu'une variabilité interannuelle de plus en plus marquée. L'analyse saisonnière confirme que l'automne et l'hiver sont les saisons les plus pluvieuses. Elle révèle également de fortes corrélations négatives entre les principaux indices climatiques — notamment la NAO ( $r = -0,65$  à  $-0,75$ ) et le MO ( $r = -0,45$  à  $-0,55$ ) — et les précipitations hivernales.

**Pour l'Algérie occidentale et le bassin de la Tafna :** Pour la région du nord-ouest algérien, incluant le bassin versant de la Tafna, plusieurs études ont documenté la variabilité pluviométrique et ses liens avec les indices climatiques. Meddi et al. (2010) ont analysé les séries de précipitations dans l'ouest algérien sur la période 1970-2005 et ont identifié une rupture statistique significative au début des années 1970 (précisément en 1950-2004), marquant le début d'une période plus sèche. Cette rupture coïncide avec un changement de régime de la NAO. Le déficit pluviométrique moyen post-rupture atteint 15-20% selon les sous-bassins.

Bougara et al. (2020) ont spécifiquement analysé le bassin de la Tafna sur la période 1979-2011 et ont confirmé la diminution significative des précipitations, particulièrement marquée en hiver et au printemps. Leur analyse a révélé une corrélation négative significative entre la NAO hivernale et les précipitations annuelles, ainsi qu'avec les précipitations hivernales.

Bouabdelli et al. (2020) ont étudié l'évolution des précipitations dans le bassin de la Tafna et ont montré une diminution significative des précipitations annuelles d'environ 12 à 15% depuis les années 1970, particulièrement marquée en hiver et au printemps. Cette diminution s'accompagne d'une augmentation de la fréquence et de l'intensité des sécheresses.

Mami et al. (2017) ont montré que, pour le bassin versant de la Tafna, les précipitations de janvier devraient connaître au cours de la période future (2020–2099) une baisse notable, estimée en moyenne à  $-25\%$ , avec une variabilité comprise entre  $-5\%$  et  $-44\%$ . Cette diminution se répercute sur l'ensemble des composantes hydrologiques du bassin, avec un impact décroissant sur le débit des cours d'eau ( $-36\%$ ), l'eau stockée dans le sol ( $-31\%$ ), l'évapotranspiration ( $-30\%$ ) et l'écoulement latéral ( $-29\%$ ).

### I.3.2 Variabilité spatio-temporelle des précipitations

**Variabilité spatiale :** À l'échelle du Maghreb, un gradient ouest-est de l'influence de la NAO est observé, avec une corrélation généralement plus forte à l'ouest (Maroc, Algérie occidentale) qu'à l'est (Tunisie) (Knippertz et al., 2003). Cette structure spatiale reflète la diminution de l'influence atlantique vers l'est du bassin méditerranéen. À l'échelle régionale, des variations importantes existent en fonction de la topographie et de la distance à la mer. Les stations côtières et les reliefs exposés aux flux d'ouest montrent généralement des corrélations plus fortes avec les indices que les stations continentales (Tramblay et al., 2013).

Pour le bassin de la Tafna, caractérisé par une importante variabilité topographique allant du littoral (altitude 0 m) aux monts de Tlemcen (plus de 1800 m), ces gradients spatiaux sont particulièrement marqués. Bougara et al. (2020) ont montré qu'il existe des corrélations entre les précipitations et l'indice NAO, ainsi qu'une diminution des pluies dont l'intensité varie d'une station à l'autre.

**Variabilité saisonnière :** L'influence des indices climatiques sur les précipitations méditerranéennes varie fortement selon les saisons. Pour le Maghreb, la corrélation avec la NAO est maximale en hiver (décembre-janvier-février), période où cet indice atteint son amplitude maximale et où se concentre l'essentiel des précipitations annuelles (Outten et Davy, 2024). La relation s'affaiblit au printemps et devient généralement non significative en été.

Le WeMOi montre un maximum d'influence en automne et en hiver (Lopez-Bustins et al., 2019), tandis que l'ENSO peut exercer un impact décalé, avec des événements El Niño d'automne influençant potentiellement les précipitations de l'hiver suivant (Mariotti et al., 2002). Cette saisonnalité doit être prise en compte dans l'analyse des séries temporelles et dans l'interprétation des résultats d'ondelettes.

**Non-stationnarité des relations :** Un aspect crucial souvent négligé est la non-stationnarité des relations entre indices climatiques et précipitations. Plusieurs études ont montré que la force et parfois même le signe de ces corrélations peuvent varier au cours du temps (Outten et Davy, 2024 ; López-Parages et al., 2016). Cette non-stationnarité peut résulter de changements dans les modes de circulation atmosphérique eux-mêmes ou d'interactions avec d'autres facteurs climatiques. L'analyse par ondelettes est particulièrement adaptée pour détecter ces variations temporelles des relations (Nalley et al., 2019 ; Grinsted et al., 2004).

## **I.4 Impacts sur les ressources en eau et les débits**

### **I.4.1 Études de cas régionales**

Pour l'Algérie et le Maghreb : Plusieurs études ont analysé l'évolution des débits fluviaux en Algérie et leurs liens avec la variabilité climatique. Meddi et Hubert (2003) ont analysé 34 stations hydrométriques en Algérie du Nord et ont identifié une rupture généralisée dans les séries de débits au début des années 1970, contemporaine de la rupture pluviométrique. La réduction moyenne des débits est de l'ordre de 40 à 60% selon les bassins, significativement supérieure à la réduction des précipitations (20 à 30%).

Pour le Maroc, Driouech et al. (2009) ont montré que la diminution des précipitations hivernales depuis les années 1970 s'est traduite par une réduction encore plus marquée des débits des oueds, avec des implications critiques pour les barrages et l'approvisionnement en eau. L'étude souligne que la variabilité interannuelle des débits, déjà élevée naturellement, s'est intensifiée depuis cette période.

Tramblay et al. (2013) ont analysé l'évolution des extrêmes hydrologiques (crues et étiages) dans plusieurs bassins du Maghreb et ont établi des liens avec les indices NAO et WeMOi. Leur étude révèle que les étiages sont particulièrement sensibles aux séquences pluriannuelles de NAO positive, avec des déficits pouvant atteindre 70 à 80% lors des années les plus sèches.

**Pour le bassin de la Tafna :** Le bassin de la Tafna, d'une superficie de 7245 km<sup>2</sup>, a fait l'objet de plusieurs études hydrologiques détaillées. Ghenim et al. (2010) ont étudié les variations des précipitations et des débits spécifiques sur la période 1939-2005. Malgré l'existence d'une phase humide entre 1943-1944 et 1974-1975, le bassin versant enregistre, après 1974-1975, une forte diminution de la pluviométrie. Ce déficit, estimé à 27 % par rapport à la période humide, entraîne une baisse de 69 % des écoulements. Dès lors, l'évapotranspiration devient le terme dominant du bilan hydrologique. Par ailleurs, il apparaît que la période sèche se caractérise par une aptitude au ruissellement superficiel plus élevée que celle observée durant la période humide.

L'étude de Gherissi et al. (2021), portant sur la période 1970-2014 dans le sous-bassin de l'oued Lakhder (l'un des sous-bassins de la Tafna), montre que les décennies 1980, 1990 et 2000 ont été globalement déficitaires en termes de précipitations. Une reprise notable des pluies apparaît toutefois sur la période 2008-2014. Les analyses statistiques appliquées mettent en évidence des ruptures pluviométriques entre 1976 et 1981, révélant un changement significatif dans le régime pluviométrique et hydrologique. Ces ruptures s'accompagnent d'une diminution d'environ 24 % des précipitations et de 57 % du débit par rapport à la période antérieure. Cette variabilité climatique affecte directement les ressources en eau. Par ailleurs, le bassin versant a enregistré une baisse des précipitations ainsi qu'une hausse des températures durant la période 1982-2008.

Selon Belarbi et al. (2021), les analyses statistiques des séries pluviométriques et hydrométriques révèlent une baisse marquée des précipitations et des débits, liée à une rupture de stationnarité survenue entre le milieu des années 1970 et le début des années 1980. Les

précipitations annuelles présentent un déficit moyen de 34,6 % sur la période 1941-2006, et de 29,1 % sur la période 1970-2010. De leur côté, les débits annuels moyens des oueds enregistrent des diminutions de 61,1 % entre 1912 et 2000 et de 53,1 % entre 1973 et 2009.

Bougara et al. (2020) ont analysé l'évolution des extrêmes hydrologiques dans le bassin de la Tafna, montrant une augmentation de la sévérité des étiages depuis les années 1970. Cette réduction drastique s'explique à la fois par la diminution des précipitations et par l'épuisement progressif des réserves souterraines.

### I.4.2 Impacts sur la gestion de l'eau

Ces changements hydrologiques ont des implications majeures pour la gestion des ressources en eau dans le bassin. Les barrages construits dans les années 1980-1990 avec des hypothèses d'apports basées sur les données de la période humide (1940-1970) reçoivent aujourd'hui des apports significativement inférieurs aux prévisions, compromettant leur capacité à satisfaire les demandes (Meddi et al., 2013). La variabilité interannuelle accrue des débits, combinée à la tendance à la baisse, complique également la planification et nécessite des stratégies d'adaptation incluant une gestion plus flexible des ressources et le développement de sources alternatives.

## I.5 Méthodes d'analyse de la variabilité

### I.5.1 Analyse en ondelettes continues

L'analyse en ondelettes continues (Continuous Wavelet Transform - CWT) est une méthode mathématique puissante qui permet de décomposer une série temporelle en composantes temps-fréquence, révélant ainsi les structures périodiques ou quasi-périodiques et leur évolution temporelle (Torrence et Compo, 1998).

**Principes fondamentaux :** Contrairement à la transformée de Fourier classique qui suppose la stationnarité du signal, la transformée en ondelettes permet d'analyser des signaux non-stationnaires en préservant l'information temporelle (Batungwanayo et al., 2024). Introduite par Morlet et al. (1982), la CWT décompose une série temporelle en différentes échelles de temps en utilisant une famille de fonctions formées par translations et dilatations d'une fonction unique appelée "ondelette mère" (Torrence et Compo, 1998).

**Applications aux études hydro-climatiques :** L'analyse en ondelettes a été largement appliquée aux études hydro-climatiques pour identifier les périodicités dominantes dans les séries de précipitations, débits et indices climatiques (Araghi et al., 2017 ; Kumar et al., 2024 ; Batungwanayo et al., 2024). Par exemple, Araghi et al. (2017) ont utilisé la transformée en ondelettes (CWT) pour étudier les relations entre les précipitations et les indices ENSO, NAO et AO en Iran. Leur analyse montre que l'influence dominante de l'AO sur les précipitations se manifeste par des périodes égales ou supérieures à 32 mois dans la plupart des stations. En ce qui concerne la NAO, la période d'effet principale est généralement égale ou supérieure à 64 mois. Pour l'indice SOI, la majorité des régions du pays sont affectées par des périodes inférieures à 64 mois, tandis que dans le nord-ouest, la période prédominante du SOI dépasse 64 mois.

Pour le bassin marocain de Moulouya, proche du bassin de la Tafna, une étude récente a appliqué l'analyse en ondelettes aux séries pluviométriques sur la période 1970-2019 et a identifié cinq gammes de fréquences de variabilité significative : 1-2 ans, 2-4 ans, 4-8 ans, 8-16 ans, et 16-32 ans (Addou et al., 2023). La fréquence de 4-8 ans était la plus répandue sur l'ensemble de la zone d'étude et pouvait durer jusqu'à 27 années consécutives, particulièrement autour de la période 1990-2010.

**Avantages et limites :** Les principaux avantages de la CWT incluent sa capacité à traiter des signaux non-stationnaires, à révéler des structures cachées dans les données brutes, et à identifier les périodicités dominantes et leur évolution temporelle (Torrence et Compo, 1998 ; Batungwanayo et al., 2024). Cependant, la méthode présente aussi des limites : le choix de l'ondelette mère et de ses paramètres peut influencer les résultats, les effets de bord nécessitent une attention particulière, et l'interprétation des scalogrammes requiert une expertise (Araghi et al., 2017).

### I.5.2 Cohérence en ondelettes

L'analyse de cohérence en ondelettes (Wavelet Coherence - WTC) étend les concepts de l'analyse en ondelettes à l'étude des relations entre deux séries temporelles dans le domaine temps-fréquence (Grinsted et al., 2004 ; Nalley et al., 2019).

**Principes :** La cohérence en ondelettes mesure l'intensité de la covariance entre deux séries temporelles en fonction du temps et de la fréquence, de manière similaire au coefficient de corrélation traditionnel mais en permettant aux relations de varier dans le temps et à différentes échelles temporelles (Torrence et Compo, 1998 ; Grinsted et al., 2004). Significativité statistique : Comme pour la CWT, la significativité statistique de la cohérence est évaluée par rapport à un modèle de bruit de référence, généralement deux processus de bruit rouge indépendants (Grinsted et al., 2004). Les régions dépassant le seuil de confiance de 95% sont considérées comme statistiquement significatives et sont typiquement entourées par un contour noir épais dans les représentations graphiques. Le cône d'influence s'applique également à l'analyse de cohérence, délimitant la région fiable du spectre.

**Applications aux télé connexions climatiques :** L'analyse de cohérence en ondelettes est particulièrement adaptée pour étudier les télé connexions entre indices climatiques et variables hydrologiques, car elle permet d'identifier les périodes et les échelles temporelles où ces relations sont les plus fortes (Nalley et al., 2019 ; Adarsh et al., 2024).

Díaz et Villegas (2022) ont appliqué la cohérence en ondelettes pour analyser les relations entre l'ENSO et les précipitations dans les Andes colombiennes. Leur étude a révélé que l'influence de l'ENSO est la plus marquée dans les bandes de fréquence de 2-8 ans, correspondant à la périodicité intrinsèque du phénomène. Ils ont également identifié une non-stationnarité significative de la télé connexion, avec des périodes de forte cohérence (1982-1984, 1997-1999, 2009-2011) alternant avec des périodes de faible influence, correspondant aux événements El Niño majeurs.

Pour l'Afrique de l'Est, Batungwanayo et al. (2024) ont utilisé la cohérence en ondelettes pour examiner les relations entre la végétation (NDVI), les variables hydro-climatiques locales

et les indices de circulation à grande échelle (ENSO, IOD, NAO, PDO). Leur analyse a révélé des cohérences significatives à différentes échelles temporelles selon les zones climatiques, confirmant l'importance d'une approche multi-échelle pour comprendre les impacts climatiques sur les écosystèmes.

Nouaceur et al. (2025) ont analysé les précipitations mensuelles enregistrées entre 1970 et 2023 dans trois stations — Casablanca (Maroc), Dar El Beida (Algérie) et Tunis (Tunisie). L'application de la méthode de cohérence en ondelettes a mis en évidence une relation étroite entre les précipitations et les circulations atmosphériques associées à la NAO et au MOI.

Boutouatou et al. (2023) ont étudié la relation entre les apports hydrologiques et les précipitations à l'aide de la cohérence en ondelettes. Leur analyse révèle que les principaux modes de variabilité des deux paramètres sont très proches, avec une cohérence moyenne totale de 91 %. Les résultats indiquent également qu'environ la moitié de cette variabilité serait liée aux fluctuations des indices NAO et MOI.

**Avantages pour les études hydro-climatiques :** L'analyse de cohérence en ondelettes présente plusieurs avantages majeurs pour les études hydro-climatiques : elle révèle la non-stationnarité des télé connexions climatiques, identifie les périodes et échelles temporelles de forte influence, quantifie l'intensité des relations de manière locale dans le domaine temps-fréquence, et fournit des informations sur les décalages temporels et relations de phase entre variables (Nalley et al., 2019 ; Adarsh et al., 2024 ; Batungwanayo et al., 2024).

### I.5.3 Autres méthodes complémentaires

En complément de l'analyse en ondelettes, plusieurs outils statistiques et descriptifs sont utilisés afin d'obtenir une compréhension complète de la variabilité hydro-climatique dans les sous-bassins étudiés.

Les indices standardisés, notamment le SPI (McKee et al., 1993), l'Indice de Précipitation (Paturel et al., 1998) et l'IDPP, permettent de caractériser les anomalies pluviométriques et d'identifier les périodes de sécheresse en évaluant leur intensité, leur durée et leur fréquence. Le SPI, largement utilisé en Algérie (Ziari et Medjerab, 2024; Merabti et al., 2023), offre une analyse multi-échelle indispensable pour distinguer les sécheresses météorologiques, agricoles et hydrologiques. Les coefficients d'écoulement (Touaïbia, et al., 2001) et les coefficients hydrauliques complètent cette analyse en renseignant sur les changements du comportement hydrologique du bassin.

Pour la détection des ruptures, plusieurs tests complémentaires sont mobilisés afin de renforcer la robustesse des résultats. Le test non paramétrique de Pettitt (Pettitt, 1979), les méthodes paramétriques de Buishand (Buishand, 1982, 1984) et de Lee et Heghinian (1977), ainsi que la segmentation de Hubert (Hubert et al., 1989), permettent d'identifier un ou plusieurs changements de régime dans les séries. Ces méthodes ont montré leur efficacité dans de nombreuses études hydroclimatiques en Algérie (Drouiche et al., 2019; Meddi et Meddi, 2009).

Enfin, l'analyse des tendances repose sur le test non paramétrique de Mann-Kendall (Mann, 1945 ; Kendall, 1975), largement utilisé en climatologie pour détecter des tendances monotones, et souvent associé à l'estimateur de pente de Sen (Sen, 1968). Pour limiter l'effet

de l'autocorrélation, la version modifiée du test est également considérée (Hamed et Rao, 1998). En Algérie, ce test et ses variantes sont fréquemment appliqués pour analyser les précipitations et les indices extrêmes (Zerouali et al., 2015 ; Kheloufi et al., 2025).

### I.6 Synthèse et positionnement de la recherche

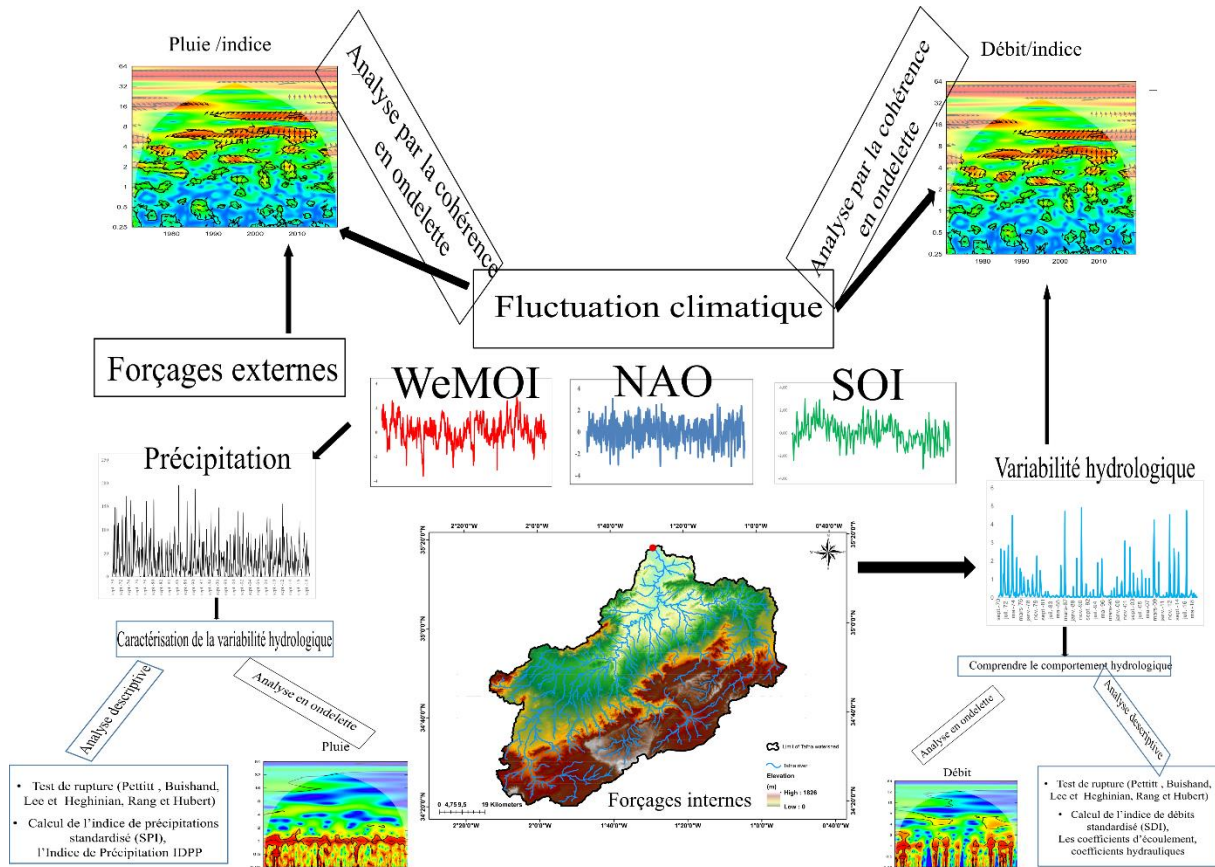
Les études menées en Afrique du Nord mettent en évidence une rupture climatique majeure au milieu des années 1970, largement documentée pour l'Algérie du Nord-Ouest (Meddi et Meddi, 2009 ; Taibi et al., 2013 ; Hallouz et al., 2013), et confirment l'influence négative bien établie de la NAO sur les précipitations hivernales de la région, à laquelle s'ajoute l'effet du WeMOi, plus récemment intégré dans les analyses climatiques régionales (Boughdadi et al., 2024). L'évaluation des précipitations satellitaires montre par ailleurs une bonne concordance avec les observations au sol, avec des corrélations comprises entre 0,45 et 0,80 et un biais médian de l'ordre de 10 % (Khedimallah et al., 2020). Les recherches basées sur les ondelettes révèlent des modes de variabilité marqués aux échelles annuelle (1 an), interannuelle (2–4, 4–8 ans) et pluri-décennale (8–16 ans), fortement liés aux oscillations climatiques, notamment à la NAO, avec des cohérences atteignant 60–84 % pour les précipitations et 67–74 % pour les débits (Khedimallah et al., 2020). D'autres travaux confirment la forte cohérence précipitations–débits dans les bassins du Chélif et de la Medjerda (72–85 % et 70–76 % respectivement), ainsi que le rôle dominant des indices NAO et WeMOi pour les précipitations (66–73 %) et des indices NAO–SOI ou NAO–WeMOi pour les débits selon les bassins (65–73 %) (Khedimallah, 2021). De même, des modes de variabilité annuels, interannuels et pluriannuels (2–4, 4–8, 8–12/16, 16–30 ans) ainsi que des ruptures majeures autour de 1970, 1980 et 2000 ont été mis en évidence, avec une contribution des indices climatiques comprise entre 55 et 80 % (Zamrane et al., 2016). Enfin, les précipitations du bassin de Gabès présentent également des cycles de 1 à 12 ans, modulés par des facteurs régionaux et globaux, et fortement corrélés à l'Oscillation Méditerranéenne (MO), avec une contribution variant entre 51 et 93 % selon les stations (Jemai et al., 2017).

Les approches classiques, basées sur des méthodes stationnaires, ont montré leurs limites pour analyser la non-stationnarité des relations climat–hydrologie. Les analyses en ondelettes constituent un outil adapté pour étudier les signaux à variabilité multi-échelle (Torrence & Compo, 1998 ; Grinsted et al., 2004). Toutefois, pour le bassin de la Tafna, plusieurs aspects demeurent insuffisamment explorés : la non-stationnarité de l'influence de la NAO, le rôle du WeMOi, l'effet secondaire de l'ENSO, et la dynamique couplée précipitations–débits sur des pas de temps multi-décennaux.

#### I.6.1 Positionnement et contributions majeures de la présente étude

Ce travail de recherche vise principalement à approfondir la compréhension de la variabilité hydrologique du le bassin versant de la Tafna (Nord-Ouest de l'Algérie), ainsi qu'à caractériser les relations existant entre cette variabilité et différents facteurs de forçage externes (influences climatiques) et internes (morphologie, lithologie, occupation des sols) susceptibles d'affecter les débits.

L'étude proposera d'analyser la variabilité temporelle du régime hydrologique à partir des séries chronologiques disponibles (précipitations, débits), afin de mieux cerner la réactivité hydrologique aux événements pluvieux. Cette variabilité sera ensuite mise en relation avec les fluctuations climatiques, représentées notamment par des indices tels que l'la NAO, SOI et WeMOI. L'approche méthodologique adoptée est présentée dans la Figure 3.



**Figure I. 3.** Schéma illustrant l'approche scientifique adoptée dans cette étude, visant à caractériser la variabilité hydrologique et à analyser les facteurs de contrôle climatiques et géomorphologiques

Afin de combler ces lacunes, la présente recherche mobilise une approche intégrée combinant analyse en ondelettes (CWT, WTC), indices sécheresse (SPI, SDI), les tests de rupture, ainsi que les analyses en ondelettes (CWT, WTC) pour examiner l'évolution des précipitations, des débits et des indices climatiques entre 1970/71 et 2018/19, ainsi que les corrélations qui les relient. Les contributions scientifiques majeures sont les suivantes :

### I.6.1.1 Détection des ruptures par le test statiques ondelettes

En complément des tests classiques (Pettitt, Buishand, Hubert et la segmentation d' Hubert), l'évolution du spectre de puissance a permis d'identifier :

- la rupture majeure des années 1970 ;
- des ruptures secondaires propres à certaines stations ;
- des changements de régime simultanés dans les précipitations et les débits.

Ce double diagnostic (tests + ondelettes) renforce la robustesse des résultats.

**I.6.1.2 Détermination des périodes sèches et humides par SPI et SDI**

Les indices SPI (McKee et al., 1993) et SDI ont permis :

- d'identifier les épisodes de sécheresse météorologique et hydrologique ;
- de caractériser leur durée, intensité et fréquence ;
- de distinguer les périodes humides/déficitaires à différentes échelles;
- d'établir les correspondances entre les phases SPI/SDI et les modes de variabilité détectés par ondelettes.

**I.6.1.3 Détermination des modes de variabilité des précipitations et des débits**

L'analyse en ondelettes (CWT) a permis :

- d'identifier les périodes dominantes (interannuelles, pluriannuelles et décennales) ;
- de caractériser les phases humides et sèches multi-échelles ;
- de mettre en évidence des discontinuités temporelles dans la puissance du signal ;
- de préciser la structure non-stationnaire des séries hydroclimatiques.

**I.6.1.4 Analyse multi-indices (NAO, WeMOi, SOI/ENSO)**

L'analyse de cohérence en ondelettes (WTC) a permis de :

- quantifier l'influence relative de chaque indice ;
- identifier les périodes de forte cohérence entre indices climatiques et précipitations/débits ;
- démontrer la non-stationnarité des télé-connexions climatiques ;
- préciser les décalages temporels (phases) entre forçages climatiques et réponses hydrologiques.

**Retombées scientifiques**

Cette étude contribue à :

- une meilleure compréhension de la variabilité hydro-climatique en Méditerranée occidentale ;
- la caractérisation fine des modes de variabilité des précipitations et débits ;
- la détection robuste des ruptures climatiques via approches classiques et ondelettes ;
- l'évaluation complète des sécheresses par SPI et SDI ;

- une méthodologie intégrée applicable à d'autres bassins semi-arides.

### **Conclusion**

En résumé, cette recherche se positionne à l'interface entre climatologie dynamique, hydrologie et analyse de séries temporelles avancée, et vise à fournir une compréhension approfondie, quantitative et multi-échelle de la variabilité hydro-climatique du bassin de la Tafna et de ses liens avec les principaux modes de circulation atmosphérique influençant la région méditerranéenne.

Les résultats contribueront à la fois à l'avancement des connaissances scientifiques sur les télé-connexions climatiques en Méditerranée occidentale et à l'amélioration de la gestion des ressources en eau dans un contexte de forte variabilité naturelle et de changement climatique anthropique. L'approche méthodologique innovante basée sur les techniques d'ondelettes permettra de révéler des structures de variabilité et des patterns de cohérence jusqu'ici non documentés pour cette région, tout en fournissant des outils d'analyse transférables à d'autres bassins méditerranéens confrontés à des défis similaires de variabilité hydro-climatique et de gestion des ressources en eau.

---

## *Chapitre II : Présentation de la zone d'étude*

---

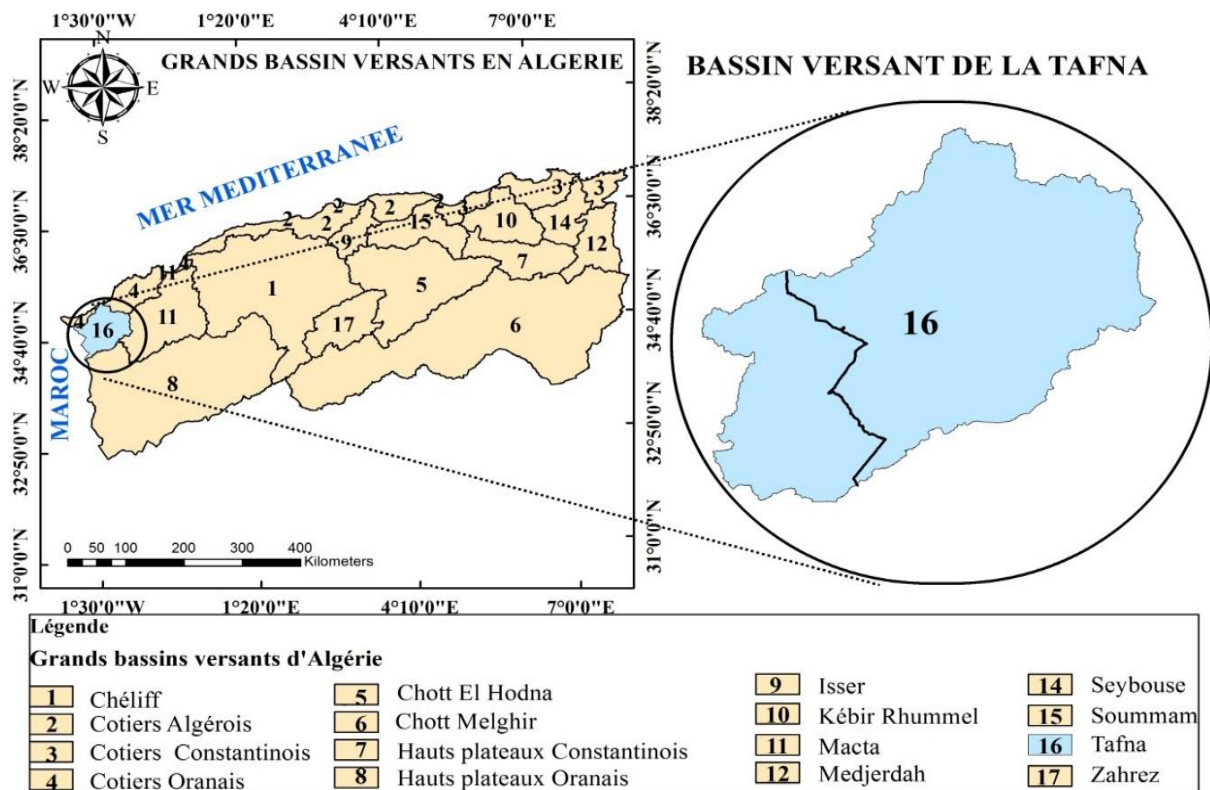
**Introduction**

Le bassin versant constitue une unité géographique essentielle pour l'étude des processus hydrologiques et environnementaux. Il regroupe l'ensemble des surfaces drainées par un réseau hydrographique et permet d'observer de manière cohérente les échanges d'eau et de matières dans un espace délimité. La zone d'étude choisie pour cette recherche présente des caractéristiques particulières qui influencent directement le régime hydrologique, la répartition des précipitations et les écoulements de surface. L'analyse de ce bassin est d'une importance capitale pour comprendre les interactions entre les facteurs climatiques, géologiques et anthropiques qui modulent son comportement hydrologique. Ce chapitre vise à décrire en détail la localisation, les caractéristiques géomorphologiques, le climat, la végétation, ainsi que les usages des sols dans la région, afin de fournir un cadre précis à l'étude des dynamiques hydrologiques de quatre sous-bassins versant de la Tafna.

**II.1 Présentation générale du bassin versant de la Tafna**

Le bassin versant de la Tafna s'étend entre l'Algérie et le Maroc et figure parmi les plus importants bassins du Nord-ouest de l'Algérie. Il correspond au bassin n°16 sur les 17 bassins hydrauliques du territoire algérien et couvre une superficie d'environ 7 245 km<sup>2</sup>, dont une partie déborde sur le royaume du Maroc (Bouanani, 2004).

Ce bassin est limité au Nord par la mer Méditerranée, à l'Est par les bassins versants de la Macta et du côtier oranais, à l'Ouest par la frontière marocaine, et au Sud par les hauts plateaux oranais (fig. II.1).



**Figure II. 1.**Situation géographique du bassin versant de la Tafna

## Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

Géographiquement, il s'étend entre la longitude 0°50' et 2°20' Ouest et la latitude 34°11' et 35°20' Nord. L'oued Tafna, cours d'eau principal du bassin, prend sa source à Ghar Boumaaza (Algérie) à une altitude d'environ 1 100 m, et parcourt près de 170 km avant de se jeter dans la mer Méditerranée au niveau de la plage de Rechgoune. L'altitude du bassin varie globalement entre 0 et 1 800 m (fig. II.2).

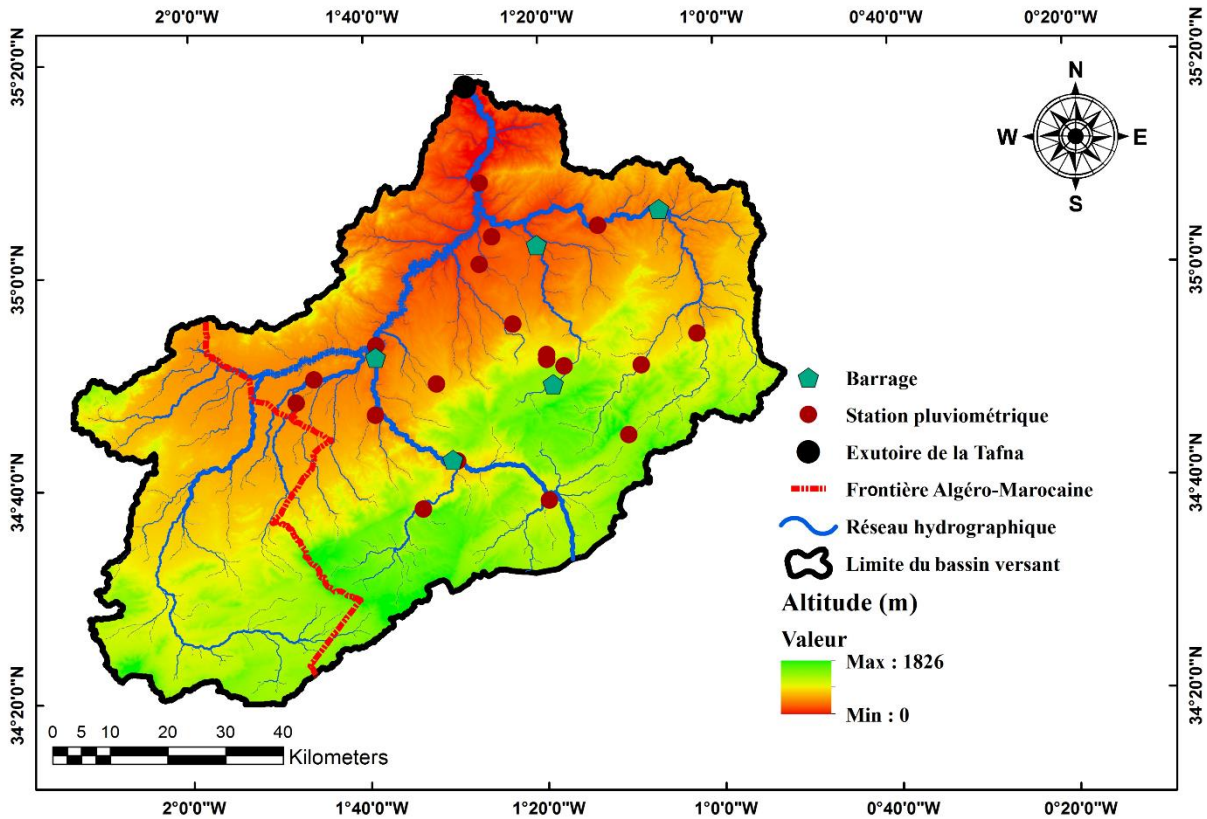


Figure II. 2. Modèle numérique de terrain du bassin versant de la Tafna

### II.2 Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique de la Tafna présente une structure complexe et ramifiée, composée d'un ensemble d'oueds et de vallées permanents ou temporaires (fig.II.3). Sur le plan morphologique, le bassin peut être subdivisé en trois grandes unités :

1. La haute Tafna (partie occidentale): Elle comprend la zone amont du bassin, drainée principalement par les oueds Sebdou, Khemis et Mouilah.
2. La moyenne Tafna (partie orientale): Elle est alimentée par plusieurs affluents majeurs, notamment les oueds Isser et Sikkak.
3. La basse Tafna (partie septentrionale): Cette portion s'étend à partir du village Tafna jusqu'à l'embouchure sur la mer Méditerranée. Elle reçoit les contributions des oueds Boukiou, Boumessaoud et Ezzitoun.



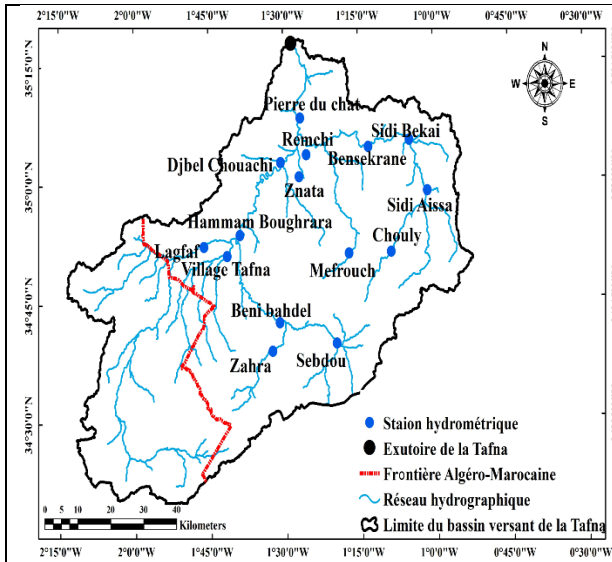


Figure II.4. Répartition des stations hydrométriques au niveau de la Tafna

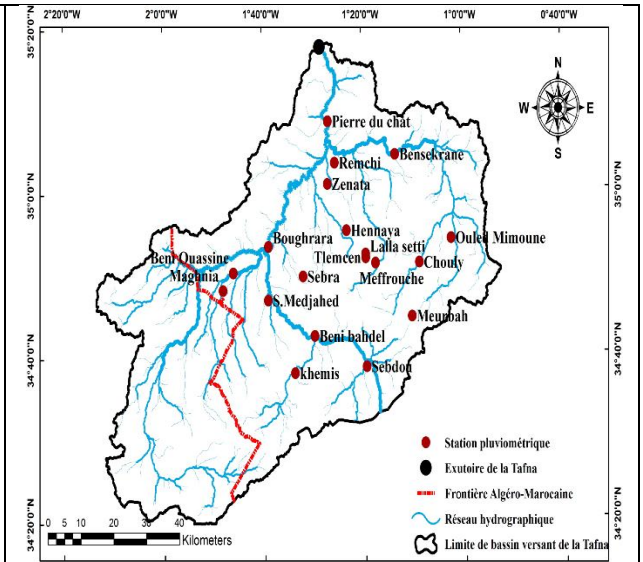


Figure II.5. Répartition des stations pluviométriques au niveau de la Tafna

Par ailleurs, la Tafna est dotée de cinq grands barrages (fig. II.6), Béni Bahdel, Meffrouche, Hammam Boughrara, Sidi Abdelli et Sikkak, dont les capacités de stockage varient entre 15 et 177 Mm<sup>3</sup> (tabl. II.1).

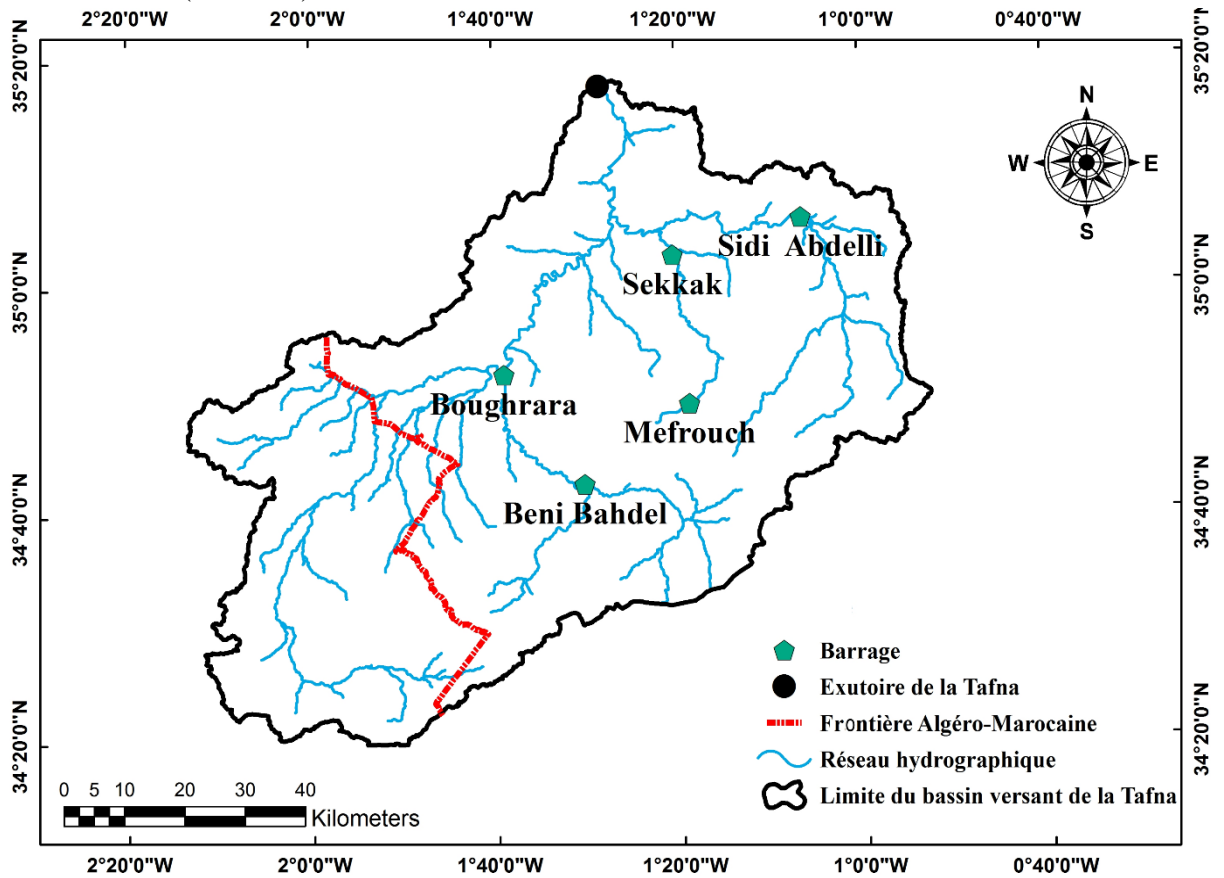


Figure II. 6. Barrages du bassin versant de la Tafna

**Tableau II. 1.** Caractéristiques des barrages de la Tafna Zettam (2018).

| Barrage          | Capacité (Mm3) | Date de mise en eau | Utilisation      |
|------------------|----------------|---------------------|------------------|
| Beni Bahdel      | 65.5           | 1952                | AEP / irrigation |
| Meffrouche       | 15             | 1963                | AEP              |
| Sidi Abdelli     | 110            | 1988                | AEP / irrigation |
| Hammam Boughrara | 177            | 1998                | AEP / irrigation |
| Sekkak           | 30             | 2005                | AEP / irrigation |

**Situation géographique des sous bassins étudiés au niveau de la Tafna (fig.II.7)**

**II.2.1 Sous bassin versant d'oued Khemis**

Le sous bassin versant d'oued Khemis un affluent de la haute Tafna, s'étend entre les latitudes Nord 34°26' et 34°43' et les longitudes Ouest 1°29' et 1°45'30''. Il est limité au Sud et à l'Est par le Djebel Tenouchfi et le Djebel Kerrouch, à l'Ouest par le Djebel Tissefsafine et au Nord par le barrage de Beni Bahdel.

**II.2.2 Sous bassin versant d'oued Sebdou**

Le sous bassin de Sebdou est considéré comme une importante source d'alimentation du bassin de la haute Tafna. Il est bordé au Nord par le plateau de Titmokhen, au Sud par les Djebel Lato, Si Abdellah, Maiter, Zninia, Toumiet et Koudiat el Harcha, à l'Est par le Djebel Mazoudjène, Djebel El Ahmer et Djebel el Arbi et à l'Ouest par le plateau des Azaïls. Il se trouve entre 34°30' et 34°45'30'' de latitudes Nord et 1°31'30' et 1°8' de longitudes Ouest. Il débouche dans la vallée de Beni Bahdel, il est contrôlé par la station hydrométrique de Sebdou.

**II.2.3 Sous bassin versant d'oued Boumessaoud**

Dans la partie la plus septentrionale du bassin de la Tafna, le sous-bassin versant d'oued Boumessaoud s'étend entre les longitudes 1°20' et 1°29'30'' Ouest, et les latitudes 34°49'20'' et 35° Nord. Il est limité à l'Est par le sous bassin du Sikkak, à l'Ouest par celui de Mouilah, et au Sud par le Djebel Taksemt et Djebel Tefatisset. Les petites vallées affluentes qui alimentent ce sous-bassin prennent naissance sur les hauteurs du plateau de Terny, ainsi qu'à l'Est de la forêt de Zarifet, au Djebel Tamesguida et au Djebel Fernane.

**II.2.4 Sous bassin d'oued Chouly**

Le sous bassin de Chouly fait partie de la moyenne Tafna. Situé en amont de l'oued Isser, il se trouve entre 34° 42' et 34° 51'30'' de latitude Nord et entre 1° 21'30'' et 1°7'30'' de longitude Ouest. Il est bordé par le djebel Rhenndas, Mehalla et Diar Ouled Yahia au Sud-ouest et par les djebels Boulaâdour, Beni Yahia et Gaât El Hakoud au Nord-est.

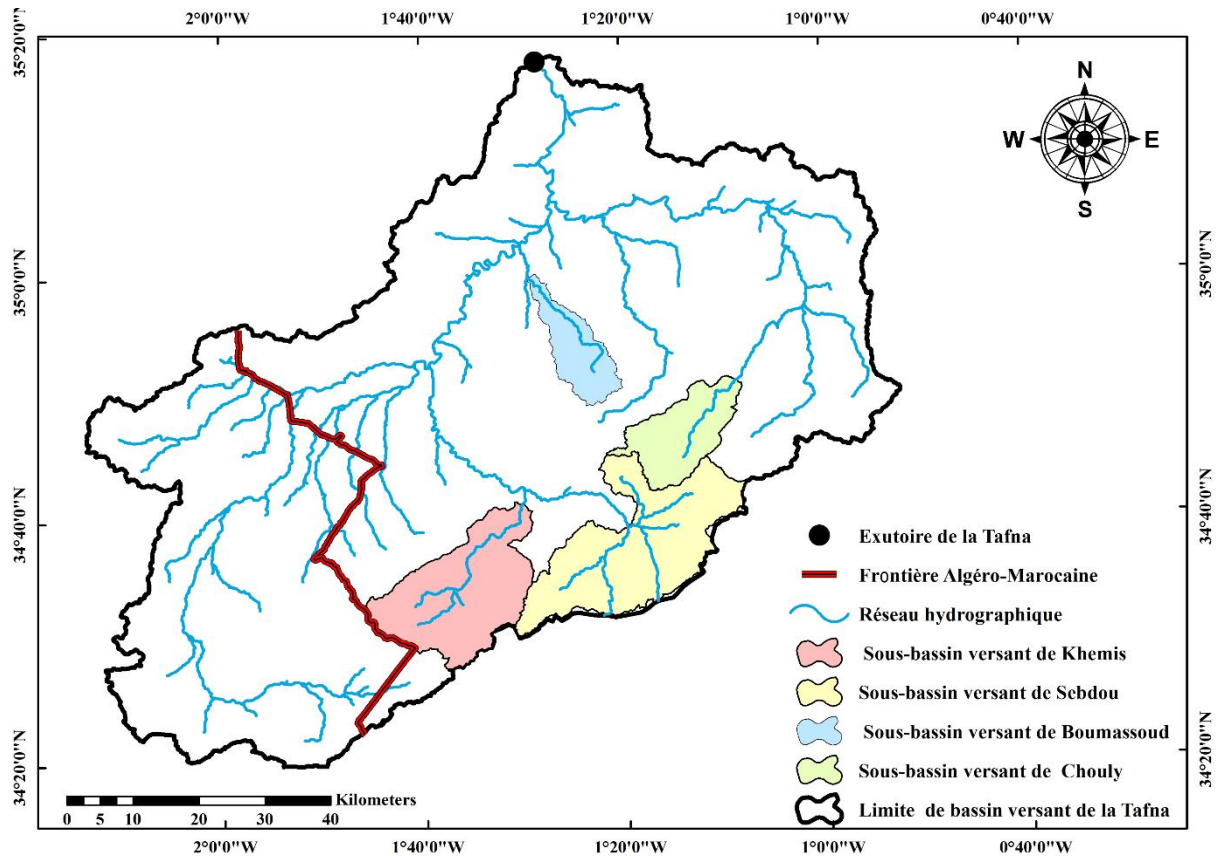


Figure II. 7.Situation géographique des sous bassins étudiés

### II.3 Etude des caractéristiques morpho-métriques des sous bassins étudiés

Les caractéristiques physiques d'un bassin versant ont un impact significatif sur la compréhension et le contrôle de l'écoulement. L'analyse morpho-métrique est basée sur la forme, l'ordre des cours d'eau, le relief, la densité de drainage, la fréquence des cours d'eau, l'allongement et le profil des cours d'eau.

#### II.3.1 Caractéristiques de forme

Un bassin versant est la zone où les précipitations sont collectées pour alimenter un cours d'eau, le débit de sortie de ce cours d'eau est directement influencé par la surface du bassin versant.

L'environnement physique d'un bassin versant dépend de ses propriétés morpho-métriques, lesquelles constituent une base de comparaison entre différents bassins. Grâce à l'utilisation du Système d'Information Géographique (SIG) sous ArcGIS, les paramètres géométriques des sous bassins versants inclus dans cette étude ont pu être calculés.

##### II.3.1.1 Indice de compacité de Gravius (kc)

Selon Roche (1963), le coefficient de compacité de Gravius est défini comme la proportion entre le périmètre du bassin versant et celui d'un cercle dont la surface est égale à celle du bassin versant, il est donné par la formule :

$$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad \text{Eq. II.1}$$

Où :

$K_c$  : Indice de compacité de Gravelius,

$P$  : Périmètre du bassin (Km),

$A$  : Surface du bassin (Km<sup>2</sup>).

### II.3.1.2 Rectangle équivalent

Le rectangle équivalent est défini comme le rectangle de longueur ( $L$ ) et de largeur ( $l$ ) ayant la même surface et le même périmètre que le bassin, il permet de comparer l'impact de la forme sur l'écoulement dans la diversité des bassins (Roche ,1963).

Il est défini respectivement par les formules suivantes :

- **Longueur (L) :**

$$L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right] \quad \text{Eq.II.2}$$

- **Largeur (l):**

$$l = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.12} \left[ 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right] \quad \text{Eq.II.3}$$

$L$  : Longueur du rectangle (km),

$l$  : Largeur du rectangle (km).

Des méthodes de numérisation avec délimitation des bassins ont été utilisées pour mesurer la superficie des sous bassins étudiés, en utilisant les cartes ASTER Global Digital Elevation Model V003 (N36W02W03 et N35W02W03). Nous avons réalisé le calcul de la superficie et du périmètre des sous bassins en utilisant le logiciel ArcGis 10.4 (tabl. II.2).

**Tableau II. 2.** Caractéristiques de forme des sous bassins étudiés de la Tafna

| Sous bassin        | Surface (km <sup>2</sup> ) | Périmètre (km) | Kc   | Rectangle équivalent |              |
|--------------------|----------------------------|----------------|------|----------------------|--------------|
|                    |                            |                |      | Longueur (km)        | Largeur (km) |
| <b>Khemis</b>      | 344,65                     | 98,32          | 1,48 | 40,69                | 8,47         |
| <b>Sebdou</b>      | 439,16                     | 142,20         | 1,90 | 64,27                | 6,83         |
| <b>Chouly</b>      | 169,60                     | 70,88          | 1,52 | 29,73                | 5,70         |
| <b>Boumessaoud</b> | 115,02                     | 62,04          | 1,62 | 26,71                | 4,31         |

### II.3.2 Etude du relief

Le relief joue un rôle essentiel dans le comportement hydrologique d'un bassin, il a aussi un rôle crucial dans la détermination de l'aptitude des terrains au ruissellement, à l'infiltration et à l'évaporation.

**II.3.2.1 Distribution altimétrique et courbe hypsométrique**

La distribution des surfaces de section transversale de la surface du sol par rapport à ses élévations est étudiée par l'analyse hypsométrique (Strahler, 1952). Elle est employée pour caractériser les reliefs d'érosion à leurs différents stades d'érosion (Schumn, 1956).

Dans un bassin versant, la courbe hypsométrique permet de déterminer le stade du cycle d'érosion des formes de relief. Elle se reflète de manière convexe vers le haut pour un bassin jeune, en forme de S pour un bassin mature et concave vers le haut pour les pénéplaines (Strahler, 1952).

La courbe présente la distribution de la surface cumulée (%) en fonction de la distribution par plages d'altitude, définissant ainsi le pourcentage de la surface qui représente une certaine altitude pour chacun des sous-bassins. (tabl. II.3, II.4, II.5 et II.6) et (fig. II.8, II.9, II.10 et II.11).

**Tableau II. 3.**Distribution altimétrique du sous bassin de Khemis

| <b>Tranches d'altitudes (m)</b> | <b>Surfaces partielles (Km<sup>2</sup>)</b> | <b>Surfaces cumulées (Km<sup>2</sup>)</b> | <b>Fraction Surfaces partielles (%)</b> | <b>Surfaces Cumulées (%)</b> |
|---------------------------------|---|---|---|------------------------------|
| 637-800                         | 13,29                                       | 13,29                                     | 3,86                                    | 100                          |
| 800-900                         | 12,16                                       | 25,45                                     | 3,53                                    | 96,14                        |
| 900-1000                        | 11,60                                       | 37,05                                     | 3,37                                    | 92,61                        |
| 1000-1100                       | 13,34                                       | 50,40                                     | 3,87                                    | 89,25                        |
| 1100-1200                       | 20,90                                       | 71,29                                     | 6,06                                    | 85,38                        |
| 1200-1300                       | 58,05                                       | 129,35                                    | 16,85                                   | 79,31                        |
| 1300-1400                       | 107,60                                      | 236,94                                    | 31,22                                   | 62,47                        |
| 1400-1500                       | 61,74                                       | 298,68                                    | 17,91                                   | 31,25                        |
| 1500-1600                       | 29,40                                       | 328,08                                    | 8,53                                    | 13,33                        |
| 1600-1700                       | 16,30                                       | 344,39                                    | 4,73                                    | 4,80                         |
| 1700-1806                       | 0,24  | 344,63                                    | 0,07                                    | 0,07                         |

**Tableau II. 4.**Distribution altimétrique du sous bassin de Sebdu

| <b>Tranches d'altitudes (m)</b> | <b>Surfaces partielles (Km<sup>2</sup>)</b> | <b>Surface cumulées (Km<sup>2</sup>)</b> | <b>Fraction Surfaces partielles (%)</b> | <b>Surface cumulées (%)</b> |
|---------------------------------|---|--|---|-----------------------------|
| 853-900                         | 4,52  | 4,52                                     | 1,03                                    | 100                         |
| 900-1000                        | 72,35                                       | 76,88                                    | 16,48                                   | 98,97                       |
| 1000-1100                       | 131,44                                      | 208,32                                   | 29,93                                   | 82,49                       |
| 1100-1200                       | 119,78                                      | 328,10                                   | 27,28                                   | 52,56                       |
| 1200-1300                       | 65,48                                       | 393,57                                   | 14,91                                   | 25,28                       |
| 1300-1400                       | 37,25                                       | 430,83                                   | 8,48                                    | 10,37                       |
| 1400-1500                       | 7,46  | 438,28                                   | 1,70                                    | 1,88                        |
| 1500-1599                       | 0,81  | 439,09                                   | 0,18                                    | 0,18                        |

## Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

**Tableau II. 5.**Distribution altimétrique du sous-bassin de Boumassoud

| <b>Tranches d'altitudes (m)</b> | <b>Surface partielles (Km<sup>2</sup>)</b> | <b>Surfaces cumulées (Km<sup>2</sup>)</b> | <b>Fraction Surfaces Partielles (%)</b> | <b>Surfaces cumulées (%)</b> |
|---------------------------------|--|---|---|------------------------------|
| 152-200                         | 2,36                                       | 2,36                                      | 2,06                                    | 100                          |
| 200-300                         | 11,17                                      | 13,53                                     | 9,76                                    | 97,94                        |
| 300-400                         | 19,81                                      | 33,34                                     | 17,31                                   | 88,18                        |
| 400-500                         | 14,54                                      | 47,88                                     | 12,71                                   | 70,86                        |
| 500-600                         | 9,32                                       | 57,19                                     | 8,14                                    | 58,16                        |
| 600-700                         | 10,46                                      | 67,65                                     | 9,14                                    | 50,02                        |
| 700-800                         | 19,47                                      | 87,12                                     | 17,01                                   | 40,88                        |
| 800-900                         | 11,78                                      | 98,90                                     | 10,30                                   | 23,87                        |
| 900-1000                        | 3,89                                       | 102,79                                    | 3,40                                    | 13,57                        |
| 1000-1100                       | 4,93                                       | 107,71                                    | 4,31                                    | 10,17                        |
| 1100-1200                       | 5,04                                       | 112,76                                    | 4,41                                    | 5,87                         |
| 1200-1257                       | 1,67                                       | 114,43                                    | 1,46                                    | 1,46                         |

**Tableau II. 6.**Distribution altimétrique du sous bassin de Chouly

| <b>Tranches d'altitudes (m)</b> | <b>Surfaces partielles (Km<sup>2</sup>)</b> | <b>Surfaces cumulées (Km<sup>2</sup>)</b> | <b>Fraction Surfaces partielles (%)</b> | <b>Surfaces cumulées (%)</b> |
|---------------------------------|---|---|---|------------------------------|
| 746-800                         | 1,92  | 1,92                                      | 1,15                                    | 100                          |
| 800-900                         | 6,23  | 8,15                                      | 3,72                                    | 98,85                        |
| 900-1000                        | 8,51  | 16,66                                     | 5,08                                    | 95,14                        |
| 1000-1100                       | 14,12                                       | 30,78                                     | 8,43                                    | 90,06                        |
| 1100-1200                       | 21,45                                       | 52,23                                     | 12,80                                   | 81,63                        |
| 1200-1300                       | 35,07                                       | 87,30                                     | 20,92                                   | 68,83                        |
| 1300-1400                       | 56,29                                       | 143,59                                    | 33,59                                   | 47,91                        |
| 1400-1500                       | 20,35                                       | 163,94                                    | 12,14                                   | 14,32                        |
| 1500-1600                       | 3,59  | 167,53                                    | 2,14                                    | 2,18                         |
| 1600-1614                       | 0,06  | 167,59                                    | 0,04                                    | 0,04                         |

## Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

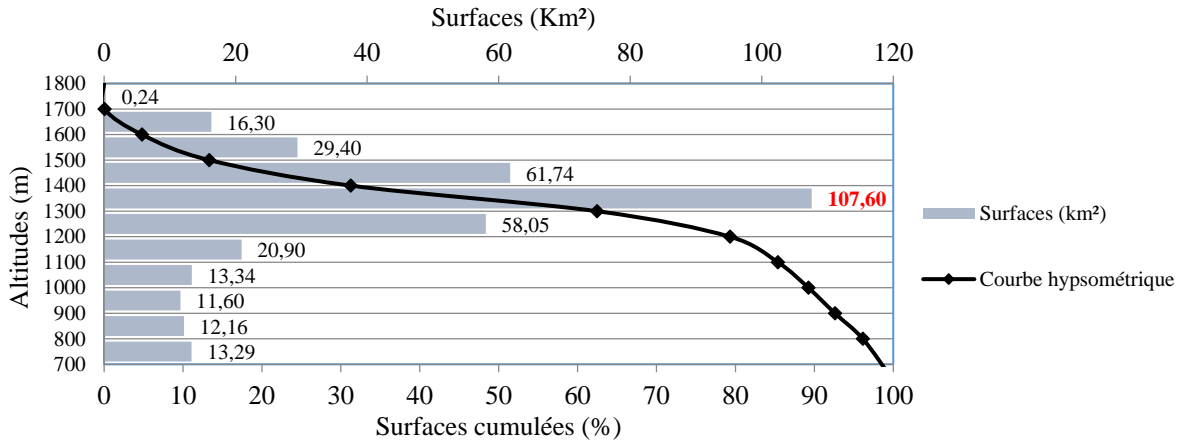


Figure II. 8. Fréquences altimétriques et courbe hypsométrique du B.V d'oued Khemis

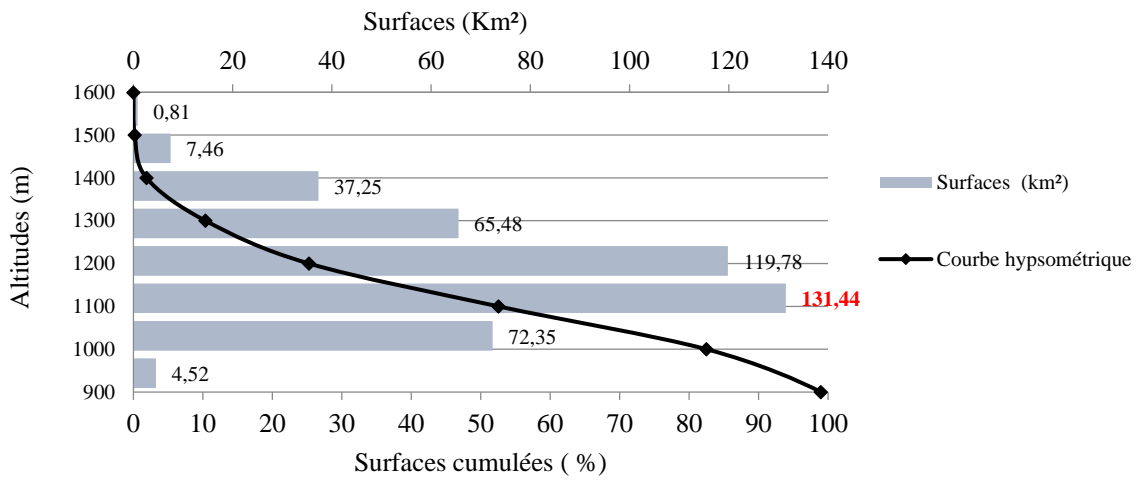


Figure II. 9. Fréquences altimétriques et courbe hypsométrique du BV d'oued Sebdu

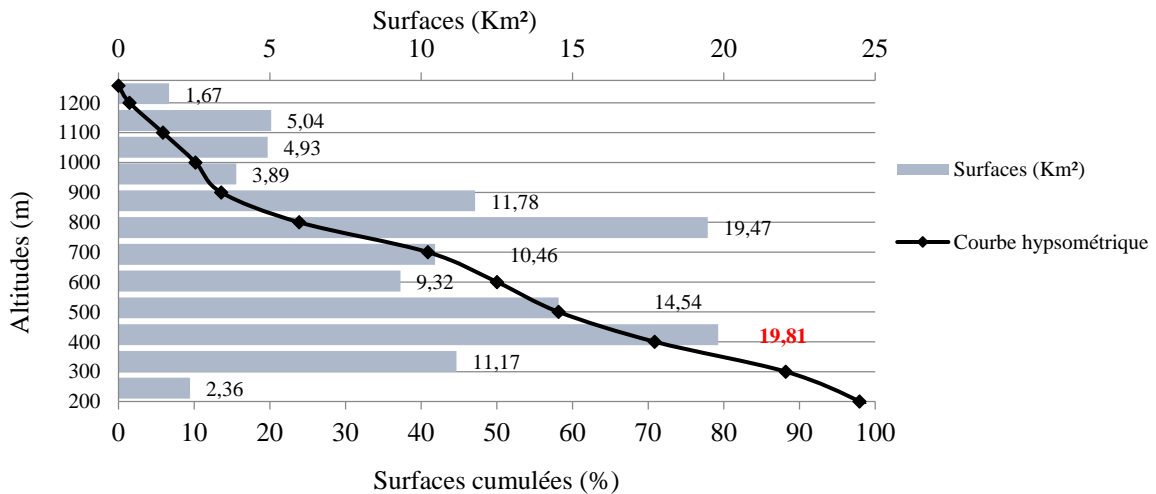


Figure II. 10. Fréquences altimétriques et courbe hypsométrique du BV d'oued Boumessaoud

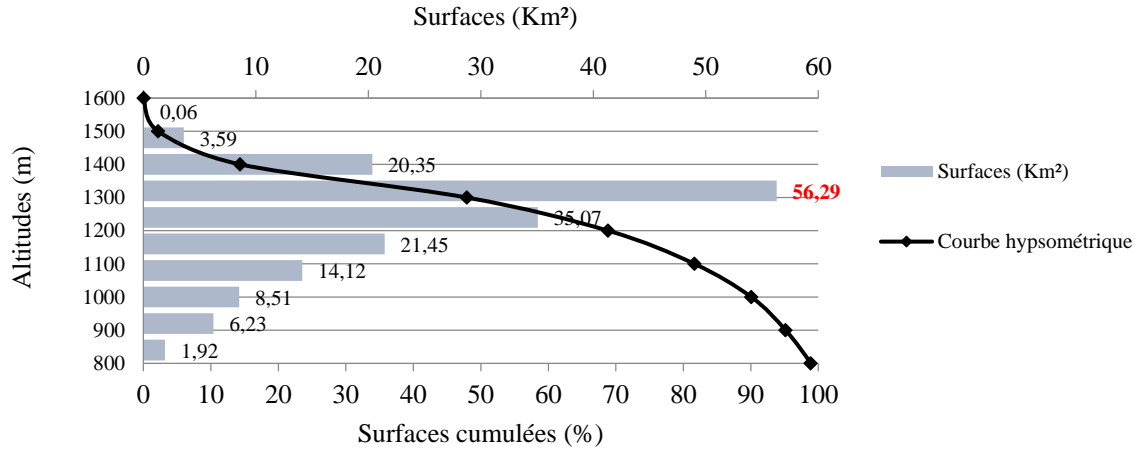


Figure II. 11. Fréquences altimétriques et courbe hypsométrique Chouly

### II.3.2.2 Altitudes caractéristiques

- Altitudes maximales et minimales

L'analyse de la figure II.12, II.13, II.14 et II.15 permet de voir les altitudes maximales et minimales des sous bassins étudiés.

Les altitudes caractéristiques peuvent aussi être identifiées à partir des courbes hypsométriques précédentes (résumées dans le tableau de synthèse II.10)

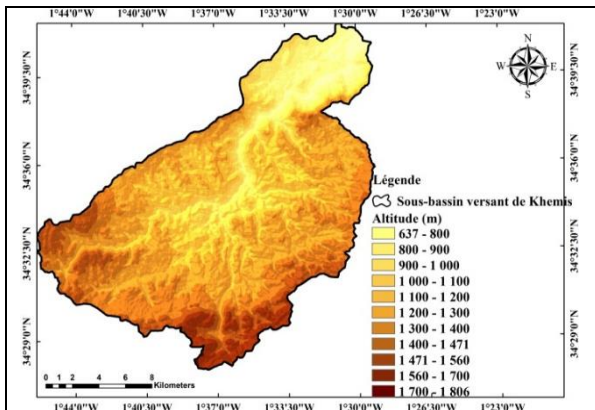


Figure II. 12. Carte altimétrique du sous bassin d'oued Khemis

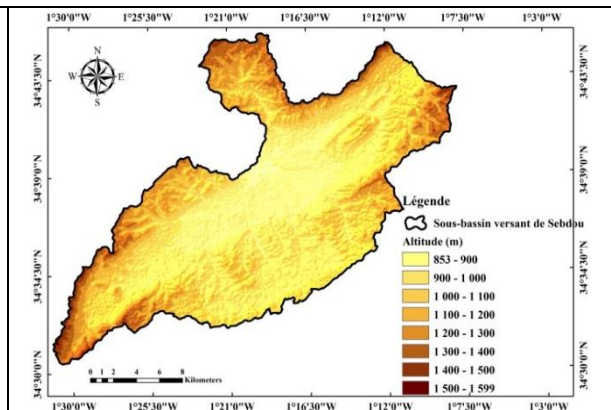


Figure II. 13. Carte altimétrique du sous bassin d'oued Sebdu

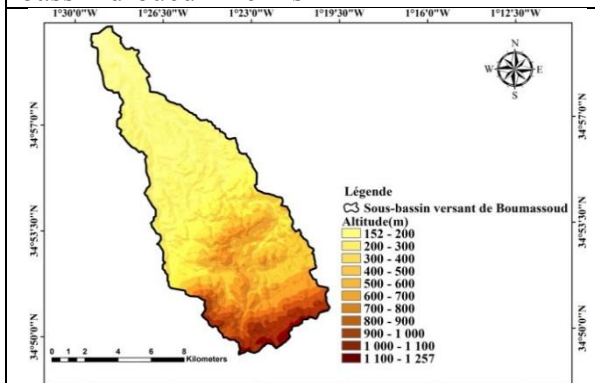


Figure II. 14. Carte altimétrique du sous bassin d'oued Boumessaoud

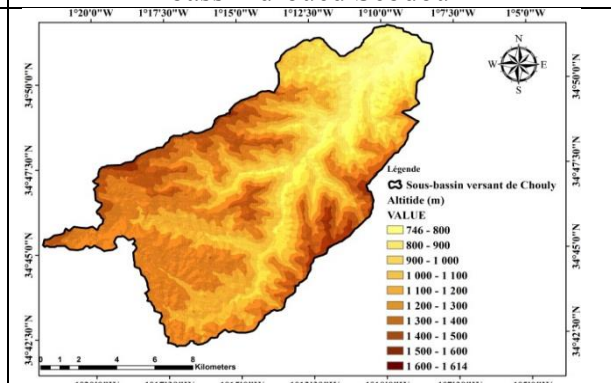


Figure II. 15. Carte altimétrique du sous bassin d'oued Chouly

- **Altitude moyenne**

La formule suivante permet de calculer l'altitude moyenne :

$$H_{moyenne} = \frac{\sum_{i=1}^n H_i S_i}{S_T} \quad \text{Eq.II.4}$$

$H_{moyenne}$  : Altitude moyenne du sous bassin (m),

$S_T$  : Surface totale du sous bassin (Km<sup>2</sup>),

$S_i$  : Surface entre les deux hauteurs  $H_i$  et  $H_{i+1}$  (Km<sup>2</sup>),

$H_i$  et  $H_{i+1}$  : Altitudes de deux courbes de niveau alternées (m).

- **Altitude médiane, 5%, et 95% de la surface (H50%, H5%, H95%)**

Les altitudes correspondant à 5, 50, 95 % de la surface totale des sous bassins sont déduites de la courbe hypsométrique (fig. II.8, II.9, II.10 et II.11).

Le tableau III.9 présente les résultats des altitudes caractéristiques des sous-bassins, tels que :

### II.3.2.3 Indices de pente

Les indices de pente permettent, comme pour certaines caractéristiques géométriques, de comparer les bassins entre eux.

a) **Indice de pente de Roche  $I_p$**

Selon (Roche, 1963), l'indice de pente  $I_p$  est calculé en utilisant le rectangle équivalent. On le représente en pourcentage :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{n=1}^n \sqrt{S_i (H_i - H_{i-1})} \quad \text{Eq.II.5}$$

$I_p$  : Indice de pente de Roche,

$S_i$  : Fraction de la surface totale comprise entre les altitudes  $H_i$  et  $H_{i-1}$  (%),

$L$  : Longueur du rectangle équivalent (m),

$H_i$  et  $H_{i-1}$  : Différence d'altitude entre deux courbes voisines (m).

b) **Indice de pente global ( $I_g$ )**

Le rapport entre l'altitude de 5% et 95% du pourcentage de surface cumulée ( $D$ ) sur la longueur du rectangle équivalent est connu sous le nom d'indice de pente (Dubreuil, 1966). La formule s'écrit comme suit :

$$I_g = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L} = \frac{D}{L} \quad \text{Eq.II.6}$$

$I_g$ : Indice global de pente,

## Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

D : Différence de hauteur (m) : H5% et H95% sont les altitudes entre lesquelles se trouvent 5% et 90% de la surface) (m),

L : Longueur du rectangle équivalent (m).

Une première classification du relief a été donnée par l'O.R.S.T.O.M. (Office de Recherche scientifique et technique d'outre-mer actuellement IRD, Institut de Recherche et Développement) en utilisant l'indice global de pente ( $I_g$ ) (tabl. II.7):

**Tableau II. 7.** Classification des reliefs selon  $I_g$  par l'O.R.S.T.O.M

| Type de relief      | $I_g$                 |
|---------------------|-----------------------|
| Relief très faible  | $I_g < 0.002$         |
| Relief faible       | $0.002 < I_g < 0.005$ |
| Relief assez faible | $0.005 < I_g < 0.01$  |
| Relief modéré       | $0.01 < I_g < 0.02$   |
| Relief assez fort   | $0.02 < I_g < 0.05$   |
| Relief fort         | $0.05 < I_g < 0.5$    |
| Relief très fort    | $0.5 < I_g$           |

### c) Indice de pente moyenne ( $I_m$ )

Il est défini par la formule suivante :

$$I_m = \frac{H_{max} - H_{min}}{L} \quad \text{Eq.II.7}$$

$I_m$  : Indice de pente moyenne,

$H_{Max}$  and  $H_{Min}$ : Altitude maximale et minimale du sous bassin (m),

L : Longueur du rectangle équivalent (m).

### d) Différence de hauteur spécifique ( $D_s$ )

L'indice de pente global ( $I_g$ ) est calculé en utilisant la racine carrée de la surface du bassin. Il est difficile de comparer deux bassins de tailles différentes, car l' $I_g$  diminue lorsque L et Kc augmentent. Le  $D_s$  est défini de la façon suivante :

$$D_s = I_g \sqrt{S} \quad \text{Eq.II.8}$$

$D_s$  : Différence de hauteur spécifique (m),

$I_g$  : Indice de pente globale,

S : Surface du bassin (km<sup>2</sup>).

## Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

L'O.R.S.T.O.M a établi une autre classification du relief en fonction de la dénivelée spécifique (Ds) comme suit (tabl. II.8) :

**Tableau II. 8.**Classification du relief selon Ds

| Type de relief      | Ds (m)        |
|---------------------|---------------|
| Relief très faible  | Ds <10        |
| Relief faible       | 10 < Ds <25   |
| Relief assez faible | 25 < Ds <50   |
| Relief modéré       | 50 < Ds <100  |
| Relief assez fort   | 100 < Ds <250 |
| Relief fort         | 250 < Ds <500 |
| Relief très fort    | Ds>500        |

Le relief et l'importance des pentes des sous bassins étudiés sont illustrés par ces indices (tabl. II.9)

**Tableau II. 9.**Résultats des indices de pentes pour les sous bassins étudiés

| Sous bassin        | Ip   | Ig   | Im   | Relief selon Ig            | Ds     | Relief selon Ds          |
|--------------------|------|------|------|----------------------------|--------|--------------------------|
| <b>Khemis</b>      | 0,15 | 0,02 | 0,03 | <b>Relief assez fort</b>   | 378,71 | <b>Relief fort</b>       |
| <b>Sebdou</b>      | 0,09 | 0,01 | 0,01 | <b>Relief assez faible</b> | 117,66 | <b>Relief assez fort</b> |
| <b>Boumessaoud</b> | 0,20 | 0,04 | 0,04 | <b>Relief assez fort</b>   | 381,55 | <b>Relief fort</b>       |
| <b>Chouly</b>      | 0,16 | 0,02 | 0,03 | <b>Relief assez fort</b>   | 271,81 | <b>Relief fort</b>       |

Au niveau des sous bassins de Khemis, Boumessaoud et Chouly, la différence spécifique d'altitude (Ds) varie de 250 à 500, ce qui témoigne d'un relief fort. Tandis que Ds se situe entre 100 et 250 dans les sous-bassins de Sebdou, cela traduit un relief assez prononcé.

Selon la classification de l'O.R.S.T.O.M. (tab II.6), on a observé un indice de pente global (Ig) compris entre 0.02 et 0.05 dans les sous-bassins de Khemis, Oued Boumessaoud et Chouly, ce qui témoigne d'un relief assez fort. Tandis qu'il existe une pente modérée dans le sous-bassin de Sebdou.

**Tableau II. 10.**Principaux paramètres des sous-bassins étudiés du bassin de la Tafna

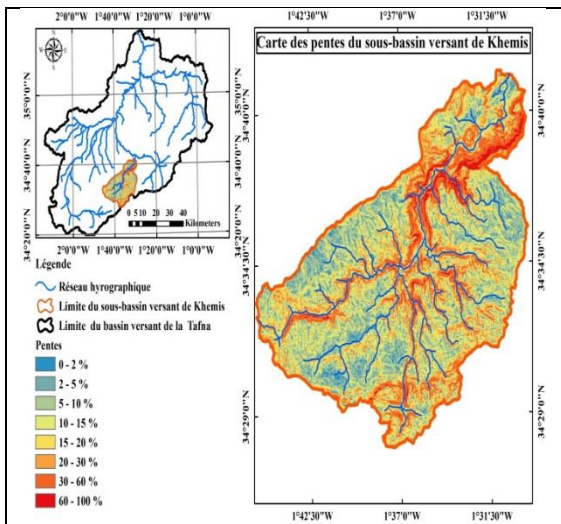
| Caractéristique                              | Symbole      | Unité           | Sous bassin versant |         |             |         |
|--|--------------|-----------------|---------------------|---------|-------------|---------|
|  |              |                 | Khemis              | Sebdou  | Boumessaoud | Chouly  |
| <b>Périmètre</b>                             | <b>P</b>     | Km              | 98,32               | 142     | 62          | 71      |
| <b>Surface</b>                               | <b>A</b>     | Km <sup>2</sup> | 344,65              | 439,16  | 115,02      | 169,6   |
| <b>Longueur du rectangle équivalent</b>      | <b>L</b>     | Km              | 40,69               | 64,27   | 26,71       | 29,73   |
| <b>Coefficient de compacité de Gravilius</b> | <b>Kc</b>    | -               | 1,48                | 1,9     | 1,62        | 1,52    |
| <b>Altitude maximale</b>                     | <b>H max</b> | m               | 1806                | 1599    | 1257        | 1614    |
| <b>Altitude moyenne</b>                      | <b>H moy</b> | m               | 1303,4              | 1122    | 611,19      | 1249,22 |
| <b>Altitude médiane</b>                      | <b>H 50%</b> | m               | 1339,93             | 1109,38 | 600,21      | 1290,01 |

## Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

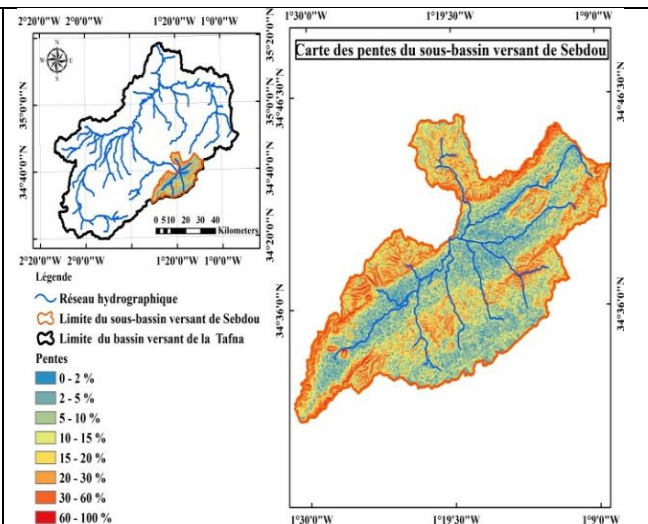
|   |              |   |         |         |         |         |
|---|--------------|---|---------|---------|---------|---------|
| <b>Altitude minimale</b>                                    | <b>H min</b> | m | 637     | 853     | 152     | 746     |
| <b>Altitude correspondant à 5% de la superficie totale</b>  | <b>H 5%</b>  | m | 1697,68 | 1336,75 | 1180,35 | 1523,23 |
| <b>Altitude correspondant à 95% de la superficie totale</b> | <b>H 95%</b> | m | 867,62  | 975,91  | 230,09  | 902,74  |
| <b>Indice de pente de Roche</b>                             | <b>Ip</b>    | - | 0,15    | 0,09    | 0,20    | 0,16    |
| <b>Indice de pente global</b>                               | <b>Ig</b>    | - | 0,0204  | 0,006   | 0,036   | 0,021   |
| <b>Indice de pente moyenne</b>                              | <b>Im</b>    | - | 0,03    | 0,01    | 0,04    | 0,03    |

### e) Analyse spatiale des pentes

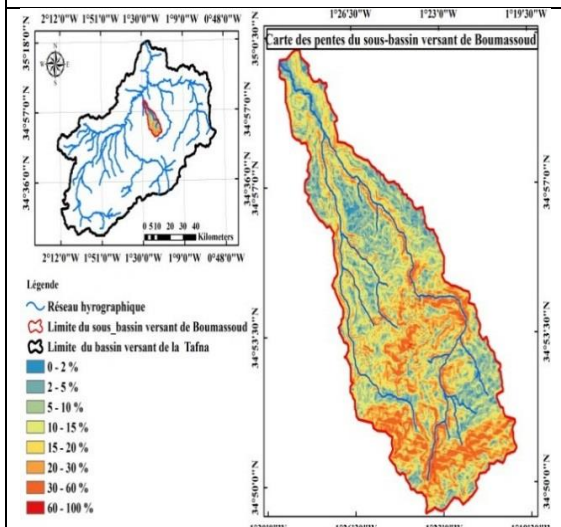
L'analyse spatiale des pentes est déterminée à partir des cartes ASTER (Global Digital Elevation) en utilisant le logiciel ArcGis 10.4 pour représenter la topographie du terrain de la zone d'étude (fig. II.17, II.18, II.19) :



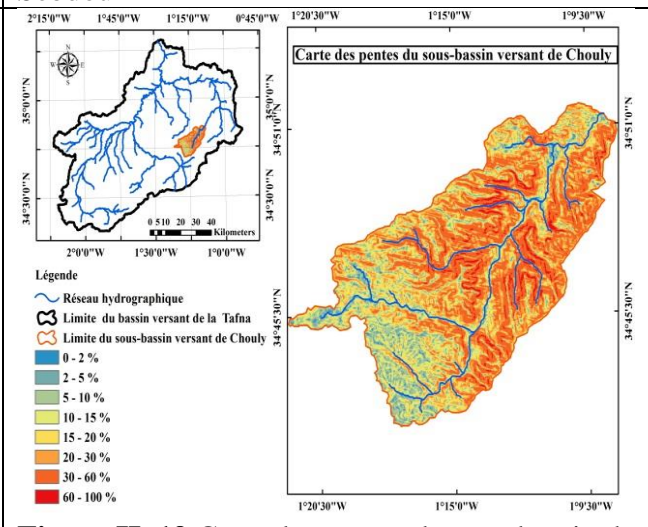
**Figure II. 16.** Carte des pentes du sous bassin de Khemis



**Figure II. 17.** Carte des pentes du sous bassin de Sebdo



**Figure II. 18.** Carte des pentes du sous bassin de Boumassoud



**Figure II. 19.** Carte des pentes du sous bassin de Chouly

Tableau II. 11. Classes de pente des sous-bassins étudiés

| Pente (%)          | 0 – 2              |      | 2– 5               |       | 5–10               |       | 10–15              |       | 15–20              |       | 20–30              |       | 30–60              |       | 60–100             |      |  |
|--------------------|--------------------|------|--------------------|-------|--------------------|-------|--------------------|-------|--------------------|-------|--------------------|-------|--------------------|-------|--------------------|------|--|
|                    | (Km <sup>2</sup> ) | %    | (Km <sup>2</sup> ) | %     | (Km <sup>2</sup> ) | %     | (Km <sup>2</sup> ) | %     | (Km <sup>2</sup> ) | %     | (Km <sup>2</sup> ) | %     | (Km <sup>2</sup> ) | %     | (Km <sup>2</sup> ) | %    |  |
| <b>Surface</b>     |                    |      |                    |       |                    |       |                    |       |                    |       |                    |       |                    |       |                    |      |  |
| <b>Khemis</b>      | 7,89               | 2,29 | 32,10              | 9,33  | 85,56              | 24,87 | 72,42              | 21,05 | 46,72              | 13,58 | 50,30              | 14,62 | 42,14              | 12,25 | 6,84               | 1,99 |  |
| <b>Sebdou</b>      | 19,86              | 4,52 | 67,99              | 15,48 | 126,4              | 28,80 | 74,60              | 16,99 | 46,80              | 10,66 | 56,02              | 12,76 | 44,96              | 10,24 | 2,39               | 0,54 |  |
| <b>Boumeassoud</b> | 3,64               | 3,16 | 12,43              | 10,80 | 28,01              | 24,35 | 24,13              | 20,98 | 17,46              | 15,18 | 18,87              | 16,41 | 10,39              | 9,03  | 0,09               | 0,08 |  |
| <b>Chouly</b>      | 1,61               | 0,96 | 6,76               | 4,03  | 21,83              | 13,03 | 24,78              | 14,79 | 22,55              | 13,46 | 37,50              | 22,38 | 47,59              | 28,40 | 4,93               | 2,94 |  |

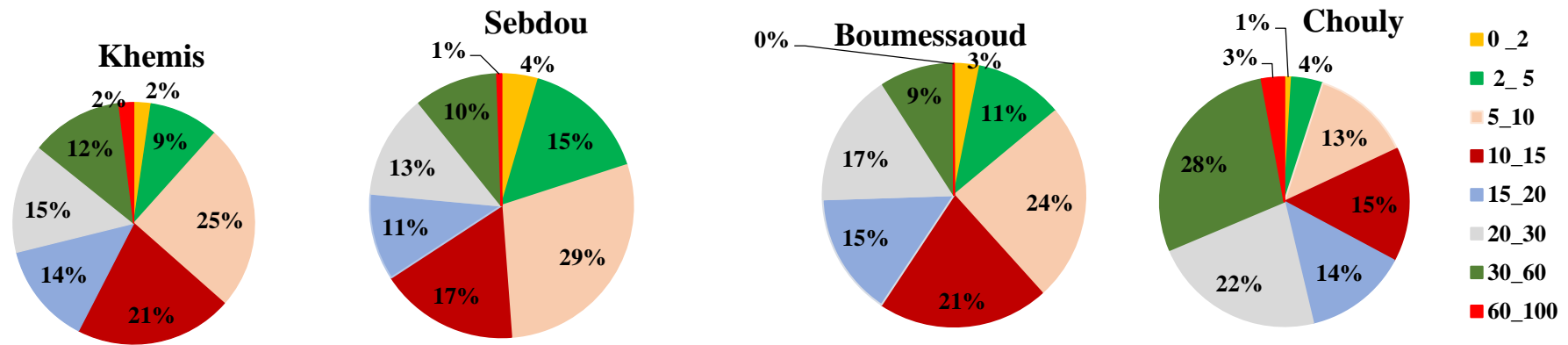


Figure II. 20. Classes de pentes des sous bassins étudiés

La classe de pente entre 5 à 10 % représente une grande superficie dans les sous bassins de Khemis , Sebdou et Boumeassoud avec 25% , 29% et 24% de la surface totale des sous bassins.

Dans le sous-bassin versant de Chouly, la classe qui présente la grande surface est la classe entre 30 – 60% avec 28% de la surface totale du sous bassin.

La classe entre 10 à 15% aussi occupe une surface importante de la surface totale dans tous les sous bassins étudiés.

La classe entre 60 à 100% représente une petite superficie dans tous les sous bassins de Khemis, Sebdou, Boumeassoud et Chouly avec 2% ,1% ,3% et 0.1% de la surface totale des sous bassins.

### II.3.3 Etude du réseau Hydrographique

Le réseau hydrographique est l'ensemble des canaux de drainage naturels où s'écoulent les eaux provenant du ruissellement ou restituées par les nappes souterraines soit sous forme de source, soit par restitution continue le long du lit du cours d'eau (Roche, 1964).

Trois éléments peuvent définir le réseau hydrographique: sa hiérarchisation, son évolution (nombre et longueur des cours d'eau) et son profil en long.

#### II.3.3.1 Hiérarchisation du réseau

Le réseau hydrographique est classé topologiquement en utilisant un modèle numérique de terrain avec une résolution spatiale de 30m (fig.II.21, II.22, II.23 et II.24) Le plus couramment employé aujourd'hui est le suivant :

- Tout cours d'eau sans affluent est appelé cours d'eau d'ordre 1.
- A la jonction de deux thalwegs de même ordre n, l'ordre du thalweg résultant est n+1.
- Les cours d'eau recevant des affluents d'ordre inférieur maintiennent leur ordre.

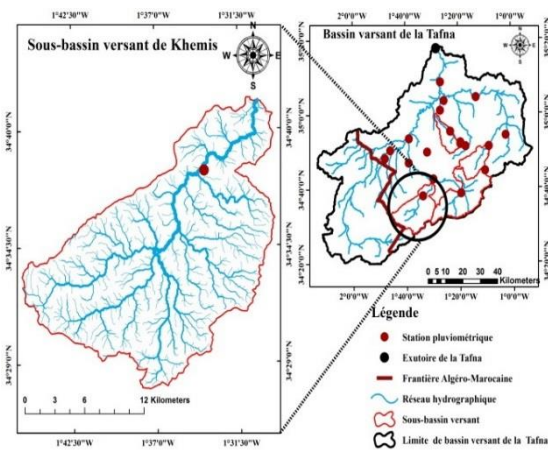


Figure II. 21. Réseau hydrographique du sous bassin de Khemis

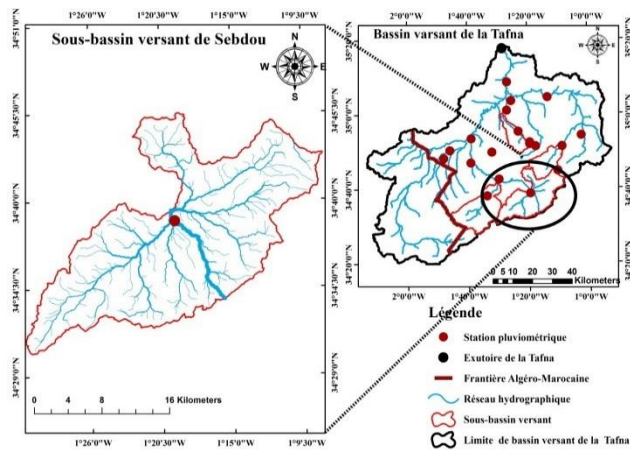


Figure II. 22. Réseau hydrographique du sous bassin de Sebdou

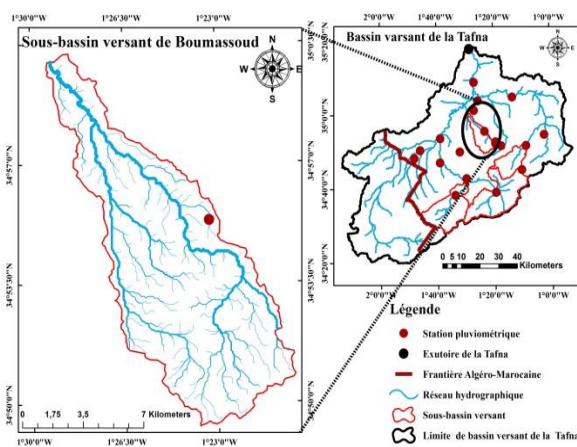


Figure II. 23. Réseau hydrographique du sous bassin de Boumessaoud

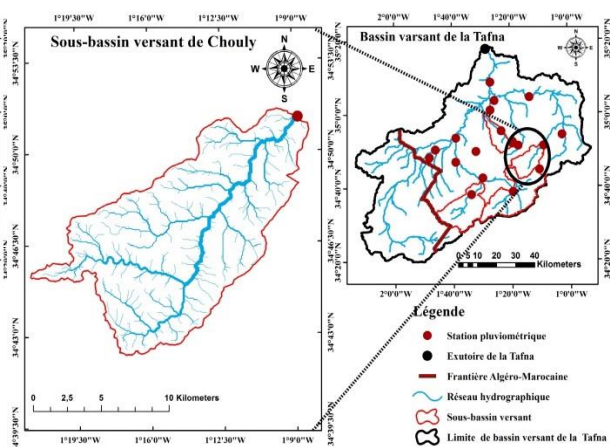


Figure II. 24. Réseau hydrographique du sous bassin de Chouly

## Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

La longueur moyenne de chaque ordre des réseaux hydrographiques des sous-bassins étudiés est présentée dans les tableaux II.12, II .13, II.14 et II.15 :

**Tableau II. 12.**Classification des thalwegs suivant les ordres du sous bassin de Khemis

| Ordre | Nombre | Longueur cumulée (km) | Longueur moyenne (km) |
|-------|--------|-----------------------|-----------------------|
| 1     | 368    | 271,34                | 0,74                  |
| 2     | 112    | 125,02                | 1,12                  |
| 3     | 27     | 65,14                 | 2,41                  |
| 4     | 6      | 44,99                 | 7,50                  |
| 5     | 1      | 25,60                 | 25,60                 |

**Tableau II. 13.**Classification des thalwegs suivant les ordres du sous-bassin de Sebdo

| Ordre | Nombre | Longueur cumulée (km) | Longueur moyenne (km) |
|-------|--------|-----------------------|-----------------------|
| 1     | 290    | 268,71                | 0,93                  |
| 2     | 86     | 130,47                | 1,52                  |
| 3     | 21     | 68,15                 | 3,25                  |
| 4     | 6      | 54,27                 | 9,04                  |
| 5     | 1      | 12,1                  | 12,1                  |

**Tableau II. 14.**Classification des thalwegs suivant les ordres du sous bassin de Boumessaoud

| Ordre | Nombre | Longueur cumulée (km) | Longueur moyenne (km) |
|-------|--------|-----------------------|-----------------------|
| 1     | 145    | 91,27                 | 0,63                  |
| 2     | 37     | 49,73                 | 1,34                  |
| 3     | 7      | 23,55                 | 3,36                  |
| 4     | 1      | 29,91                 | 29,91                 |

**Tableau II. 15.**Classification des thalwegs suivant les ordres du sous bassin de Chouly

| Ordre | Nombre | Longueur cumulée (km) | Longueur moyenne (km) |
|-------|--------|-----------------------|-----------------------|
| 1     | 213    | 116,45                | 0,55                  |
| 2     | 59     | 60,60                 | 1,03                  |
| 3     | 12     | 32,35                 | 2,70                  |
| 4     | 3      | 14,27                 | 4,76                  |
| 5     | 1      | 18,63                 | 18,63                 |

### II.3.3.2 Profils en long et les longueurs des cours d'eau principaux des sous bassins versants

En fonction des courbes de niveau de la région, on établit le profil en long des sous-bassins versants (fig. II.25, II.26, II.27, II.28) en traçant la distance horizontale en abscisse et l'altitude en ordonnée. La longueur des cours d'eau principaux des sous bassins de Khemis, Sebdo , Boumessaoued et Chouly est de 25.6, 12.1, 29.91 et 18,63 Km (tabl. II .16), respectivement.

Tableau II. 16. Longueurs des cours d'eau principaux des sous-bassins étudiés

| Sous-bassin                            | Khemis | Seb dou | Boumessoud | Chouly |
|--|--------|---------|------------|--------|
| Longueur du cours d'eau principal (Km) | 25,6   | 12,1    | 29,91      | 18,63  |

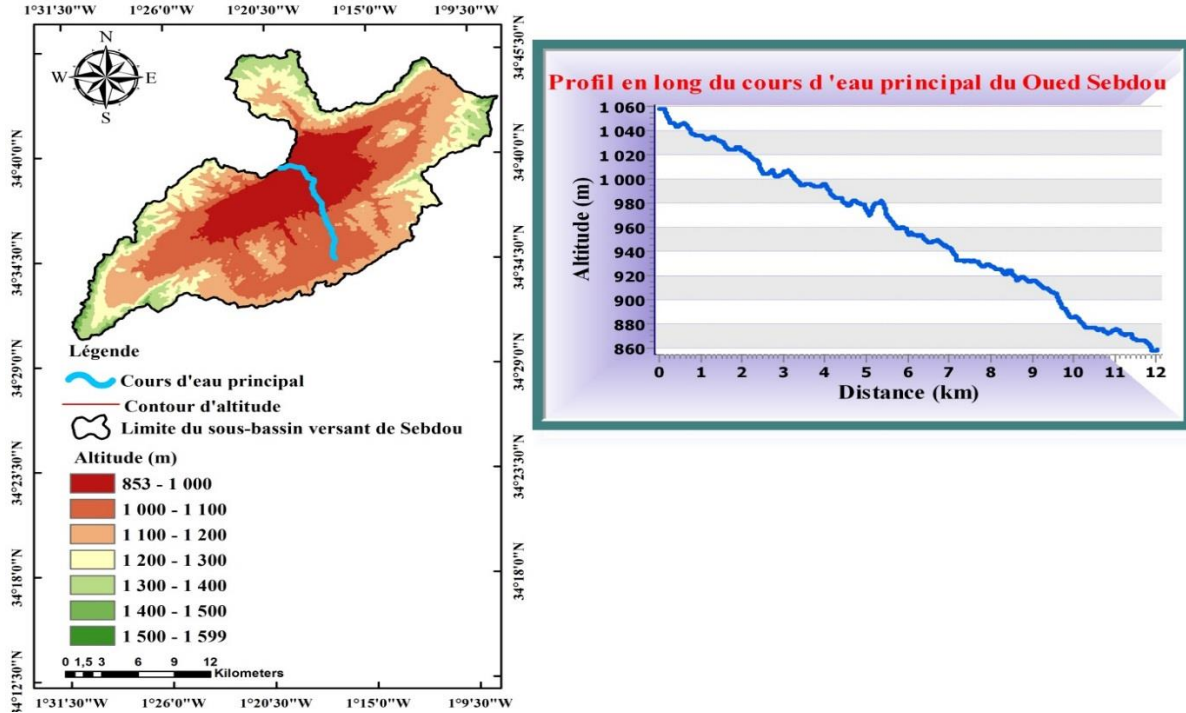


Figure II. 25. Profil en long et cours d'eau principal du sous bassin de Khemis

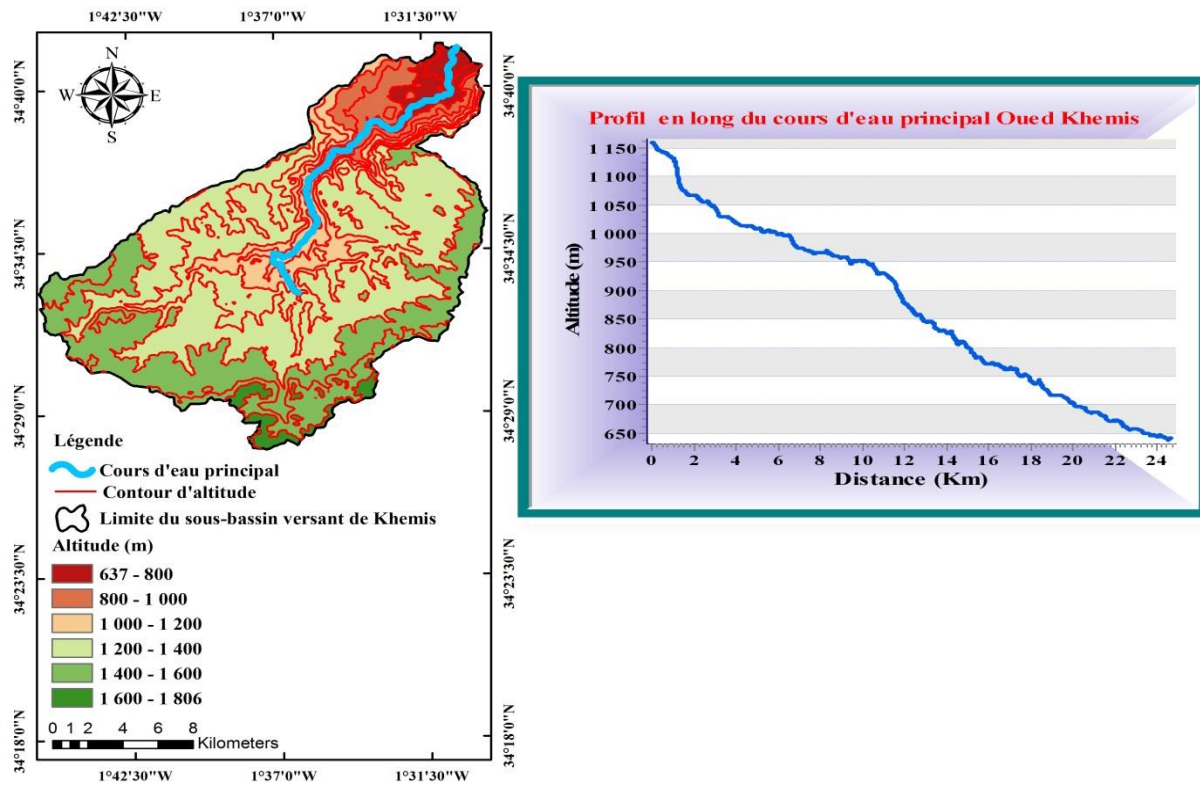


Figure II. 26. Profil en long et cours d'eau principal du sous bassin de Seb dou

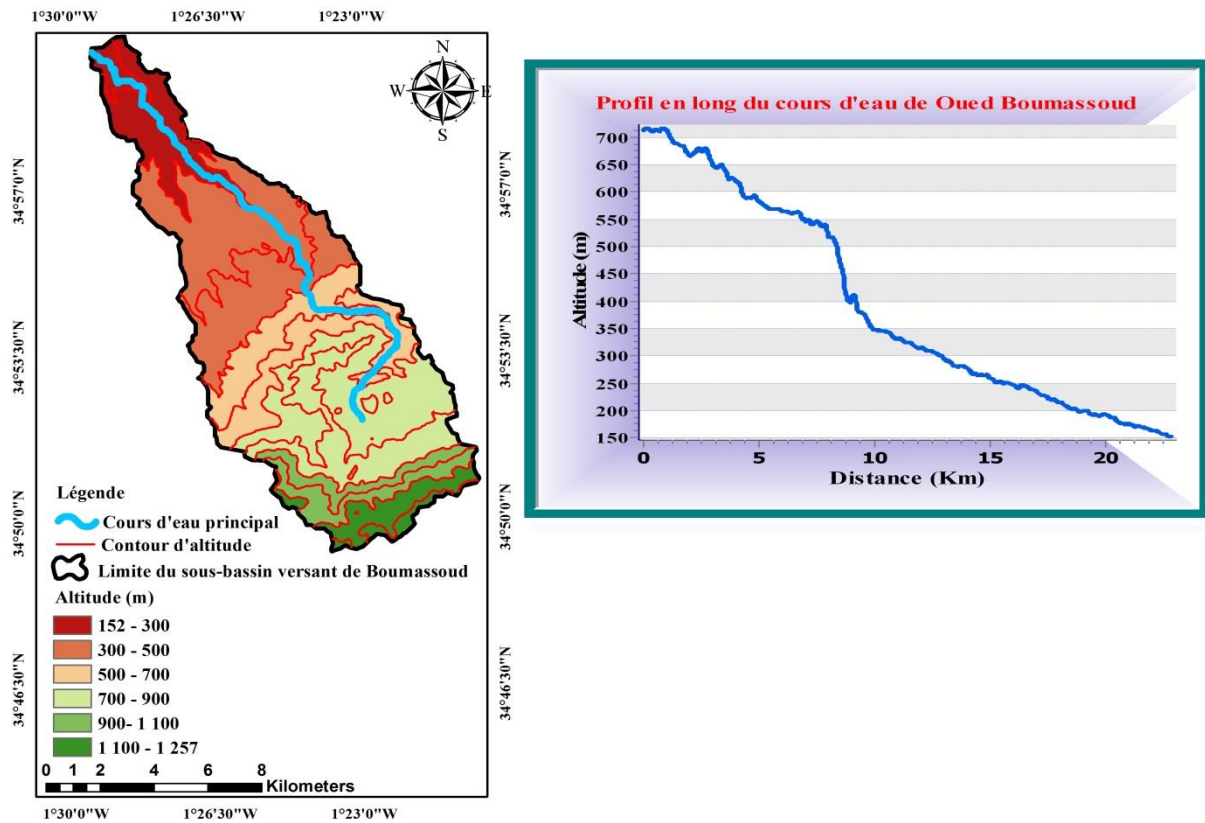


Figure II. 27. Profil en long et cours d'eau principal du sous bassin de Boumassaoud

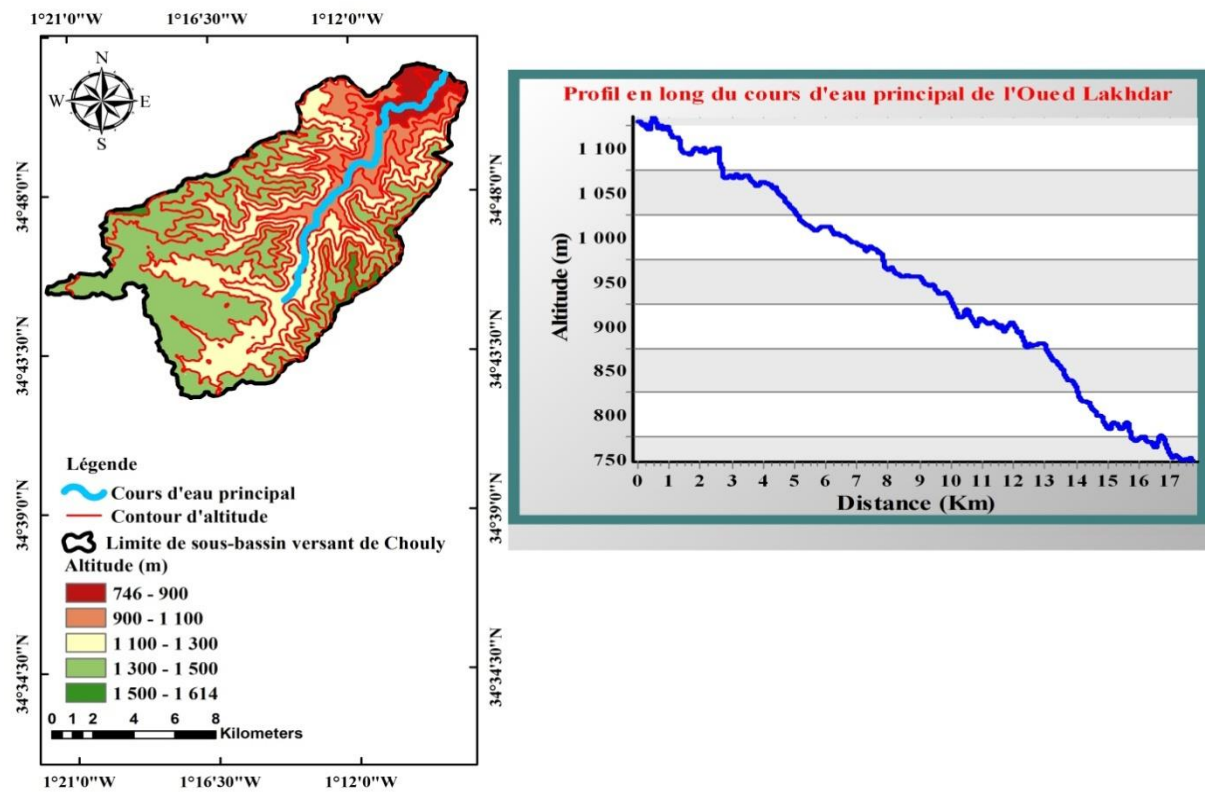


Figure II. 28. Profil en long et cours d'eau principal du sous bassin de Chouly

**II.3.3.3 Pente moyenne du cours d'eau principal (Pm)**

C'est le rapport de la dénivelée ( $\Delta H$ ) à la longueur entre deux points assez éloignés du cours d'eau principal ( $\Delta L$ ) qui la détermine :

$$Pm = \frac{\Delta H}{\Delta L} \quad \text{Eq.II.9}$$

Tableau II. 17.Pente moyenne du thalweg principal

| Sous bassin        | $\Delta L$ | H max | H min | $\Delta H$ | P%   |
|--------------------|------------|-------|-------|------------|------|
| <b>Khemis</b>      | 25,6       | 1806  | 637   | 1169       | 0,05 |
| <b>Sebdou</b>      | 12,1       | 1599  | 853   | 746        | 0,06 |
| <b>Boumessaoud</b> | 29,91      | 1257  | 152   | 1105       | 0,04 |
| <b>Chouly</b>      | 18,63      | 1614  | 746   | 868        | 0,05 |

**II.3.3.4 Paramètres du réseau hydrographique**

La densité de drainage (Dd), le rapport de confluence (Rc) et le rapport de longueur (RL), la fréquence des cours d'eau et le coefficient de torrentialité sont des paramètres essentiels qui contrôlent les conditions hydrologiques du bassin. La classification de Strahler (1957) est utilisée pour déterminer ces paramètres sous le système d'information géographique (ArcGIS).

- **Densité de drainage**

La densité de drainage est déterminée en fonction de la géologie, des caractéristiques topographiques du bassin et des conditions climatologiques et anthropiques afin de maintenir les conditions hydrologiques dans un vecteur hydrographique unitaire. Cette densité est calculée en représentant la surface du bassin. Horton (1945) a introduit la notion de densité de drainage, qui correspond à la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface du bassin versant :

$$D_d = \frac{\sum_{x=i}^n L_i}{S} \quad \text{Eq. II.10}$$

avec :

$D_d$  : Densité de drainage (km/km<sup>2</sup>),

$L_i$  : Longueur du cours d'eau (km),

$S$  : Surface du bassin versant (km<sup>2</sup>).

**Tableau II. 18.**Densité de drainage (Dd) des sous-bassins étudiés

| Sous bassin versant | Surface (km <sup>2</sup> ) | $\sum L_i$ (km) | $D_d$ (km/km <sup>2</sup> ) |
|---------------------|----------------------------|-----------------|-----------------------------|
| <b>Khemis</b>       | 344,65                     | 532,09          | 1,54                        |
| <b>Sebdou</b>       | 439,16                     | 533,7           | 1,22                        |
| <b>Boumessaoud</b>  | 115,02                     | 194,46          | 1,69                        |
| <b>Chouly</b>       | 169,6                      | 242,3           | 1,43                        |

• **Rapport de confluence (R<sub>c</sub>)**

Il s'agit d'un chiffre indéterminé qui représente l'évolution du réseau de drainage. Il s'agit d'un élément essentiel à prendre en compte pour établir des liens d'une région à une autre.

Sa définition est donnée par la relation suivante :

$$R_c = \frac{N_i}{N_{i+1}} \quad \text{Eq.II.11}$$

R<sub>c</sub> : Rapport de confluence,

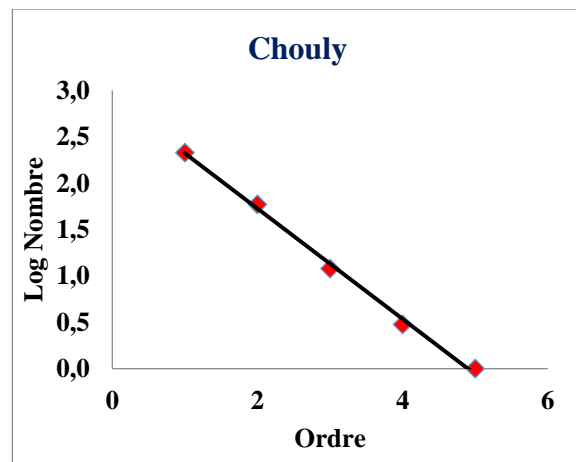
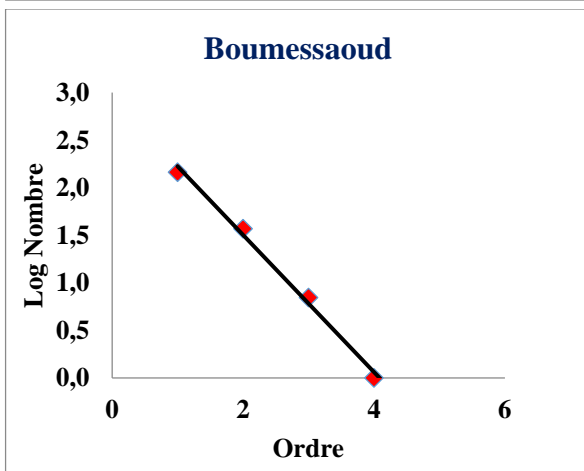
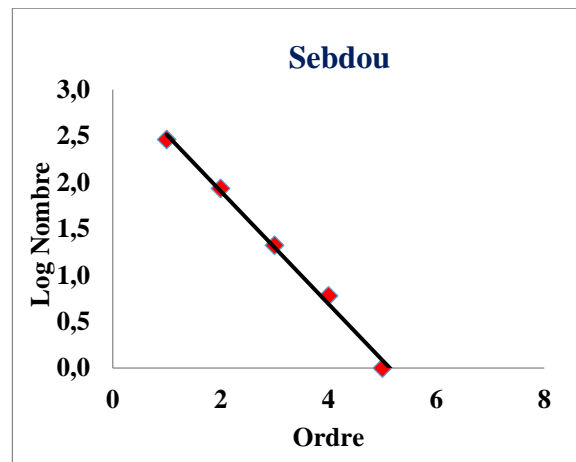
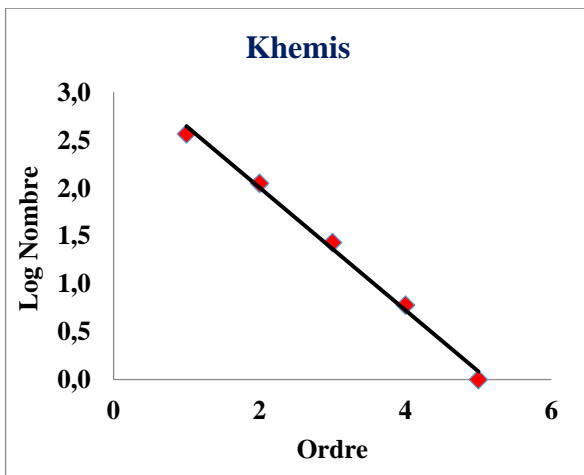
N<sub>i</sub> : Nombre de cours d'eau d'ordre i,

N<sub>i+1</sub> : Nombre de cours d'eau d'ordre i+1.

R<sub>c</sub> montre que le réseau est bien organisé et constitue une série géométrique (tab.II.19, fig. II.29)

**Tableau II. 19.**Rapport de confluence (R<sub>c</sub>) des sous-bassins étudié

| Ordre | Khemis | Sebdou | Boumessaoud | Chouly |
|-------|--------|--------|-------------|--------|
| 1     | 3,29   | 3,37   | 3,92        | 3,61   |
| 2     | 4,15   | 4,10   | 5,29        | 4,92   |
| 3     | 4,5    | 3,5    | 7           | 4      |
| 4     | 6      | 6      | /           | 3      |
| 5     | /      | 3      | /           | /      |



**Figure II. 29.**Droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre

• Rapport des longueurs

La longueur moyenne des thalwegs d'ordre (i+1) est divisée par celle des thalwegs d'ordre (i).

$$R_i = \frac{L_{i+1}}{L_i} \quad \text{Eq. II.12}$$

$L_i$  : Longueur moyenne du cours d'eau d'ordre (i),

Pour les sous bassins étudiés, les valeurs du rapport des longueurs sont présentées dans le tableau II.20 :

Tableau II. 20.Rapport des longueurs (Rl) des sous-bassins étudiés

| Ordre | Khemis | Sebdou | Boumessaoud | Chouly |
|-------|--------|--------|-------------|--------|
| 1     | /      | /      | /           | /      |
| 2     | 0,46   | 0,49   | 0,54        | 0,52   |
| 3     | 0,52   | 0,52   | 0,47        | 0,53   |
| 4     | 0,69   | 0,80   | 1,27        | 0,44   |
| 5     | 0,57   | 0,22   | /           | 1,31   |

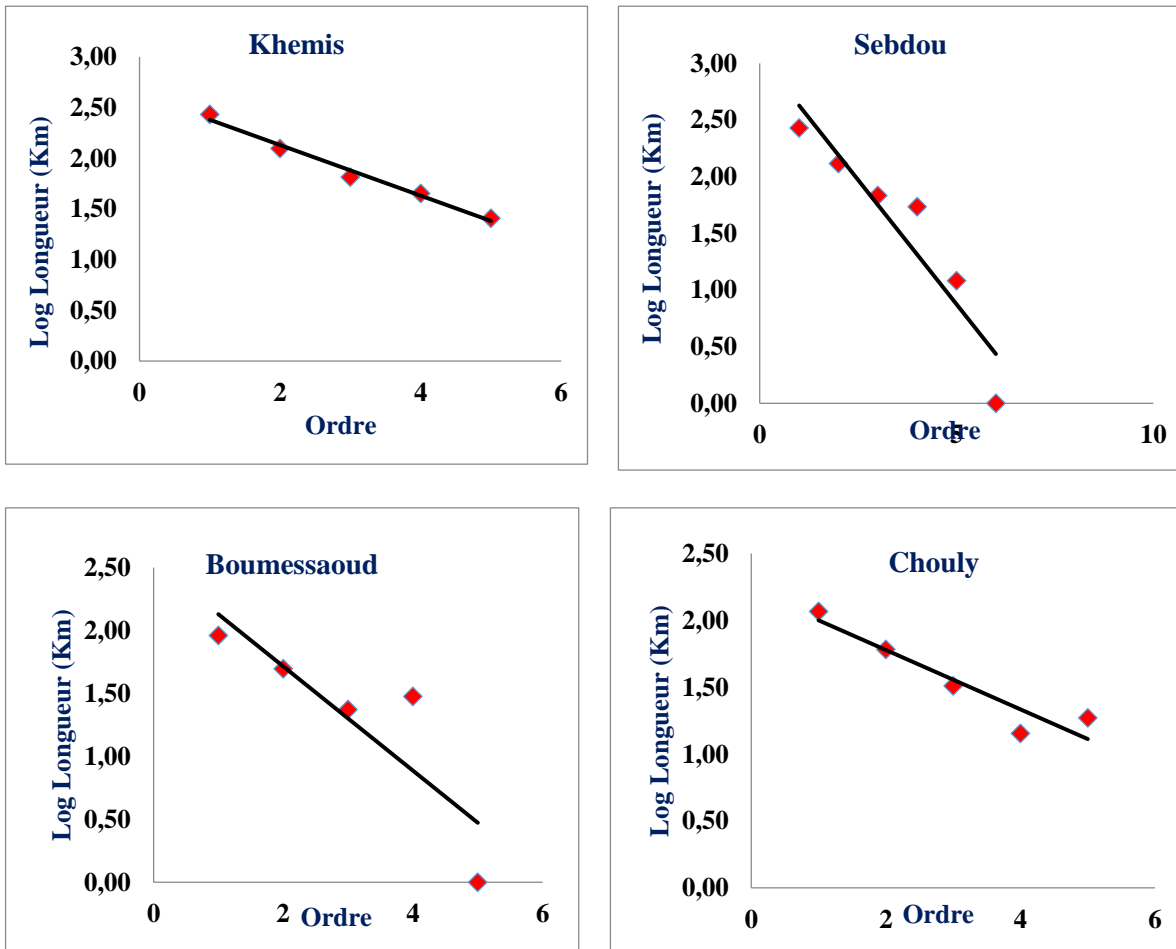


Figure II. 30.Droite représentative du rapport des longueurs en fonction de l'ordre

## Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

- **Fréquence des cours d'eau**

Elle représente le nombre total des cours d'eau ( $N_t$ ) par unité de surface ( $S$ ), Elle est calculée par la formule :

$$F_t = \frac{N_t}{S} \quad \text{Eq. II.13}$$

$F_t$  : Fréquence des cours d'eau ( $\text{km}^{-2}$ ),

$N_t$  : Nombre total des cours d'eau,

$S$  : Surface du bassin ( $\text{km}^2$ ).

- **Fréquence des thalwegs d'ordre 1**

Le nombre de thalwegs d'ordre 1 ( $N_1$ ) par unité de surface ( $S$ ) est calculé en utilisant la formule suivante :

$$F_1 = \frac{N_1}{S} \quad \text{Eq. II.14}$$

$F_1$  : Fréquence des cours d'eau ( $\text{km}^{-2}$ ),

$N_1$  : Nombre total des cours d'eau d'ordre 1,

$S$  : Surface du bassin ( $\text{km}^2$ ).

- **Coefficient de torrentialité ( $C_t$ )**

Il s'agit d'un coefficient qui prend en considération à la fois la densité des thalwegs et la densité de drainage.

$$C_t = F_1 \times D_d \quad \text{Eq. II.15}$$

avec:

$F_1$ : Fréquence des thalwegs d'ordre 1,

$D_d$ : Densité de drainage ( $\text{km}/\text{Km}^2$ ),

$C_t$ : Coefficient de torrentialité.

- **Coefficient d'allongement ( $C_a$ )**

Il est donné par la relation suivante :

$$C_a = \frac{2\sqrt{S \cdot \pi}}{L_0} \quad \text{Eq. II.16}$$

$$L_0 = \frac{\sum L_m}{n} \quad \text{Eq. II.17}$$

$C_a$ : Coefficient d'allongement,

$S$  : Superficie du bassin versant en  $\text{km}^2$ ,

$L_0$ : Longueur moyenne des thalwegs au niveau de chaque Oued,

$n$  : Nombre d'ordre.

$L_m$ : Longueur moyenne des thalwegs de même ordre ( $\text{Km}$ ).

## Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

**Tableau II. 21.** Coefficient d'allongement des sous bassins étudiés

| Sous bassin | Surface (km <sup>2</sup> ) | $\Sigma L_m$ (km) | $L_0$ (Km) | $C_a$ |
|-------------|----------------------------|-------------------|------------|-------|
| Khemis      | 344,65                     | 37,37             | 7,47       | 8,80  |
| Sebdou      | 439,16                     | 26,84             | 4,47       | 16,60 |
| Boumessaoud | 115,02                     | 58,79             | 14,70      | 2,59  |
| Chouly      | 169,60                     | 27,67             | 5,53       | 8,34  |

- **Temps de concentration (Tc)**

Correspond au temps nécessaire pour qu'une particule d'eau atteigne le point le plus éloigné du bassin versant et atteigne l'exutoire. Cette durée varie en fonction de divers facteurs tels que la forme du bassin, le couvert végétal et la lithologie. La formule (Giandotti, 1934) permet de calculer ce temps, dont la forme est la suivante :

$$T_c = \frac{4\sqrt{S} + 1.5 \times L_p}{0.8 * \sqrt{H}} \quad \text{Eq. II.18}$$

avec:

T<sub>c</sub>: Temps de concentration par heure.

L<sub>p</sub>: Longueur du thalweg principal (Km).

S: Superficie du bassin versant (km<sup>2</sup>).

H: Dénivelée entre l'altitude moyenne et l'altitude minimale du bassin (m).

- **Vitesse de concentration (Vc)**

Selon la formule qui suit, on la définit comme la vitesse moyenne de propagation d'une crue :

$$V_C = \frac{L_p}{T_C} \quad \text{Eq.II.19}$$

avec :

V<sub>C</sub> : Vitesse de concentration (Km/h),

L<sub>p</sub> : Longueur du thalweg principal (Km),

T<sub>C</sub>: Temps de concentration (heures).

**Tableau II. 22.** Caractéristiques hydrographiques des sous bassins étudiés

| Sous bassin | Caractéristiques hydrographiques |                  |                  |      |       |                |                |
|-------------|----------------------------------|------------------|------------------|------|-------|----------------|----------------|
|             | Dd                               | Ft               | F1               | Ct   | Ca    | T <sub>C</sub> | V <sub>C</sub> |
|             | Km/Km <sup>2</sup>               | Km <sup>-2</sup> | Km <sup>-2</sup> | /    | /     | Heure          | Km/h           |
| Khemis      | 1,54                             | 1,49             | 1,07             | 1,64 | 8,80  | 5,46           | 4,69           |
| Sebdou      | 1,21                             | 0,93             | 0,66             | 0,80 | 22,93 | 7,77           | 1,56           |
| Boumessaoud | 1,69                             | 1,66             | 1,26             | 2,13 | 5,39  | 5,12           | 5,84           |
| Chouly      | 1,43                             | 1,70             | 1,26             | 1,80 | 8,35  | 4,46           | 4,18           |

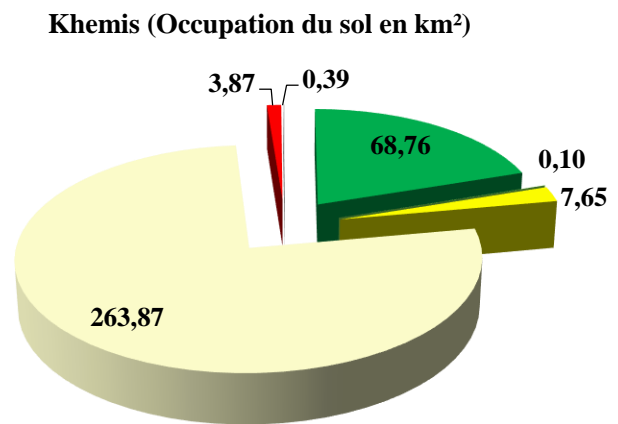
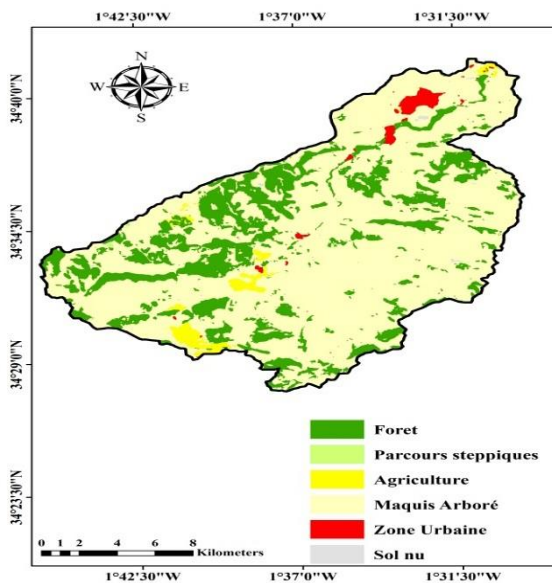
II.3.4 Occupation du sol

La végétation joue un rôle clé dans la vitesse du ruissellement superficiel, le taux d'évaporation et la capacité de rétention d'eau du bassin versant. En agissant comme un « régulateur », elle influence directement le régime d'écoulement. Plus la couverture végétale est dense, plus elle oppose une résistance à l'écoulement des eaux, que ce soit en raison de facteurs orographiques ou climatiques. Cette influence est particulièrement marquée dans les zones méditerranéennes, où les forêts ont un impact significatif sur le régime des eaux. Toutefois, dans le bassin de la Tafna, le paysage végétal a été gravement dégradé par des incendies, des pratiques agricoles extensives et un surpâturage chronique, entraînant une augmentation de l'évaporation et une accélération de l'érosion (Bouanani, 2004).

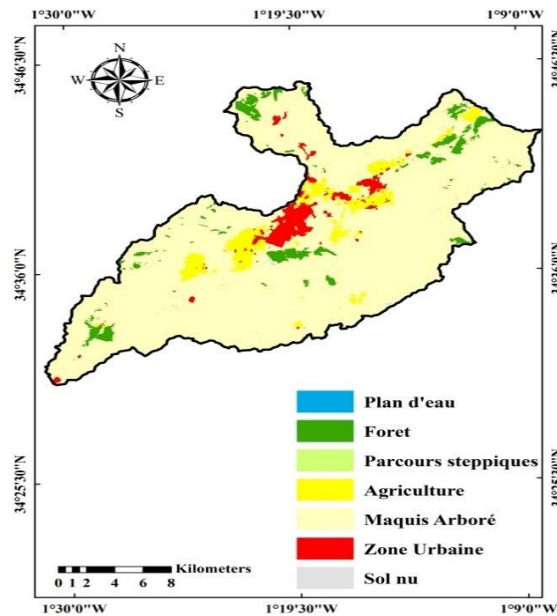
La distribution du couvert végétal au niveau des sous bassins étudiés est donnée par le tableau II.23 et la figure II.31.

Tableau II. 23.Occupation des sols des sous bassins étudiés

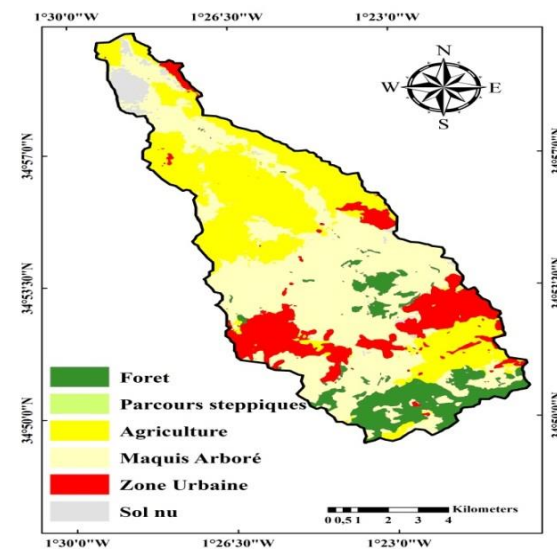
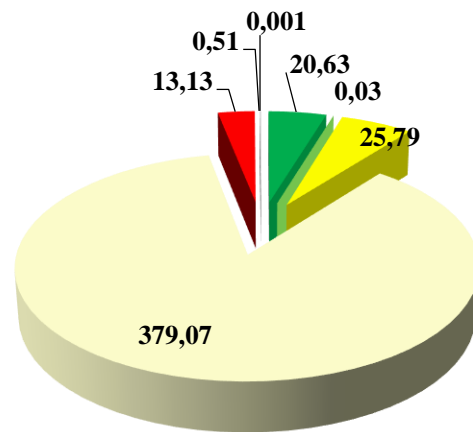
| Occupation          | Khemis          |       | Sebdou          |        | Boumessaoud     |       | Chouly          |       |
|---------------------|-----------------|-------|-----------------|--------|-----------------|-------|-----------------|-------|
|                     | Km <sup>2</sup> | %     | Km <sup>2</sup> | %      | Km <sup>2</sup> | %     | Km <sup>2</sup> | %     |
| Plan d'eau          | /               | /     | 0,0006          | 0,0001 | /               | /     | /               | /     |
| Forêt               | 68,76           | 19,95 | 20,63           | 4,70   | 10,76           | 9,36  | 42,64           | 25,44 |
| Parcours steppiques | 0,10            | 0,03  | 0,03            | 0,01   | 0,06            | 0,05  | 0,01            | 0,01  |
| Agriculture         | 7,65            | 2,22  | 25,79           | 5,87   | 34,44           | 29,94 | 0,10            | 0,06  |
| Maquis Arboré       | 263,87          | 76,56 | 379,07          | 86,32  | 52,29           | 45,46 | 123,50          | 73,69 |
| Zone Urbaine        | 3,87            | 1,12  | 13,13           | 2,99   | 14,89           | 12,95 | 0,72            | 0,43  |
| Sol nu              | 0,39            | 0,11  | 0,51            | 0,12   | 2,58            | 2,24  | 0,63            | 0,38  |
| Somme               | 344,64          | 100   | 439,16          | 100    | 115,02          | 100   | 167,60          | 100   |



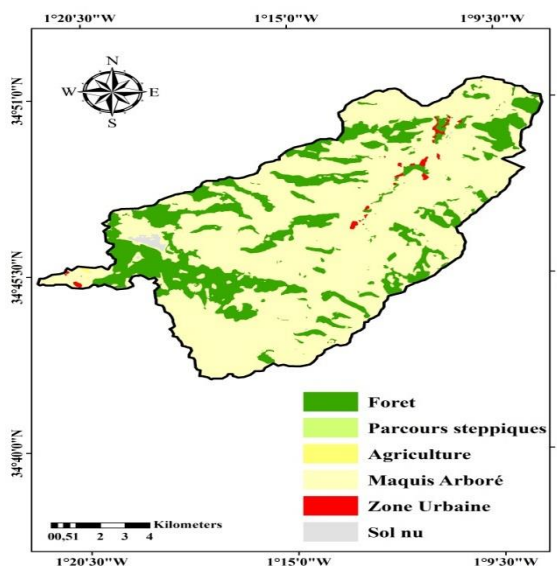
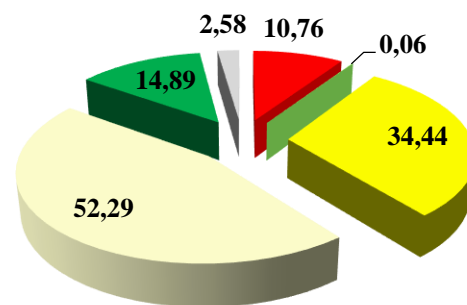
## Chapitre II : Présentation de la zone d'étude



Sebdou (occupation du sol en Km<sup>2</sup>)



Boumessaoud (occupation du sol en Km<sup>2</sup>)



Chouly (occupation du sol en Km<sup>2</sup>)

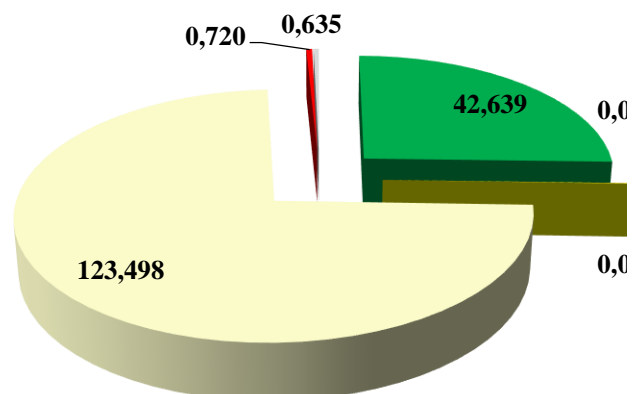
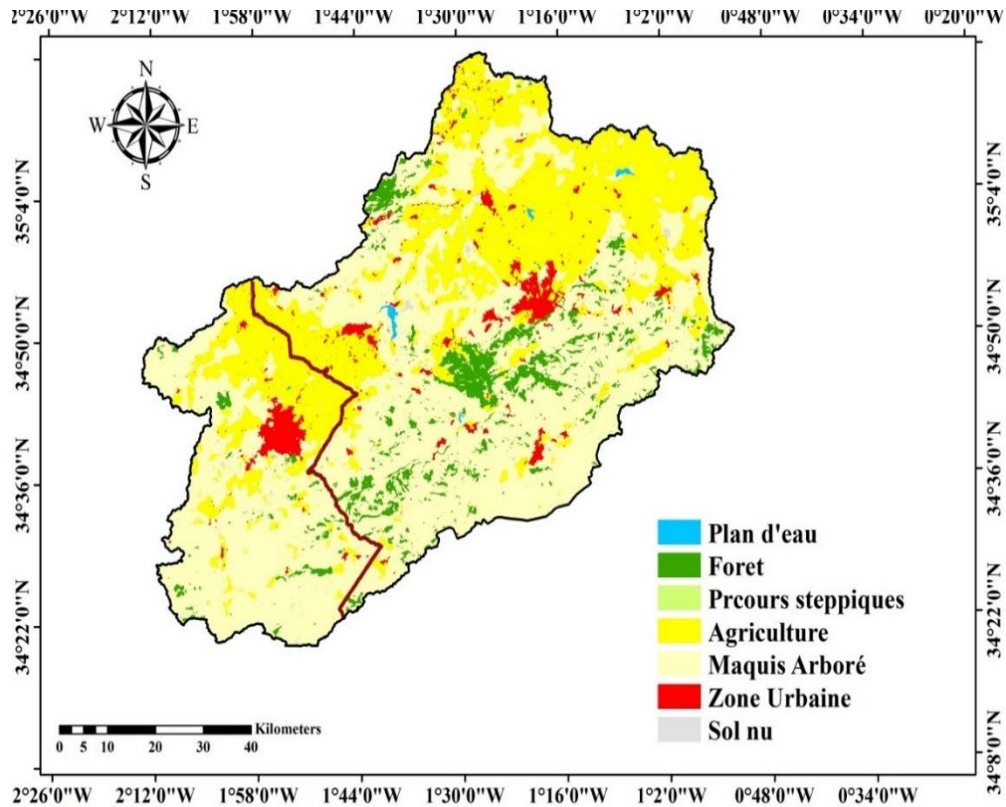


Figure II. 31. Distribution du couvert végétal des sous bassins

## Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

L'occupation du sol dans le bassin versant de la Tafna est représentée dans la figure 32 et le tableau 24.



**Figure II. 32.**Répartition spatiale des différentes occupations des sols du bassin de la Tafna

**Tableau II. 24.**Occupation des sols de la Tafna

| Occupation          | Km <sup>2</sup> | %          |
|---------------------|-----------------|------------|
| Plan d'eau          | 16,67           | 0,23       |
| Forêt               | 539,37          | 7,41       |
| Parcours steppiques | 3,65            | 0,05       |
| Agriculture         | 2346,18         | 32,24      |
| Maquis Arboré       | 3975,39         | 54,64      |
| Zone Urbaine        | 334,52          | 4,60       |
| Sol nu              | 60,48           | 0,83       |
| <b>Somme</b>        | <b>7276,27</b>  | <b>100</b> |

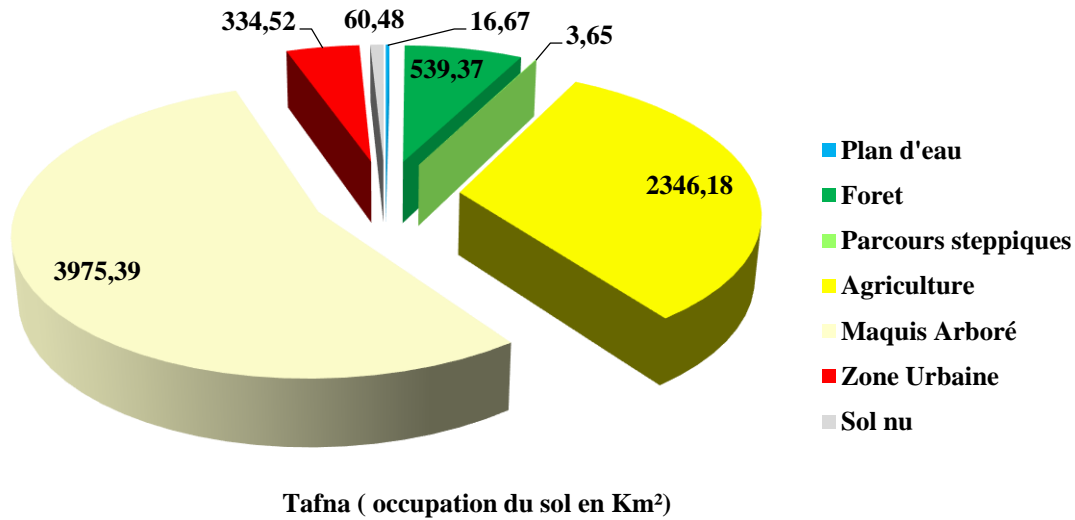
A partir de l'analyse des pourcentages des valeurs des types d'occupations, nous remarquons que notre bassin connaît une activité agricole intense (fig. II.33).

Selon l'analyse de la figure II.33, on peut recenser cinq principales occupations des terres dans le bassin de la Tafna:

- Maquis arboré et forêt : occupent une grande partie du bassin versant de la Tafna, elle compte plus de 60% de la superficie totale.

## Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

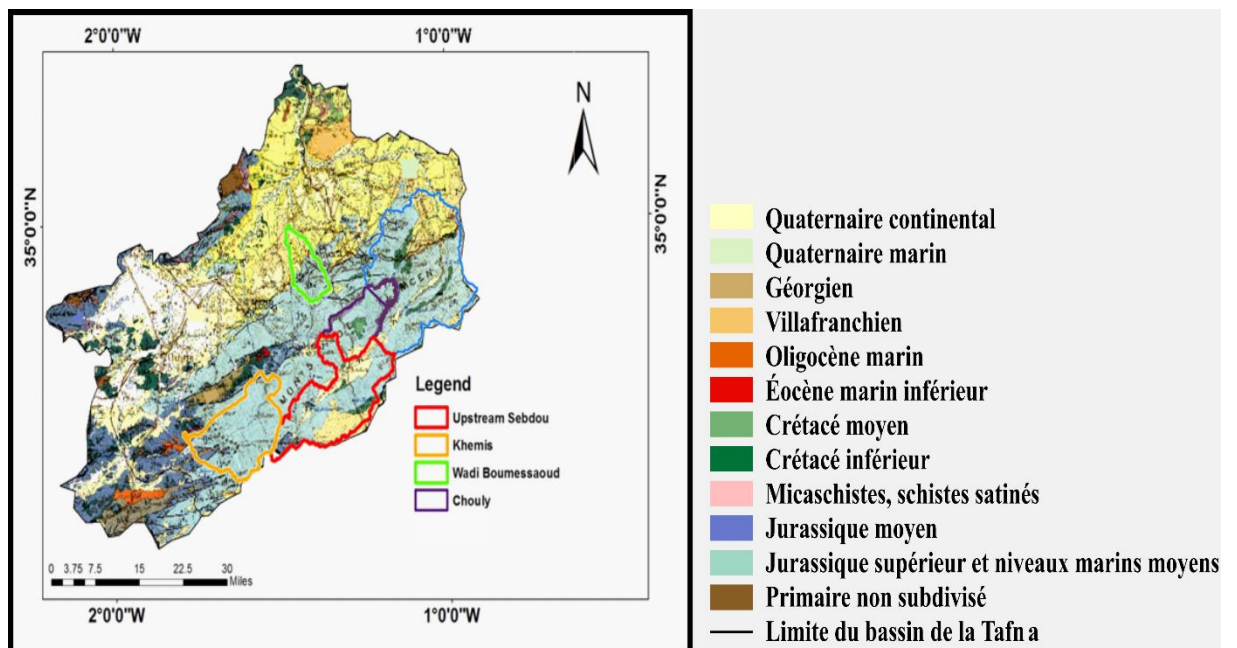
- Agriculture : occupe une partie non négligeable dans le bassin versant de la Tafna soit 32.24% de la superficie totale.
- la zone urbaine : occupe 4.60% de la surface totale du bassin versant.
- Parcours steppiques et les plans d'eau : constituent une portion très faible de 0.05% et 0.23% de la totalité du bassin.



**Figure II. 33.** Répartition générale d'occupation des sols au niveau du bassin de la Tafna

### II.3.5 Aperçu géologique

L'analyse géologique des sous-bassins du bassin versant de la Tafna repose sur l'observation de la carte géologique de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) à l'échelle 1/500 000 (fig. II.34).



**Figure II. 34.** Carte géologiques des sous bassins étudiées de la Tafna (Bougara, 2022)

Nous y distinguons :

- **Khemis**

Le Jurassique moyen et supérieur est présent dans la région, les falaises étant formées par les dolomies de Tlemcen. Il s'agit de dolomies cristallines recouvertes de cavités calciques, semblables à celles du Djebel Tefatisset.

- **Sebdou**

Ce sous bassin est largement occupé par les montagnes de Tlemcen, principalement constituées de formations mésozoïques et cénozoïques. Les formations sédimentaires sont majoritaires. La partie sud du bassin est occupée par le Jurassique supérieur, composé principalement de marnes calcaires de Lamoricière et de grès des formations de Berthelot. À l'extrême sud, se dresse le Quaternaire continental.

- **Boumessaoud**

Les formations du Jurassique moyen et supérieur apparaissent au Sud du bassin, principalement composées de roches carbonatées. Les formations miocènes sont discordantes au Nord avec les formations mésozoïques, calcaires, argiles et limons.

- **Chouly**

Les formations du Jurassique supérieur des montagnes de Tlemcen occupent la partie nord du bassin. Les calcaires de Zarifet, de Lato et les dolomies de Tlemcen sont leurs représentants. Les formations du Crétacé moyen sont visibles au Sud-ouest, principalement composées d'argiles. Les terrasses alluviales représentent à l'Est le Quaternaire continental.

### **II.3.6 Aquifères potentiels**

Les calcaires et les dolomies du Jurassique supérieur sont les plus vastes formations qui couvrent de vastes zones dans le bassin de la Tafna, présentant les meilleures caractéristiques et abritant des aquifères potentiels très importants.

L'importance de la karstification et des fissures, ainsi que la présence de nombreuses sources à l'extrême nord-ouest et au Sud du bassin, offrent à ces formations un intérêt hydrogéologique exceptionnel.

Les formations plio-quaternaires présentes le long de la vallée, ainsi que les terrasses et les croûtes calcaires qui drainent le fossé de Sebdou, témoignent d'une grande richesse en eau (fig. II.35).

Deux catégories principales ont été identifiées lors de l'analyse des caractéristiques hydrogéologiques des différentes formations des aquifères des sous bassins étudiés :

- Les aquifères drainés par une vallée comme Chouly.

-Au Nord des montagnes de Tlemcen se trouvent des aquifères anté-miocènes. De nombreux aquifères karstiques sont établis dans le sous bassin de l'oued Boumessaoud, séparés les uns des autres par des formations peu perméables (grès jurassiques et marnes miocènes).

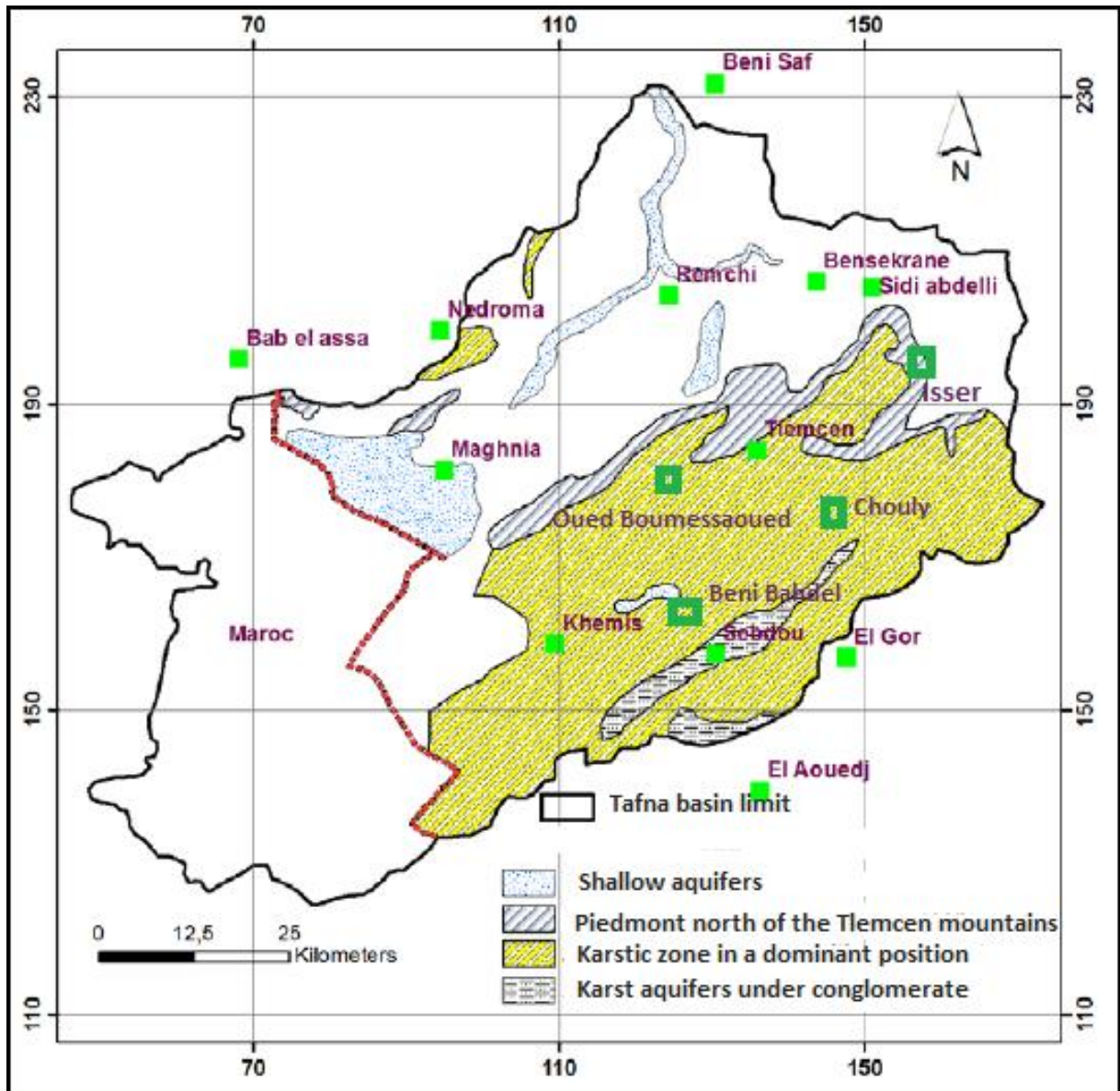


Figure II. 35. Zones aquifères (Collignon, 1986).

### Conclusion

La présentation détaillée de la zone d'étude du bassin versant permet de mieux comprendre les caractéristiques naturelles et anthropiques qui influencent son fonctionnement hydrologique. Les données géographiques, climatiques, topographiques et morphométriques exposées dans ce chapitre fournissent une base solide pour analyser les dynamiques d'écoulement et les interactions entre l'eau et l'environnement.

Après avoir analysé les facteurs physiques tels que la pente, il a été constaté que les bassins étudiés sont classés en deux catégories :

- Un relief fort qui reflète la zone des montagnes qui ont entraîné une forte densité de drainage,
- et un relief assez fort qui correspond à la morphologie des sous-bassins.

## *Chapitre II : Présentation de la zone d'étude*

Le sous bassin du Sebdou présente un coefficient de compacité de 1.90 (supérieur à 1,7), ce qui suggère une forme allongée et une réponse plus lente du ruissellement (1.56 km/h) avec un temps de concentration de l'eau supérieur à 7 heures.

Dans l'ensemble des sous-bassins, la couverture végétale (forêts et maquis arboré) joue un rôle important dans la réduction du ruissellement et la prévention de l'érosion des sols et l'augmentation d'infiltrations. Cependant, les surfaces agricoles, surtout dans les sous-bassins de Sebdou et Boumessaoud, ainsi que les zones urbanisées dans Boumessaoud, augmentent le risque d'un ruissellement rapide et non contrôlé, ce qui peut entraîner des problèmes d'inondation et d'érosion.

Selon l'analyse géologique, les sous-bassins sont principalement occupés par les formations du Jurassique supérieur, principalement constituées de dolomies de Tlemcen très karstiques, ce qui favorise l'infiltration des eaux de surface. La couverture est directement impliquée dans le processus de filtration.

---

### *Chapitre III : Données hydro-climatiques*

---

### III.1 Données utilisées

La présente étude repose sur un ensemble de données climatiques, hydrologiques et atmosphériques couvrant plusieurs décennies, permettant d'analyser la variabilité hydroclimatique et ses liens avec certains indices de circulation atmosphérique à grande échelle. Les principales variables exploitées sont les précipitations, les températures, les débits des cours d'eau, ainsi que plusieurs indices climatiques (NAO, SOI et WeMOi).

#### III.1.1 Données climatiques et hydrologiques

Les données pluviométriques et hydrométriques utilisées ont été collectées auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) d'Algérie, qui dispose d'un vaste réseau d'observation couvrant l'ensemble du territoire national. Ces séries chronologiques, obtenues à différentes stations du nord-ouest algérien (notamment Khemis, Sebdou, Boumessaoud et Chouly), constituent la base de l'analyse des tendances et des corrélations climatiques.

Cependant, la disponibilité et la continuité des données ont parfois posé des difficultés. Afin de pallier les lacunes ou d'assurer la complétude temporelle des séries, certaines données complémentaires (notamment les précipitations et les températures) ont été extraites à partir de bases satellitaires et de plateformes de réanalyse climatique, notamment :

(<https://climate.northwestknowledge.net/NWTOOLBOX/formattedDownloads>)

Ces données, validées et homogénéisées, permettent d'assurer la cohérence spatio-temporelle des observations nécessaires à l'analyse hydrologique et climatique régionale.

#### III.1.2 Données des indices climatiques

Dans le but de mieux comprendre les relations entre la circulation atmosphérique à grande échelle et la variabilité hydrologique régionale, plusieurs indices climatiques majeurs ont été pris en compte. Ces indices sont reconnus pour leur influence sur les précipitations et les températures dans la région méditerranéenne et atlantique.

Les figures III.1 à III.7 illustrent les séries temporelles et les effets de ces indices au cours de la période d'étude (1970/1971 – 2018/2019).

##### III.1.2.1 Indice de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO)

L'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) constitue l'un des principaux modes de variabilité atmosphérique de l'hémisphère Nord. Elle est définie par la différence de pression atmosphérique au niveau de la mer entre les Açores (centre d'action de haute pression) et l'Islande (centre de basse pression) (Hurrell, 1995).

Les données du NAO utilisées dans cette étude proviennent du Climate Prediction Center (CPC) de la NOAA :(Figure III.1)

(<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>)

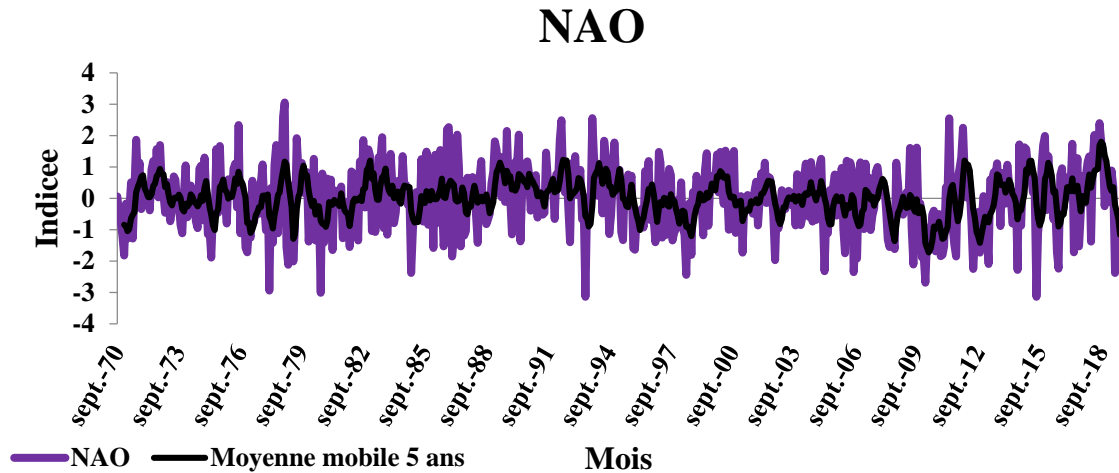


Figure III. 1. Valeurs mensuelles de l'indice NAO (1970/1971–2018/2019)

La NAO exerce une influence marquée sur les conditions météorologiques en Europe, en Amérique du Nord et dans l'Atlantique Nord.(fig. III.2)

- En phase positive, les hivers sont généralement plus doux et plus humides au nord de l'Europe, tandis que le sud, y compris le bassin méditerranéen, connaît souvent des conditions plus sèches et plus chaudes (Hurrell et al., 1997).
- En phase négative, la situation s'inverse, favorisant un déplacement des tempêtes vers le sud et des conditions plus humides dans les régions méditerranéennes (Thompson et al., 2001).

Des études récentes (Osborn, 2004) ont mis en évidence une tendance à la fréquence accrue des phases positives du NAO, en lien possible avec le changement climatique, suggérant des hivers plus doux et une redistribution saisonnière des précipitations en Europe du Nord et dans le pourtour méditerranéen.

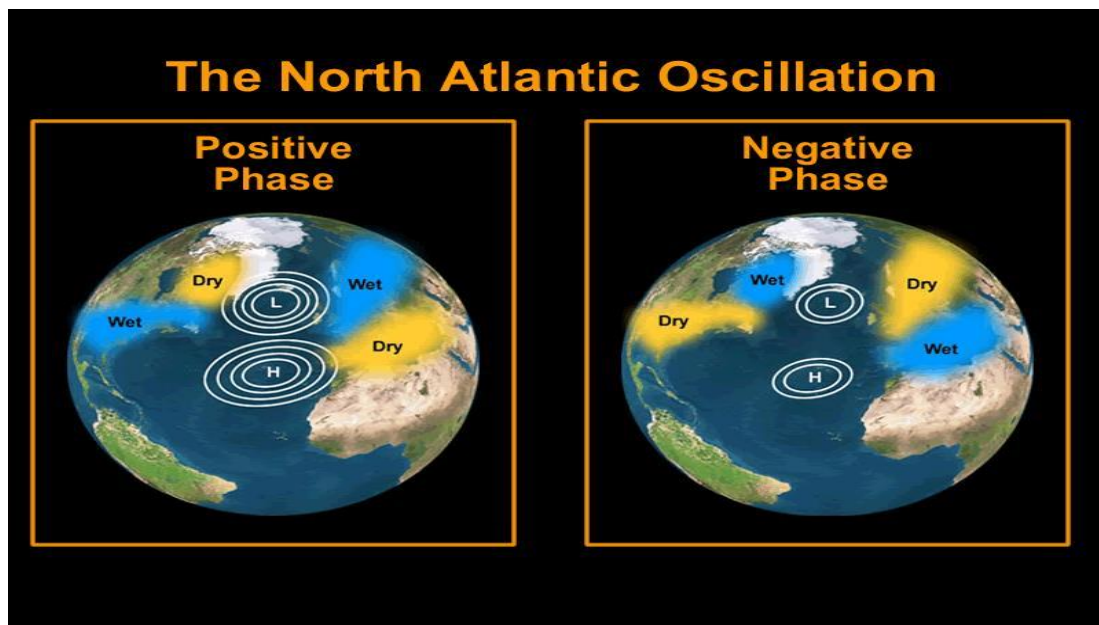


Figure III. 2. Schéma illustrant l'influence du NAO sur les régimes de précipitations (source : Mount Washington Observatory)

III.1.2.2 Indice de l'Oscillation Australe (SOI)

L'Oscillation Australe (SOI) est un indicateur clé de la variabilité climatique du Pacifique tropical, étroitement lié aux phénomènes El Niño et La Niña (Trenberth, 1997). Elle repose sur la différence de pression atmosphérique entre Tahiti et Darwin (Australie). (fig.III.3)

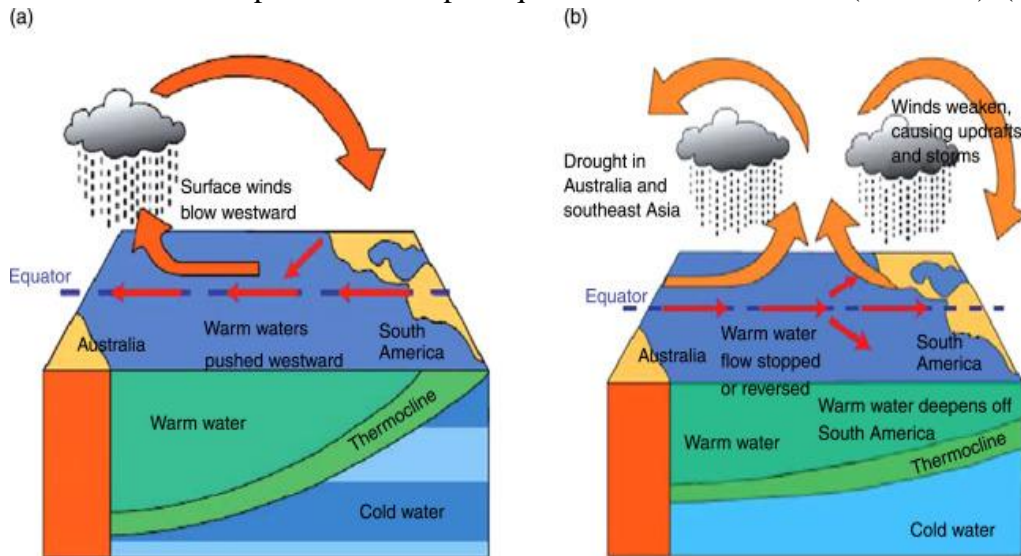


Figure III. 3.Circulations atmosphérique et océanique associées à La Niña (a) et El Niño (b) (Anderson, 2008)

Les données du SOI ont été extraites du site de la NOAA :(fig. III4) (<http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi/>)

- En phase négative (El Niño), le Pacifique central et oriental se réchauffe, entraînant des précipitations intenses sur les Amériques et des sécheresses en Australie et en Indonésie.
- En phase positive (La Niña), les conditions s'inversent, favorisant des pluies abondantes dans le Pacifique ouest et un climat plus sec sur les côtes sud-américaines (McPhaden et al., 2006).

Le SOI constitue un outil de prévision essentiel pour anticiper les anomalies climatiques globales, notamment en matière de gestion de l'eau et de planification agricole (Philander, 1990).

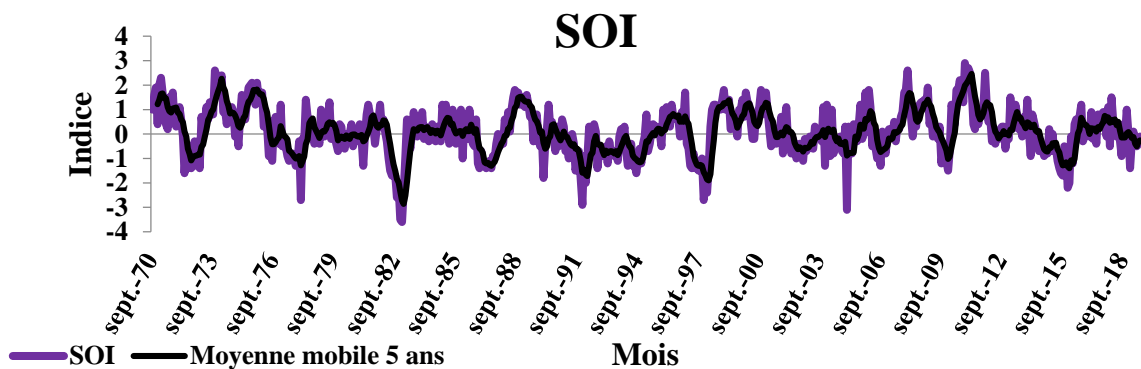


Figure III. 4.Valeurs mensuelles du SOI (1970/1971–2018/2019)

### III.1.2.3 Indice d'Oscillation de la Méditerranée Occidentale (WeMOi)

L'indice WeMOi (Western Mediterranean Oscillation Index) décrit la variabilité atmosphérique dans la région de la Méditerranée occidentale. Il est calculé à partir de la différence de pression entre San Fernando (Espagne) et Padoue (Italie) (Martin-Vide et al., 2006).

Les données sont disponibles sur : (Figure III.5)  
(<http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm>).

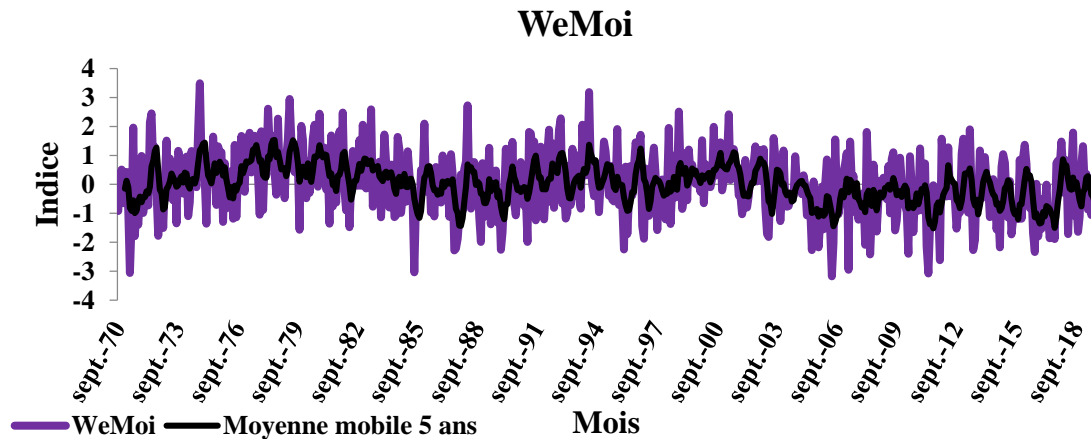


Figure III. 5. Valeurs mensuelles du WeMOi (1970/1971–2018/2019)

Le WeMOi influence directement la répartition des précipitations dans le nord-est de l'Espagne, le sud de la France et le nord de l'Afrique : (fig. III.6)

- En phase négative, il favorise des précipitations abondantes et des épisodes de pluies intenses.
- En phase positive, il est souvent associé à des conditions anticycloniques et à des sécheresses prolongées (Vicente-Serrano & López-Moreno, 2008).

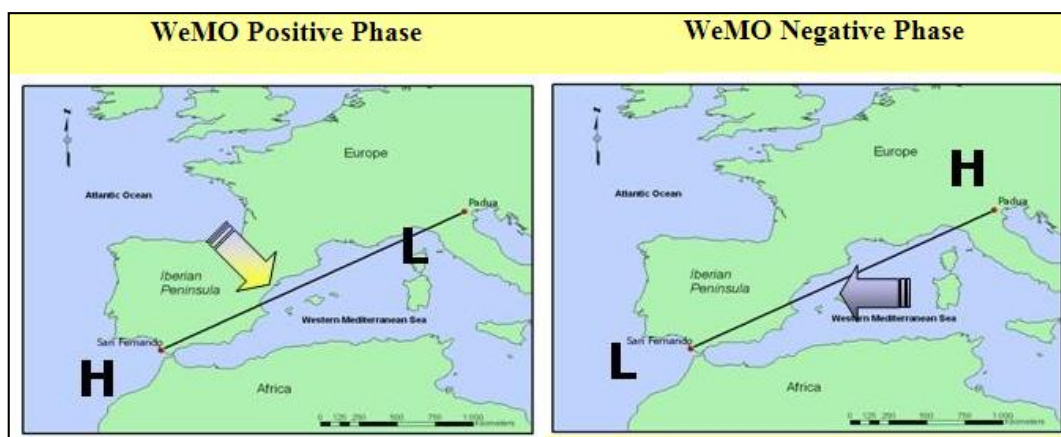


Figure III. 6. Phases négative et positive du WeMO

(Martin-Vide & López-Bustins, 2006)

Le WeMOi est souvent corrélé au NAO. En effet, une phase positive du NAO renforce fréquemment une phase positive du WeMOi, accentuant les sécheresses dans la Méditerranée occidentale. Ce couplage permet d'expliquer une grande partie de la variabilité interannuelle des précipitations méditerranéennes (Grimalt & Rosselló, 2014).

### III.1.3 Évolution comparée des indices climatiques

La figure III.7 illustre l'évolution temporelle annuelle des trois indices climatiques (NAO, SOI et WeMOi) sur la période 1970–2019.

L'analyse des tendances montre :

- Une phase positive persistante du NAO entre le début des années 1980 et la fin des années 1990, suivie d'un retour progressif vers la phase négative à partir de 2000 ;
- Une phase négative prolongée du SOI dès le milieu des années 1970 jusqu'au début des années 2000, coïncidant avec la période de sécheresse sévère observée dans le Nord-Ouest algérien ;
- Un WeMOi globalement négatif à partir de 1980, traduisant une tendance à des épisodes pluviométriques intenses et localisés dans la région méditerranéenne occidentale.

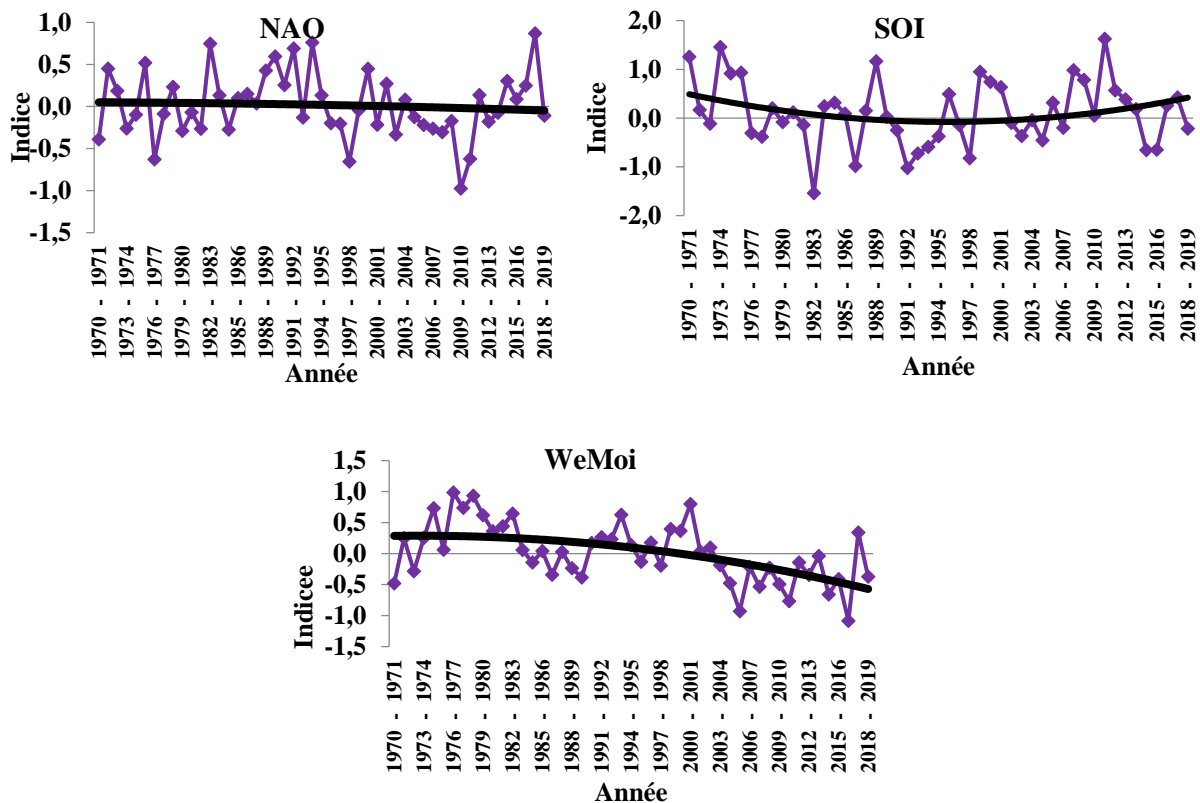


Figure III. 7. Valeurs moyennes annuelles de (NAO, SOI et WeMOi) pour la période 1970/71-2018/19 (mauve), régression polynomiale du 2ème degré (noir)

### III.2 Analyse statistique descriptive des séries de données hydro-pluviométriques

L'ajustement statistique est une méthode puissante pour simplifier et comprendre des ensembles de données complexes. En ajustant un modèle théorique à des données empiriques, on peut remplacer une grande quantité de données par quelques paramètres, tout en maintenant

une bonne approximation de la réalité. Cela permet à la fois d'analyser les données existantes de manière plus efficace et de faire des prédictions plus précises sur des événements futurs.

Pour étudier la structure des variations des pluies et des débits annuels et réaliser une analyse approfondie de ces données, un ajustement statistique a été effectué à l'aide du logiciel HYFRAN 1.1, développé par l'Institut national de la recherche scientifique du Canada (INRS-ETE). Ce logiciel permet de sélectionner et d'appliquer des ajustements statistiques afin d'identifier la loi ou les modèles les mieux adaptés aux données observées. Pour l'estimation des paramètres du modèle, la méthode du maximum de vraisemblance a été utilisée, garantissant ainsi une optimisation fiable de l'ajustement aux données hydrologiques.

### III.2.1 Collecte et Prétraitement des données pluviométriques et hydrométriques

#### III.2.1.1 Données pluviométriques

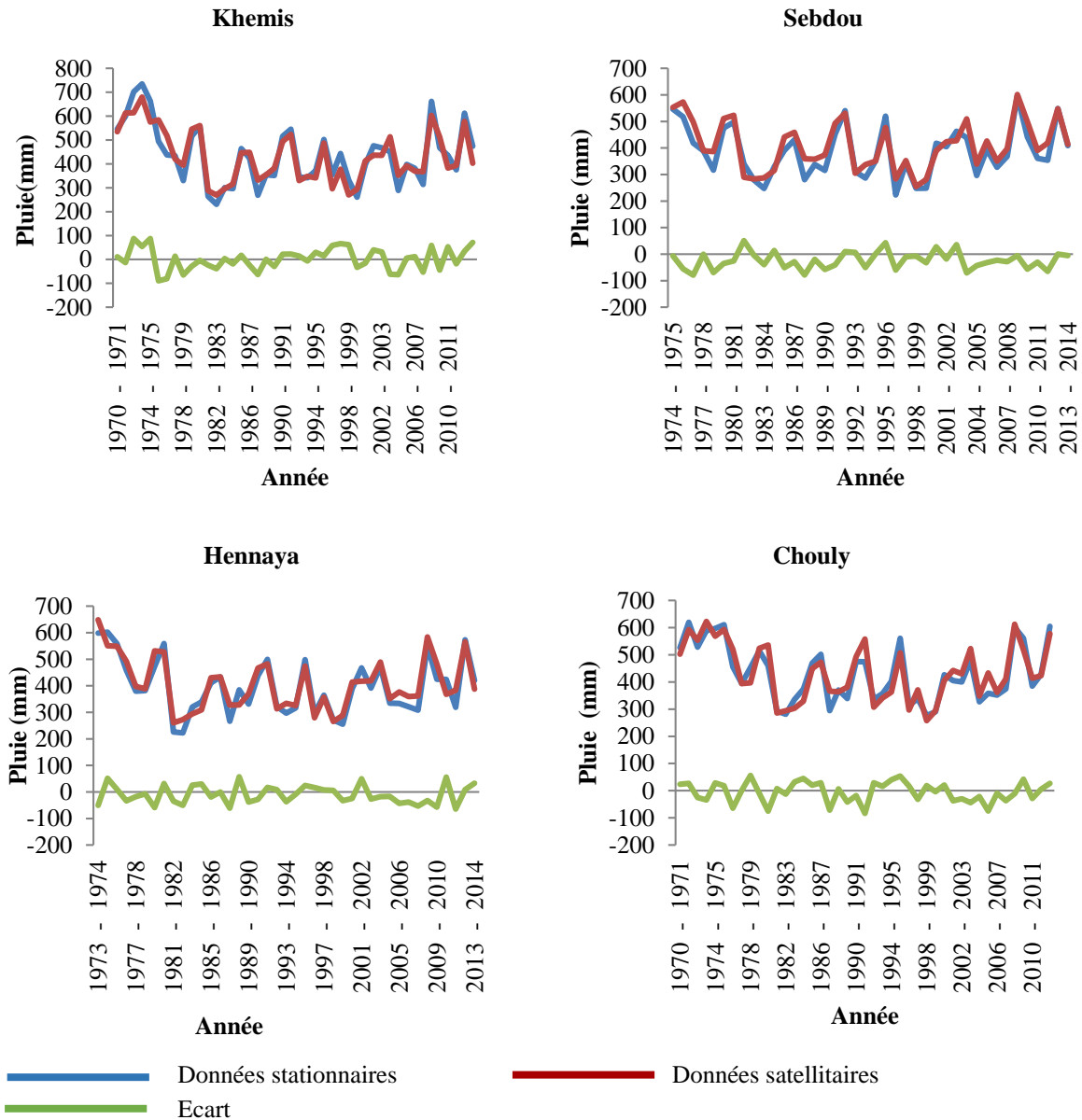
Les données pluviométriques quotidiennes ont été recueillies dans six stations climatiques (Khemis, Sebdou, Hennaya et Chouly) situées dans différentes parties de quatre sous-bassins de la Tafna. Les principales caractéristiques des stations (nom, code, coordonnées, périodes de la base de données) sont présentées dans le tableau III.1.

**Tableau III. 1.** Description des stations pluviométriques de la zone d'étude

| Sous-bassin | Stations | Code   | Coordonnées géographiques |            |          | Coordonnées en UTM |         | Période d'observation |
|-------------|----------|--------|---------------------------|------------|----------|--------------------|---------|-----------------------|
|             |          |        | Latitude                  | Longitude  | Altitude | x                  | y       |                       |
|             |          |        | Deg,Min,Sec               |            | (m)      | (m)                | (m)     |                       |
| Khemis      | Khemis   | 160406 | 34° 38'04''               | 1° 33'46'' | 1000     | 631734             | 3833444 | 1970-2014             |
| Sebdou      | Sebdou   | 160401 | 34° 38'44''               | 1° 19'31'' | 857      | 653485             | 3835013 | 1974-2014             |
| Boumassoud  | Hennaya  | 160516 | 34° 55'20''               | 1° 33'17'' | 515      | 647238             | 3865603 | 1973-2014             |
| Chouly      | Chouly   | 160601 | 34° 51'76''               | 1° 8'7''   | 725      | 671994             | 3859871 | 1970-2013             |

L'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) d'Algérie a mis à disposition des séries pluviométriques couvrant différentes périodes pour plusieurs stations représentatives de la région d'étude. Ces données présentent des longueurs variables selon les stations : 43 ans pour la station de Khemis (1970/1971–2013/2014), 39 ans pour Sebdou (1974/1975–2013/2014), 40 ans pour Hennaya (1973/1974–2013/2014) et 42 ans pour Chouly (1970/1971–2012/2013). Le comblement des lacunes dans ces séries a été effectué par Bouguara (2022), garantissant ainsi la continuité et la fiabilité des données utilisées dans la présente analyse.

Les courbes de la figure III.8 présentent une comparaison entre les données pluviométriques stationnaires (en bleu), satellitaires (en rouge) et l'écart (en vert) pour les stations de Khemis, Sebdou, Hennaya et Chouly :



**Figure III. 8.** Comparaison entre les données de précipitation stationnaires et satellitaires

Les données issues des capteurs satellitaires présentent des tendances globalement similaires à celles observées aux stations météorologiques, révélant une corrélation élevée entre les deux sources de mesure. Les écarts constatés demeurent faibles, généralement compris entre  $-100$  mm et  $+100$  mm, ce qui confirme la cohérence et la complémentarité des observations satellitaires par rapport aux mesures in situ.

Afin d'améliorer la représentativité temporelle des séries, la période d'étude a été prolongée grâce à l'intégration des données satellitaires, permettant d'étendre les séries pluviométriques stationnaires. Cette approche combinée renforce la continuité temporelle, enrichit l'analyse climatique et accroît la fiabilité des résultats, en offrant une vision plus complète et spatialement cohérente des variations pluviométriques et des phénomènes climatiques régionaux.

III.2.1.2 Préparation et Analyse des précipitations dans les sous-bassins

versants

La période d'étude retenue pour l'ensemble des sous-bassins versants s'étend de 1970/1971 à 2018/2019, couvrant près d'un demi-siècle d'observations. Les séries pluviométriques analysées résultent de la combinaison des données stationnaires et satellitaires, ce qui permet d'obtenir une couverture temporelle et spatiale plus complète et de mieux appréhender la variabilité du régime pluviométrique régional.

L'analyse des précipitations met en évidence une forte irrégularité interannuelle dans l'ensemble des sous-bassins versants étudiés. Les figures III.9 à III.12 illustrent cette variabilité à travers la répartition annuelle des pluies et le régime annuel moyen des précipitations pour les stations de Khemis, Sebdou, Boumassoud et Chouly. Ces représentations montrent clairement l'alternance d'années humides et sèches, traduisant la nature instable du climat semi-aride de la région.

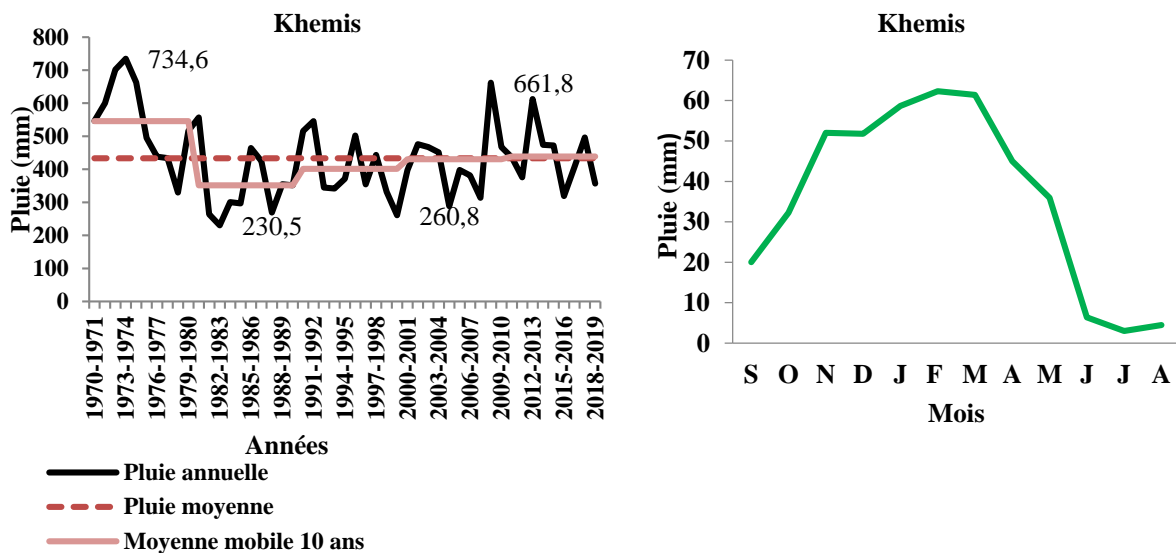


Figure III. 9. Répartition annuelle des pluies (à gauche) et régime annuel moyen des pluies (à droite) du sous bassin de Khemis

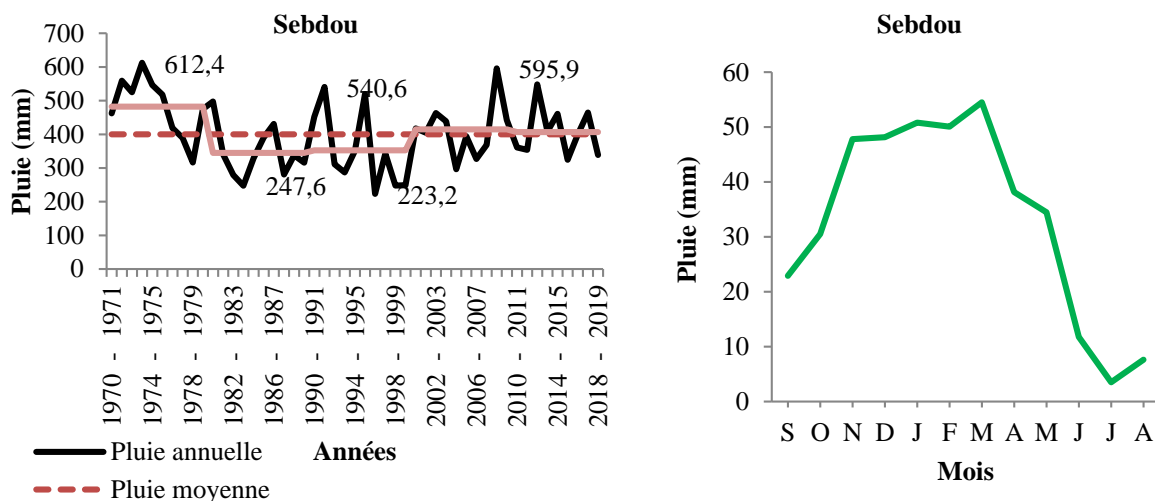


Figure III. 10. Répartition annuelle des pluies (à gauche) et régime annuel moyen des pluies (à droite) du sous bassin de Sebdou

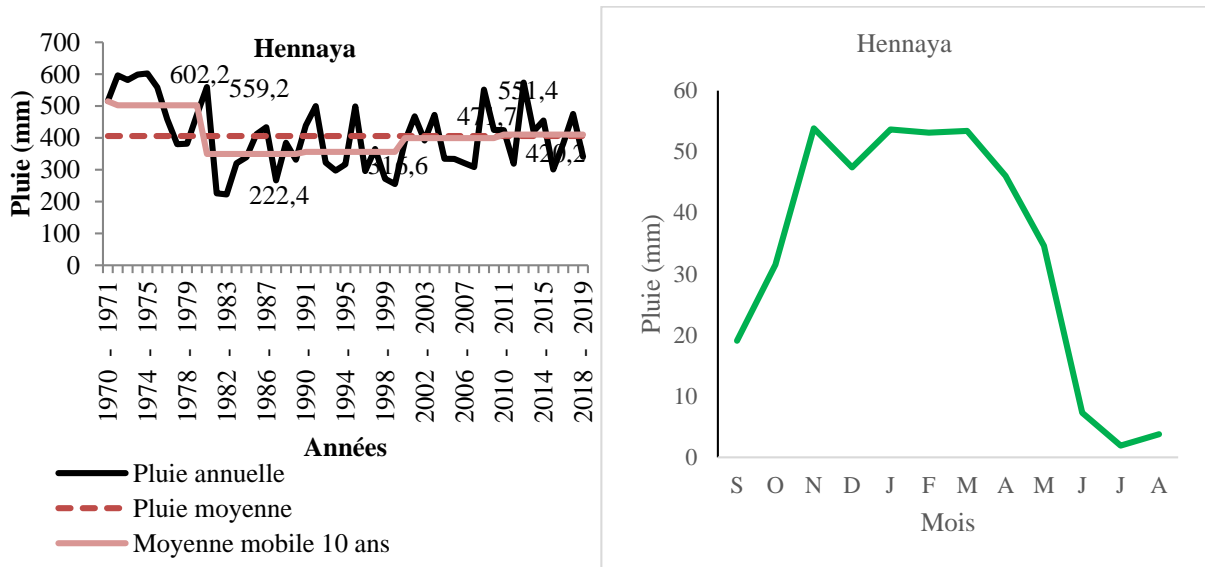


Figure III. 11. Répartition annuelle des pluies (à gauche) et régime annuel moyen des pluies (à droite) du sous bassin de Boumessaoud

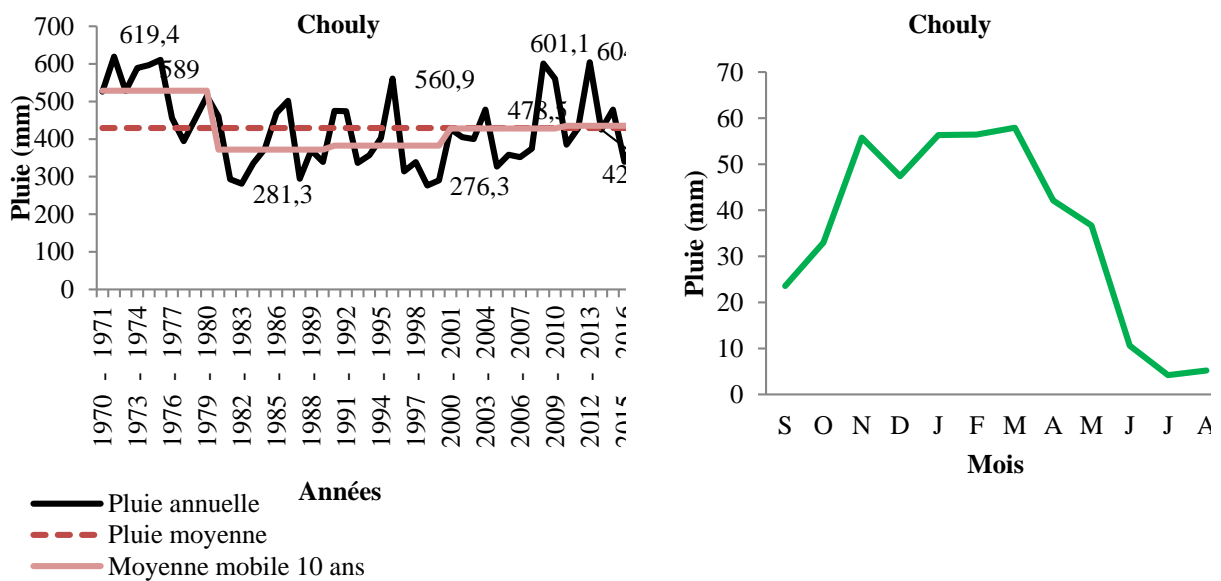


Figure III. 12. Répartition annuelle des pluies (à gauche) et régime annuel moyen des pluies (à droite) du sous bassin de Chouly.

Sur la période étudiée, les variations annuelles de précipitations sont significatives d'un sous-bassin à l'autre. Dans le sous-bassin de Khemis, les totaux annuels oscillent entre un minimum de 230,5 mm en 1983 et un maximum de 734,6 mm en 1974. Le sous-bassin de Sebdoou enregistre des valeurs comprises entre 223,2 mm en 1997 et 612,4 mm en 1975, tandis que celui de Boumessaoud présente des précipitations variant de 222,4 mm en 1983 à 602,2 mm en 1975. Pour le sous-bassin de Chouly, les précipitations fluctuent entre 276,3 mm en 1999 et 619,4 mm en 1972. Ces amplitudes traduisent une variabilité pluviométrique marquée, typique des régions méditerranéennes à tendance semi-aride.

### Chapitre III : Données hydro-climatiques

L'évolution des moyennes mobiles révèle une tendance générale légèrement décroissante au fil des décennies, indiquant un affaiblissement progressif des cumuls annuels, en lien probable avec la variabilité climatique régionale et les épisodes récurrents de sécheresse.

Les moyennes interannuelles des précipitations confirment ces contrastes : elles atteignent 433,36 mm à Khemis, 400,09 mm à Sebdu, 405,7 mm à Hennaya et 429,26 mm à Chouly. Le nombre d'années au cours desquelles les hauteurs de pluie ont dépassé la moyenne annuelle se situe respectivement à 22, 23, 23 et 22 années pour ces quatre stations, traduisant une répartition presque équilibrée entre années humides et sèches, mais sans tendance durable à l'humidification récente.

Sur le plan intra-annuel, les précipitations se concentrent principalement entre novembre et mars, période correspondant à la saison humide du climat méditerranéen. Toutefois, la distribution mensuelle présente des spécificités selon les sous-bassins : le pic pluviométrique se produit en février à Khemis, en mars à Sebdu et Chouly, tandis qu'à Boumessaoud, il apparaît plus précocement, en novembre. Ces différences saisonnières traduisent l'influence combinée du relief, de la position géographique et des régimes de circulation atmosphérique sur la dynamique des précipitations.

#### III.2.1.2.1 Analyse statistique des précipitations des sous bassins étudiés

L'analyse statistique descriptive constitue une étape fondamentale pour caractériser le comportement des précipitations dans les différentes stations étudiées. Elle permet de résumer et de décrire les principales propriétés des séries temporelles, facilitant ainsi leur interprétation et leur comparaison spatiale. Les paramètres statistiques retenus incluent à la fois des mesures de tendance centrale, de dispersion et de forme de distribution.

Les mesures de tendance centrale, telles que la moyenne arithmétique, donnent une indication de la valeur moyenne représentative du régime pluviométrique de chaque station. Les mesures de dispersion, notamment la variance, l'écart-type et le coefficient de variation (Cv), permettent d'évaluer l'ampleur des fluctuations autour de cette moyenne, et donc le degré d'irrégularité interannuelle des précipitations. Enfin, des paramètres plus avancés, tels que le coefficient d'asymétrie (Skewness) et le coefficient d'aplatissement (Kurtosis), renseignent sur la forme de la distribution statistique des précipitations, en identifiant respectivement la dissymétrie et la concentration des valeurs autour de la moyenne.

Les résultats obtenus pour les quatre stations pluviométriques analysées Khemis, Sebdu, Boumessaoud et Chouly sont présentés dans le tableau III.2.

**Tableau III. 2.** Paramètres statistiques des stations pluviométriques Khemis, Sebdu, Hennaya, chouly

| Paramètres | Formules   | Khemis | Sebdu   | Boumassoud | Chouly  |
|------------|--|--------|---------|------------|---------|
| Moyenne    | $\bar{P} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a P_i$             | 433.36 | 400.08  | 406.2      | 429.26  |
| Variance   | $S^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a (P_i^2 - \bar{P}^2)$ | 14400  | 9741,69 | 11025      | 9761,44 |
| Ecart-type | $\sigma = \sqrt{S^2}$                                | 120    | 98.7    | 105        | 98.8    |

|   |                                      |       |       |       |       |
|---|--------------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| <b>Coefficient de variation</b>               | $C_v = \frac{\sigma}{P}$             | 0.277 | 0.247 | 0.259 | 0.230 |
| <b>Kurtosis (Coefficient d'aplatissement)</b> | $C_{ku} = \frac{\mu_4}{\delta^4}$    | 2.73  | 2.13  | 2.03  | 2.02  |
| <b>Skewness (Coefficient d'Asymétrie)</b>     | $C_s = \frac{\mu_3}{\sigma_2^{3/2}}$ | 0.603 | 0.268 | 0.304 | 2.02  |

L'analyse des paramètres statistiques met en évidence une variabilité interannuelle modérée des précipitations dans l'ensemble des stations étudiées. Les valeurs du coefficient de variation, toutes inférieures à 0,5, indiquent une dispersion limitée des données autour de la moyenne, traduisant ainsi une certaine stabilité du régime pluviométrique au fil des années. Cette homogénéité relative suggère que les séries pluviométriques pourraient être raisonnablement modélisées par une distribution normale, notamment dans les stations de Chouly ( $C_v = 0,23$ ) et de Sebdou ( $C_v = 0,25$ ), où la variabilité est la plus faible.

Le coefficient d'asymétrie (Skewness) est positif dans toutes les stations, indiquant une légère dissymétrie à droite de la distribution. Cela signifie que les années exceptionnellement pluvieuses sont rares mais contribuent significativement à l'augmentation de la moyenne annuelle. Le coefficient d'aplatissement (Kurtosis), dont les valeurs sont légèrement supérieures à 2, révèle des distributions proches de la normale mais avec une tendance légèrement mésokurtique, c'est-à-dire ni trop aplatie ni trop pointue.

Ces résultats traduisent un comportement pluviométrique typique des régions semi-arides à influence méditerranéenne, où la pluviométrie reste globalement irrégulière mais sans excès extrême. Enfin, afin de vérifier statistiquement la conformité des distributions à la loi normale, le test du  $\chi^2$  (Khi-deux) sera appliqué. Ce test permettra d'évaluer la qualité de l'ajustement et de confirmer, ou non, l'hypothèse d'une distribution normale des précipitations pour chacune des stations.

Selon les figures III.13, III.14, III.15 et III.16 nous observons que la distribution des précipitations, ajustée à une loi normale, montre un alignement de points jugé acceptable. La distribution des précipitations est représentée par une droite, connue sous le nom de droite de Henry, dont l'équation est la suivante :

$$P = \delta \cdot U + \bar{P} \quad \text{Eq. III.1}$$

avec :

$\delta$  = Ecart-type,

$\beta$  = moyenne des précipitations

et  $u$  : variable réduite de Gauss.

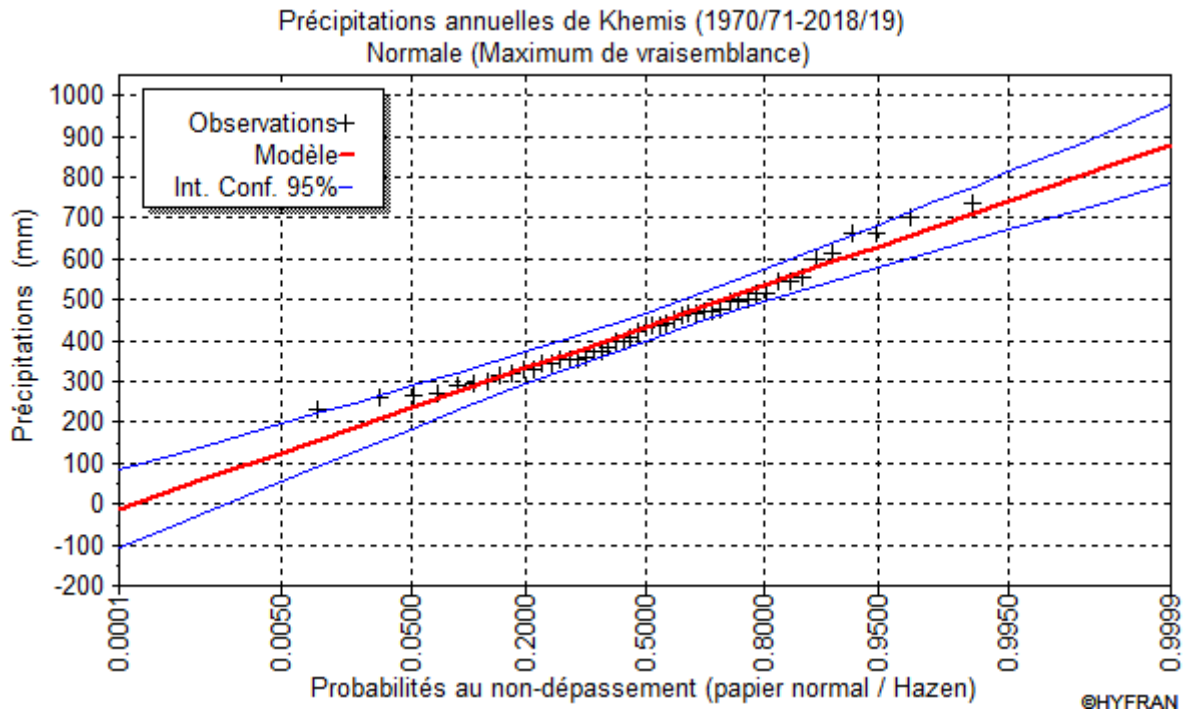


Figure III. 13. Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale de à la station de Khemis

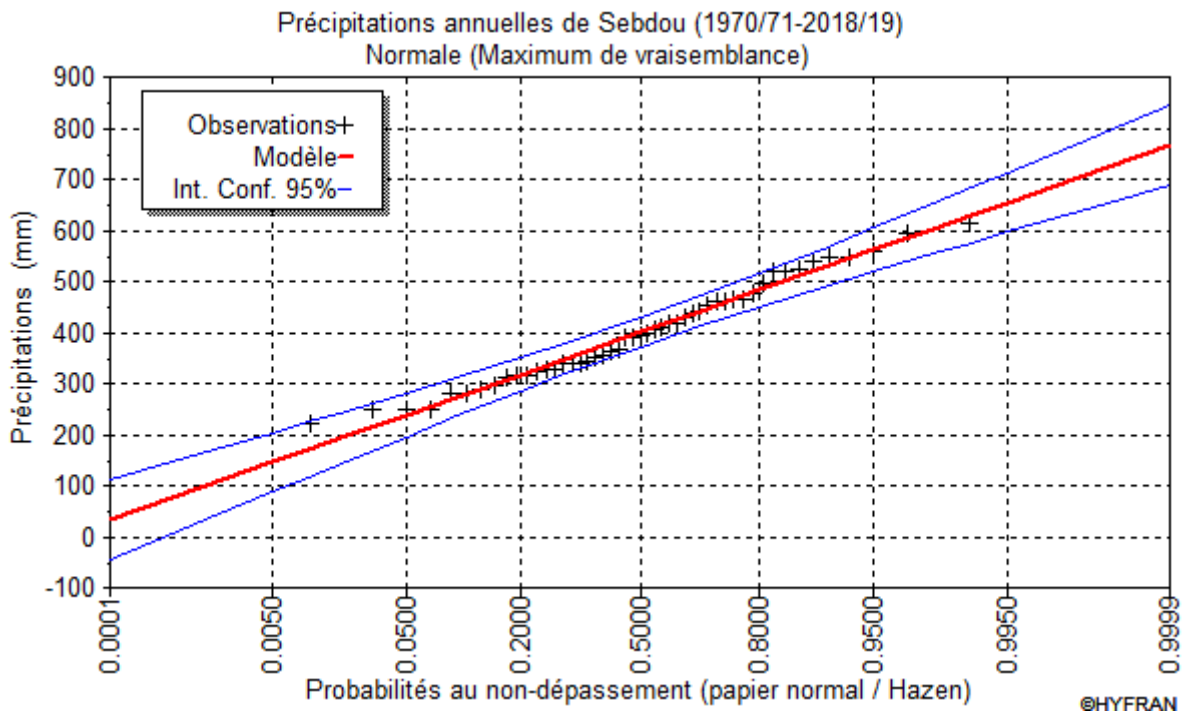


Figure III. 14. Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale de à la station de Sebdu

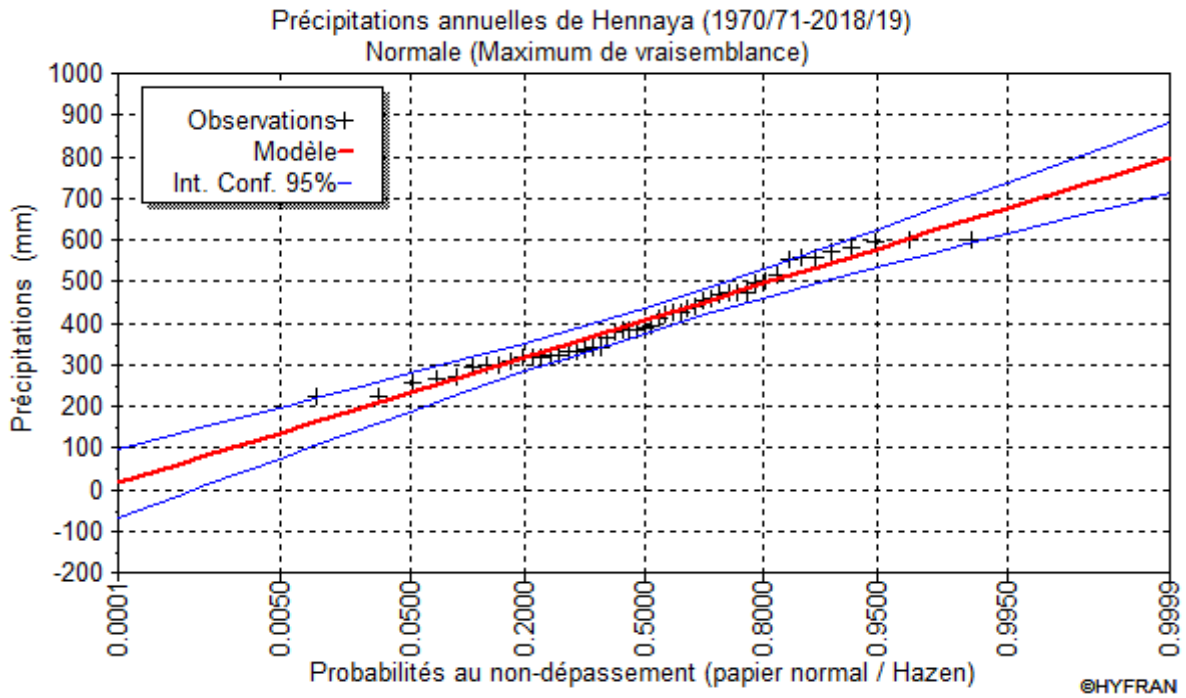


Figure III. 15. Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale de à la station de Hennaya

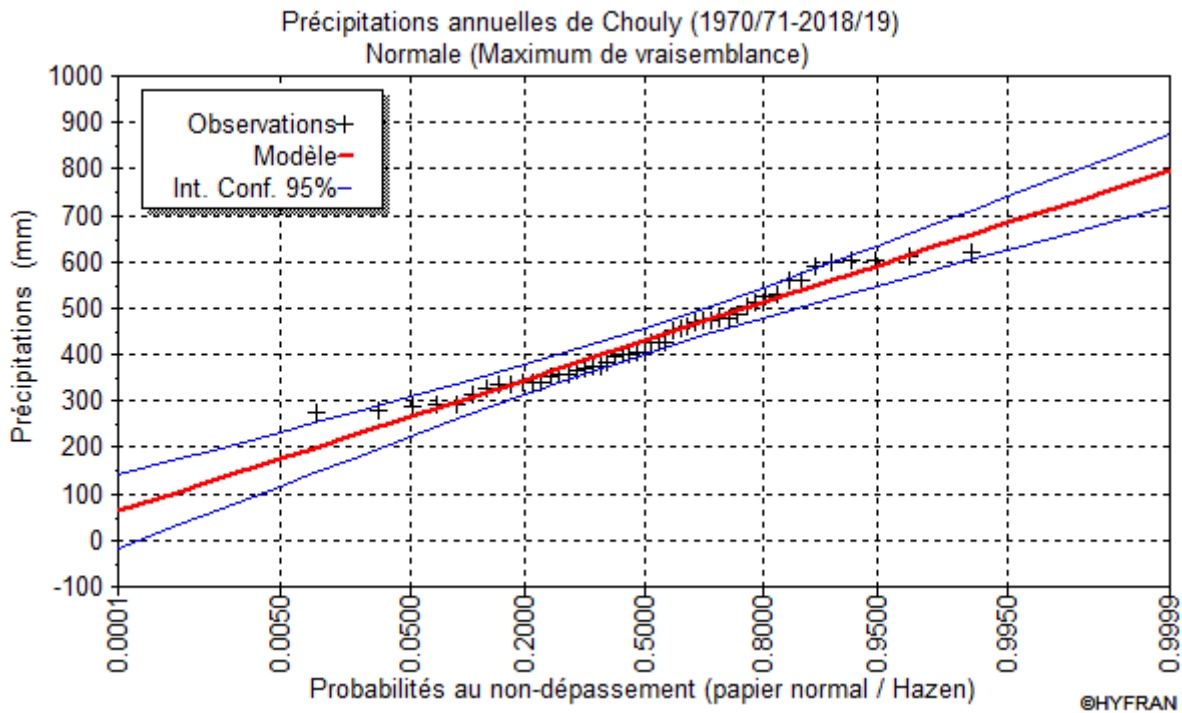


Figure III. 16. Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale de à la station de Chouly

Le test du  $\chi^2$  évalue l'écart entre les fréquences observées et les fréquences théoriques, et est exprimé à l'aide de la statistique  $\chi^2$ . Pour déterminer la valeur du  $\chi^2$ , nous avons repris les séries de précipitations et les avons classées en différentes catégories. Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau III.3

Tableau III. 3. Résultats de  $\chi^2$

| Paramètres           | Khemis | Sebdou | Boumessaoud | Chouly |
|----------------------|--------|--------|-------------|--------|
| $\chi^2$ calculé     | 5.92   | 5.55   | 6.29        | 5.55   |
| $\chi^2$ tabulé      | 5.94   | 5.60   | 6.32        | 5.60   |
| Degré de liberté ddl | 6      | 6      | 6           | 6      |
| Nombre de classe K   | 9      | 9      | 9           | 9      |
| P non dépassement    | 0.43   | 0.47   | 0.4         | 0.47   |

Les  $\chi^2$  calculés dans toutes les stations (Khemis, Sebdou, Hennaya et Chouly) étant inférieurs aux  $\chi^2$  tabulés ( $\chi_c^2 < \chi_t^2$ ), le test est concluant, ce qui permet d'accepter l'ajustement à une distribution normale des précipitations.

### III.2.1.2.2 Estimation des précipitations pour une période de retour définie

À l'issue des ajustements statistiques réalisés sur les séries pluviométriques, il ressort que la loi normale représente le modèle le plus approprié pour décrire la distribution des précipitations annuelles dans la région d'étude. Les tests d'adéquation, notamment le test du  $\chi^2$ , confirment la cohérence et la validité de ce choix, indiquant que les écarts observés entre les valeurs mesurées et les valeurs théoriques issues de la loi normale demeurent faibles et non significatifs.

Cette distribution, retenue comme la plus représentative, a été utilisée pour estimer les hauteurs de précipitations associées à différentes périodes de retour (T). Ces estimations permettent d'évaluer la probabilité d'occurrence d'un événement pluviométrique d'intensité donnée au cours d'une période déterminée. Elles constituent ainsi un outil fondamental pour la planification hydrologique, la gestion des risques d'inondation et la conception d'ouvrages hydrauliques adaptés aux conditions climatiques régionales.

Le calcul des précipitations caractéristiques repose sur l'équation générale de la loi normale :

$$P = \delta \cdot U + \bar{P}$$

où : P : Précipitations correspondant à une période de retour donnée,

$\bar{P}$  : Moyenne des précipitations observées,

$\delta$  : Ecart-type de la série,

U : Variable réduite correspondant à la période de retour considérée.

En substituant les valeurs de (U) déterminées pour chaque période de retour, il est possible de calculer les précipitations théoriques correspondant aux différents niveaux de probabilité. Les résultats de ces calculs, présentés dans le Tableau III.4, illustrent la relation entre les hauteurs de précipitations et leurs périodes de retour respectives, confirmant ainsi la pertinence de l'ajustement à la loi normale et la robustesse du modèle retenu pour la caractérisation statistique des régimes pluviométriques régionaux.

Tableau III. 4. Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée

| Période de retour T (ans) | U    | Précipitations (mm) |        |         |        |
|---------------------------|------|---------------------|--------|---------|--------|
|                           |      | Khemis              | Sebdou | Hennaya | Chouly |
| 2                         | 0    | 433.36              | 400.09 | 405.69  | 429.26 |
| 5                         | 0.84 | 534.21              | 483.11 | 494.16  | 512.37 |
| 10                        | 1.28 | 586.98              | 526.55 | 540.45  | 555.77 |

## Chapitre III : Données hydro-climatiques

|      |      |        |        |        |        |
|------|------|--------|--------|--------|--------|
| 20   | 1.64 | 630.55 | 562.42 | 578.66 | 591.77 |
| 50   | 2.05 | 679.56 | 602.77 | 621.66 | 632.17 |
| 100  | 2.32 | 712.24 | 629.67 | 650.32 | 659.09 |
| 1000 | 3.09 | 803.77 | 705.03 | 730.61 | 734.53 |

### III.2.1.3 Données hydrométriques

Dans ce travail, la série chronologique des débits mensuels couvrant la période 1970/1971 à 2018/2019 a été utilisée. Une partie des données hydrométriques provient de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH), tandis que la prolongation de cette série a été réalisée grâce aux données satellitaires. Quatre stations hydrométriques ont été sélectionnées pour les sous-bassins de Khemis, Sebdou, Boumassoud et Chouly. Les principales caractéristiques des stations (nom, code, coordonnées, périodes de la base de données) sont présentées dans le tableau III.5.

**Tableau III. 5.** Description des stations hydrométriques de la zone d'étude

| Sous-bassin       | Stations | Code   | Coordonnées géographique |            |          | Coordonnées en UTM |         | Période d'observation |
|-------------------|----------|--------|--------------------------|------------|----------|--------------------|---------|-----------------------|
|                   |          |        | Latitude                 | Longitude  | Altitude | x                  | y       |                       |
|                   |          |        | Deg,Min,Sec              |            | (m)      | (m)                | (m)     |                       |
| <b>Khemis</b>     | Zahra    | 160409 | 34° 39'7''               | 1° 33'2''  | 663      | 632805             | 383512  | 1972-2011             |
| <b>Sebdou</b>     | Sebdou   | 160401 | 34° 38'44''              | 1° 19'31'' | 857      | 653485             | 3835013 | 1980-2012             |
| <b>Boumassoud</b> | Zenata   | 160507 | 35° 1'45''               | 1° 27'10'' |          | 641129             | 3877836 | 1972-2012             |
| <b>Chouly</b>     | Chouly   | 160601 | 34° 51'76''              | 1° 8'7''   | 725      | 671994             | 3859871 | 1970-2012             |

L'écart observé entre les deux sources de données demeure relativement faible, ce qui démontre que l'intégration des données satellitaires pour prolonger les séries chronologiques constitue une approche pertinente. Cette méthode présente des avantages notables, notamment pour combler les lacunes existant dans les enregistrements des stations météorologiques. Ainsi, la combinaison des données stationnaires et satellitaires apparaît comme la solution la plus adaptée pour obtenir une analyse hydrologique plus complète, cohérente et fiable.

La figure III.17, illustre la comparaison entre les données stationnaires et celles issues des capteurs satellitaires, mettant en évidence leur bonne concordance globale et la cohérence des tendances observées.

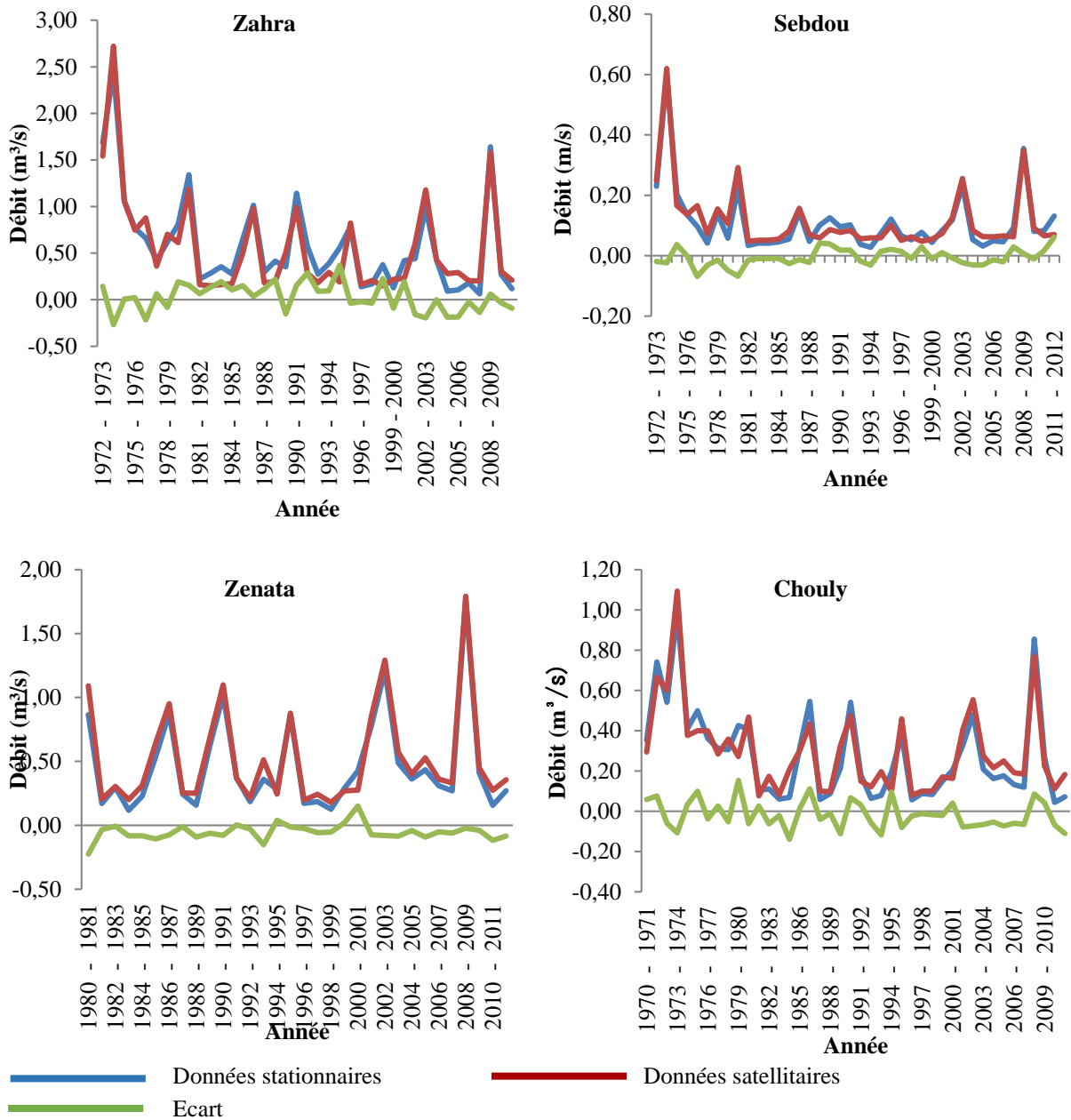
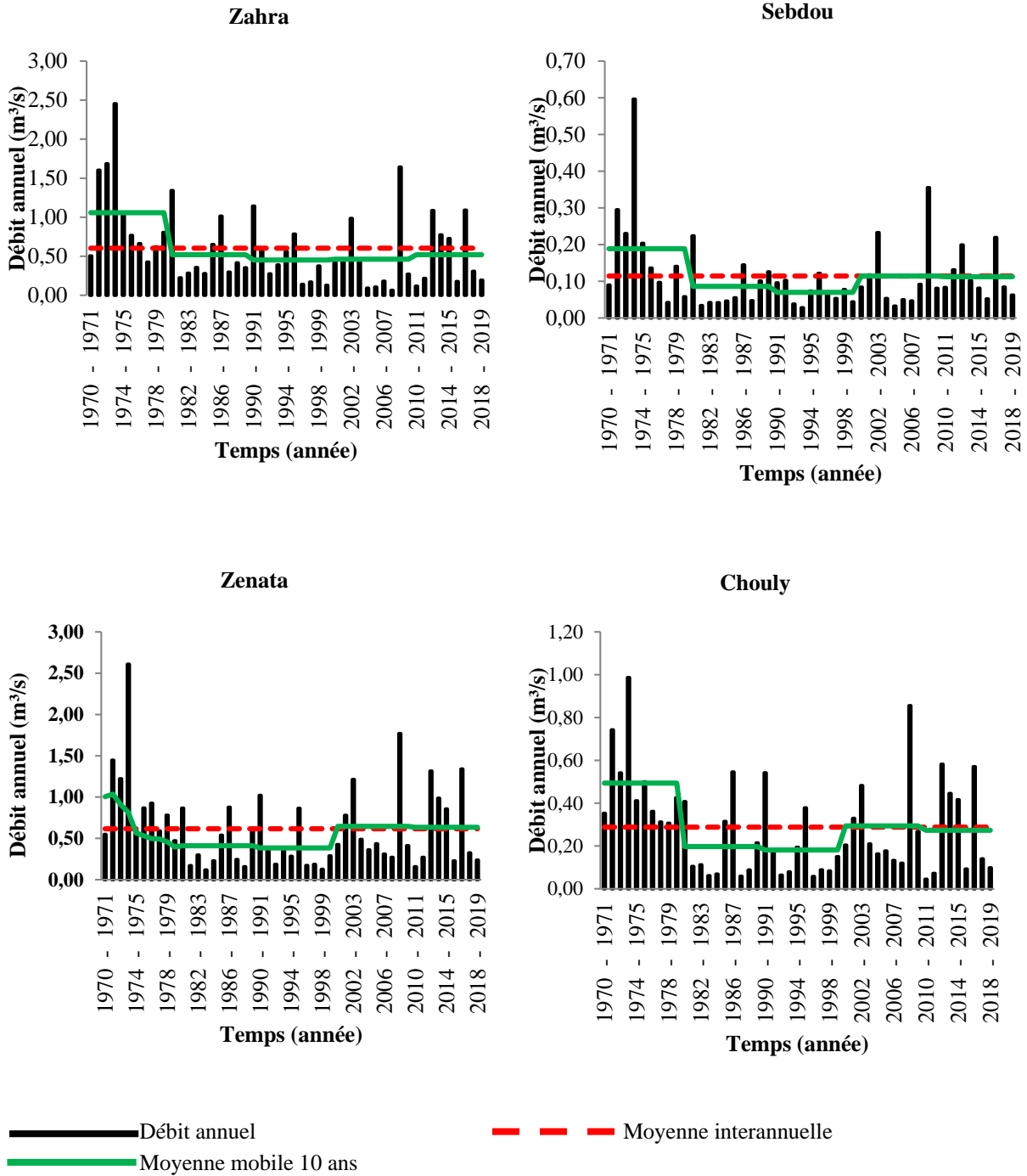


Figure III. 17. Comparaison entre les données de débit stationnaires et satellitaires

La variation de l'écoulement dans les sous bassin versant de Khemis, sebdou, Boumassoud, Chouly durant la période 1970/1971 - 2018/2019 (fig.III.18), se traduit par une irrégularité prononcée d'une année à une autre sans présenter de tendance globale sur l'intégralité de la période étudiée.



**Figure III. 18.**Répartition annuelle des débits dans les sous bassins de Khemis (Zahra) du bassin du Sebdou (Sebdou) du bassin du Boumassoud (Zenata) et du bassin de Chouly (Chouly)

### III.2.1.3.1 Analyse statistique des débits

L'analyse statistique des données hydrométriques a pour objectif de caractériser les régimes d'écoulement à partir de paramètres descriptifs permettant de dégager les valeurs les plus représentatives et significatives des séries observées. Ces indicateurs, regroupés dans le Tableau

III.6, III.7, fournissent une synthèse des principales caractéristiques statistiques des stations de Zahra, Sebdou, Zenata et Chouly.

**Tableau III. 6.** Paramètres statistiques des stations de Zahra, Sebdou, Zenata, Chouly

| Paramètres                             | Formules   | Zahra | Sebdou | Zenata | Chouly |
|--|--|-------|--------|--------|--------|
| Moyenne                                | $\bar{Q} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a Q_i$             | 0.60  | 0.11   | 0.61   | 0.28   |
| Variance                               | $S^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a (Q_i^2 - \bar{Q}^2)$ | 0.25  | 0.01   | 0.24   | 0.05   |
| Ecart-type                             | $\sigma = \sqrt{S^2}$                                | 0.50  | 0.10   | 0.49   | 0.22   |
| Coefficient de variation               | $Cv = \frac{\sigma}{\bar{Q}}$                        | 0.83  | 0.88   | 0.81   | 0.77   |
| Kurtosis (Coefficient d'aplatissement) | $C_{ku} = \frac{\mu_4}{\delta^4}$                    | 5.23  | 11.68  | 6.5    | 3.67   |
| Skewness (Coefficient d'Asymétrie)     | $C_s = \frac{\mu_3}{\sigma_2^{3/2}}$                 | 1.58  | 2.79   | 1.79   | 1.13   |

Les valeurs élevées du coefficient de variation (CV), supérieures à 0,5 dans l'ensemble des sous-bassins versants étudiés, révèlent une forte variabilité interannuelle des débits. Cette dispersion importante indique que les régimes hydrologiques sont instables et sensibles aux fluctuations climatiques, caractéristiques des zones semi-arides où les écoulements sont fortement tributaires des précipitations irrégulières.

Par ailleurs, les valeurs positives et marquées du coefficient d'asymétrie (Skewness) traduisent une distribution dissymétrique à droite, suggérant la présence de crues ponctuelles de forte intensité qui influencent la moyenne des séries. Les valeurs élevées du coefficient d'aplatissement (Kurtosis) confirment cette observation en indiquant une distribution plus pointue que la distribution normale, dominée par des valeurs extrêmes.

Ainsi, l'ensemble de ces résultats montre que les distributions observées ne suivent pas la loi normale, mais s'ajustent mieux à une loi log-normale, mieux adaptée aux séries de débits présentant une forte variabilité et une asymétrie prononcée. Cet ajustement permettra de modéliser plus fidèlement les événements extrêmes et d'évaluer les débits caractéristiques associés à différentes périodes de retour.

**Ajustement de lois de probabilité (loi log normale)**

**Tableau III. 7.** Paramètres statistiques pour la loi log normale des stations de Zahra, Sebdou, Zenata, chouly.

| Paramètres | Formules   | Zahra | Sebdou | Zenata | Chouly |
|------------|--|-------|--------|--------|--------|
| Moyenne    | $\bar{Q} \log = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a Q_i \log$ | 0.624 | 0.11   | 0.62   | 0.29   |

|  |   |      |       |       |       |
|--|---|------|-------|-------|-------|
| Variance                               | $S^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a (Q_i^2 \log - \overline{Q^2} \log)$ | 0.41 | 0.01  | 0.29  | 0.09  |
| Ecart-type                             | $\sigma = \sqrt{S^2} \log$  | 0.64 | 0.08  | 0.54  | 0.3   |
| Coefficient de variation               | $Cv = \frac{\sigma}{Q}$   | 1    | 0.77  | 0.88  | 1     |
| Kurtosis (Coefficient d'aplatissement) | $C_{ku} = \frac{\mu_4}{\delta^4}$                                   | 45   | 19.21 | 28.08 | 42.30 |
| Skewness (Coefficient d'Asymétrie)     | $C_s = \frac{\mu_3}{\sigma_2^{3/2}}$                                | 4.17 | 2.77  | 3.35  | 4.05  |

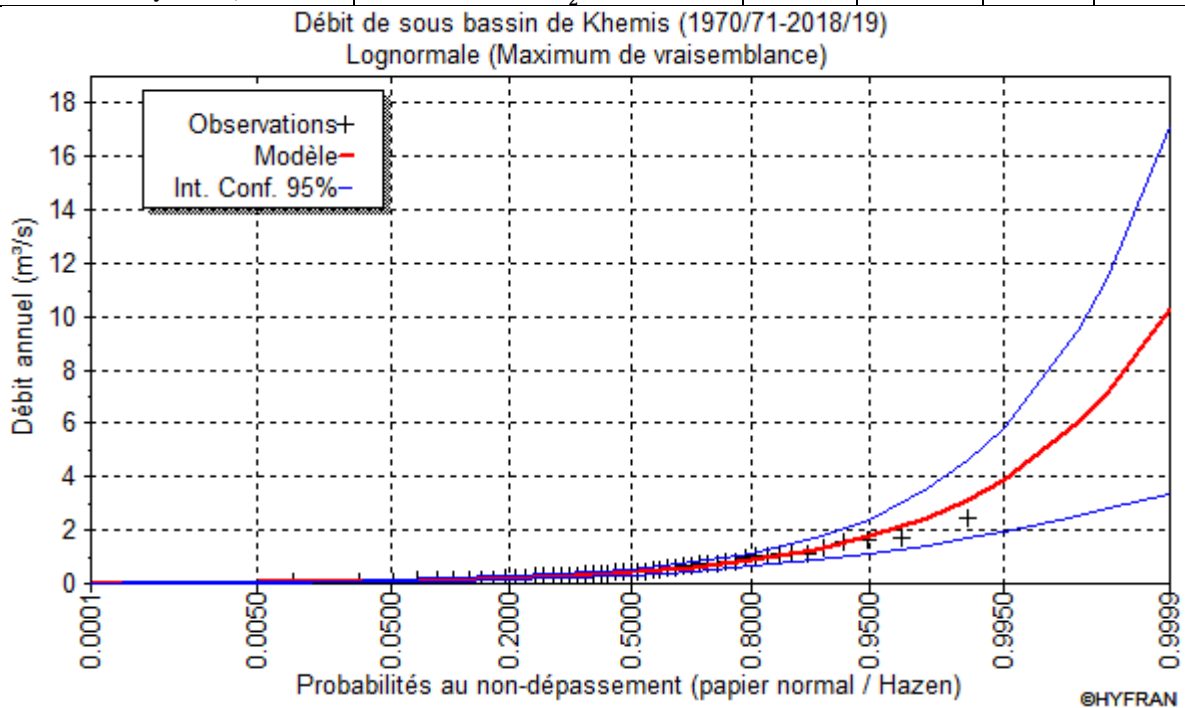


Figure III. 19. Ajustement graphique des débits annuels à la loi de distribution log-normale de au sous bassin Khemis

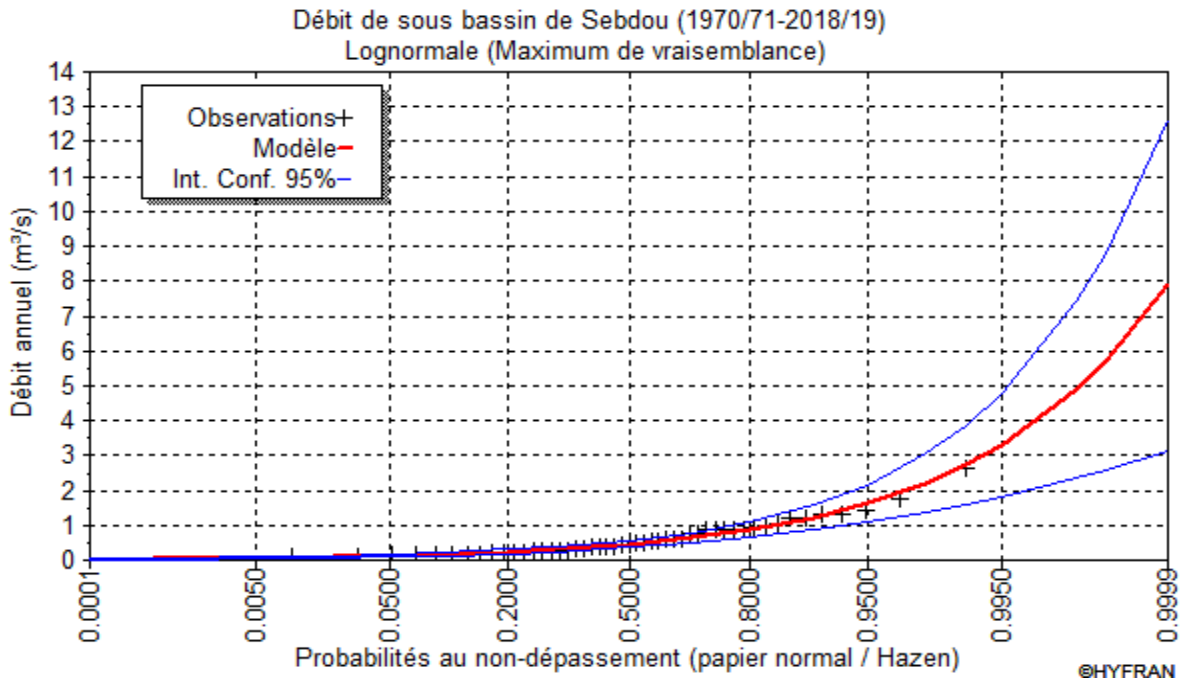


Figure III. 20. Ajustement graphique des débits annuels à la loi de distribution log-normale de au sous bassin Sebdoou

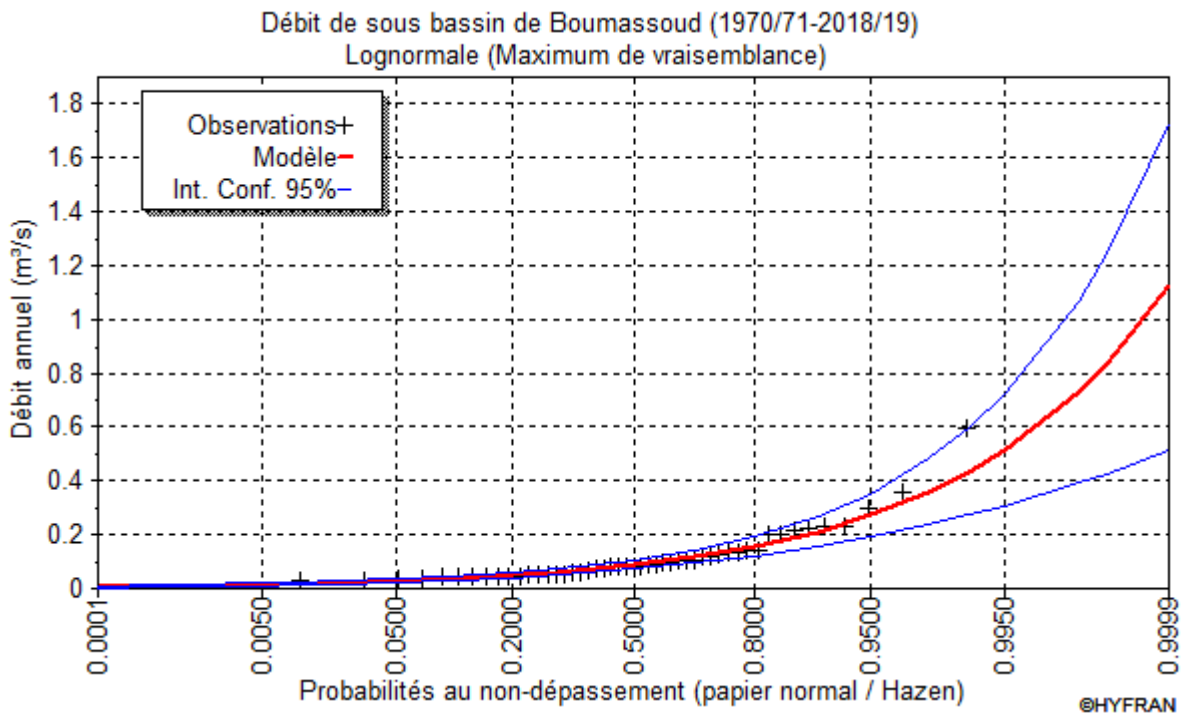
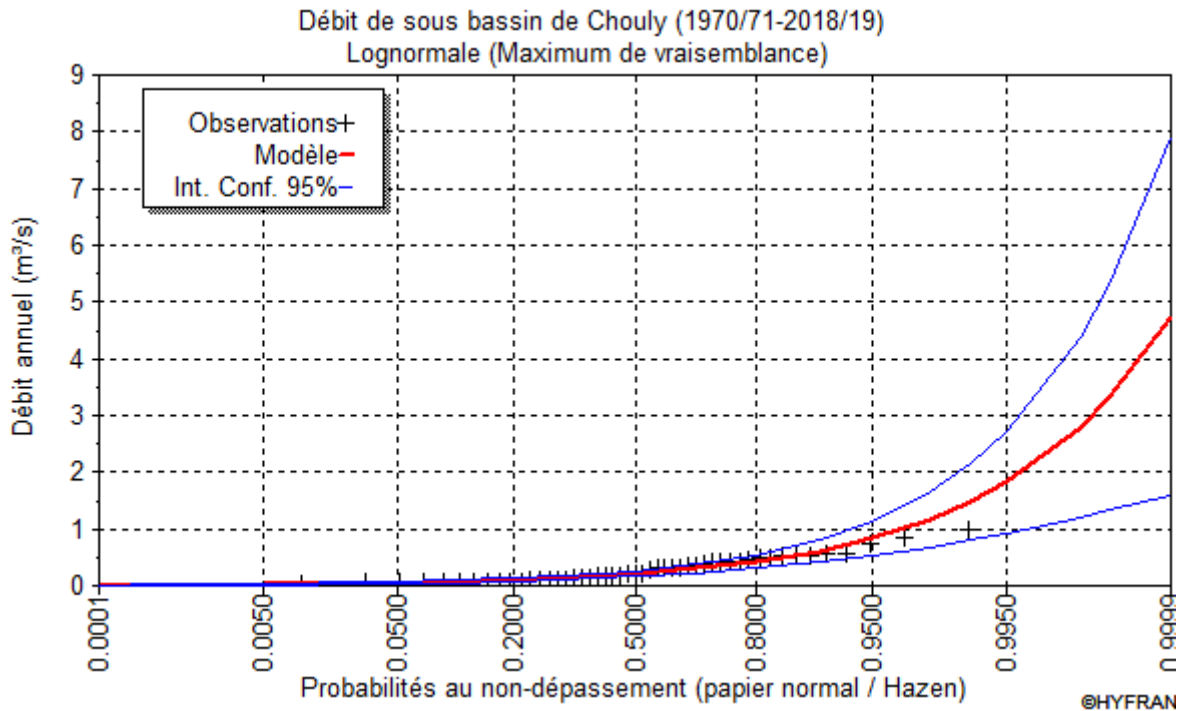


Figure III. 21. Ajustement graphique des débits annuels à la loi de distribution log-normale de au sous bassin Boumassoud



**Figure III. 22.** Ajustement graphique des débits annuels à la loi de distribution log-normale de au sous bassin Chouly

- **Test du  $\chi^2$**

Les résultats du  $\chi^2$  sont récapitulés au tableau III.8.

**Tableau III. 8.** Résultats du  $\chi^2$

| Paramètres           | Khemis | Sebdou | Boumessaoud | Chouly |
|----------------------|--------|--------|-------------|--------|
| $\chi^2$ calculé     | 1.51   | 10.33  | 5.18        | 15.10  |
| $\chi^2$ tabulé      | 1.64   | 10.64  | 5.35        | 16.81  |
| Degré de liberté ddl | 6      | 6      | 6           | 6      |
| Nombre de classe K   | 9      | 9      | 9           | 9      |
| P non dépassement    | 0.95   | 0.1    | 0.52        | 0.01   |

Les valeurs de  $\chi^2$  calculées pour l'ensemble des stations hydrométriques (Zahra, Sebdou, Zenata et Chouly) se sont révélées inférieures aux valeurs tabulées ( $\chi^2_c < \chi^2_t$ ). Ce résultat confirme la validité statistique de l'ajustement et permet ainsi d'adopter la loi log-normale comme modèle de distribution des débits observés dans les différents sous-bassins versants.

À partir de l'équation de la loi log-normale :  $\log Q = \delta \cdot U + \overline{\log Q}$ , il est possible de déterminer les valeurs des débits caractéristiques correspondant à différentes périodes de retour en substituant les valeurs de ( U ) associées. Cette approche permet d'estimer les débits extrêmes attendus pour des périodes de récurrence données (10, 20, 50 ou 100 ans, par exemple).

Les résultats obtenus à partir de ces calculs sont synthétisés dans le Tableau III.9, qui présente les valeurs estimées des débits selon les différentes périodes de retour et les stations considérées.

Tableau III. 9. Calcul des débits pour une période de récurrence donnée

| Période de retour T (ans) | U    | Débits (m <sup>3</sup> /s) |        |        |        |
|---------------------------|------|----------------------------|--------|--------|--------|
|                           |      | Zahra                      | Sebdou | Zenata | Chouly |
| 2                         | 0    | 0.43                       | 0.08   | 0.46   | 0.21   |
| 5                         | 0.84 | 0.89                       | 0.16   | 0.8    | 0.42   |
| 10                        | 1.28 | 1.29                       | 0.21   | 1.23   | 0.61   |
| 20                        | 1.64 | 1.76                       | 0.27   | 1.62   | 0.83   |
| 50                        | 2.05 | 2.49                       | 0.36   | 2.22   | 1.17   |
| 100                       | 2.32 | 3.14                       | 0.43   | 2.73   | 1.47   |
| 1000                      | 3.09 | 6                          | 0.73   | 4.8    | 2.7    |

### Conclusion

Dans cette étude, les données hydro pluviométriques provenant de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) ont été complétées par des données satellitaires afin de prolonger la série chronologique des pluies et des débits mensuels, couvrant ainsi une période étendue allant de 1970/1971 à 2018/2019.

Les indices climatiques NAO (Oscillation Nord-Atlantique), SOI (Oscillation Australe) et WeMOi (Oscillation de la Méditerranée Occidentale) ont été utilisés pour analyser l'influence des grands phénomènes atmosphériques sur les régimes hydrologiques et pluviométriques de la région d'étude. Ces indices, téléchargeables via des bases de données climatiques fiables, jouent un rôle essentiel dans la compréhension des variations saisonnières et interannuelles des conditions météorologiques.

Les quatre stations hydrométriques sélectionnées dans les sous-bassins de Khemis, Sebdou, Boumessaoud et Chouly ont fourni des données fiables, facilitant une meilleure compréhension de la variabilité hydrologique dans la région. La méthodologie adoptée, combinant données in situ et télédétection, a permis une approche intégrée, essentielle pour le suivi à long terme des ressources en eau.

L'analyse des séries chronologique des pluies et des débits de de tous les sous bassins versant montre une variabilité annuelle marquée, avec des décroissantes à long terme. Ces résultats suggèrent que les changements climatiques pourraient influencer les régimes pluviométriques et hydrométrique régionaux, accentuant la sécheresse estivale et diminuant les précipitations hivernales essentielles dans cette zone.

Tous les sous-bassins versants ont un régime typiquement méditerranéen, caractérisé par des hivers humides et des étés secs. La dépendance aux précipitations hivernales est claire, ce qui rend ces régions particulièrement vulnérables aux changements dans la distribution des pluies.

Dans le cadre de cette étude, l'analyse des données pluviométriques et hydrométriques a été réalisée en appliquant des méthodes statistiques d'ajustement basées sur la loi normale et la loi log-normale. Pour les données pluviométriques, l'ajustement par la loi normale a permis

### *Chapitre III : Données hydro-climatiques*

de modéliser efficacement la distribution des précipitations, reflétant la répartition symétrique de ces événements autour de la moyenne annuelle.

L'ajustement des deux modèles a été validé par le test du  $\chi^2$ , qui a montré que, dans chaque cas, le  $\chi^2$  calculé est resté inférieur au  $\chi^2$  tabulé, indiquant une correspondance statistiquement satisfaisante entre les modèles et les données observées. Ainsi, les ajustements par la loi normale pour les précipitations et par la loi log-normale pour les débits se sont révélés corrects et fiables.

---

*Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique*

---

### **Introduction**

Le Nord -de l'Algérie, en particulier le bassin versant de la Tafna, fait partie de l'Afrique du Nord, une région particulièrement vulnérable aux épisodes de sécheresse en raison de son climat majoritairement aride à semi-aride. Cette vulnérabilité est exacerbée par la variabilité naturelle du climat et l'intensification des effets du changement climatique d'origine anthropique. Les sécheresses qui en résultent ont des répercussions notables sur les ressources en eau, l'agriculture, la sécurité alimentaire, et compromettent les moyens de subsistance des populations locales.

Ce chapitre examine les changements dans les régimes de précipitations et de débits observés au sein des sous-bassins versants de la Tafna sur une période de 49 ans. L'objectif est d'explorer les impacts du changement climatique sur l'hydrologie régionale et la productivité des écosystèmes. Pour ce faire, plusieurs indices de sécheresse ont été mobilisés afin de quantifier l'intensité et la durée des épisodes secs. Une analyse statistique a également été menée à l'aide de tests permettant de détecter les tendances climatiques ainsi que les ruptures dans les séries chronologiques. Enfin, la transformation en ondelettes continues a été appliquée pour identifier les principaux modes de variabilité à différentes échelles temporelles.

### **IV.1 Méthodologie d'analyse de la variabilité hydrologique**

Afin d'analyser et de mieux comprendre la variabilité hydro-climatique observée au niveau des sous-bassins étudiés, une approche méthodologique combinant plusieurs outils statistiques et analytiques a été adoptée. Cette démarche repose, d'une part, sur l'utilisation de méthodes descriptives des variables hydrologiques et climatiques (pluviométrie et débits), et, d'autre part, sur des analyses fréquentielles et spectrales permettant de caractériser les composantes temporelles des signaux étudiés.

Dans un premier temps, les indices hydro-climatiques— notamment l'indice standardisé (SI), l'indice pluviométrique (IP), l'indice de déficit pluviométrique et hydrologique (IDPP), ainsi que les coefficients d'homogénéité ( $C_H$ ) et d'écart ( $C_e$ ) — sont calculés afin de décrire les fluctuations interannuelles et saisonnières des précipitations et des débits. Ces indices constituent des indicateurs synthétiques de la dynamique hydro-climatique et permettent d'identifier les périodes anormales (sécheresses, excès pluviométriques, crues).

Ensuite, une analyse de détection des ruptures est appliquée afin de mettre en évidence les changements éventuels de régime au sein des séries chronologiques, traduisant des transitions dans le comportement hydro-climatique des bassins. Cette étape est essentielle pour distinguer les variations naturelles des effets induits par les changements environnementaux ou anthropiques.

Enfin, une analyse spectrale est réalisée pour explorer le contenu fréquentiel des séries et mettre en évidence les cycles dominants. Cette approche permet non seulement de quantifier les périodicités caractéristiques (annuelles, pluriannuelles ou décennales), mais également de visualiser les non-stationnarités et l'évolution des régimes hydro-climatiques dans le temps.

**IV.1.1 L'indice standardisé (SI)**

L'indice standardisé (SI) constitue un outil largement utilisé en hydrologie pour évaluer la variabilité des ressources en eau, tant à l'échelle spatiale que temporelle. Plusieurs auteurs (Wu et al., 2007; Vicente-Serrano et al., 2010; Khalili et al., 2011; Cancelliere et Salas, 2010) ont démontré son efficacité dans l'analyse des fluctuations pluviométriques et hydrologiques.

Il permet de caractériser les périodes de sécheresse et d'humidité en comparant les valeurs annuelles observées à la moyenne de longue période. Cet indice offre ainsi une vue d'ensemble sur les tendances à long terme et les anomalies extrêmes liées au changement climatique.

Le calcul de l'indice standardisé repose sur la formule suivante :

$$SI = \frac{x_i - X}{\sigma} \tag{Eq.IV.1}$$

$x_i$ : Pluviométrie / débit pour une année donnée,

$X$ : Pluviométrie moyenne / débit moyen pour la période interannuelle,

$\sigma$ : Écart- type des précipitations / Écart- type débit pour la période interannuelle.

L'interprétation de l'indice repose sur une classification normalisée proposée par Wu et al. (2001), qui distingue plusieurs catégories de sécheresse et d'humidité selon les valeurs du SI. Ces classes permettent d'évaluer l'intensité des anomalies hydrologiques et d'identifier les années extrêmes au sein de la série temporelle (tab.IV.1).

**Tableau IV. 1.** Classification de la sècheresse en rapport avec la valeur de l'Indice Standardisé (SPI, SDI)

| Classe de SPI | Phénomène climatique |
|---------------|----------------------|
| SI > 2        | Humidité extrême     |
| 1 < SI < 2    | Humidité forte       |
| 0 < SI < 1    | Sécheresse modérée   |
| 0 < SI < 1    | Sécheresse modérée   |
| -2 < SI < -1  | Sécheresse forte     |
| SI < -2       | Sécheresse extrême   |

**IV.1.2 Indice de pluviosité (IP)**

L'indice de pluviosité est un indicateur utilisé pour évaluer le niveau des précipitations d'une région donnée sur une période déterminée, par rapport à une norme ou à une moyenne de référence. Il permet d'estimer si une région reçoit plus, moins ou une quantité normale de pluie comparée aux valeurs moyennes historiques. Cet indice est particulièrement utile pour l'analyse des phénomènes climatiques tels que la sécheresse ou les périodes d'excès de précipitations (inondations).

La formule la plus couramment utilisée pour calculer l'indice de pluviosité est la suivante :

avec : 
$$Ip = \frac{P_i}{\bar{P}} \tag{Eq.IV.2}$$

$P_i$  : Précipitation d'une année ;  $\bar{P}$  : Précipitation moyenne annuelle.

- $I_p > 1$  : Les précipitations observées sont supérieures à la moyenne, indiquant des conditions plus humides.
- $I_p < 1$  : Les précipitations observées sont inférieures à la moyenne, signalant un déficit de précipitations, donc une potentielle sécheresse.

### IV.1.3 Indice de Déficit Pluviométrique en Pourcentage (IDPP)

L'Indice de Déficit Pluviométrique en Pourcentage permet de mesurer l'écart relatif entre les précipitations moyennes avant et après une rupture climatique (changement structurel dans les données de précipitations, par exemple à la suite d'une sécheresse prolongée ou d'une modification des conditions météorologiques). Cet indice quantifie en pourcentage la diminution des précipitations moyennes après la rupture par rapport à celles d'avant la rupture. Il est souvent utilisé dans l'étude des séries chronologiques pour évaluer l'impact d'une rupture sur les conditions hydrologiques ou climatiques d'une région.

L'IDP peut être calculé à l'aide de la formule suivante :

$$IDPP = \frac{\overline{P}_i - \overline{P}_j}{\overline{P}_i} \times 100 \quad \text{Eq.IV.3}$$

avec :

$\overline{P}_i$  : Précipitations moyennes avant rupture,

$\overline{P}_j$  : Précipitations moyennes après rupture.

- **IDPP > 0** : Indique un déficit pluviométrique, c'est-à-dire que les précipitations moyennes après la rupture sont inférieures à celles d'avant la rupture.
- **IDPP = 0** : Indique qu'il n'y a pas de changement entre les précipitations avant et après la rupture.
- **IDPP < 0** : Indique un excédent pluviométrique, c'est-à-dire que les précipitations moyennes après la rupture sont supérieures à celles d'avant.

### IV.1.4 Coefficient d'hydraulicité ( $C_H$ )

Le coefficient d'hydraulicité est un indice utilisé pour évaluer l'abondance ou le déficit des écoulements hydriques (débits des rivières, des fleuves ou des ressources en eau) d'une région par rapport à une moyenne de référence. Il permet d'apprécier l'état hydrologique d'une année, d'une saison ou d'un mois, en comparant les débits observés à une valeur moyenne historique, généralement calculée sur une longue période (période de référence).

$C_H$  est défini par la formule suivante :

$$C_H = \frac{Q_i}{\overline{Q}} \quad \text{Eq.IV.4}$$

avec :

$Q_i$  : Débit d'une année,

$\overline{Q}$  : Débit moyen annuel.

- **$C_H > 1$**  : indiquant une année hydrologiquement favorable, avec un excès d'eau.
- **$C_H < 1$**  : indiquant une année déficitaire en eau, potentiellement marquée par une sécheresse ou un déficit hydrologique.

### IV.1.5 Coefficient d'Écoulement $C_e$

Le coefficient d'écoulement est un indicateur hydrologique qui représente la proportion de précipitations qui se transforme en écoulement superficiel (ruissellement) sur une surface donnée. Il permet d'évaluer l'efficacité avec laquelle l'eau de pluie est convertie en écoulement dans une rivière, un fleuve ou un bassin versant. Ce coefficient est essentiel dans l'étude des régimes hydrologiques et de la gestion des ressources en eau.

Le coefficient d'écoulement ( $C_e$ ) est défini par la formule suivante :

$$C_e = \frac{L}{P} \quad \text{EqIV.5}$$

Avec :

P : Quantité d'eau précipitée,

L : Quantité d'eau écoulée.

- $C_e = 1$  : Toute l'eau de pluie se transforme en écoulement, ce qui est rare dans la réalité car une partie de l'eau s'infiltré ou s'évapore.
- $C_e < 1$  : Seule une fraction des précipitations contribue à l'écoulement, ce qui est généralement le cas, car une partie de l'eau est retenue par le sol ou évaporée.

### IV.1.6 Estimation des Périodes de Retour des Pluies et des Débits

L'objectif de cette analyse est d'évaluer la variation potentielle des périodes de retour d'une pluie  $P$  et d'un débit  $Q$ , suite à une rupture dans la série de données hydrologiques. Cela implique de calculer les changements dans la fréquence des événements extrêmes tels que des précipitations ou des débits élevés.

Pour ce faire, nous avons utilisé un ajustement statistique basé sur les lois de distribution normale et log-normale, particulièrement adaptées à la zone d'étude (Partie analyse de données hydropluviométriques). Ces lois permettent de mieux modéliser la variabilité des données hydro-pluviométriques dans le contexte géographique et climatique spécifique.

L'analyse est effectuée à l'aide du logiciel Hyfran 1.1, qui permet de déterminer les périodes de retour de ces événements en fonction des paramètres statistiques des séries de données. Cette approche permet ainsi de mieux comprendre l'impact de la rupture sur les régimes hydrologiques et d'évaluer les risques liés aux précipitations et aux débits anormaux.

### IV.1.7 Test de détection des ruptures

Le test de détection des ruptures est efficace pour analyser des séries hydrologiques (précipitations, débits) ou climatiques, où des facteurs externes (changement climatique, interventions humaines) peuvent provoquer de tels changements. Dans une série chronologique, il permet d'identifier les moments où il y a un changement significatif dans le comportement ou la structure de la série de données.

L'Institut de Recherche pour le Développement (IRD, France) a mis au point un logiciel dédié à l'analyse statistique des séries chronologiques, nommé Khronostat, qui peut être téléchargé sur le site d'Hydro Sciences Montpellier (<http://www.hydrosciences.org/spip.php?article239>). Ce logiciel propose divers tests de détection des ruptures, notamment :

- La méthode non paramétrique de Pettitt,
- La méthode bayésienne de Lee et Heghinian,
- La segmentation selon Hubert,
- Le test de Buishand et l'ellipse de Bois.

#### **IV.1.7.1 Test de PETTITT (Pettitt, 1979)**

La méthode de Pettitt est un test statistique non paramétrique qui permet de détecter une rupture (ou un changement de point) dans une série chronologique, sans faire d'hypothèses sur la distribution des données (d'où son caractère non paramétrique). Il est principalement utilisé pour identifier un changement de médiane dans la série de données à un point inconnu.

Le test de Pettitt repose sur le calcul de la statistique  $U(t)$ , qui évalue la différence entre les sous-séries avant et après chaque point temporel  $t$ . Il fonctionne sur la base d'un test de somme des rangs de Mann-Whitney, et compare les données situées avant et après le point  $t$ . Le test recherche le moment où la différence entre les deux parties de la série est la plus significative.

Il s'agit d'un test qui permet d'évaluer la significativité des ruptures dans les séries pluviométriques et hydrométriques en partant d'une hypothèse nulle. Ce test est reconnu pour sa robustesse et sa fiabilité dans la détection des changements au sein des séries chronologiques.

Soro et al, 2011 ; Ali et al, 2008 ; Lubès-Niel et al, 1998 ; Paturel et al. 1997 ; Servat et al, 1997 montrent l'utilisation fréquente du test de Pettitt pour analyser les séries hydrologiques dans des régions affectées par des changements climatiques, notamment en Afrique. Ce test a été largement employé pour examiner l'impact des fluctuations climatiques sur les précipitations et les débits.

Pettitt définit la variable  $U_{t,n}$  :

$$U_{t,n} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^n D_{ij} \quad \text{Eq.IV.6}$$

Où :

$$D_{i,j} = \text{sgn}(x_i - x_j) = \begin{cases} 1 & \text{si } x_i > x_j \\ 0 & \text{si } x_i = x_j \\ -1 & \text{si } x_i < x_j \end{cases}$$

La méthode de Pettitt pour tester l'hypothèse nulle repose sur l'utilisation d'une statistique appelée  $K$ , qui est définie comme le maximum en valeur absolue de la statistique  $U$  pour  $t$  variant de 1 à  $n-1$ . Cela signifie que l'on cherche à identifier les différences significatives dans une série chronologique, en particulier pour détecter des changements dans les niveaux de la série. (Pettitt 1979, Paturel et Servat 1996, Lubès-Niel *et al.* 1998) :

La définition de la statistique  $K$  est :  $K = \max |U_{t,n}|_{t=1, \dots, n-1}$

## Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique

Pettitt démontre que, sous l'hypothèse nulle, la probabilité que la statistique  $K$  dépasse une certaine valeur  $k$  est approximativement donnée par :

$$Prob(k_n > k) \approx 2 \exp \left[ \frac{-6k^2}{(n^3 + n^2)} \right] \quad \text{Eq.IV.7}$$

avec ;

$k$  : Valeur observée de  $K$ .

$n$  : Nombre total d'observations dans la série.

### IV.1.7.2 Test de LEE et HEGHINIAN

La méthode bayésienne de Lee et Heghinian (Lee et Heghinian, 1977 ; Bruneau et Rassam, 1983 ; Chaouche, 1988) est une approche paramétrique utilisée pour tester l'hypothèse d'un changement de moyenne dans une série chronologique. Cette méthode repose sur l'hypothèse que les données suivent une distribution normale. L'hypothèse nulle postule qu'il n'y a pas de rupture dans la série, et l'objectif est de vérifier ou de rejeter cette hypothèse. La procédure repose sur le modèle suivant :

$$X_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i = 1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & i = \tau + 1, \dots, N \end{cases} \quad \text{Eq III.8}$$

Les  $\varepsilon_i$  sont des variables indépendantes suivant une distribution normale avec une moyenne nulle et une variance  $\sigma^2$ . Les paramètres  $\tau$  et  $\delta$  correspondent respectivement au moment et à l'amplitude d'un éventuel changement de moyenne. La méthode bayésienne repose sur la distribution marginale a posteriori de  $\tau$  et  $\delta$ . Lorsque cette distribution est unimodale, la rupture est estimée par son mode, avec une précision accrue lorsque la dispersion de la distribution est faible.

### IV.1.7.3 Test d'Hubert

La procédure de segmentation développée par P. Hubert consiste à diviser une série chronologique en plusieurs segments ( $m$  segments avec  $m > 1$ ), de manière à ce que la moyenne de chaque segment soit significativement différente de celle des segments adjacents. L'objectif est de repérer des changements dans les tendances ou les niveaux de la série.

Pour un ordre donné (c'est-à-dire un certain nombre de segments), la segmentation optimale est celle qui minimise la différence entre la moyenne de chaque segment et la moyenne globale de toute la série. En d'autres termes, on cherche à créer des segments où la variabilité interne est réduite au maximum, tout en maximisant les différences entre les segments eux-mêmes. Ainsi, la segmentation choisie minimise l'écart quadratique, c'est-à-dire la somme des carrés des écarts entre la moyenne des segments et la moyenne globale de la série (Hubert et al, 1989 ; Lubes et al, 1998 ; Hubert, 2000).

Pour toute série  $X_i$ , où  $i$  varie de  $i_1$  à  $i_2$  avec  $i_1 \geq 1$  et  $i_2 \leq n$  et  $i_1 < i_2$ , un segment est défini. La partition de la série initiale en  $m$  segments est qualifiée de segmentation d'ordre  $m$ . À partir d'une segmentation spécifique d'ordre  $m$  appliquée à la série initiale, on introduit les notations suivantes :

$$D_m = \sum_{k=1}^{k=m} d_k \quad \text{avec} \quad d_k = \sum_{j=1_{k-1}+1}^{i=j_k} (x - k_n)^2 \quad \text{Eq III. 9}$$

## Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique

$I_k$  (pour  $k=1$  à  $m$ ) : Position dans la série initiale de la fin du  $k^{\text{ème}}$  segment.

$X_k$  : Moyenne du  $k^{\text{ème}}$  segment.

$D_m$  : Ecart quadratique entre la série originale et la segmentation considérée.

La segmentation choisie à l'issue de la procédure doit garantir que, pour un ordre de segmentation donné  $m$ , l'écart quadratique  $D_m$  soit minimisé et que les moyennes des segments adjacents diffèrent de manière significative.

### IV.1.7.4 Test de Buishand et l'ellipse de Bois

La statistique de Buishand, qui découle de la formulation originale proposée par Gardner (1969), est utilisée pour tester un changement de moyenne à un moment inconnu dans une série chronologique. Le test bilatéral de rupture en moyenne à un instant donné se base sur la statistique de Gardner, qui s'écrit sous la forme :

$$G = \sum_{k=1}^{n-1} P \left( \frac{S_k}{\sigma_k} \right)^2 \text{ avec } S_k = \sum_{i=1}^k (X_i - \bar{X}) \quad \text{Eq.IV.10}$$

$P_k$ : Probabilité que la rupture ait lieu après la  $k^{\text{ème}}$  observation.

Cette approche présuppose que la variance  $\chi\sigma_X^2$  est connue. Si ce n'est pas le cas, on peut la remplacer par la variance de l'échantillon  $D_X^2$ . Si la probabilité est choisie comme uniforme, la statistique devient :

$$U = \frac{\sum_{k=1}^{N-1} (S_k / D_X)^2}{N(N+1)} \quad \text{avec} \quad D_X^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2}{N} \quad \text{Eq.IV.11}$$

Les valeurs critiques de ont été déterminées par Buishand (1982) grâce à des méthodes de Monte Carlo. Des estimations améliorées ont été publiées ultérieurement par Buishand (1984). Ce test est particulièrement efficace pour détecter les changements de moyenne en milieu de série. Cependant, le test de Buishand reste un test paramétrique, basé sur l'hypothèse que la série de données suit une distribution normale.

### IV.1.8 Test de tendance MANN-KANDALL

Le test Mann-Kandall est un test non paramétrique utilisé pour détecter la présence d'une tendance dans une série chronologique (Mann 1945, Kendall 1975). Il est couramment utilisé dans les études hydrologiques et météorologiques (Gilbert, 1987).

Le test de Mann-Kendall permet d'identifier si une variable présente une tendance significative au fil du temps, sans faire d'hypothèses sur la forme de la tendance (linéaire ou non linéaire). En comparant toutes les paires d'observations dans la série, il détermine si les valeurs de la série augmentent ou diminuent de façon systématique.

- Hypothèse nulle ( $H_0$ ) : Il n'y a pas de tendance significative dans la série (les observations sont indépendantes et distribuées aléatoirement dans le temps).
- Hypothèse alternative ( $H_a$ ) : Il existe une tendance monotone (croissante ou décroissante) dans la série chronologique.

La statistique  $S$  est obtenue en comparant chaque paire de valeurs dans la série chronologique ( $X_1, X_2, \dots, X_n$ )

## Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(X_j - X_i) \quad \text{Eq.IV.12}$$

Où la fonction sgn est définie par :

$$\text{sgn}(X_j - X_i) = \begin{cases} +1 & \text{Si } X_j > X_i \\ 0 & \text{Si } X_j = X_i \\ -1 & \text{Si } X_j < X_i \end{cases} \quad \text{Eq.IV.13}$$

Une valeur positive de **S** indique une tendance croissante, tandis qu'une valeur négative indique une tendance décroissante.

Si le nombre d'observations est grand ( $n > 10$ ), la distribution de **S** peut être approximée par une distribution normale avec une moyenne de zéro et une variance  $Var(S)$  calculée comme suit :

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{t=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5)}{18} \quad \text{Eq.IV.14}$$

$t_i$ : Nombre de liens (ou valeurs identiques) dans le groupe  $i$ ,

$m$  : Nombre de groupes de valeurs identiques.

- **Calcul du Z (statistique de test)**

Si  $S > 0$ , Z est calculé comme suit :

$$Z = \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}} \quad \text{Eq.IV.15}$$

Si  $S < 0$ , Z est calculé comme suit :

$$Z = \frac{S+1}{\sqrt{Var(S)}} \quad \text{Eq.IV.16}$$

Et Si  $S = 0$  alors,  $Z = 0$

La valeur de Z est utilisée pour obtenir la p-value en fonction d'un seuil de signification  $\alpha$ , souvent 0,05. Si la p-value est inférieure à  $\alpha$ , on rejette l'hypothèse nulle et on conclut qu'une tendance significative existe dans la série.

Souvent, le test de Mann-Kendall est accompagné de l'estimateur de pente de Sen, qui permet d'évaluer l'ampleur de la tendance. La pente de Sen est la médiane des pentes calculées entre toutes les paires de points :

$$\text{Pente de Sen} = \text{médiane} \left( \frac{X_j - X_i}{j - i} \right), \text{ pour } i < j \quad \text{Eq.IV.17}$$

Cette valeur indique la vitesse à laquelle la variable change dans le temps.

### IV.1.9 Méthode d'analyse spectrale

L'analyse par ondelette est une technique robuste et efficace pour traiter des séries temporelles non stationnaires, notamment celles rencontrées en hydrologie, en météorologie et dans d'autres domaines géophysiques. Cette méthode a trouvé de nombreuses applications dans

divers secteurs. Par exemple, Sang (2013) a proposé une revue exhaustive des utilisations de la transformation par ondelette dans l'analyse des séries temporelles hydrologiques.

### IV.1.9.1 Transformée Continue en Ondelette

La Transformée Continue en Ondelette (CWT) est une méthode mathématique qui permet d'analyser des signaux en décomposant une fonction en ondelettes à différentes échelles. Contrairement à la transformation de Fourier, qui décompose un signal en sinus et cosinus, la CWT utilise des ondelettes qui sont localisées dans le temps et en fréquence. Cela permet d'obtenir une représentation à la fois temporelle et fréquentielle du signal, ce qui est particulièrement utile pour analyser des phénomènes non stationnaires, comme ceux que l'on trouve dans les séries temporelles en hydrologie (Mallat, 1999).

Dans le cadre de l'analyse par ondelettes, un signal est décomposé en ondelettes filles, qui constituent des versions modulées d'une ondelette mère. Ces ondelettes filles, de longueur finie, sont localisées de manière précise dans le temps (Torrence et al, 1998 ; Schneider et al, 2006). L'ondelette mère  $\Psi$  est caractérisée par deux paramètres fondamentaux : l'échelle  $a$ , qui contrôle la dilatation ou la compression de l'ondelette, et la position temporelle  $b$ , qui détermine sa localisation dans le temps.

D'où la formule suivante d'une ondelette fille :

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad \text{Eq.IV.18}$$

Où:

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

$a$  : Paramètre d'échelle,

$b$  : Paramètre de localisation temporelle.

$\Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)$ : Fonction ondelette mère ajustée par les paramètres d'échelle  $a$  et de localisation temporelle  $b$ , utilisée pour analyser le signal à différentes résolutions.

$\frac{1}{\sqrt{a}}$ : Facteur qui permet de conserver la même énergie à chaque échelle.

La transformée en ondelettes continues, illustrée par des scalogrammes, est représentée à l'aide d'une échelle de couleurs allant du bleu (indiquant une faible puissance) au rouge (indiquant une haute puissance), ce qui reflète une intensité croissante. Cette représentation colorée met en évidence différents modes de variabilité au sein de la série chronologique, représentés par des bandes d'énergie couvrant des plages de fréquences spécifiques.

### IV.1.9.2 Cohérence par ondelettes

La cohérence par ondelettes évalue la relation entre deux séries temporelles dans un cadre temps-fréquence (Grinsted et al, 2004). Cette analyse vise à quantifier la corrélation entre les signaux étudiés à différentes échelles (fréquences) au fil du temps, les valeurs obtenues variant de 0 à 1. Labat, 2005 ; Schaepli et al, 2007 et Joshi et al, 2016 ont proposé une méthode pour le calcul de la cohérence par ondelettes spécifiquement appliquée à l'analyse hydrologique.

Cette approche novatrice permet d'analyser la dynamique du cycle hydrologique en examinant la structure de variabilité des différentes composantes hydrologiques, telles que les précipitations, le ruissellement et l'évaporation. Selon Labat (2005), la cohérence est définie comme une mesure de l'évolution temporelle concernant la linéarité et les relations entre deux

## Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique

signaux à une échelle particulière. La cohérence par ondelettes est calculée à l'aide de la formule suivante:

$$WC_n^{XY}(S) = \frac{W_n^{XY}(S)}{W_n^X(S) * W_n^Y(S)} \quad \text{Eq.IV.19}$$

avec:

$WC_n$ : Wavelet coherence,

$W_n$  : Ondelette,

$S$  : Signal,

$X, Y$ : Deux variables analysées.

### IV.2 Résultats d'analyse de la variabilité hydrologique

#### IV.2.1 L'indice de Précipitation Standardisé (SPI)

L'analyse de l'évolution de l'indice de précipitation standardisé (SPI) sur la période 1970/1971–2018/2019 pour les quatre stations pluviométriques de Khemis, Sebdou, Hennaya et Chouly met en évidence une variabilité temporelle prononcée du régime pluviométrique à l'échelle régionale. Les illustrations de la figure IV.1 correspondantes illustrent les fluctuations interannuelles du SPI autour de la moyenne, en distinguant les périodes d'humidité et de sécheresse selon leur intensité. Ces variations traduisent la réponse climatique de la région de Tlemcen à des influences atmosphériques de grande échelle, notamment celles associées à la circulation atlantique et méditerranéenne.

**Tableau IV. 2.** Classes SPI pour l'ensemble des stations retenues (1970/71-2018/19)

| Année                 | Khemis | Sebdou | Hennaya | Chouly |
|-----------------------|--------|--------|---------|--------|
| 1970/1971 - 1979/1980 | 0,95   | 0,84   | 1,05    | 1,02   |
| 1980/1981 - 1989/1990 | -0,69  | -0,57  | -0,54   | -0,59  |
| 1990/1991 - 1999/2000 | -0,27  | -0,49  | -0,48   | -0,48  |
| 2000/2001 - 2009/2010 | -0,03  | 0,15   | -0,06   | -0,01  |
| 2010/2011 - 2018/2019 | 0,05   | 0,07   | 0,04    | 0,06   |

Période sèche

Période humide

L'analyse de l'évolution de l'indice de précipitation standardisé (SPI) sur la période 1970/1971–2018/2019 pour les quatre stations pluviométriques de Khemis, Sebdou, Hennaya et Chouly met en évidence une variabilité temporelle prononcée du régime pluviométrique à l'échelle régionale. Les illustrations de la figure 13 correspondantes illustrent les fluctuations interannuelles du SPI autour de la moyenne, en distinguant les périodes d'humidité et de sécheresse selon leur intensité. Ces variations traduisent la réponse climatique de la région de Tlemcen à des influences atmosphériques de grande échelle, notamment celles associées à la circulation atlantique et méditerranéenne.

#### IV.2.1.1 Analyse temporelle

Au début de la période étudiée, durant la décennie 1970/1971–1979/1980, les valeurs du SPI sont globalement positives pour l'ensemble des stations, souvent supérieures à +1. Cette configuration traduit une phase humide généralisée, caractérisée par des précipitations excédentaires et une recharge effective des nappes phréatiques et des cours d'eau. Ces conditions favorables marquent une période d'abondance hydrique, reflétant la prépondérance des influences atlantiques et méditerranéennes humides sur la région.

## *Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique*

À partir du début des années 1980, on observe une rupture nette dans les tendances climatiques. La période 1980/1981–1989/1990 est marquée par une baisse significative du SPI, souvent inférieure à -0,5, indiquant une sécheresse généralisée et persistante. Cette décennie correspond à une phase de déficit pluviométrique intense, confirmée par de nombreux travaux ayant signalé une sécheresse prolongée à l'échelle du Maghreb. Les déficits enregistrés traduisent un recul des perturbations humides, une diminution de la fréquence des épisodes pluvieux et, par conséquent, une réduction notable des ressources en eau disponibles.

Durant la décennie suivante, 1990/1991–1999/2000, les indices SPI demeurent négatifs mais d'intensité plus modérée, généralement compris entre 0 et -0,5. Cette évolution indique la persistance des conditions sèches, bien que légèrement atténuées. La région reste alors soumise à un déficit pluviométrique chronique, avec quelques années ponctuellement proches de la normale. Ce comportement témoigne d'une phase de sécheresse modérée mais prolongée, traduisant la difficulté du système climatique local à retrouver un équilibre hydrique durable après les déficits sévères des années 1980.

La décennie 2000/2001–2009/2010 marque une phase de transition hydrologique. Les valeurs du SPI oscillent autour de zéro, alternant entre années légèrement sèches et légèrement humides. Cette période semble correspondre à un rééquilibrage progressif du régime pluviométrique, traduisant une reprise lente mais perceptible des précipitations. À Sebdu notamment, certaines années présentent un léger excédent positif, ce qui suggère un début de redressement local du régime pluviométrique.

La période la plus récente, 2010/2011–2018/2019, se caractérise par des valeurs faiblement positives du SPI, comprises entre 0,04 et 0,07, traduisant un retour à des conditions pluviométriques normales à légèrement humides. Cette évolution récente témoigne d'une stabilisation du régime des précipitations et d'une amélioration progressive des conditions hydriques, confirmant la tendance vers un retour à la normale après plusieurs décennies de déficit.

### **IV.2.1.2 Analyse spatiale**

Sur le plan spatial, les figures révèlent une forte homogénéité des tendances entre les différentes stations, suggérant un comportement pluviométrique régional cohérent. Les stations de Khemis et Hennaya présentent des variations similaires, tandis que Sebdu, située en zone plus méridionale et plus aride, affiche une variabilité légèrement plus marquée, avec des valeurs extrêmes plus fréquentes. Chouly occupe une position intermédiaire, traduisant une influence mixte entre les régimes méditerranéens du nord et semi-arides du sud.

### **IV.2.1.3 Interprétation climatique**

Les oscillations de l'indice SPI (tabl.IV.3) montrent que la région a connu une alternance régulière de phases humides et sèches, organisées selon une périodicité décennale : une période humide dans les années 1970, une sécheresse sévère dans les années 1980, une sécheresse modérée dans les années 1990, suivies d'une phase de redressement au cours des années 2000 et d'un retour à des conditions proches de la normale dans la décennie 2010. Cette dynamique traduit l'influence probable des variations climatiques à grande échelle, notamment

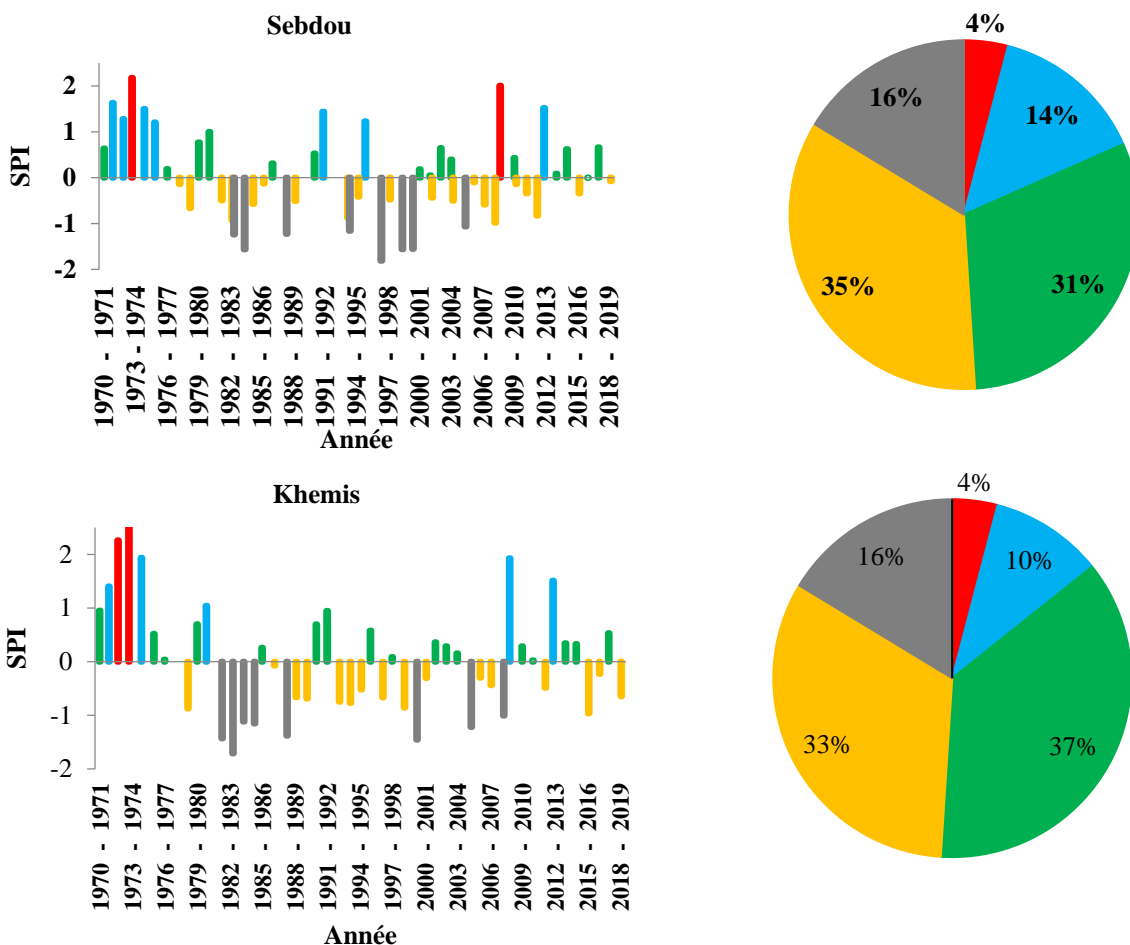
## Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique

l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO), dont les phases positives et négatives conditionnent l'apport en humidité sur le nord-ouest de l'Algérie.

Les graphiques du SPI (figure. IV.1), illustrent de manière claire la forte variabilité interannuelle et décennale des précipitations dans la région de Tlemcen (Tableau. IV.3). Après deux décennies consécutives de déficit (1980–2000), une tendance au redressement hydrique s'est amorcée à partir des années 2000, marquant une phase de stabilisation relative. Ces fluctuations confirment la sensibilité du régime pluviométrique régional aux changements climatiques et soulignent la nécessité d'une surveillance continue des indices climatiques afin d'adapter les stratégies de gestion intégrée des ressources en eau.

**Tableau IV. 3.**Synthèse des régimes hydrologiques dans les sous bassins de la Tafna

| Décennie  | Nature climatique dominante | Caractérisation                                  |
|-----------|-----------------------------|--|
| 1970–1980 | Humide                      | Forte recharge hydrique, excédent pluviométrique |
| 1980–1990 | Sèche                       | Sécheresse régionale marquée                     |
| 1990–2000 | Sèche modérée               | Maintien d'un deficit pluviométrique             |
| 2000–2010 | Normale à légèrement humide | Reprise progressive des précipitations           |
| 2010–2019 | Humide faible               | Retour à un régime pluviométrique normal         |



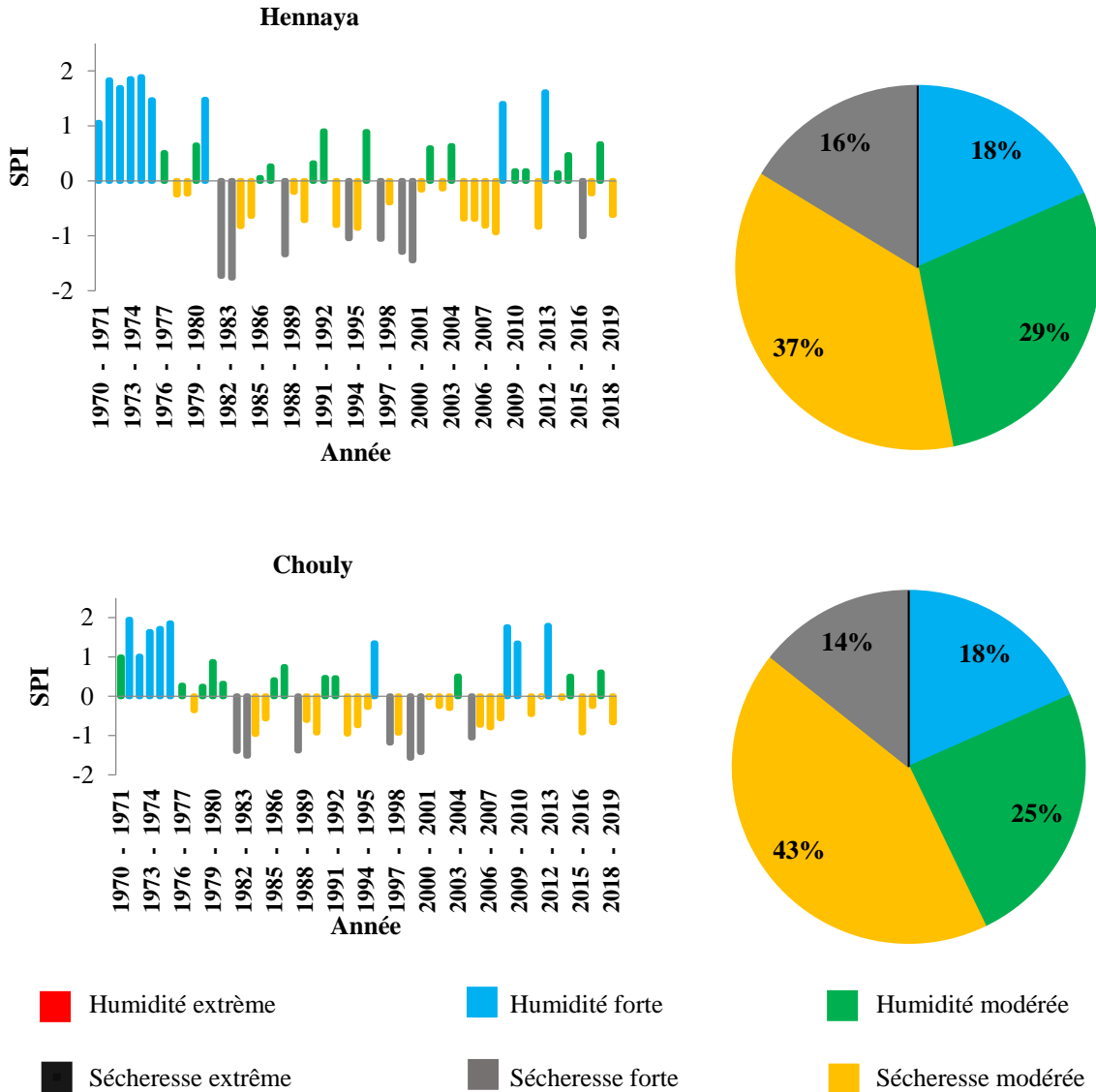
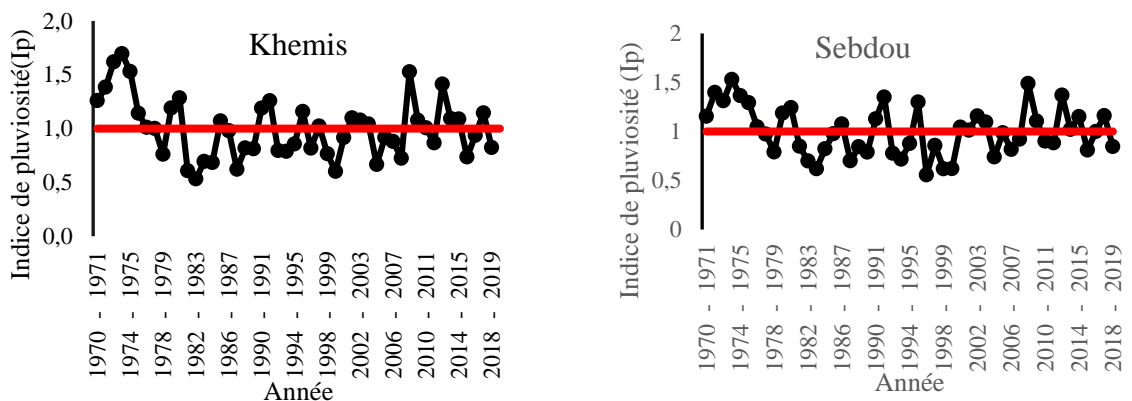
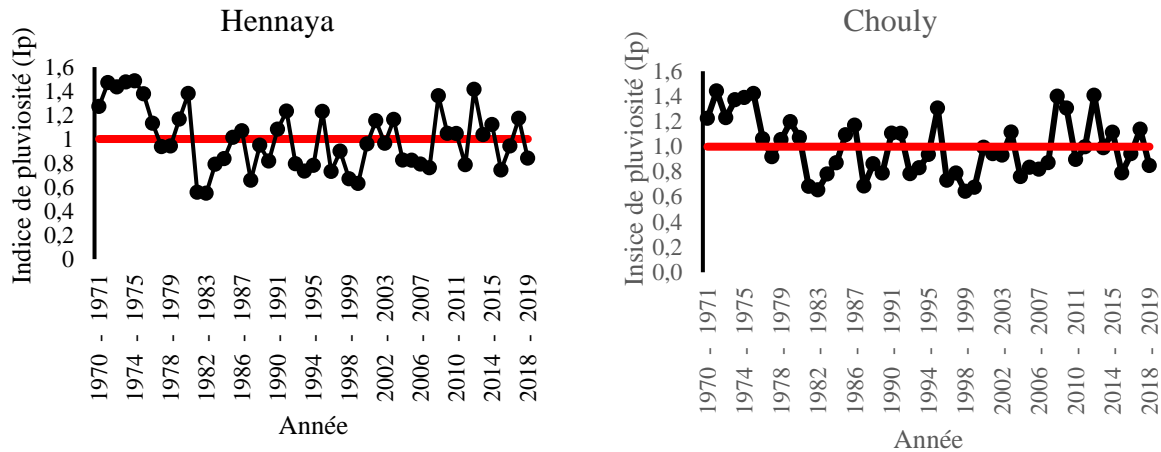


Figure IV. 1. Indice de précipitation annuel standardisé (SPI) et répartition des années selon le degré d'humidité et de sécheresse SPI au cours de la période 1970/1971- 2018/2019 aux quatre stations pluviométriques

IV.2.2 Indice de Pluviosité (Ip)

La figure IV.2 présente l'évolution des indices de pluviométrie annuelle ( $I_p$ ) pour quatre stations Khemis, Sebdou, Hennaya et Chouly, sur la période allant de 1970/71 à 2018/19.





**Figure IV. 2.**Évolution de l'indice de pluviosité (Ip) à l'échelle annuelle (1970/71 à 2018/219).

L'analyse de l'évolution de l'indice de pluviosité (Ip) à l'échelle annuelle pour les stations de Khemis, Sebdou, Hennaya et Chouly, sur la période 1970/1971–2018/2019 (fig.IV.2), met en évidence une forte variabilité climatique, typique du régime pluviométrique semi-aride de la région de Tlemcen. Les fluctuations importantes observées autour de la moyenne traduisent une alternance récurrente de phases humides et sèches à l'échelle pluriannuelle et décennale, reflétant la sensibilité du régime des précipitations aux variations climatiques régionales.

Pour la station de Khemis, la série révèle une variabilité interannuelle notable, mais sans tendance générale clairement marquée. La décennie 1970–1980 se distingue par des valeurs d'Ip fréquemment supérieures à 1,2, indiquant une phase humide bien affirmée, associée à des précipitations excédentaires et à une recharge hydrique importante. Cette période favorable est suivie, au début des années 1980, d'une baisse prononcée de l'indice, traduisant un déficit pluviométrique prolongé et une sécheresse régionale marquée. Les décennies suivantes présentent une alternance de conditions humides et sèches, témoignant d'un régime irrégulier mais globalement stable sur le long terme. À partir de 2010, quelques hausses de l'indice, dépassant 1,4, indiquent des reprises ponctuelles de l'humidité, sans toutefois modifier la tendance moyenne qui demeure quasi horizontale.

Le comportement pluviométrique de la station de Sebdou suit une évolution similaire, bien que la variabilité y soit plus accentuée. Entre 1970 et 1980, les valeurs de l'indice dépassent régulièrement 1,3, signalant une période humide intense. Cette phase est suivie, durant la décennie 1980, d'une chute importante de l'Ip, autour de 0,6–0,7, correspondant à une sécheresse sévère qui a touché l'ensemble du nord-ouest algérien. À partir des années 1990, une alternance de conditions pluviométriques normales et déficitaires s'installe, traduisant une tendance vers la stabilisation hydrique. Quelques épisodes humides apparaissent après 2010, mais la tendance générale reste légèrement descendante, suggérant une très faible diminution du niveau global des précipitations sur le long terme.

Les stations de Hennaya et Chouly présentent également des fluctuations marquées de l'indice de pluviosité, confirmant le caractère instable du régime pluviométrique régional. À Hennaya, la série met en évidence une variabilité interannuelle importante, avec une tendance générale légèrement décroissante. Les premières années de la période, entre 1970 et 1975, sont

## *Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique*

dominées par des valeurs supérieures à 1,2, traduisant une phase humide bien établie. À partir du début des années 1980, une baisse progressive de l'indice s'installe, correspondant à une période sèche prolongée en concordance avec la sécheresse régionale observée durant cette décennie. Les années 1990 et 2000 montrent ensuite une alternance de conditions humides et sèches, avec quelques hausses ponctuelles autour de 2008–2009 et 2012–2013. Dans l'ensemble, la tendance reste orientée à la baisse, traduisant une diminution progressive des précipitations et une tendance à l'aridification du climat local.

La station de Chouly, quant à elle, se distingue par une évolution plus régulière et un régime pluviométrique relativement stable. L'indice  $y$  oscille autour de la moyenne sans tendance significative à la hausse ni à la baisse. Les premières décennies (1970–1980) correspondent à une phase humide marquée, suivie d'une alternance de conditions normales et déficitaires entre 1980 et 2000. Après 2000, la série se stabilise autour de la moyenne avec quelques hausses isolées, traduisant des reprises pluviométriques ponctuelles. Cette stabilité relative pourrait résulter de conditions topographiques et microclimatiques favorables à la réception des perturbations d'origine méditerranéenne.

La comparaison des quatre stations met en évidence une cohérence spatio-temporelle du régime pluviométrique à l'échelle du bassin de la Tafna. Toutes enregistrent une phase humide dominante durant les années 1970, suivie d'une sécheresse prononcée dans les années 1980, puis d'une reprise progressive des précipitations à partir des années 2000. Toutefois, certaines disparités locales se manifestent : Hennaya et Sebdou montrent une tendance légèrement descendante, traduisant une vulnérabilité accrue à la baisse des précipitations, tandis que Khemis et Chouly présentent une plus grande stabilité, témoignant d'une meilleure résilience face aux fluctuations climatiques.

Dans l'ensemble, ces résultats révèlent une forte variabilité interannuelle et décennale des précipitations, structurée autour de cycles successifs d'humidité et d'aridité. Cette dynamique semble étroitement liée aux fluctuations de la circulation atmosphérique régionale, notamment aux phases positives et négatives de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO), qui influencent directement la fréquence et l'intensité des perturbations pluviogènes. En définitive, l'analyse conjointe des stations de Khemis, Sebdou, Hennaya et Chouly met en évidence un comportement climatique globalement cohérent à l'échelle régionale, modulé localement par la topographie et les microclimats particulièrement pour Khemis et Chouly situées plus haut. Cette complexité du régime pluviométrique illustre la sensibilité du milieu aux variations climatiques et souligne l'importance du suivi à long terme des indices pluviométriques pour une gestion durable des ressources en eau dans le Nord-ouest algérien.

### **IV.2.3 Test de détection des ruptures des séries des précipitations et l'indice IDPP**

L'analyse des ruptures pluviométriques effectuée à l'aide des tests statistiques de Pettitt, Lee et Heghinian, Hubert et Buishand et l'ellipse de Bois, appliqués aux séries annuelles des stations de Khemis, Sebdou, Hennaya et Chouly (tableau.IV.4), met en évidence une transition climatique majeure survenue à la fin des années 1970 et au début des années 1980. Les résultats obtenus révèlent une cohérence temporelle remarquable entre les stations, traduisant une modification régionale du régime pluviométrique à l'échelle du bassin de Tlemcen.

## *Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique*

Pour la station de Khemis, les ruptures détectées par les différents tests se situent entre 1975 et 1981. Avant cette date, la moyenne annuelle des précipitations atteignait environ 650 mm, contre seulement 400 mm après la rupture, soit une diminution du potentiel pluviométrique de près de 37 %. Cette baisse importante correspond à la fin d'une phase humide dominante durant les années 1960–1970 et marque l'entrée dans une période plus sèche et instable, amorcée au début des années 1980. Ce changement s'inscrit dans une dynamique régionale d'aridification progressive affectant tout le nord-ouest algérien.

Le comportement pluviométrique observé à Sebdou présente une évolution comparable, bien que la variabilité y soit légèrement plus atténuée. Les tests de rupture indiquent une transition vers 1976–1981, avec une moyenne annuelle qui passe de 537 mm à 381 mm, soit une baisse d'environ 29 %. Cette rupture correspond à la même phase de déficit pluviométrique généralisé déjà mise en évidence à Khemis, confirmant que la modification du régime pluviométrique n'est pas un phénomène local, mais bien régional.

La station de Hennaya montre également une rupture nette au tournant des années 1980, les trois tests convergeant vers une date comprise entre 1976 et 1981. La moyenne annuelle des précipitations passe de 575 mm avant rupture à environ 382 mm après, ce qui représente une diminution d'environ 33 %. Cette transition traduit une modification structurelle du régime pluviométrique, accompagnée d'une aridification notable. Ce constat est renforcé par l'observation d'une baisse similaire à celle relevée à Khemis et Sebdou, témoignant d'une homogénéité du changement climatique régional.

La station de Chouly présente, elle aussi, une rupture localisée autour de 1976–1981, avec une moyenne de 575 mm avant rupture contre 382–402 mm après. L'indice de diminution du potentiel pluviométrique, compris entre 23 % et 29 %, indique une baisse significative mais légèrement moins marquée que dans les stations de l'intérieur. Cette relative atténuation peut être attribuée à la position géographique et aux conditions microclimatiques locales, plus favorables à la réception des perturbations méditerranéennes. Néanmoins, la synchronisation temporelle de la rupture confirme la portée régionale du phénomène.

Dans l'ensemble, les quatre stations analysées témoignent d'un même schéma d'évolution : une période humide prédominante au cours des années 1970, suivie d'une rupture pluviométrique marquée entre 1975 et 1981, puis d'un nouveau régime caractérisé par des précipitations globalement déficitaires. La réduction des moyennes annuelles, variant entre 22 % et 37 %, traduit une perte significative du potentiel hydrique régional. Cette rupture s'inscrit dans un contexte climatique plus large, lié à des modifications des régimes de circulation atmosphérique, notamment à la variabilité de l'Oscillation Nord-Atlantique (ONA), qui influence la fréquence et l'intensité des perturbations méditerranéennes sur le nord-ouest de l'Algérie.

Ainsi, la période de la fin des années 1970 constitue un véritable tournant climatique dans la région de Tlemcen. La concordance des ruptures observées dans les quatre stations met en évidence une aridification durable et structurelle du climat, qui a profondément modifié le régime pluviométrique et, par conséquent, les conditions de recharge hydrique des bassins versants. Ces résultats confirment que la sécheresse des années 1980 n'a pas été un épisode isolé, mais le reflet d'un changement climatique régional durable, dont les effets persistent encore dans les séries pluviométriques contemporaines.

## Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique

**Tableau IV. 4.** Analyse des ruptures Indice de Déficit Pluviométrique et Pourcentage (IDPP) dans les séries des précipitations annuelles des sous-bassins étudiés

| Station | Test de rupture               | Année de rupture | Moy, avant rupture | Moy, après rupture | IDPP (%) |
|---------|-------------------------------|------------------|--------------------|--------------------|----------|
| Khemis  | PETTITT                       | 1981             | 546,8              | 400,52             | 26,75    |
|         | LEE et HEGHINIAN              | 1975             | 649.04             | 408.85             | 37,01    |
|         | Hubert                        | 1975             | 649.04             | 408.85             | 37,01    |
|         | Buishand et l'ellipse de Bois | /                | /                  | /                  | /        |
| Sebdou  | PETTITT                       | 1981             | 483,68             | 375,89             | 22,28    |
|         | LEE et HEGHINIAN              | 1976             | 537.2              | 380.95             | 29,08    |
|         | Hubert                        | 1976             | 537.2              | 380.95             | 29,084   |
|         | Buishand et l'ellipse de Bois | /                | /                  | /                  | /        |
| Hennaya | PETTITT                       | 1981             | 518,53             | 373,03             | 28,06    |
|         | LEE et HEGHINIAN              | 1976             | 575.33             | 382.02             | 33,6     |
|         | Hubert                        | 1976             | 575.33             | 382.02             | 33,6     |
|         | Buishand et l'ellipse de Bois | /                | /                  | /                  | /        |
| Chouly  | PETTITT                       | 1981             | 522,54             | 402,26             | 23,02    |
|         | LEE et HEGHINIAN              | 1976             | 575.33             | 382.02             | 29,39    |
|         | Hubert                        | 1976             | 575.33             | 382.02             | 29,37    |
|         | Buishand et l'ellipse de Bois | /                | /                  | /                  | /        |

### IV.2.4 Analyse de la tendance pluviométrique dans le bassin de la Tafna (1970/71 - 2018/19)

L'application du test de Mann-Kendall aux séries pluviométriques des quatre stations du bassin de la Tafna révèle une tendance générale à la diminution des précipitations sur la période d'étude. Les coefficients de Kendall ( $\tau$ ) sont tous négatifs, variant de -0,09 à -0,155, avec des pentes de Sen comprises entre -1,26 et -2,06 mm/an. La station de Hennaya enregistre la baisse la plus marquée (-2,056 mm/an), suivie de Chouly (-1,463 mm/an), Khemis (-1,631 mm/an) et Sebdou (-1,262 mm/an) (tableau. IV .5).

**Tableau IV. 5.** Résultats du test de Mann-Kendall pour les précipitations annuelles dans le bassin de la Tafna (1970/71 - 2018/19)

|                                | Khemis              | Sebdou              | Hennaya             | Chouly              |
|--------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| <b>Tau de Kendall</b>          | -0,092              | -0,09               | -0,155              | -0,109              |
| <b>S</b>                       | -108                | -106                | -182                | -128                |
| <b>Var(S)</b>                  | 0                   | 0                   | 0                   | 0                   |
| <b>p-value</b>                 | 0,358               | 0,367               | 0,119               | 0,275               |
| <b>alpha</b>                   | 0,05                | 0,05                | 0,05                | 0,05                |
| <b>Pente de Sen</b>            | -1,631              | -1,262              | -2,056              | -1,463              |
| <b>Intervalle de confiance</b> | ] -2,064 ; -0,763 [ | ] -1,907 ; -0,515 [ | ] -2,777 ; -1,210 [ | ] -2,160 ; -0,853 [ |

Cependant, les p-values obtenues (comprises entre 0,119 et 0,367) sont toutes supérieures au seuil de significativité  $\alpha = 0,05$ , indiquant que ces tendances décroissantes ne sont pas statistiquement significatives au niveau de confiance de 95%. La forte variabilité interannuelle caractéristique du climat méditerranéen semi-aride peut expliquer cette absence de significativité statistique.

## *Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique*

Cette non-significativité s'explique principalement par le retour à des conditions pluviométriques plus humides après 2008/09, qui atténue la tendance globale à la baisse. Ce résultat contraste avec les études antérieures de Meddi et al. (2010) et Bougara et al. (2020) qui ont identifié des diminutions significatives sur des périodes se terminant au milieu des années 2000. L'intégration de la période post-2008, caractérisée par une récupération partielle des précipitations, masque statistiquement la tendance à la sécheresse observée entre les années 1970 et 2000. Cette dynamique souligne l'importance de la variabilité décennale du climat méditerranéen et l'influence de phénomènes de téléconnexion atmosphérique comme la NAO sur les régimes pluviométriques régionaux.

### **IV.2.5 Indice de débit standardisé (IDS)**

L'analyse de la figure IV .3 de l'Indice de débit standardisé (SDI) et répartition des années selon le degré d'humidité et de sécheresse au cours de la période 1970/1971–2018/2019 permet de mettre en évidence l'évolution spatio-temporelle du régime hydrologique dans les principales stations hydrométriques des bassins étudiés, à savoir Zahra, Sebdou, Znata et Chouly. L'indice SDI permet de mesurer les variations des débits par rapport à la moyenne. Les valeurs positives correspondent à des débits élevés et les valeurs négatives à des débits faibles.

De manière générale, les séries montrent une succession d'épisodes humides et secs à l'échelle interannuelle et décennale, avec une prépondérance des années à caractère sec. Cette dominance traduit un régime hydrologique globalement déficitaire, bien que ponctué de phases humide marquée. L'analyse des fréquences montre que la proportion d'années sèches (modérées à fortes) dépasse dans la plupart des stations 70 %, tandis que les années de humidité (modérée à forte) restent relativement peu nombreuses, représentant moins de 25 % du total. Cette structure temporelle confirme la présence d'un régime semi-aride instable, alternant entre excédents et déficits hydrologiques en réponse aux fluctuations pluviométriques régionales.

À la station de Zahra, la répartition des classes du SDI indique une nette domination des années sèches, avec 55 % d'années à sécheresse modérée et 27 % à humidité modéré, contre seulement 8% d'années humidité extrême et aucune année de sécheresse extrême. Ce comportement suggère une situation hydrologique globalement déficitaire, bien que ponctuées de périodes humides, reflétant la variabilité des apports atmosphériques. Cette dynamique peut s'expliquer par la position géographique de la station, exposée aux influences d'origine.

La station de Sebdou se caractérise par une proportion d'années sèches atteignant 67%. Les années humides y demeurent moins fréquentes, ce qui témoigne d'une régularité relative du régime hydrologique. Cette situation peut s'expliquer par des conditions topographiques et climatiques locales qui limitent l'apport en précipitations et favorisent l'installation de périodes déficitaires.

La station de Zenata présente un régime légèrement plus contrasté, bien que globalement sec. Les années sèches représentent environ 63 % des observations, dominées par les classes modérées (59 %) et fortes (4 %), tandis que les années humides totalisent environ 37 % des années. Cette répartition traduit un régime hydrologique soumis à une variabilité interannuelle plus marquée, probablement liée à la continentalité plus prononcée du site et à la forte irrégularité des précipitations, notamment durant les décennies 1980 et 1990.

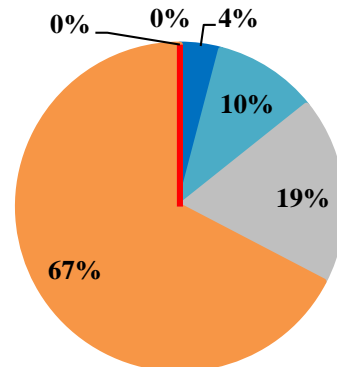
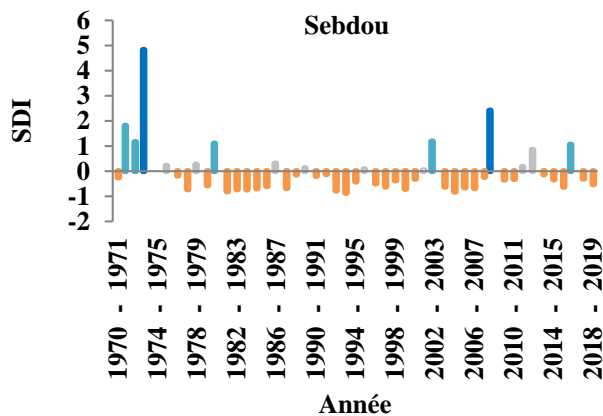
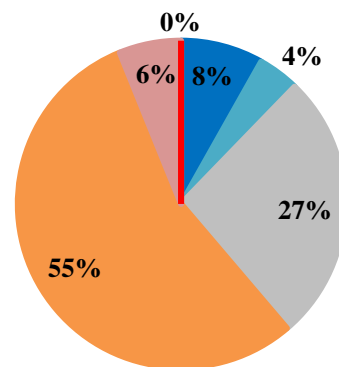
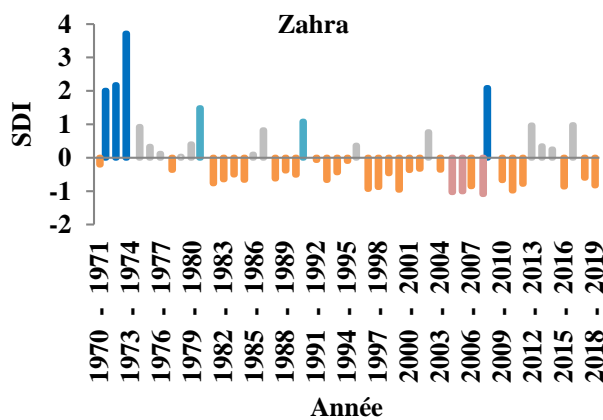
Enfin, la station de Chouly révèle un régime légèrement plus humide et variable que celui observé dans les autres localités. La répartition indique 55 % d'années sèches (dont 47 %

## Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique

modérées et 8 % fortes), contre environ 16 % d'années humides. Les déficits hydrologiques y apparaissent surtout durant la période 1980–2000, en correspondance avec la sécheresse régionale identifiée par les analyses pluviométriques. La reprise observée après 2000, marquée par quelques années à humidité forte, traduit une phase de redressement partiel du régime hydrologique, sans toutefois retrouver les conditions excédentaires des décennies antérieures.

Sur le plan temporel, les quatre stations présentent une évolution cohérente, marquée par une alternance de phases humides et sèches, mais surtout par une rupture nette au tournant des années 1980. Cette période correspond à une baisse généralisée du SDI, indiquant une diminution durable des apports hydrologiques et confirmant l'installation d'un régime déficitaire lié à la rupture pluviométrique détectée entre 1975 et 1981. Par la suite, les années 2000 enregistrent un redressement modéré du SDI, suggérant une reprise partielle de l'humidité, sans effacer la tendance générale à la variabilité accrue et à la fragilisation hydrologique du milieu.

En définitive, l'analyse du SDI pour les stations de Zahra, Sebdou, Znata et Chouly met en évidence un régime hydrologique globalement humide, mais marqué par une forte variabilité interannuelle et par une sécheresse prolongée au cours des décennies 1980 et 1990. Ces fluctuations s'inscrivent dans le contexte climatique régional, dominé par les influences conjuguées de la circulation atmosphérique d'ouest et de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO), qui régulent la fréquence et l'intensité des perturbations méditerranéennes. Ainsi, la dynamique hydrologique du bassin de Tlemcen témoigne d'une alternance cyclique entre humidité et aridité, révélant la sensibilité des régimes de débit aux changements climatiques à grande échelle et soulignant la nécessité d'un suivi hydrologique continu pour une gestion durable des ressources en eau.



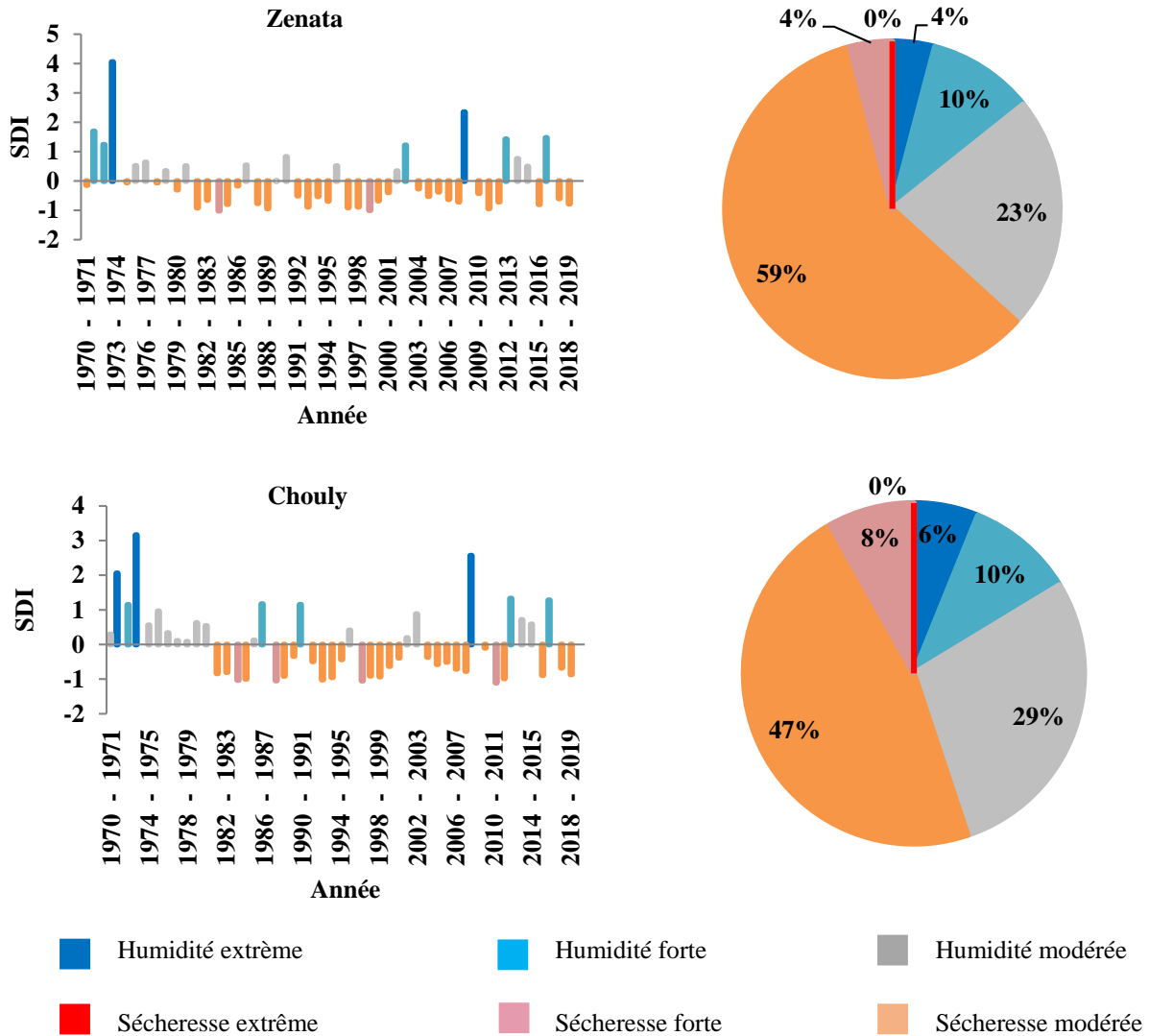


Figure IV. 3. Indice de débit standardisé (SDI) et répartition des années selon le degré d'humidité et de sécheresse au cours de la période 1970/71- 2018/19

#### IV.2.6 Coefficient d'hydraulicité (CH)

L'analyse de la figure IV.4, représentant l'évolution du coefficient d'hydraulicité ( $C_H$ ) pour les stations de Zahra, Sebdou, Zenata et Chouly sur la période 1970/1971–2018/2019, met en évidence la dynamique temporelle des conditions hydrologiques à l'échelle régionale. Le coefficient d'hydraulicité exprime la relation entre le débit observé et le débit moyen interannuel, permettant d'apprécier la variabilité des apports hydriques d'une année à l'autre. Des valeurs supérieures à 1 traduisent une situation excédentaire ou humide, tandis que des valeurs inférieures à 1 indiquent des années déficitaires, caractérisées par un manque d'eau et un écoulement réduit.

Dans l'ensemble, les quatre stations présentent une variabilité interannuelle marquée, traduisant la succession d'années humides et sèches typique du régime hydrologique semi-aride de la région de Tlemcen. Trois grandes phases hydrologiques se distinguent nettement : une période humide dominante entre 1970 et 1980, une phase sèche prolongée entre 1980 et la fin des années 1990, puis une reprise hydrique plus irrégulière à partir des années 2000. Cette évolution s'accorde avec les ruptures pluviométriques identifiées autour de 1975–1981,

## *Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique*

confirmant la transition d'un régime hydrologique excédentaire vers un régime déficitaire durable.

À la station de Zahra, les valeurs du  $C_H$  oscillent entre 0,1 et 4, illustrant des contrastes hydrologiques marqués. Les années 1970 se distinguent par des coefficients élevés, dépassant parfois 3, traduisant des écoulements abondants et des années hydrologiquement favorables. À partir du début des années 1980, le  $C_H$  enregistre une baisse nette, se maintenant souvent en dessous de 1, ce qui reflète l'installation d'une phase de déficit hydrique prolongé. Une reprise modérée s'observe à partir des années 2000, avec quelques années excédentaires, sans toutefois atteindre les niveaux des décennies précédentes. Ce comportement témoigne d'un régime globalement humide mais instable, sensible aux fluctuations climatiques.

La station de Sebdu présente une évolution comparable, mais avec une amplitude de variation plus importante. Durant la décennie 1970, les coefficients d'hydraulicité atteignent parfois des valeurs supérieures à 5, indiquant des conditions hydrologiques particulièrement favorables et des apports conséquents en écoulement. Après 1980, le  $C_H$  connaît une chute prononcée et durable, oscillant fréquemment autour de 0,8 à 1, signe d'un déficit marqué. Quelques hausses isolées se manifestent après 2000, traduisant des épisodes de reprise hydrologique ponctuelle. Dans l'ensemble, la station de Sebdu met en évidence une aridification plus accentuée du régime hydrologique, confirmant la sensibilité accrue de cette zone aux fluctuations climatiques régionales.

À la station de Znata, les valeurs du  $C_H$  varient entre 0,5 et 3,5, révélant une évolution plus régulière que dans les autres stations. La période 1970–1980 reste globalement humide, tandis que la phase 1980–2000 est caractérisée par des valeurs inférieures à 1, indiquant une diminution des écoulements et une baisse de la disponibilité hydrique. À partir des années 2000, le  $C_H$  tend à se stabiliser autour de la moyenne interannuelle, traduisant une légère amélioration du régime hydrologique. Cette stabilité relative peut être attribuée à la position géographique de la station et à des conditions locales favorisant la conservation de l'humidité, notamment par infiltration.

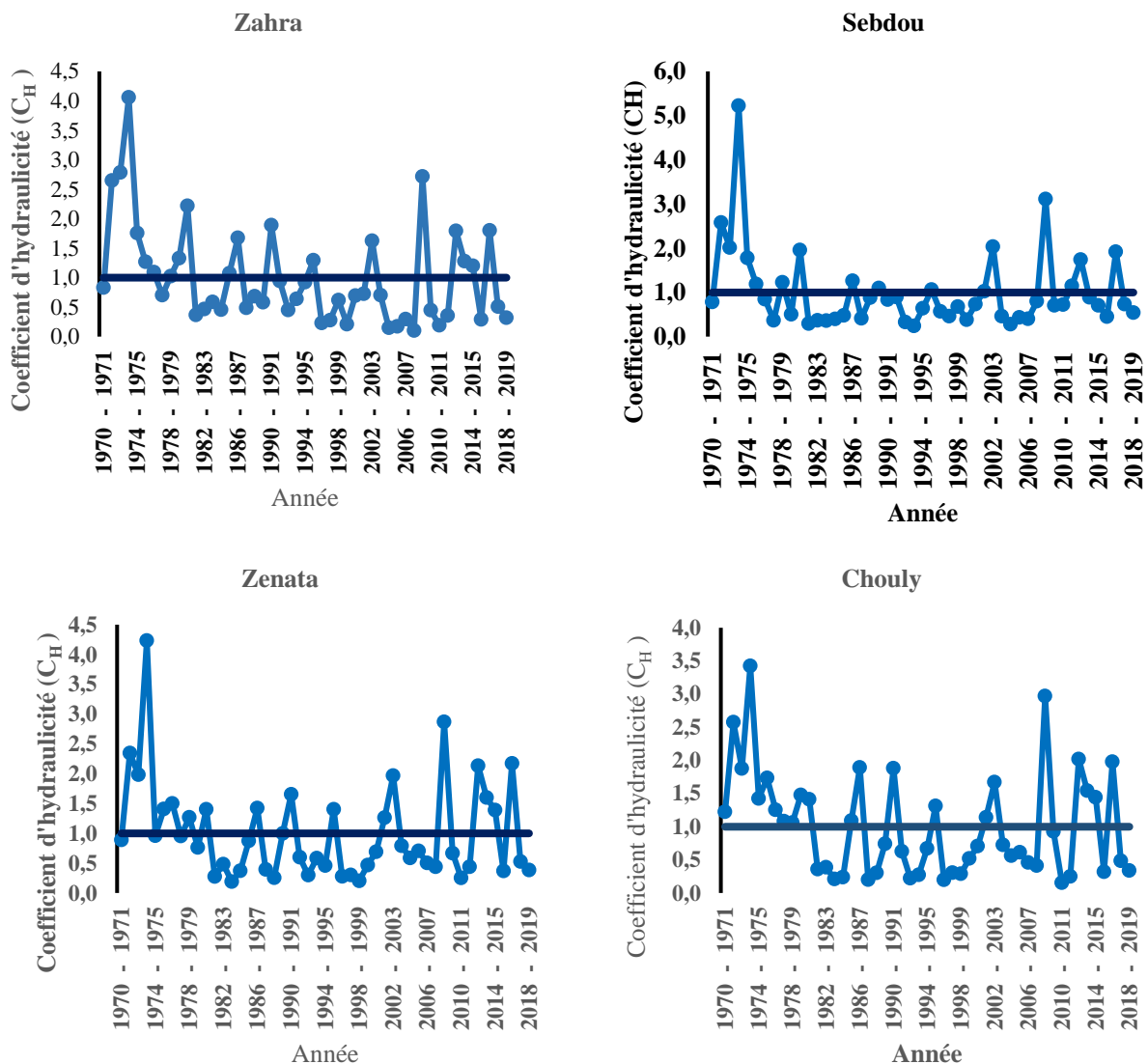
La station de Chouly se distingue par des coefficients globalement plus faibles, indiquant un régime hydrologique plus sec. Les années 1970 restent humides, avec des  $C_H$  souvent supérieurs à 2, mais à partir de 1980, les valeurs chutent de manière continue, se maintenant durablement autour ou en dessous de 1. La période postérieure à 2000 montre une reprise modérée, mais les fluctuations demeurent marquées, confirmant la vulnérabilité hydrologique de cette station située dans une zone plus méridionale, où les précipitations sont moins abondantes et plus irrégulières.

L'examen comparatif des quatre stations met en évidence une synchronisation temporelle des fluctuations du  $C_H$ , traduisant une réponse hydrologique régionale cohérente face aux variations climatiques. Les valeurs élevées enregistrées dans les années 1970 coïncident avec la phase humide identifiée dans les séries pluviométriques, tandis que la baisse généralisée du  $C_H$  après 1980 reflète la rupture climatique majeure et l'installation d'un régime sec durable. Les années 1980 et 1990 apparaissent ainsi comme une période de déficit hydrologique prononcé, marquée par une réduction des écoulements et une raréfaction des crues, avant qu'une reprise partielle ne se manifeste au cours des années 2000.

Cette évolution traduit la forte corrélation entre la dynamique hydrologique et la variabilité climatique régionale, influencée par la circulation atmosphérique d'ouest et par les

## Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique

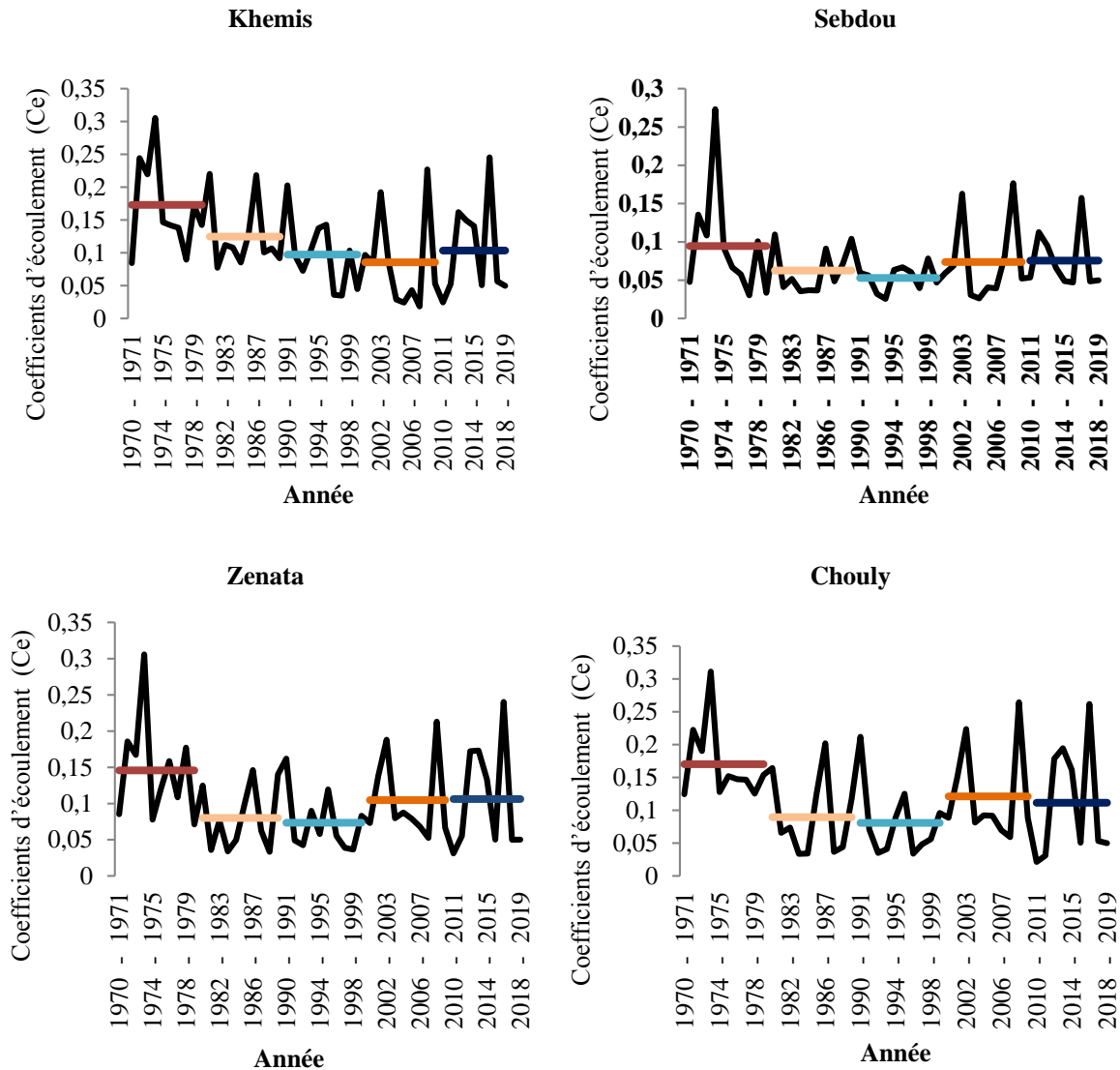
oscillations de grande échelle, notamment l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO). Ces fluctuations modulent la fréquence et l'intensité des perturbations méditerranéennes qui conditionnent les apports pluviométriques et les écoulements de surface. En définitive, la figure IV.4 met en évidence une transition hydrologique majeure survenue à la fin des années 1970, marquant le passage d'un régime humide à un régime plus sec et plus instable. Les coefficients d'hydraulicité confirment une diminution durable de la productivité hydrologique des bassins étudiés, particulièrement sensible à Sebdou et Chouly, où l'aridification s'avère plus prononcée. La reprise hydrique observée depuis le début des années 2000 témoigne d'une certaine résilience du système hydrologique, mais la persistance d'une forte variabilité interannuelle souligne la fragilité du régime des écoulements face aux changements climatiques et à la variabilité atmosphérique régionale.



**Figure IV. 4.**Évolution du Coefficient d'hydraulicité ( $C_H$ ) à l'échelle annuelle (1970/71 à 2018/19)

### IV.2.7 Coefficient d'écoulement ( $C_e$ )

Le coefficient d'écoulement est représenté dans la figure IV.5 pour les sous bassins versants Khemis, Sebdu, Boumessaoud et Chouly entre 1970/71 et 2018/19.



**Figure IV. 5.** Variation des coefficients d'écoulement annuels ( $C_e$ ) des sous-bassins étudiés

Le coefficient d'écoulement ( $C_e$ ) constitue un indicateur clé permettant d'apprécier la part des précipitations transformée en écoulement de surface. Son évolution interannuelle reflète directement la variabilité hydroclimatique agissant sur le bassin. L'analyse des  $C_e$  observés au niveau des sous-bassins de Khemis, Sebdo, Boumessaoud et Chouly (Figure IV.5), montre des fluctuations marquées, typiques des régions semi-arides où les régimes pluviométriques sont irréguliers dans le temps et l'espace (Tramblay et al., 2013; Meddi et Hubert, 2003).

Le sous-bassin de Sebdo présente des valeurs de  $C_e$  généralement faibles ( $< 0,15$ ), traduisant une infiltration dominante, favorisée par la perméabilité des formations géologiques et une végétation relativement stable. À Khemis, les valeurs du  $C_e$  sont plus variables, indiquant une sensibilité accrue aux alternances entre années humides et années sèches.

Dans les sous-bassins de Chouly et de Boumessaoud, on observe des pics de  $C_e$  plus prononcés. Ce comportement traduit l'influence d'épisodes pluvieux courts et intenses générant du ruissellement rapide, en particulier dans des milieux où la dégradation du couvert végétal et l'érosion accentuent l'imperméabilisation superficielle (Boudhar, 2018). Parmi les quatre

unités, Boumessaoud apparaît comme le sous-bassin le plus réactif aux perturbations atmosphériques, ce qui corrobore le risque élevé d'occurrence de crues éclair (Lebel et Vischel, 2005).

Ainsi, la comparaison interbassin met en évidence une hiérarchie hydrologique où les bassins à forte infiltration (Sebdou) s'opposent aux bassins à ruissellement rapide (Boumessaoud). Cette dynamique illustre l'interaction entre facteurs climatiques, caractéristiques géologiques et état de surface du milieu. Les variations récentes tendent à indiquer une diminution globale des écoulements, suggérant l'impact croissant de la sécheresse climatique persistante dans la région (Tramblay et al., 2020).

### **IV.2.8 Test de détection des ruptures des séries des débits annuels**

L'analyse des ruptures dans les séries interannuelles des débits des sous-bassins de Khemis, Sebdou, Boumessaoud et Chouly met en évidence des changements hydrologiques significatifs au cours de la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle. Les tests de Pettitt, Hubert, Lee & Heghinian et Buishand et l'ellipse de Bois (tableau. IV.6), montrent que ces bassins ont subi des diminutions marquées des écoulements, coïncidant avec l'installation d'une phase de sécheresse climatique durable à l'échelle du Maghreb, à partir des années 1970 (Meddi & Hubert, 2003 ; Tramblay et al., 2013).

Pour le sous-bassin de Khemis, les ruptures successives détectées en 1976, 1981 et 1996 traduisent une baisse progressive mais continue des débits annuels. La comparaison des moyennes avant et après rupture met en évidence une diminution approchant 40 à 60 % du volume écoulé. Cette réduction s'inscrit dans un contexte régional marqué par l'augmentation des températures et la baisse de la pluviométrie efficace, conduisant à une évapotranspiration plus élevée et une réduction de la recharge (Lebel & Vischel, 2005). Le sous-bassin évolue ainsi vers un régime plus irrégulier, sensible aux fluctuations interannuelles des précipitations.

Le sous-bassin de Sebdou présente un schéma encore plus marqué, avec une rupture précoce en 1975 suivie d'une seconde phase de déclin vers la fin des années 1990. Les débits moyens atteignent alors des valeurs très faibles, révélant un système hautement dépendant de l'infiltration et des échanges avec les aquifères. Ce comportement suggère que la baisse des précipitations se traduit ici rapidement par une diminution des écoulements de surface, confirmant la vulnérabilité du bassin aux sécheresses persistantes (Boudhar, 2018).

Dans le sous-bassin de Boumassoud, les ruptures survenues entre 1973 et 1981 indiquent une transition hydrologique plus rapide. Les débits moyens après rupture diminuent presque de moitié, indiquant un assèchement durable. La combinaison entre une végétation réduite, une érosion active et une capacité de stockage superficiel limitée semble avoir amplifié la réponse du bassin à la variabilité climatique (Meddi et al., 2010). Le Boumessaoud représente ainsi un système hydrologique extrêmement sensible aux déficits hydriques.

Enfin, le bassin du Chouly est le bassin où la rupture est la plus nette, avec une baisse des débits dépassant 65 % après 1981. Le régime actuel est marqué par des écoulements faibles en période normale mais une réactivité très élevée lors d'épisodes pluvieux intenses, favorisant l'apparition de crues éclair. Ce comportement traduit une dynamique hydrologique torrentielle, où les précipitations se convertissent rapidement en ruissellement en raison de sols appauvris et d'un couvert végétal dégradé (Tramblay et al., 2020).

## *Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique*

Dans l'ensemble, ces résultats confirment que les sous-bassins étudiés ont subi une réorganisation profonde de leur régime hydrologique à partir des années 1970. Cette transition est liée principalement à la sécheresse climatique régionale, mais également aux modifications des états de surface, aux dynamiques d'érosion, et à la réduction de la capacité de rétention des sols. Les bassins les plus vulnérables (Boumessaoud et Chouly) présentent désormais une forte sensibilité aux épisodes extrêmes, tandis que ceux dominés par l'infiltration (Sebdou) montrent une réduction durable des écoulements.

**Tableau IV. 6.** Analyse des ruptures des séries des débits annuels des sous-bassins étudiés

| Station       | Test de rupture               | Année de rupture | Moy, avant 1 <sup>ère</sup> rupture | Moy, après 1 <sup>ère</sup> rupture | Moy, après 2 <sup>ème</sup> rupture |
|---------------|-------------------------------|------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| <b>Zahra</b>  | PETTITT                       | 1996             | 0.75                                | 0.44                                | /                                   |
|               | LEE et HEGHINIAN              | 1981             | 1,08                                | 0,46                                | /                                   |
|               | Hubert                        | 1976             | 1,34                                | 0.50                                | /                                   |
|               | Buishand et l'ellipse de Bois | /                |                                     |                                     |                                     |
| <b>Sebdou</b> | PETTITT                       | /                | /                                   | /                                   | /                                   |
|               | LEE et HEGHINIAN              | 1975             | 1.28                                | 0.095                               | /                                   |
|               | Hubert                        | 1997-1999-2000   | 0.2                                 | 0.6                                 | 0.091                               |
|               | Buishand et l'ellipse de Bois | /                | /                                   | /                                   | /                                   |
| <b>Zenata</b> | PETTITT                       | 1981             | 0.99                                | 0.51                                | /                                   |
|               | LEE et HEGHINIAN              | /                | /                                   | /                                   | /                                   |
|               | Hubert                        | 1973-1974        | 1.03                                | 2.6                                 | 0.55                                |
|               | Buishand et l'ellipse de Bois | /                | /                                   | /                                   | /                                   |
| <b>Chouly</b> | PETTITT                       | 1981             | 0.48                                | 0.16                                | /                                   |
|               | LEE et HEGHINIAN              | /                | /                                   | /                                   | /                                   |
|               | Hubert                        | 1976             | 0.58                                | 0.25                                | /                                   |
|               | Buishand et l'ellipse de Bois | /                | /                                   | /                                   | /                                   |

### **IV.2.9 Analyse de la tendance des débits dans le bassin de la Tafna (1970/71 - 2018/19)**

L'application du test de Mann-Kendall aux séries de débits des quatre stations du bassin de la Tafna révèle une tendance générale à la diminution des écoulements sur la période d'étude. Les coefficients de Kendall ( $\tau$ ) sont tous négatifs, variant de -0,06 à -0,276, avec des pentes de Sen très faibles comprises entre -0,004 et -0,01 m<sup>3</sup>/s/an. La station de Zahra enregistre la baisse la plus marquée ( $\tau = -0,276$ ), suivie de Chouly (-0,151), Zenata (-0,06) et Sebdou (-0,131) (tableau. IV.7).

**Tableau IV. 7.** Résultats du test de Mann-Kendall pour les débits annuels dans le bassin de la Tafna (1970/71 - 2018/19)

|                             | <b>Zahra</b> | <b>Sebdou</b> | <b>Zenata</b> | <b>Chouly</b> |
|-----------------------------|--------------|---------------|---------------|---------------|
| <b>Tau de Kendall</b>       | -0,276       | -0,060        | -0,131        | -0,151        |
| <b>S</b>                    | -324,000     | -70,000       | -154,000      | -178,000      |
| <b>Var(S)</b>               | 0,000        | 0,000         | 0,000         | 0,000         |
| <b>p-value (bilatérale)</b> | 0,005        | 0,554         | 0,188         | 0,128         |

## Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique

|                                |                     |                   |                     |                     |
|--------------------------------|---------------------|-------------------|---------------------|---------------------|
| <b>alpha</b>                   | 0,05                | 0,05              | 0,05                | 0,05                |
| <b>Pente de Sen</b>            | -0,01               | -3,651E-4         | -0,005              | -0,004              |
| <b>Intervalle de confiance</b> | ] -0,012 ; -0,009 [ | ] -0,001 -0,000 [ | ] -0,007 -0,003 [ ; | ] -0,005 ; -0,002 [ |

Contrairement aux résultats pluviométriques, seule la station de Zahra présente une tendance statistiquement significative avec une p-value de 0,005 ( $< 0,05$ ), confirmant une diminution réelle des débits à cette station. Les trois autres stations (Sebdou, Zenata et Chouly) affichent des p-values supérieures au seuil de significativité (0,554, 0,188 et 0,128 respectivement), indiquant que leurs tendances décroissantes ne sont pas statistiquement confirmées au niveau de confiance de 95%.

La non-significativité statistique observée aux stations de Sebdou, Zenata et Chouly (p-values  $> 0,05$ ) peut également s'expliquer par le retour à des conditions hydrologiques plus favorables après 2008/09, en réponse à l'amélioration des conditions pluviométriques. Cette récupération partielle des écoulements atténue la tendance globale à la baisse sur l'ensemble de la période 1970/71 - 2018/19.

Cependant, la station de Zahra se distingue par une tendance à la baisse statistiquement significative ( $p = 0,005$ ), malgré cette amélioration pluviométrique récente. Cette persistance de la diminution des débits suggère l'influence de facteurs anthropiques locaux (prélèvements d'eau accrus, modifications d'occupation du sol, aménagements hydrauliques) qui se superposent aux variations climatiques et empêchent la récupération hydrologique observée ailleurs dans le bassin.

Ainsi, la différence entre la réponse hydrologique de Zahra et celle des autres stations met en évidence l'impact croissant des pressions anthropiques sur les ressources en eau du bassin, qui peuvent masquer ou amplifier les signaux climatiques selon les sous-bassins.

### IV.2.10 Analyse approfondie des spectres en ondelettes des précipitations et des débits

L'analyse temps-fréquence menée à l'aide de la transformée en ondelettes permet de caractériser la variabilité multi-échelle des précipitations et des débits dans les sous-bassin étudiés. Contrairement aux analyses statistiques classiques, qui fournissent des tendances globales, la méthode en ondelettes permet d'identifier les oscillations dominantes dans les séries temporelles tout en localisant leurs périodes d'activité dans le temps (Torrence & Compo, 1998). Les figures IV.6 et IV.7 présentent ainsi le spectre de puissance en ondelettes des précipitations et des débits annuels, accompagné de leur puissance moyenne. La zone entourée par les contours noirs délimite les plages significatives au seuil de 5 %, ce qui permet de distinguer les fluctuations structurantes de la variabilité naturelle.

#### IV.2.10.1 Variabilité des précipitations

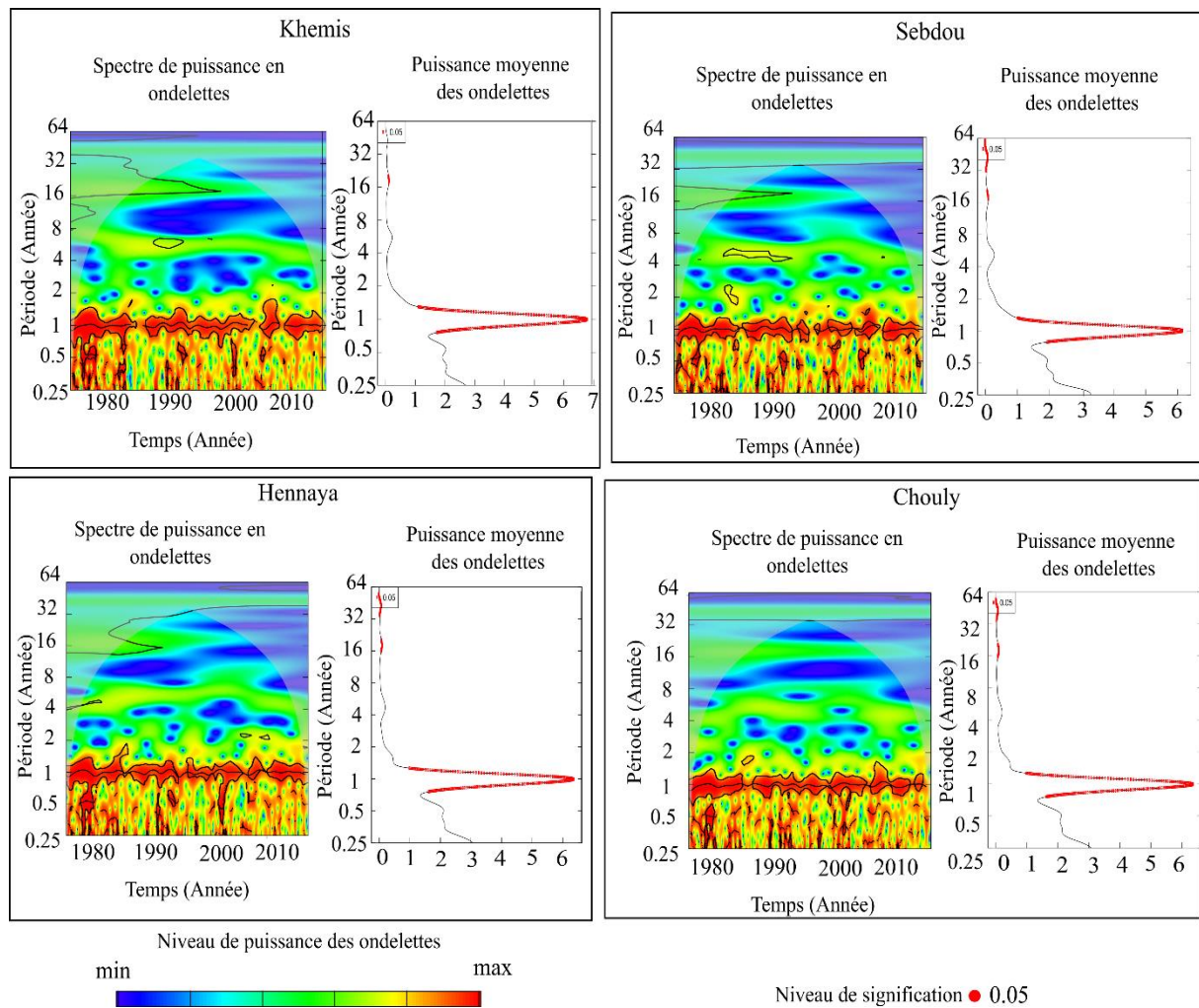
Le spectre de puissance des ondelettes des précipitations met en évidence un cycle annuelle clair, situé autour d'une période proche de 12 mois, ce qui confirme la marquée

## Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique

saisonnalité méditerranéenne du régime pluviométrique. Ce cycle reste stable tout au long de la période analysée, ce qui témoigne de la persistance du contrôle climatique régional sur les précipitations (Tramblay et al., 2013).

Au-delà du cycle annuel dominant, la présence d'oscillations interannuelles situées entre 2 et 4 ans est particulièrement marquée durant les périodes 1970–1985 et 1995–2010. Cette périodicité renvoie à l'influence de la variabilité atmosphérique à grande échelle, notamment l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) et, dans une moindre mesure, les fluctuations de la circulation subtropicale (Hurrell&Deser, 2010). Lorsque la NAO se trouve en phase positive, les dépressions atlantiques sont déviées vers l'Europe du Nord, réduisant l'apport pluviométrique sur le Maghreb occidental. Inversement, en phase négative, l'Algérie reçoit davantage de perturbations humides (Meddi& Hubert, 2003).

Ainsi, le spectre des précipitations montre que la saisonnalité est stable, mais la variabilité interannuelle s'accroît en périodes de sécheresse régionale. La période 1970–1980, bien visible dans la zone significative de la Figure 18, correspond précisément à la sécheresse structurelle identifiée à l'échelle du Maghreb durant la fin du XX<sup>e</sup> siècle (Nicholson, 2005).



**Figure IV. 6.** Spectre de puissance des ondelettes des précipitations et puissance moyenne du spectre des ondelettes. La ligne de contour noire indique le seuil de signification de 5 %.

## Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique

**Tableau IV. 8.** Evolution temporelle des modes de variabilité des précipitations basée sur l'analyse en ondelettes continues sur les stations de Khemis, Sebdou, Hennaya et Chouly (1970/71-2018/19)

| Modes              | Stations  |  |   |   |
|--------------------|---|--|---|---|
|                    | Khemis  | Sebdou   | Hennaya   | Chouly  |
| <b>0.25-0.5 an</b> | 1970-1976<br>Alternance de mois humides et secs | 1970-1979<br>Alternance de mois humides et secs  | 1970-1976<br>Alternance de mois humides et secs | 1970-1976<br>Alternance de mois humides et secs |
| <b>0.5-1 an</b>    | 1970-1981<br>1983-2007<br>2008-2019             | 1970-1980<br>1983-1996<br>1997-2010<br>2012-2017 | 1970-1981<br>1982-2011<br>2012-2019             | 1970-2019                                       |
| <b>1-2 an</b>      | 2008-2011                                       | 1980-1982<br>2008-2010                           | 1979-1981<br>2008-2010                          | 1981-1983<br>2008-2011                          |
| <b>2-4 ans</b>     |   |  |   |   |
| <b>4-8 ans</b>     | 1980-1990                                       | 1980-1990  |   |   |
| <b>8-16 ans</b>    |   |  |   |   |
| <b>16-32 ans</b>   | 1978-1995                                       | 1980-1999  | 1982-1984                                       | 1982-1990                                       |

Par ailleurs, l'analyse de la puissance moyenne en ondelettes révèle que la variabilité des précipitations à l'échelle annuelle est significative dans l'ensemble des stations, atteignant une valeur de 7 à la station de Khemis. Cela indique que la variabilité annuelle représente environ 70 % de la variabilité totale du signal, soulignant son rôle prépondérant dans la dynamique pluviométrique régionale.

Le mode 4-8 ans est distinct à toute les stations, notamment entre 1980-1990. Le mode 16-32 ans apparaît dans toutes les stations, et dure jusqu'à 19 ans à Sebdou. La variabilité au-delà de 1 an montre une énergie plus faible, soulignant la dominance des fluctuations à court terme. Le mode 8-16 ans est marqué par des couleurs froides (bleu), indiquant une faible variabilité. Trois discontinuités majeures - à la fin des années 1970, au milieu des années 90 et à la fin des années 2000 - structurent ces modèles. Pour la bande 32-64 ans au-delà du cône d'influence, les effets de bord réduisent la fiabilité.

### IV.2.10.2 Variabilité des débits

La figure IV.7 présente les résultats de la transformation en ondelettes appliquée aux séries temporelles des débits, illustrant le spectre de puissance des ondelettes pour chaque station (Zahra, Sebdou, Znata et Chouly), avec un niveau de confiance de 95 %.

Le spectre des débits présente une organisation différente de celui des précipitations. Le cycle annuel y apparaît nettement atténué, ce qui montre que les débits ne suivent pas directement la distribution saisonnière des pluies. Ce comportement est typique des bassins semi-arides, où : l'infiltration profonde absorbe une part importante des pluies, la réponse en ruissellement dépend de l'humidité initiale des sols et l'évapotranspiration élevée réduit les volumes écoulés (Lebel & Vischel, 2005).

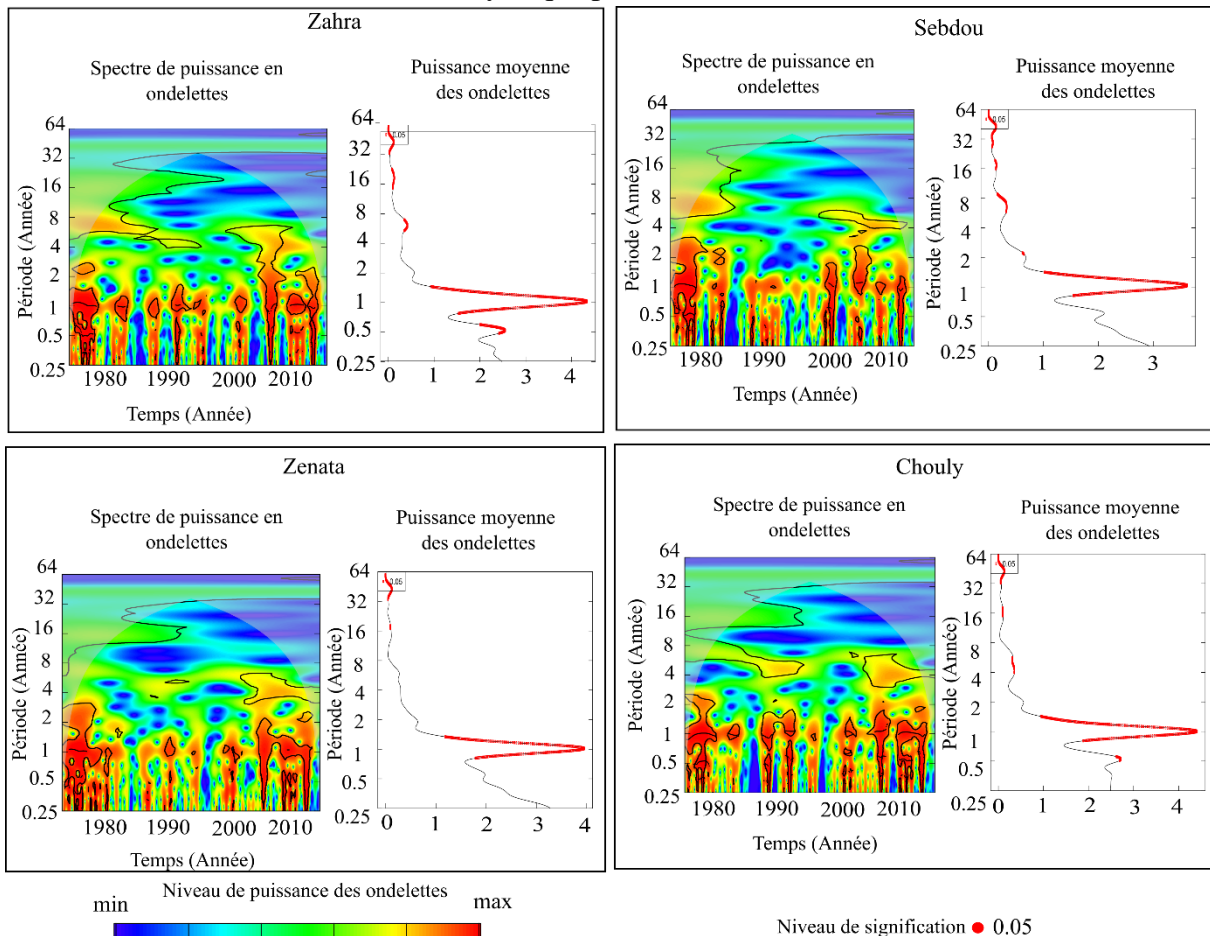
En revanche, les oscillations pluriannuelles, situées entre 2 et 8 ans, sont beaucoup plus marquées que dans les précipitations. Cela indique que le système hydrologique possède un

## Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique

effet mémoire, c'est-à-dire qu'il intègre et amplifie les fluctuations climatiques au lieu de réagir instantanément. Ce phénomène est étroitement lié à la capacité de stockage des nappes et horizons superficiels, à la dégradation des sols et à la réduction progressive du couvert végétal, qui modifie les flux infiltration / ruissellement (Boudhar et al., 2016).

Deux phases sont clairement visibles :

- 1975–1985 : affaiblissement progressive de puissance de signal impliquant l'installation de la sécheresse,
- après 2000 : augmentation de puissance de signal retour de la variabilité, indiquant le retour vers des conditions hydrique proche à la normale.



**Figure IV. 7.** Spectre de puissance des ondelettes des débits et puissance moyenne du spectre des ondelettes. La ligne de contour noire indique le seuil de signification de 5 %

**Tableau IV. 9.** Evolution temporelle des modes de variabilité des débits basée sur l'analyse en ondelettes continues sur les stations de Zahra, Sebdu, Zenata et Chouly

| Modes              | Stations  |   |   |   |
|--------------------|---|---|---|---|
|                    | Zahra   | Sebdu   | Zenata  | Chouly  |
| <b>0.25-0.5 an</b> | 1970-1974<br>Alternance de mois humides et secs | 1970-1974<br>Alternance de mois humides et secs | 1970-1979<br>Alternance de mois humides et secs | 1970-1974<br>Alternance de mois humides et secs |
| <b>0.5-1 an</b>    | 1970-1974<br>1980-1981                          | 1970-1981<br>1982-2011                          | 1970-1980<br>1983-1996                          | 1970-2019                                       |

## *Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique*

|                  |  |                        |                        |                        |
|------------------|--|------------------------|------------------------|------------------------|
|                  | 1986-1987<br>1990-1991<br>2002-2003<br>2008-2017 | 2012-2019              | 1997-2010<br>2012-2017 |                        |
| <b>1-2 an</b>    | 2008-2011  | 1979-1981<br>2008-2010 | 1980-1982<br>2008-2010 | 1981-1983<br>2008-2011 |
| <b>2-4 ans</b>   | 1970-1974  |                        |                        |                        |
| <b>4-8 ans</b>   | 1975-1995<br>2000-2012                           |                        | 1980-1990              |                        |
| <b>8-16 ans</b>  |  |                        |                        |                        |
| <b>16-32 ans</b> | 1978-1998  | 1982-1984              | 1980-1999              | 1982-1990              |

L'analyse de la puissance moyenne des ondelettes confirme ces observations, avec des pics significatifs autour de 1 an (annuel) qui représente plus de 40% de la variabilité totale de signale et entre 3 et 4 ans (interannuel), traduisant la superposition d'effets saisonniers et climatiques à grande échelle.

### **IV.2.10.3 Interprétation croisée et implications hydrologiques**

**Tableau IV. 10.** Synthèse des observations climatiques et leur implication hydrologique

| <b>Observation</b>                                    | <b>Conséquence</b>                                      |
|---|---|
| La pluie conserve un cycle annuel fort                | Le climat régional reste saisonnier                     |
| Les débits perdent le cycle annuel                    | Perte de capacité de régulation hydrique                |
| Les cycles 2–8 ans sont plus marqués dans les débits  | Le système hydrique mémorise la sécheresse              |
| Les périodes significatives coïncident avec 1970–1985 | Transition vers un nouveau régime hydrologique appauvri |

Les Figures IV.7et IV.8 confirment que le bassin étudié a subi une réorganisation profonde de son fonctionnement hydrologique depuis les années 1970. Les débits ne réagissent plus à la dynamique saisonnière des pluies, mais à la variabilité interannuelle, amplifiant les effets de la sécheresse climatique persistante

### **Conclusion**

L'analyse de la variabilité hydrologique au sein des sous-bassins versants de la Tafna sur la période 1970/71–2018/19 a permis de mettre en évidence des fluctuations spatio-temporelles significatives des régimes pluviométriques et des débits. L'approche adoptée a combiné l'utilisation d'indices hydroclimatiques, de tests statistiques et d'outils d'analyse fréquentielle, afin d'obtenir une compréhension globale et approfondie des dynamiques hydrologiques régionales.

L'indice de précipitation standardisé (SPI) et l'indice de débit standardisé (SDI) ont permis de caractériser l'intensité, la durée et la fréquence des épisodes de sécheresse météorologique et hydrologique. Les résultats ont mis en évidence une accentuation de ces épisodes secs, notamment à partir des années 1980, traduisant une tendance vers une plus grande aridité. Ces observations sont corroborées par l'évolution de l'indice de pluviosité et du coefficient

## *Chapitre IV : Etude de la variabilité Hydrologique*

d'**hydraulicité**, qui révèlent un appauvrissement progressif du régime pluviométrique dans plusieurs sous-bassins.

L'étude des régimes d'écoulement, à travers le coefficient d'écoulement, a montré une diminution globale des volumes ruisselés, amorcée également à partir des années 1980. La période de sécheresse s'étend particulièrement sur les décennies 1980 et 1990, ce qui concorde avec les résultats obtenus par les indices SPI et SDI. Cette évolution reflète directement la baisse des précipitations efficaces et une modification des conditions hydrologiques, probablement liée à l'augmentation des températures, à la variabilité climatique et aux changements dans l'occupation des sols.

Sur le plan statistique, les tests de tendance (Mann-Kendall) et de détection de rupture (Pettitt, Lee et Heghinian, Hubert et Buishand et l'ellipse de Bois) ont permis d'identifier des tendances décroissantes significatives dans les séries de précipitations et de débits, ainsi que des ruptures majeures survenues principalement autour des années 1975 et 1981. Ces changements coïncident avec des phases de transition climatique déjà observées à l'échelle du Maghreb.

Enfin, l'analyse en ondelettes continues a apporté une dimension temporelle et fréquentielle complémentaire en révélant l'existence de cycles intra-annuels, annuels et interannuels (2 à 8 ans), dont l'intensité varie selon les stations. Des zones de forte puissance ont été observées principalement avant 1980 et après 2008, périodes qui coïncident avec les phases de sécheresse identifiées par les autres méthodes. Ces cycles peuvent être associés à des facteurs climatiques régionaux et globaux tels que l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO), l'indice d'Oscillation Australe (SOI) et l'indice de l'Oscillation Méditerranéenne Occidentale (WeMOI), confirmant l'influence des télé-connexions climatiques sur la dynamique hydrologique locale.

---

*Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations  
et les débits*

---

# *Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits*

## **Introduction**

La variabilité hydroclimatique du bassin méditerranéen est fortement influencée par les oscillations climatiques de grande échelle, notamment la NAO (Oscillation Nord-Atlantique), la SOI (Oscillation Australe) et la WeMOi (Oscillation Méditerranéenne Occidentale). Ces indices modulent les circulations atmosphériques et, par conséquent, les régimes pluviométriques et hydrologiques de la région du Maghreb. Comprendre ces-télé connexions est essentiel pour une meilleure gestion des ressources en eau, surtout dans le contexte actuel de changement climatique marqué par une intensification des sécheresses et des fluctuations interannuelles.

Le bassin versant de la Tafna, au nord-ouest de l'Algérie, présente une grande diversité topographique et hydrogéologique, ce qui en fait un site idéal pour analyser les influences différenciées des oscillations climatiques. Les stations étudiées (Khemis, Sebdou, Hennaya, Chouly et Znata) couvrent un large gradient altitudinal et permettent de comprendre comment l'altitude, la position géographique et la structure du terrain modulent la sensibilité aux indices climatiques.

L'étude vise à analyser les relations entre les trois indices (NAO, SOI, WeMOi) et les précipitations ainsi que les débits de quelques bassins de la Tafna sur la période 1970/71–2018/19. Deux méthodes complémentaires ont été mobilisées : la corrélation linéaire saisonnière pour détecter les liaisons directes et significatives, et la cohérence en ondelettes continues pour explorer la dynamique temporelle et multi-échelle des télé-connexions. Cette approche permet d'identifier non seulement les périodes et les échelles où les liens sont les plus forts, mais aussi leur évolution au fil du temps.

## **V.1 Analyse des corrélations linéaires saisonnières entre les précipitations, les débits et les indices climatiques**

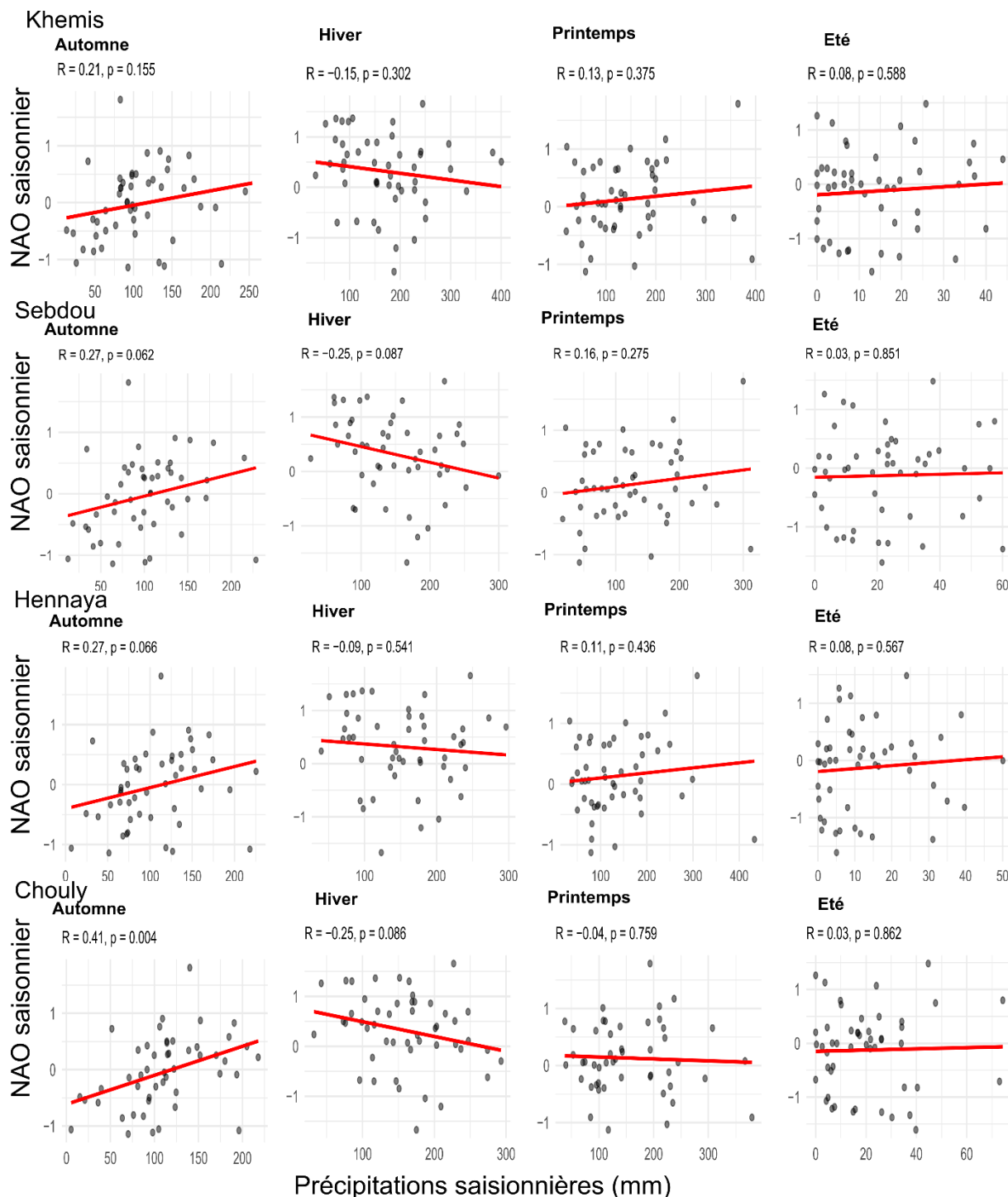
L'analyse de corrélation a été réalisée entre les indices climatiques saisonniers, les précipitations et les débits enregistrés aux stations pluviométriques de Khemis, Sebdou, Hennaya et Chouly et les stations hydrométriques Khemis, Sebdou, Zenata (Boumessaoud) et Chouly. Les coefficients de corrélation de Pearson (R) ont été calculés pour chaque saison (Automne, Hiver, Printemps, Eté) avec leurs niveaux de signification statistique (p-value).

### **V.1.1 Corrélations entre l'indice NAO et les précipitations saisonnières**

La figure V.1 montre une corrélation positive entre les précipitations automnales et la NAO, en particulier à Chouly ( $R = 0,41$ ,  $p = 0,004$ ), soulignant l'influence de la NAO pendant la saison de transition. En Hiver, les corrélations deviennent négatives, en particulier à Sebdou et Chouly ( $R \approx -0,25$ ), bien que non statistiquement significatives, ce qui suggère un lien potentiel entre les phases négatives de la NAO et l'augmentation des précipitations hivernales. Le printemps et l'Eté présentent des corrélations faibles et non significatives. Les mécanismes,

## *Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits*

selon lesquels la NAO affecte principalement la circulation des systèmes dépressionnaires atlantiques, en particulier pendant les saisons de transition (Automne et Hiver).



**Figure V. 1.**Corrélations entre les précipitations saisonnières et l'indice d'oscillation atlantique nord aux stations de Khemis, Sebdu, Hennaya et Chouly (1970/71-2018/19)

La figure V.1 montre que pendant l'Hiver, une phase positive de NAO pourrait être corrélée à une diminution des précipitations. Les stations de Sebdu et Chouly montrent des corrélations négatives modérées, suggérant que lorsque NAO est en phase positive, les précipitations hivernales pourraient être réduites. En revanche, les phases négatives de NAO

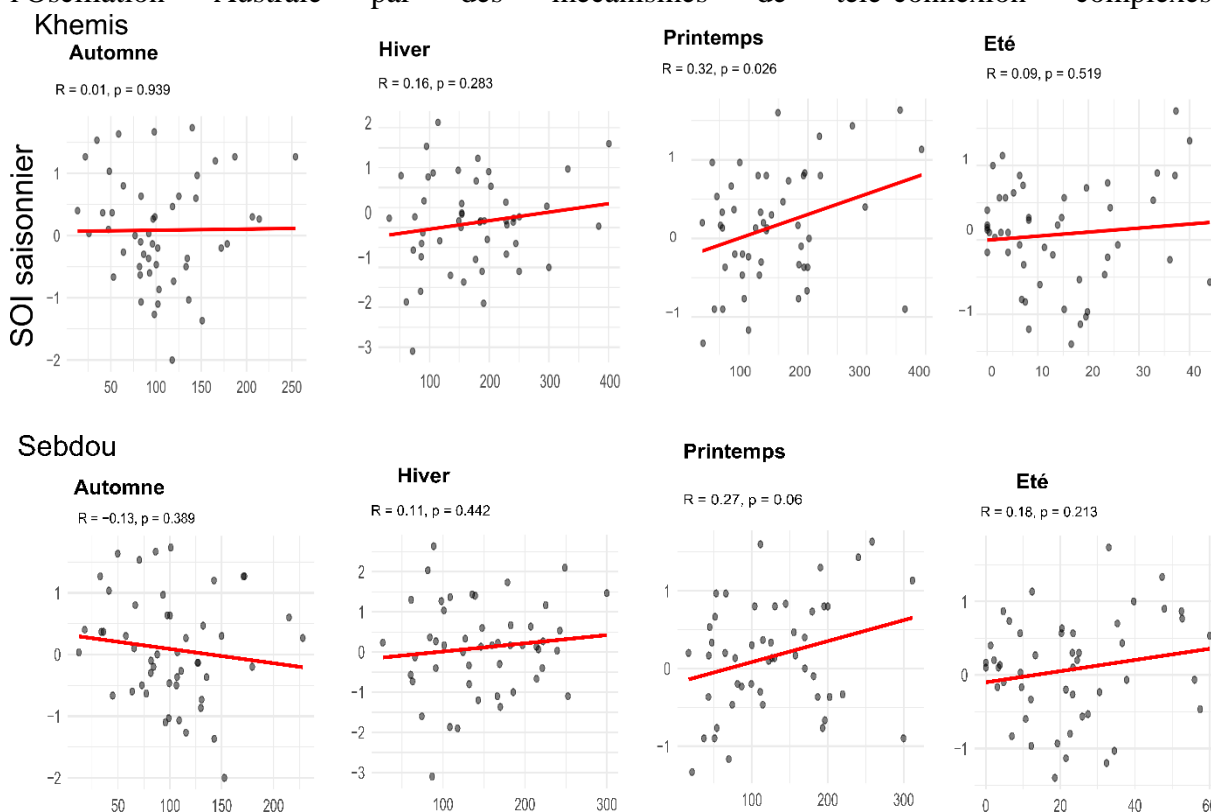
## Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits

sont associées à des parcours dépressionnaires plus méridionaux, favorisant des conditions humides dans certaines zones, en Automne, l'influence de NAO varie selon l'altitude, avec une sensibilité optimale observée entre 700 et 800 mètres, où Chouly se distingue comme une station réceptive aux flux atlantiques modifiés par NAO.

### V.1.2 Corrélations entre l'indice SOI et les précipitations saisonnières

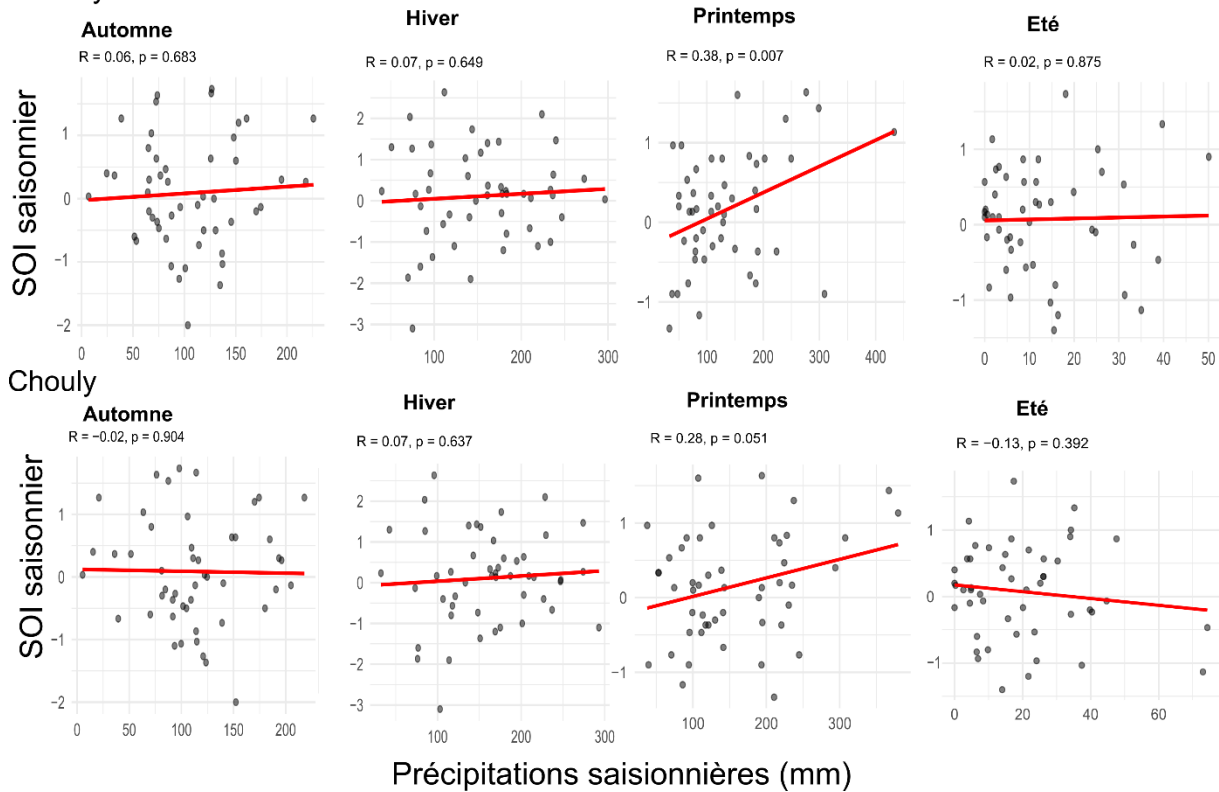
Les corrélations entre SOI et les précipitations varient fortement selon les saisons. En Automne et en Hiver, les relations restent faibles et non significatives sur toutes les stations, indiquant que les télé-connexions pacifiques ont peu d'effet durant ces périodes. La distance géographique entre le Pacifique tropical et le bassin méditerranéen limite la propagation des signaux climatiques, et les précipitations automnales et hivernales sont principalement contrôlées par les oscillations atlantiques et méditerranéennes régionales.

La figure V.2 montre que la saison printanière révèle un changement notable avec l'émergence de corrélations positives significatives à Khemis ( $R = 0.32$ ,  $p = 0.026$ ) et Hennaya ( $R = 0.38$ ,  $p = 0.007$ ), tandis que Sebdu et Chouly approchent le seuil de signification. Cette relation printanière généralisée suggère que durant la période de transition saisonnière, les systèmes convectifs deviennent sensibles aux anomalies de température océanique associées à l'Oscillation Australe par des mécanismes de télé-connexion complexes.



## Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits

Hennaya



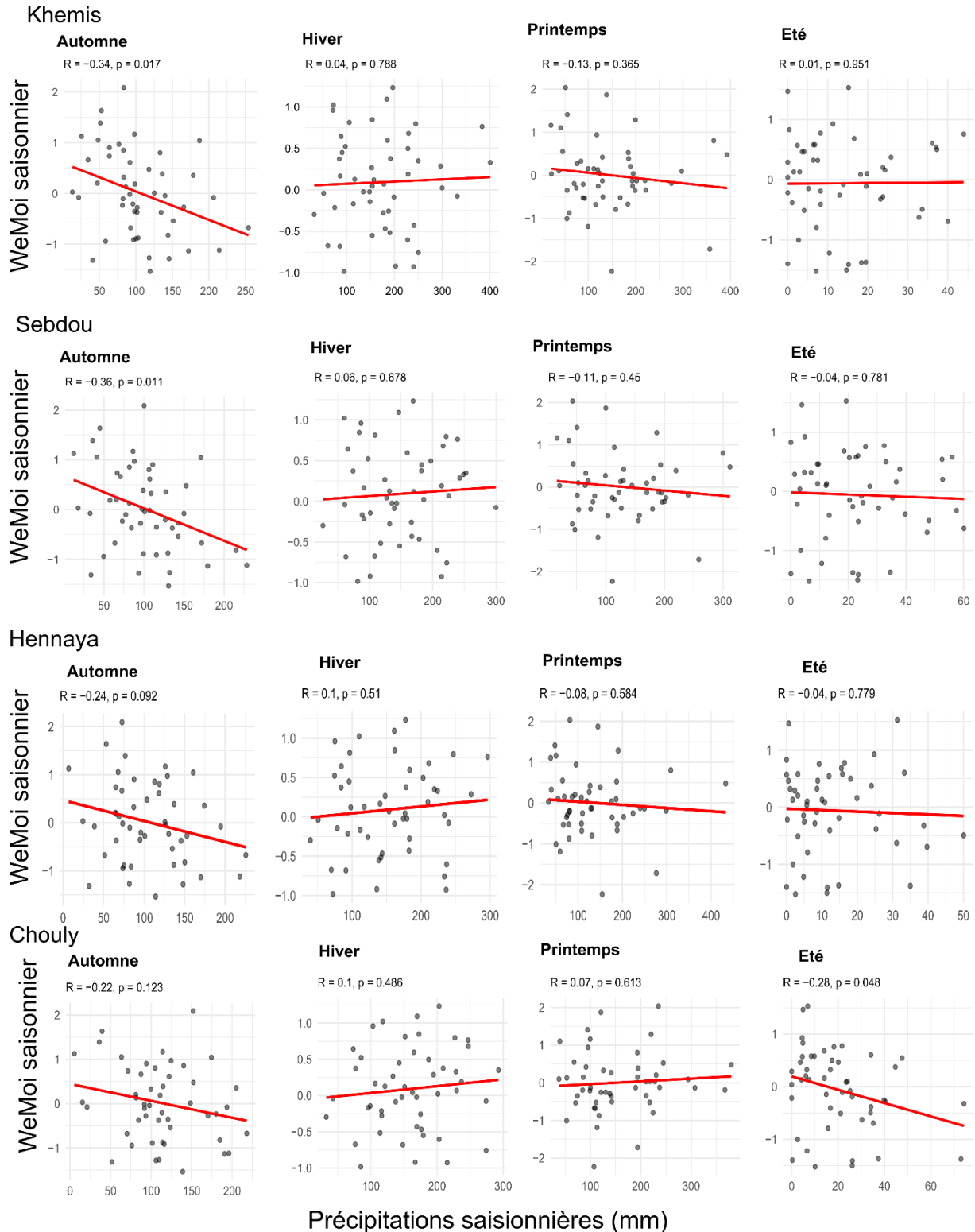
**Figure V. 2.**Corrélations entre les précipitations saisonnières et l'indice Oscillation Australe aux stations de Khemis, Sebdu, Hennaya et Chouly (1970/71-2018/19)

L'indice SOI n'a pas montré d'influence significative sur les précipitations durant l'automne et l'hiver, indiquant que les précipitations hivernales dans le bassin de la Tafna sont principalement contrôlées par des facteurs d'origine atlantique et méditerranéenne. Cependant, au printemps, un signal cohérent de SOI est observé, avec des corrélations positives significatives dans toutes les stations, suggérant que les variations de l'Oscillation Australe peuvent avoir un impact sur les précipitations printanières.

### V.1.3 Corrélations entre l'indice WeMOI et les précipitations saisonnières

Pour le WeMOI (fig. V.3), des corrélations négatives significatives sont observées en Automne à Khemis ( $R = -0,34$ ,  $p = 0,017$ ) et Sebdu ( $R = -0,36$ ,  $p = 0,011$ ), ce qui suggère que les phases négatives du WeMOI peuvent renforcer l'activité cyclonique et les précipitations en Méditerranée. Une corrélation estivale est également observée à Chouly ( $R = -0,28$ ,  $p = 0,048$ ). Des valeurs faibles et non significatives sont observées en Hiver et au Printemps.

## Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits



**Figure V. 3.**Corrélations entre les précipitations saisonnières et l'indice d'oscillation méditerranéenne occidentale aux stations de Khemis, Sebdu, Hennaya et Chouly

En Automne, un contrôle orographique est observé, avec des corrélations négatives significatives pour les stations de Sebdu et Khemis. Cela indique que des phases négatives de WeMOI peuvent influencer les précipitations dans cette région. Toutefois, en Hiver et au

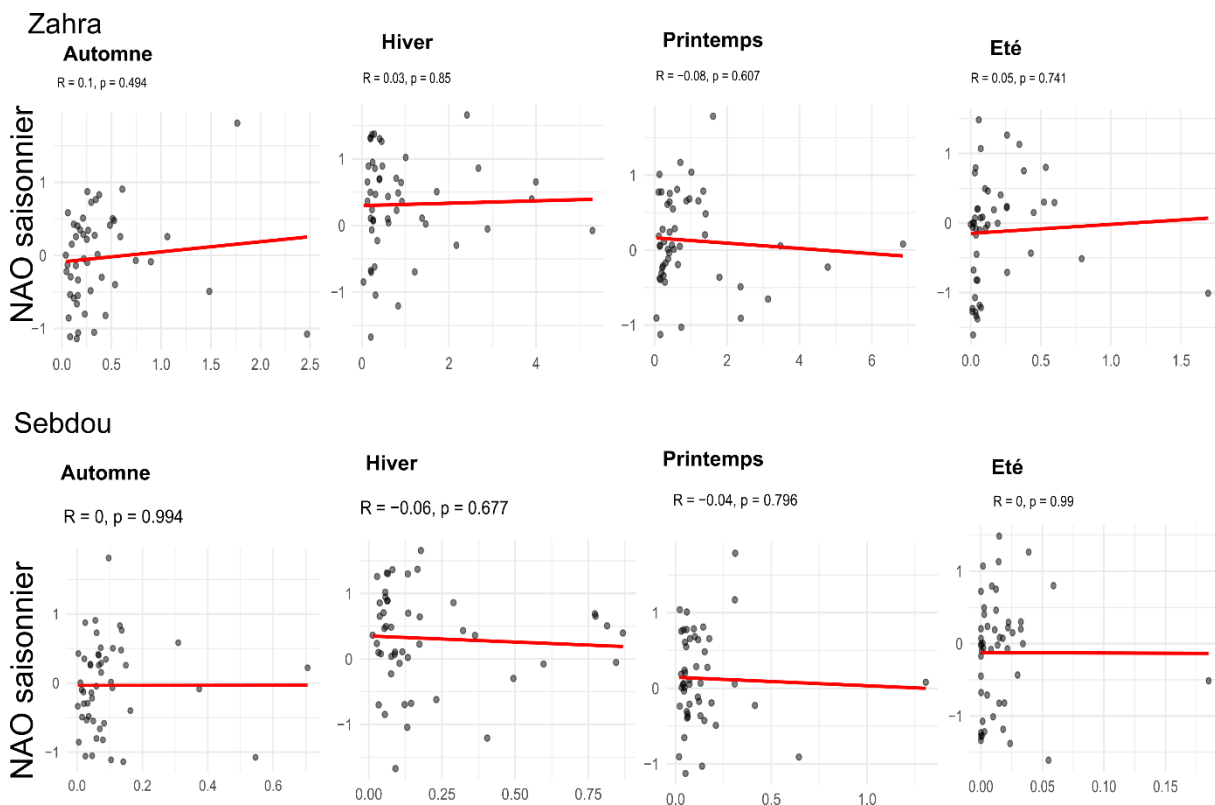
## Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits

Printemps, l'influence de WeMOI devient non significative, indiquant que d'autres facteurs dominent les mécanismes de précipitations durant ces saisons.

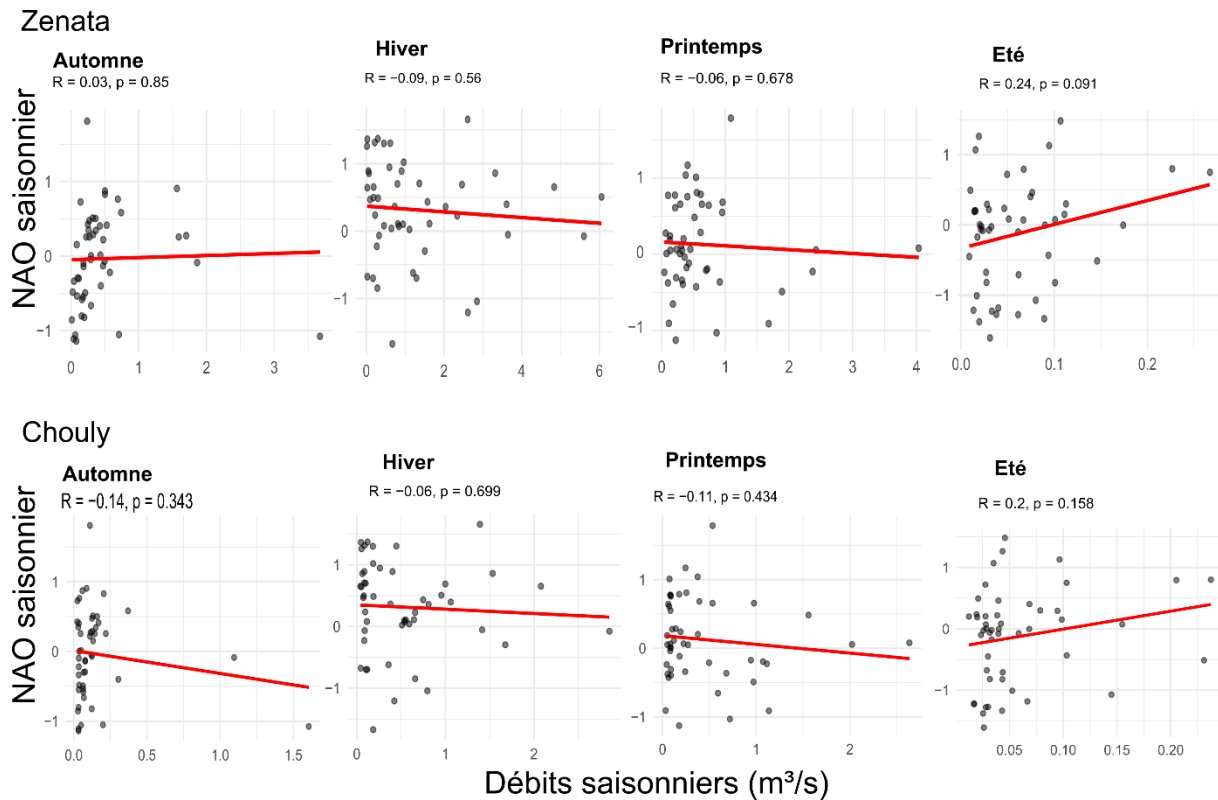
Pendant l'Eté, les précipitations sont généralement faibles, mais Chouly montre une corrélation négative significative, suggérant que les événements pluvieux estivaux peuvent être inversement liés aux phases positives de WeMOI.

### V.1.4 Corrélations entre l'indice NAO et les débits saisonniers

La figure V.4 montre que les corrélations entre NAO et les débits restent faibles et non significatives durant toutes les saisons pour l'ensemble des stations. En Automne et en Hiver, toutes les stations présentent des corrélations proches de zéro, indiquant une déconnexion entre les variations de l'Oscillation Nord-Atlantique et les débits. Au Printemps, les corrélations demeurent non significatives, mais l'Eté présente une certaine variabilité avec Zenata ( $R = 0.24$ ,  $p = 0.091$ ) approchant le seuil de signification. Cette relation estivale émergente à Zenata pourrait refléter des mécanismes liés aux débits de base et aux contributions souterraines influencés par les conditions climatiques antérieures. Les processus hydrologiques locaux (infiltration, stockage souterrain, caractéristiques géomorphologiques) semblent tamponner l'expression des télé-connexions atlantiques, créant un découplage entre les forçages climatiques et la réponse hydrologique.



## Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits

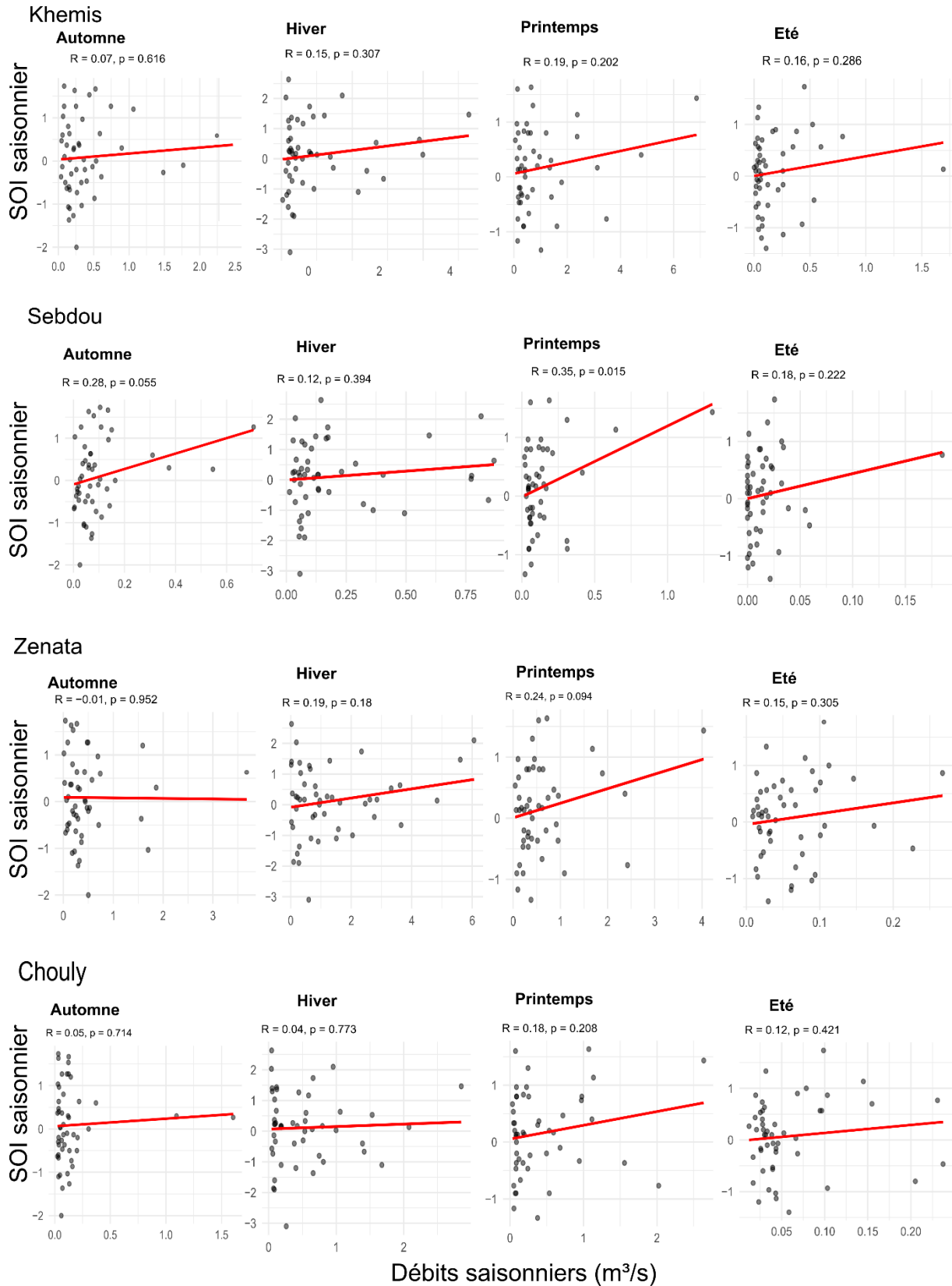


**Figure V. 4.**Corrélations entre les débits saisonniers et l'indice d'oscillation atlantique nord aux stations de Zahra, Sebdu, Zenata et Chouly (1970/71-2018/19)

### V.1.5 Corrélations entre l'indice SOI et les débits saisonniers

La figure V.5 montre que les corrélations entre SOI et les débits varient selon les saisons et les stations. En Automne, les relations restent faibles et non significatives, bien que Sebdu (Sebdu) ( $R = 0.28$ ,  $p = 0.055$ ) approche le seuil de signification. En Hiver, les corrélations demeurent faibles, mais au Printemps, une corrélation significative émerge à Sebdu ( $R = 0.35$ ,  $p = 0.015$ ), tandis que les autres stations maintiennent des corrélations modérées mais non significatives. Cette relation printanière significative à Sebdu pourrait résulter de mécanismes hydrologiques spécifiques où les débits de fonte nivale tardive ou les contributions souterraines sont sensibles aux anomalies climatiques globales. Durant l'Eté, toutes les stations présentent des corrélations faibles et non significatives. Les corrélations entre SOI et les débits apparaissent donc limitées dans le temps (principalement printanières) et dans l'espace (concentrées à Sebdu).

## Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits

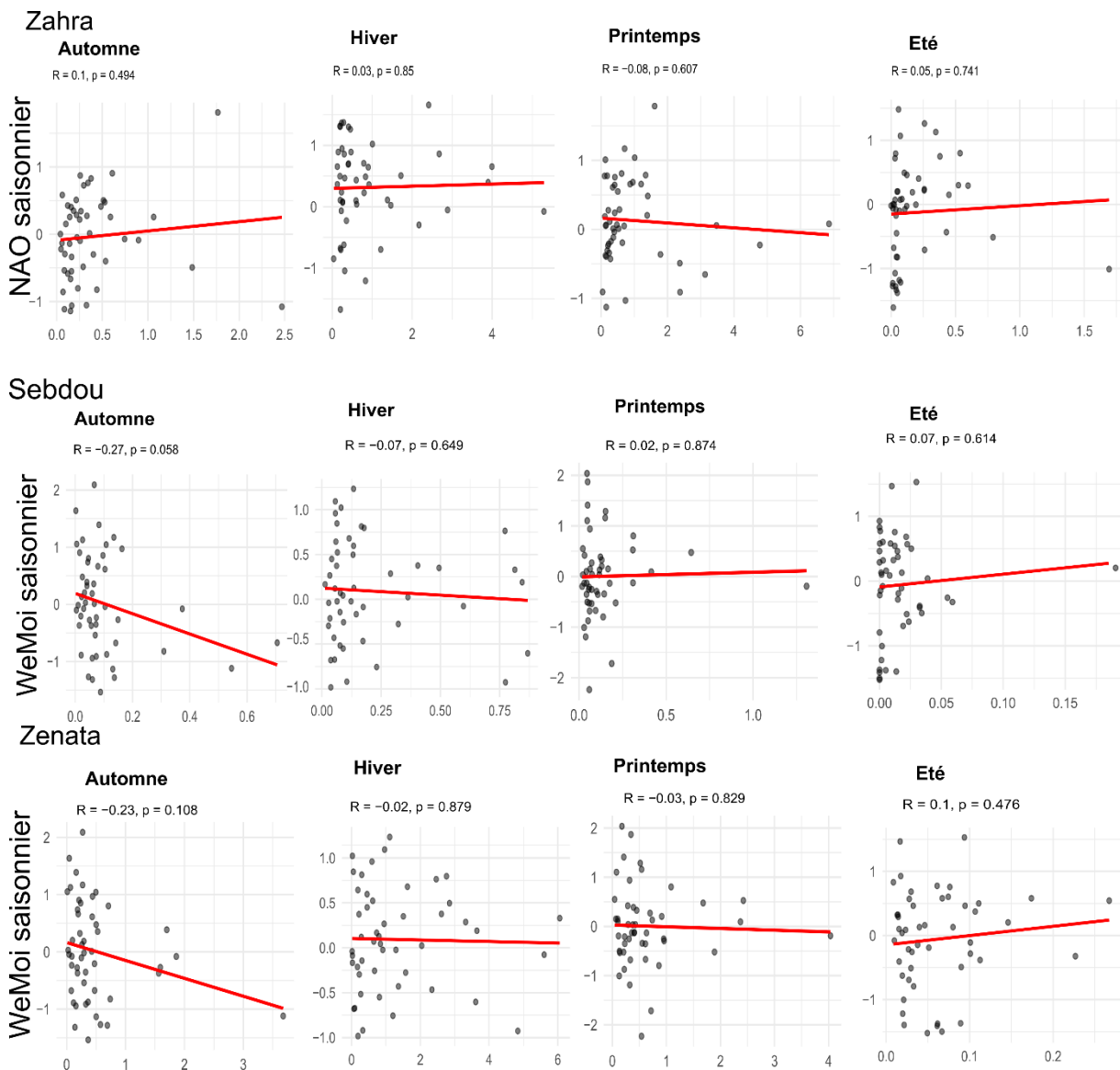


**Figure V. 5.** Corrélations entre les débits saisonniers et l'indice Oscillation Australe aux stations de Zahra, Sebdu, Zenata et Chouly (1970/71-2018/19)

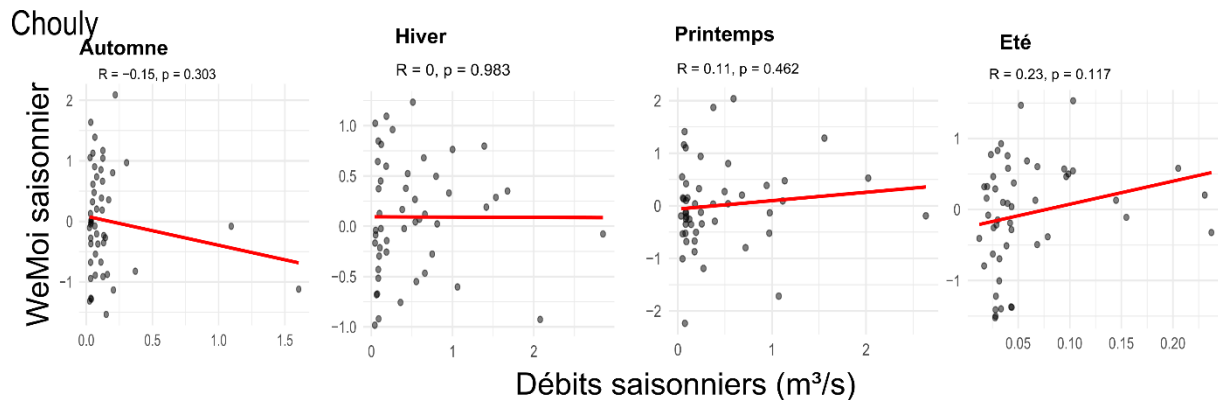
# Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits

## V.1.6 Corrélations entre l'indice WeMOI et les débits saisonniers

La figure V.6 montre que les corrélations entre WeMOI et les débits automnaux restent faibles et non significatives pour toutes les stations, bien que Sebdoou ( $R = -0.27$ ,  $p = 0.058$ ) approche le seuil de signification avec une tendance négative. En Hiver, les corrélations demeurent proches de zéro, indiquant une déconnexion entre WeMOI et les débits hivernaux. Cette absence de relation hivernale peut résulter de la prédominance des processus de stockage et de régulation hydrologique durant cette saison humide. Au printemps, toutes les stations maintiennent des corrélations faibles et non significatives. Cependant, l'Eté révèle une corrélation positive significative exceptionnelle à Zahra ( $R = 0.39$ ,  $p = 0.005$ ), contrastant avec les corrélations faibles des autres stations. Cette relation estivale, basée sur 49 années incluant les valeurs nulles caractéristiques du climat semi-aride, révèle que l'alternance entre Étés avec débits résiduels et Étés avec assèchement complet est corrélée aux variations de WeMOI.



## Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits



**Figure V. 6.**Corrélations entre les débits saisonnières et Indice d'oscillation de la Méditerranée aux stations de Zahra, Sebdou, Zenata et Chouly (1970/71-2018/19)

### V.2 Analyse de cohérence des indices climatiques et des précipitations mensuelles à l'aide de la transformée en ondelettes

#### V.2.1 Cohérence entre l'indice NAO et les précipitations

L'analyse en ondelettes de la cohérence entre l'indice NAO et les précipitations (fig.V.7) met en évidence plusieurs périodicités caractéristiques où les deux variables présentent une synchronisation significative. Les zones de forte cohérence (jaune à rouge sur les spectres) sont entourées de contours noirs qui délimitent les régions statistiquement significatives au seuil  $\alpha = 0,05$ . Les résultats montrent que la cohérence entre la NAO et les précipitations se produit principalement à différentes échelles de temps :

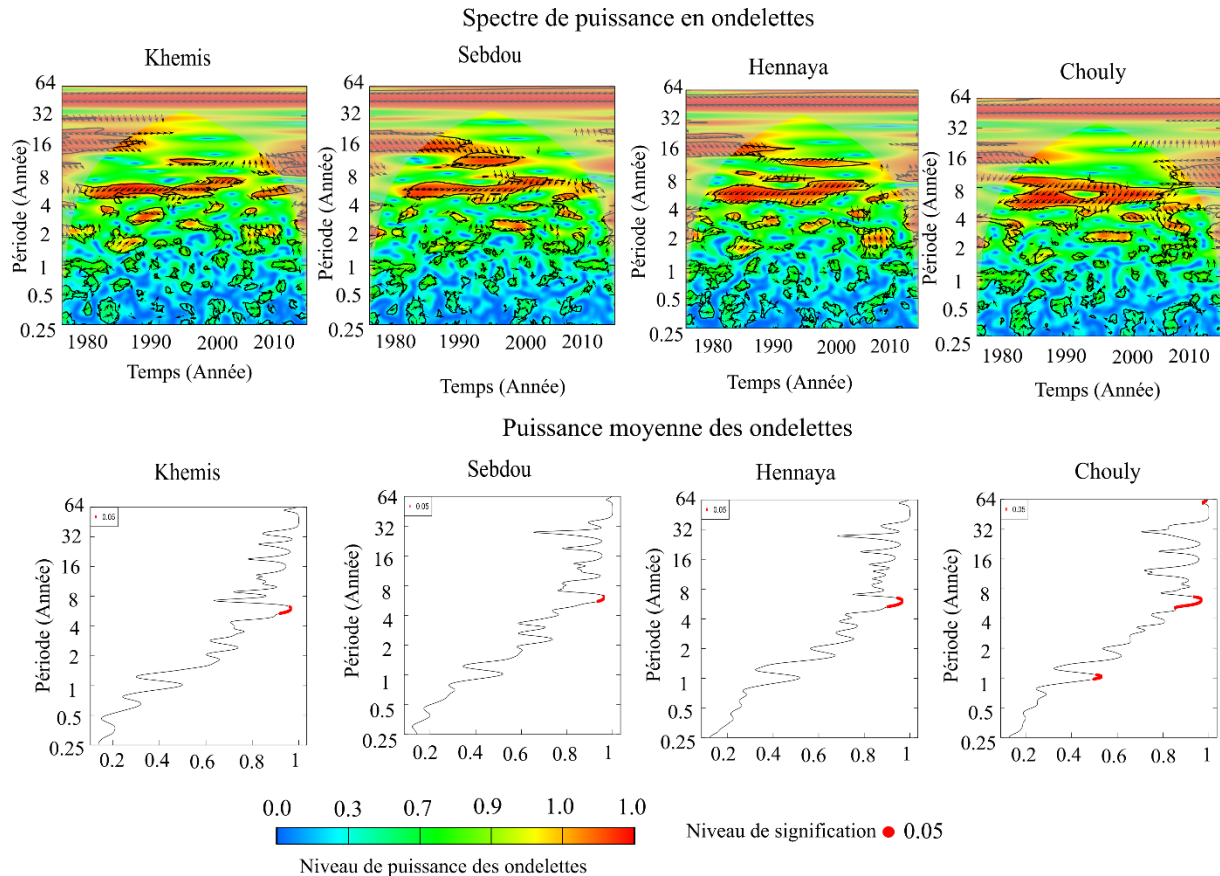
- À l'échelle infra-annuelle et annuelle (0,25–0,5 an et 0,5–1 an), des cohérences intermittentes apparaissent tout au long de la période étudiée dans les quatre stations.

- À l'échelle interannuelle (4 à 8 ans), des zones de forte cohérence significatives sont observées, en particulier pendant la période 1979/1980-2008/09, ce qui suggère une influence cyclique de la NAO sur les régimes pluviométriques. Cela correspond à la sécheresse prolongée qu'a connue la région.

- À l'échelle décennale à pluri-décennale (8 à 16 ans et plus) : une cohérence est observée, indiquant une influence de la NAO sur les fluctuations pluviométriques à long terme.

Les spectres d'ondelettes révèlent également une évolution temporelle dans la relation entre la NAO et les précipitations. Par exemple, la période 1989/1990-2008/2009 présente généralement une cohérence moindre que les périodes antérieures et postérieures, ce qui pourrait être lié à des changements dans les régimes atmosphériques régionaux.

## Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits



**Figure V. 7.** Cohérence des ondelettes entre les précipitations mensuelles et l'indice NAO pour chaque station de la zone étudiée (spectre de puissance des ondelettes des précipitations puissance moyenne du spectre des ondelettes) (1970/71 et 2018/19)

L'analyse des cohérences moyennes (panneaux inférieurs de la Figure V.7) confirme que les échelles de temps dominantes de l'influence de la NAO diffèrent légèrement d'une station à l'autre. À Chouly, les pics de cohérence sont particulièrement marqués sur l'échelle de temps 6 à 8 ans, tandis qu'à Khemis, l'influence de la NAO semble être plus importante sur les échelles de temps de 5 à 6 ans (tabl.V.1).

**Tableau V. 1.** Cohérence moyenne entre l'indice NAO et les précipitations pour différents modes de variabilité dans certaines stations (1970/71-2018/19)

| Ans                | % de cohérence totale pour les fluctuations ( $\leq 1$ an) |          | % de cohérence totale pour les fluctuations ( $\geq 1$ an) |         |         |          |           | Totale |
|--------------------|--|----------|--|---------|---------|----------|-----------|--------|
|                    | 0.25-0.5an   | 0.5-1 an | 1-2 ans  | 2-4 ans | 4-8 ans | 8-16 ans | 16-32 ans |        |
| <b>Khemis (%)</b>  | 21   | 51       | 63   | 76      | 89      | 85       | 86        | 67     |
|                    | <b>36</b>  |          | <b>80</b>  |         |         |          |           |        |
| <b>Sebdou (%)</b>  | 20   | 52       | 60   | 78      | 87      | 90       | 83        | 67     |
|                    | <b>36</b>  |          | <b>80</b>  |         |         |          |           |        |
| <b>Hennaya (%)</b> | 23   | 52       | 70   | 79      | 89      | 88       | 86        | 70     |

## *Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits*

|                   |    |    |    |    |    |    |    |    |
|-------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|
|                   | 38 |    | 82 |    |    |    |    |    |
| <b>Chouly (%)</b> | 22 | 58 | 61 | 78 | 91 | 88 | 89 | 62 |
|                   | 40 |    | 81 |    |    |    |    |    |

Le tableau V1 indique un degré élevé de cohérence entre les fluctuations climatiques et les précipitations, dépassant 62 % et restant globalement inférieur à 70 %. Ainsi, la variabilité des précipitations dans le bassin versant de la Tafna semble être liée à la variabilité des fluctuations climatiques. Des pourcentages de cohérence presque identiques sont observés dans toutes les stations étudiées.

La cohérence interannuelle moyenne entre l'indice NAO et les précipitations atteintes (environ 70 %), correspondent aux résultats d'études antérieures, notamment celles de Khedimallah et al. (2020), Zamrane et al. (2016) au Maroc et Jemai et al. (2017) en Tunisie, où les valeurs de cohérence se situent entre 60 % et 70 %. Ces résultats soulignent l'influence dominante de la NAO sur les fluctuations à long terme ( $\geq 1$  an) des précipitations, par rapport à la variabilité à court terme ( $\leq 1$  an), confirmant son rôle de facteur à grande échelle de la variabilité climatique dans la région.

### **V.2.2 Cohérence entre l'indice SOI et les précipitations**

L'analyse en ondelettes de la cohérence entre l'indice SOI et les précipitations (fig. V.8) met en évidence des périodicités caractéristiques distinctes, révélant des patterns de synchronisation principalement concentrés aux échelles interannuelles à décennales.

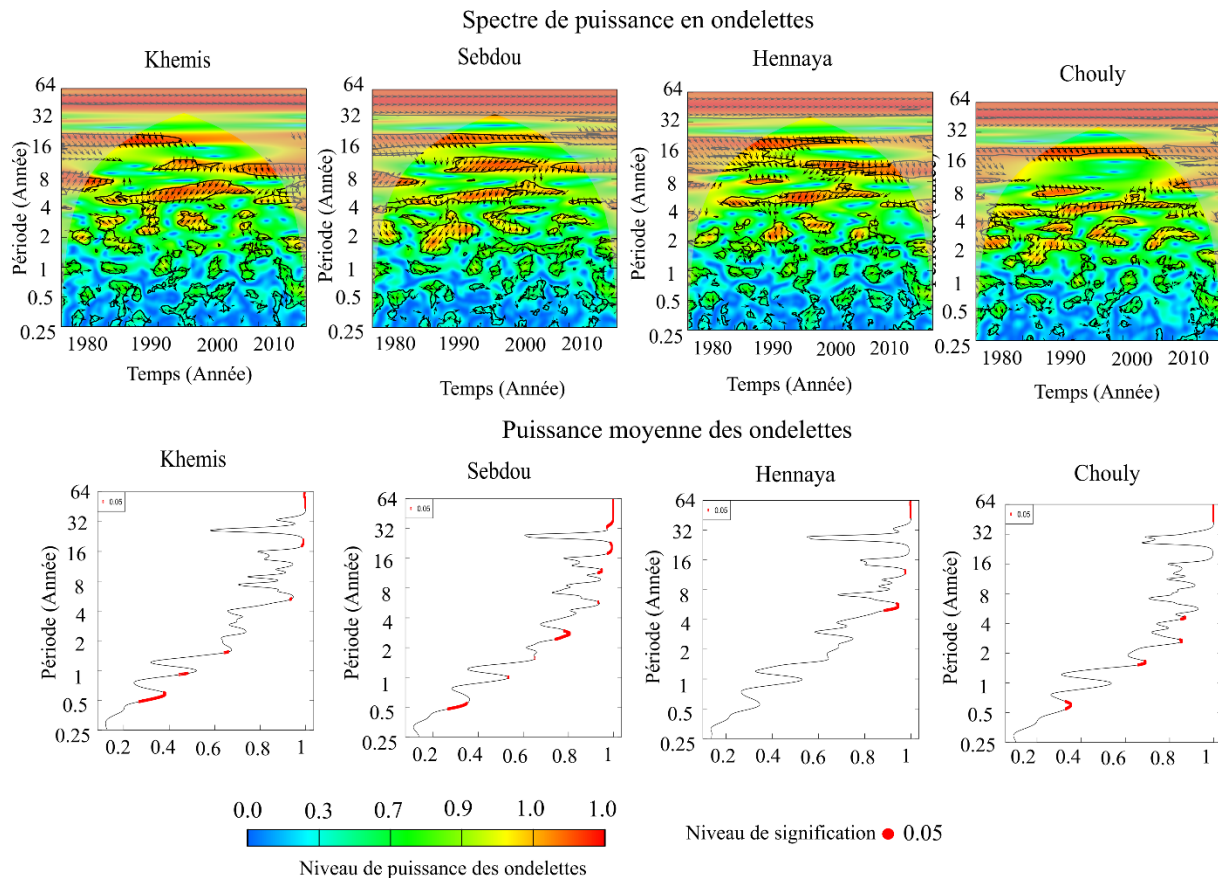
Les résultats montrent que la cohérence entre le SOI et les précipitations se produit principalement à différentes échelles de temps.

À l'échelle infrannuelle et annuelle (0,25-1 an), des cohérences significatives mais très fragmentées et intermittentes apparaissent dans toutes les stations, suggérant une transmission limitée et épisodique des signaux ENSO à court terme. Cette faible cohérence aux échelles courtes reflète la distance géographique considérable entre le centre d'action du Pacifique tropical et le bassin méditerranéen.

À l'échelle interannuelle (2-8 ans), correspondant aux cycles ENSO classiques, des zones de forte cohérence sont observées de manière intermittente, particulièrement pendant les périodes 1979/1980-2000/2001. Ces îlots de cohérence significative suggèrent que certains événements El Niño/La Niña majeurs ont effectivement influencé les précipitations régionales, mais cette influence n'est ni systématique ni permanente.

Sur une période de dix à plusieurs décennies (8 à 16 ans et plus), les zones de forte cohésion ont persisté dans toutes les stations entre 1989/90 et 2007/08. Cette cohérence aux basses fréquences suggère que la modulation décennale de l'activité ENSO, potentiellement liée à la PDO (Pacific Decadal Oscillation), exerce une influence sur les tendances pluviométriques de long terme dans le bassin de la Tafna.

## Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits



**Figure V. 8.** Cohérence des ondelettes entre les précipitations mensuelles et l'indice SOI pour chaque station de la zone étudiée (spectre de puissance des ondelettes des précipitations puissance moyenne du spectre des ondelettes) (1970/71 et 2018/19)

L'analyse des cohérences moyennes (panneaux inférieurs de la figure V.8) révèle une structure multi-échelle complexe avec des pics significatifs (points rouges) répartis sur un large spectre temporel : des échelles saisonnières à annuelles (0,5-1 an) observées dans toutes les stations, des échelles interannuelles (2-8 ans) correspondant aux cycles ENSO classiques, et des échelles décennales à multi-décennales (16-32 ans et au-delà) reflétant les modulations de basse fréquence de l'activité ENSO. Cette diversité des périodicités entre stations suggère que les mécanismes de transmission des télé-connexions ENSO varient selon les caractéristiques géographiques et topographiques locale. (tabl.V.2).

**Tableau V. 2.** Cohérence moyenne entre l'indice SOI et les précipitations pour différents modes de variabilité dans certaines stations (1970/71-2018/19)

| Ans               | % de cohérence totale pour les fluctuations ( $\leq$ 1 an) |          | % de cohérence totale pour les fluctuations ( $\geq$ 1an) |         |         |          |           | Totale |
|-------------------|--|----------|---|---------|---------|----------|-----------|--------|
|                   | 0.25-0.5an   | 0.5-1 an | 1-2 ans   | 2-4 ans | 4-8 ans | 8-16 ans | 16-32 ans |        |
| <b>Khemis (%)</b> | 40%  | 52%      | 65%   | 67%     | 80%     | 79%      | 80%       | 66%    |
|                   | <b>46%</b>   |          | <b>74%</b>  |         |         |          |           |        |

## *Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits*

|                    |            |            |            |     |     |     |     |     |
|--------------------|------------|------------|------------|-----|-----|-----|-----|-----|
| <b>Sebdou (%)</b>  | 37%        | 52%        | 63%        | 70% | 81% | 80% | 79% | 66% |
|                    | <b>45%</b> |            | <b>75%</b> |     |     |     |     |     |
| <b>Hennaya (%)</b> | 35%        | 50%        | 62%        | 71% | 83% | 87% | 78% | 67% |
|                    | <b>43%</b> | <b>76%</b> | <b>76%</b> |     |     |     |     |     |
| <b>Chouly (%)</b>  | 30%        | 52%        | 70%        | 82% | 82% | 86% | 83% | 69% |
|                    | <b>41%</b> |            | <b>81%</b> |     |     |     |     |     |

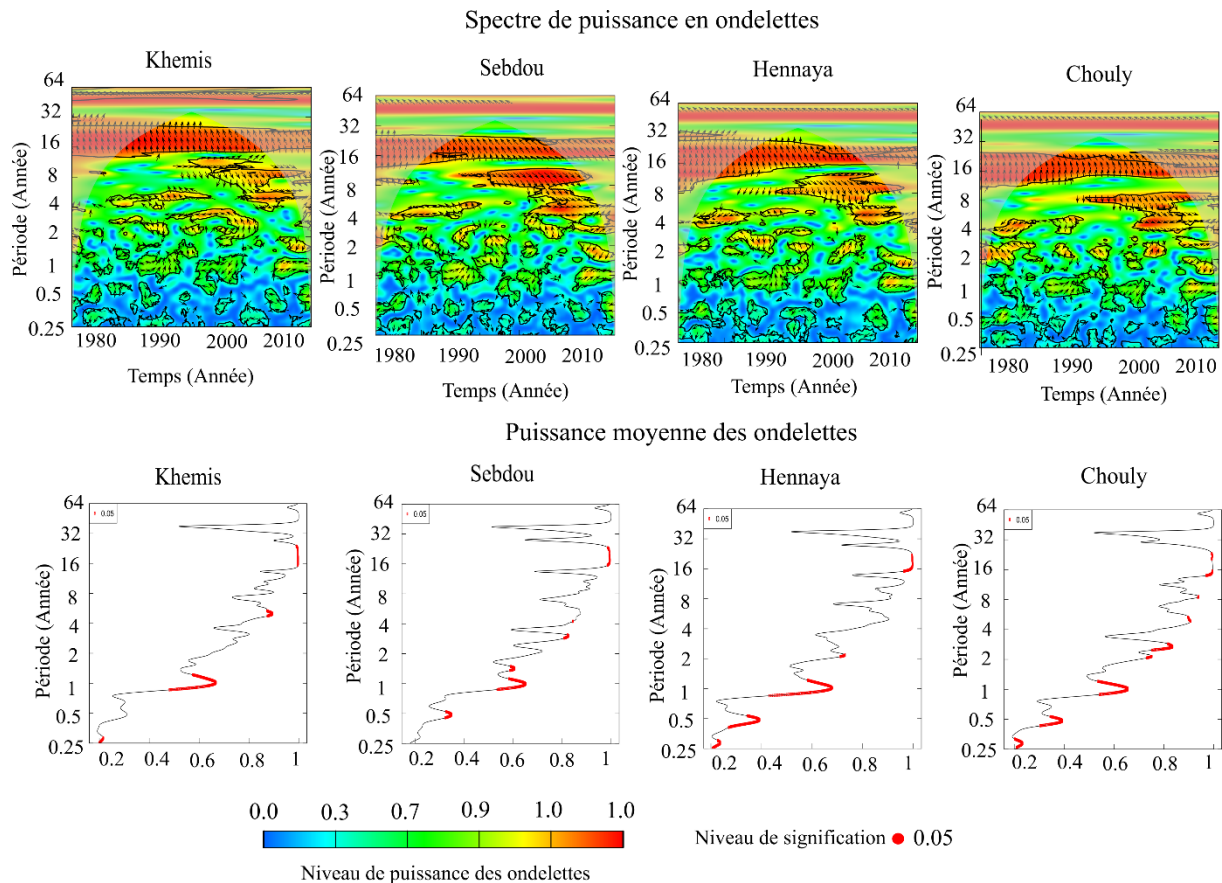
Le tableau V2 indique un degré de cohérence entre le SOI et les précipitations variant entre 66% et 69% selon les stations, avec une distribution spatiale relativement homogène témoignant d'une influence à échelle régionale. Ces valeurs, globalement inférieures à celles de la NAO. L'influence particulièrement marquée du SOI aux échelles inter-annuelle et décennales (2-8 ans et 16-32 ans) révèle que les phases prolongées d'El Niño ou La Niña, plutôt que les événements individuels, modulent significativement les tendances pluviométriques de long terme dans le Nord-ouest algérien, positionnant les télé-connexions ENSO comme un facteur complémentaire mais non négligeable de la variabilité climatique régionale.

### **V.2.3 Cohérence entre l'indice WeMOI et les précipitations**

L'analyse de la cohérence des ondelettes entre le WeMOI et les précipitations mensuelles (fig.V.9) révèle des structures de variabilité distinctes de celles observées avec la NAO. Les résultats montrent

- Une cohérence généralement plus forte et plus étendue, en particulier dans les bandes 8-16 ans et 16-32 ans, témoignant d'une influence plus prononcée de l'oscillation méditerranéenne occidentale sur les précipitations dans la région.
- Des zones de forte cohérence à l'échelle décennale (8-16 ans) qui persistent sur plusieurs décennies, en particulier entre 1979/1980 et 2008/2009, visibles dans toutes les stations.
- Une cohérence significative à l'échelle intra-annuelle (0,5-1 an), en particulier à Sebdou et Chouly, qui semble être plus continue que pour la NAO.

## Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits



**Figure V. 9.** Cohérence des ondelettes entre les précipitations mensuelles et l'indice WeMOI pour chaque station de la zone étudiée (spectre de puissance des ondelettes des précipitations puissance moyenne du spectre des ondelettes) (1970/71 et 2018/19)

Les spectres de cohérence moyens (panneaux inférieurs de la figure V.9) montrent clairement que l'influence du WeMOI est la plus forte à l'échelle d'un an et de 16 à 32 ans pour toutes les stations, avec des valeurs de cohérence atteignant 80 % à 90 % à ces échelles. Cette structure bimodale suggère que l'oscillation méditerranéenne occidentale affecte les précipitations régionales par le biais de mécanismes opérant à des échelles temporelles distinctes.

**Tableau V.3.** Cohérence moyenne entre l'indice WeMOI et les précipitations pour différents modes de variabilité dans certaines stations (1970/71-2018/19)

| Ans                | % de cohérence totale pour les fluctuations ( $\leq$ 1 an) |          | % de cohérence totale pour les fluctuations ( $\geq$ 1an) |         |         |          |           | Total |
|--------------------|--|----------|---|---------|---------|----------|-----------|-------|
|                    | 0.25-0.5an   | 0.5-1 an | 1-2 ans   | 2-4 ans | 4-8 ans | 8-16 ans | 16-32 ans |       |
| <b>Khemis (%)</b>  | 31   | 70       | 60  | 75      | 88      | 90       | 95        | 73    |
|                    | <b>51</b>  |          | <b>82</b>   |         |         |          |           |       |
| <b>Seb dou (%)</b> | 35   | 67       | 60  | 71      | 78      | 80       | 81        | 68    |
|                    | <b>51</b>  |          | <b>74</b>   |         |         |          |           |       |
| <b>Hennaya (%)</b> | 40   | 70       | 60  | 69      | 83      | 87       | 85        | 65    |

## *Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits*

|                   |           |    |           |    |    |    |    |    |
|-------------------|-----------|----|-----------|----|----|----|----|----|
|                   | <b>55</b> |    | <b>77</b> |    |    |    |    |    |
| <b>Chouly (%)</b> | 40        | 65 | 58        | 71 | 84 | 90 | 86 | 71 |
|                   | <b>53</b> |    | <b>78</b> |    |    |    |    |    |

L'indice WeMOI montre une influence à court terme ( $\leq 1$  an) sur les précipitations dans les stations étudiées au sein du bassin versant de la Tafna. Ce résultat concorde avec ceux rapportés par Khedimallah et al. (2020), Zamrane et al. (2021), Jemai et al. (2017) et Boughdadi et al. (2023), qui ont également observé des relations similaires à court terme entre le WeMOI et les précipitations mensuelles.

Analyse de la cohérence en ondelettes entre les débits et les indices climatiques du bassin de la Tafna

### **V.2.4 Cohérence entre l'indice NAO les débits**

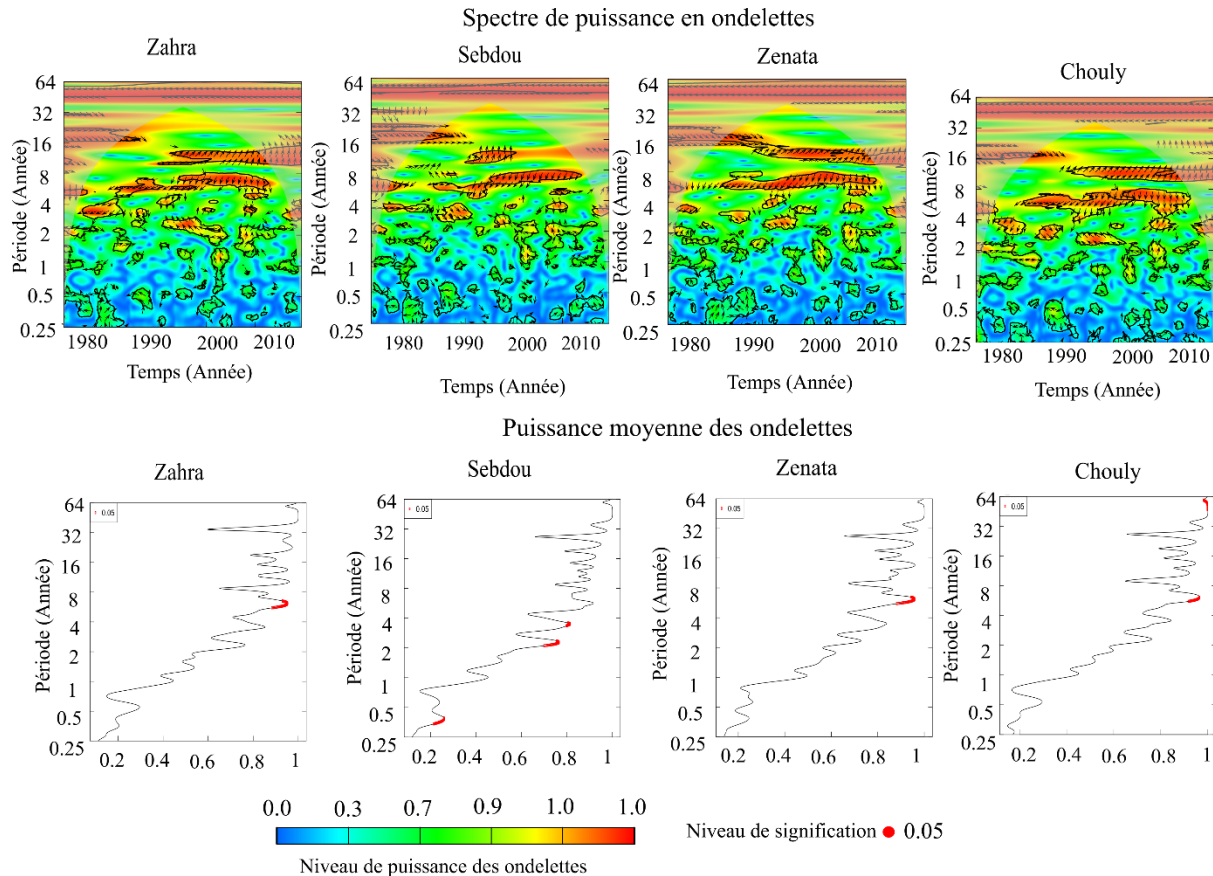
L'analyse du spectre de puissance en ondelettes (fig. V.10) révèle une cohérence dominante dans la bande 8-16 ans, principalement durant 1989/90-2007/08, indiquant que les télé-connexions NAO-débits opèrent à travers des mécanismes de régulation hydrologique lente. Les zones hachurées noires délimitent les régions statistiquement significatives au seuil de 5%.

Les résultats montrent que la cohérence entre la NAO et les débits se manifeste principalement à différentes échelles de temps. À l'échelle infrannuelle et annuelle (0,25–1 an), des cohérences intermittentes et fragmentées apparaissent, mais elles restent significatives principalement à Zenata, suggérant une transmission limitée et irrégulière des signaux de la NAO vers les débits à court terme. À l'échelle interannuelle (2–4 ans), des fluctuations significatives sont observées à Zenata, tandis que de fortes cohérences interannuelles à pluriannuelles (4–8 ans) apparaissent de manière marquée à Zahra, Sebdou et Chouly, notamment durant la période 1979/1980–2008/2009.

Cette cohérence dominante aux échelles interannuelles et décennales indique que les mécanismes de transmission des signaux de la NAO vers les débits opèrent principalement à travers des processus hydrologiques lents, tels que la recharge des aquifères et les contributions souterraines différées.

Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus pour la relation entre la NAO et les précipitations, qui mettent également en évidence des cohérences marquées aux échelles décennales. Ils confirment ainsi que l'influence de la NAO sur le cycle hydrologique du bassin s'exerce principalement à long terme, plutôt que par des réponses hydrologiques immédiates.

## Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits



**Figure V. 10.** Cohérence des ondelettes entre les débits mensuelles et l'indice NAO pour chaque station de la zone étudiée (spectre de puissance des ondelettes des débits et la puissance moyenne du spectre des ondelettes) (1970/71 et 2018/19)

L'analyse des cohérences moyennes (panneaux inférieurs de la figure V.10) confirme que les échelles de temps dominantes de l'influence de la NAO diffèrent d'une station à l'autre. La station de Sebdu est marquée par les cohérences les plus significatives sur les échelles : saisonnière, 2-8 ans, avec une puissance maximale autour de 8 ans, reflétant sa configuration en vallée encaissée qui favorise l'intégration des signaux climatiques. À Zahra, Zenata et Chouly, l'influence de la NAO semble être concentrée sur l'échelle de 8 ans, et significative à l'échelle 4-8 ans.

Le tableau V.4 indique un degré de cohérence entre les fluctuations NAO et les débits variant entre 65 % et 63 % selon les stations, globalement inférieur aux cohérences NAO et les précipitations. Cette différence souligne le rôle tampon des processus hydrologiques (infiltration, stockage souterrain, régulation naturelle) qui atténuent la transmission des signaux climatiques. Les pourcentages de cohérence diffèrent notablement entre stations, reflétant les différences dans les caractéristiques hydrogéologiques et topographiques du bassin. La cohérence des fluctuations ( $\geq 1$ an) moyenne entre l'indice NAO et les débits atteint environ 76 %, confirmant que l'influence de la NAO sur les débits s'exerce principalement à travers des mécanismes de long terme plutôt que par des réponses hydrologiques directes et rapides.

## *Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits*

**Tableau V. 4.** Cohérence moyenne entre l'indice NAO et les débits pour différents modes de variabilité dans certaines stations (1970/71-2018/19)

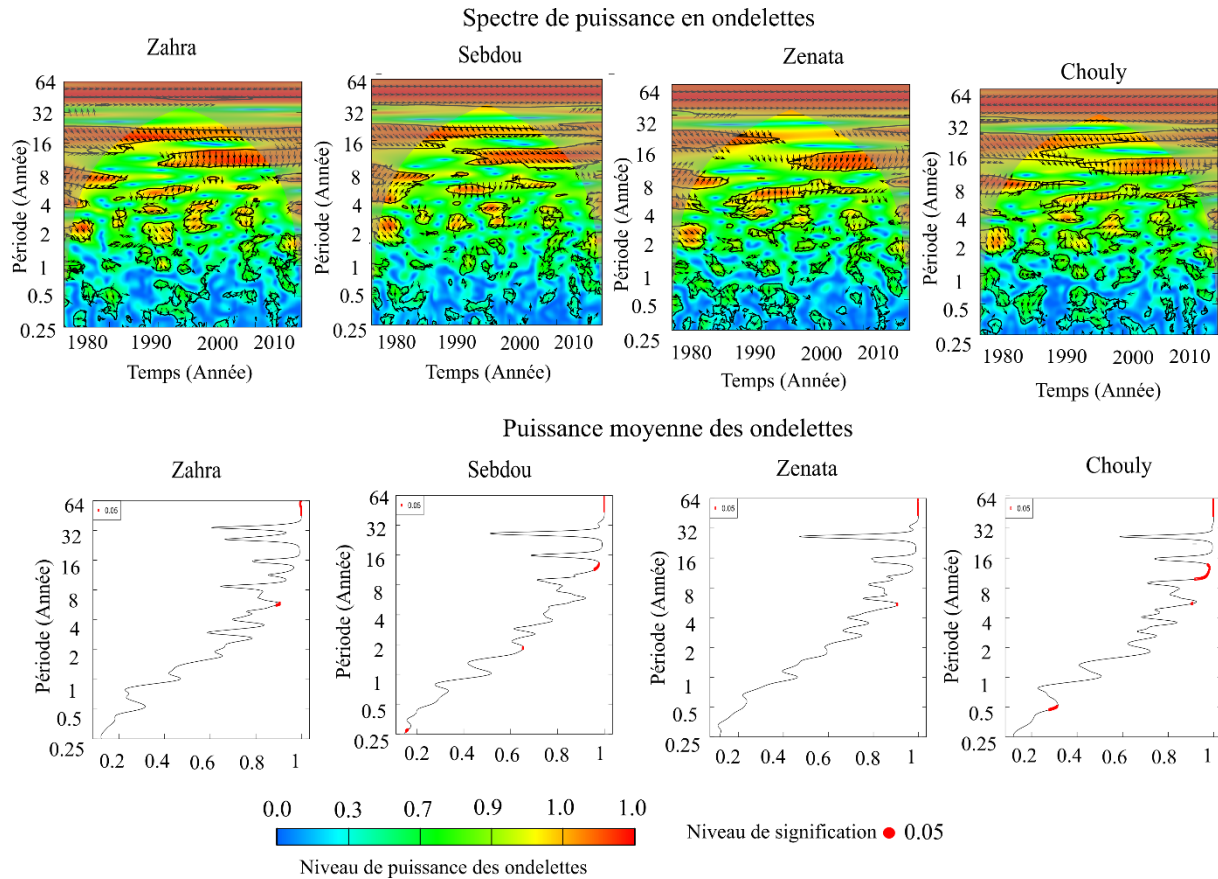
| Ans               | % de cohérence totale pour les fluctuations ( $\leq 1$ an) |          | % de cohérence totale pour les fluctuations ( $\geq 1$ an) |         |         |          |           | Total |
|-------------------|--|----------|--|---------|---------|----------|-----------|-------|
|                   | 0.25-0.5an   | 0.5-1 an | 1-2 ans  | 2-4 ans | 4-8 ans | 8-16 ans | 16-32 ans |       |
| <b>Zahra (%)</b>  | 22   | 47       | 60   | 74      | 86      | 80       | 79        | 64    |
|                   | <b>35</b>  |          | <b>76</b>  |         |         |          |           |       |
| <b>Sebdou (%)</b> | 27   | 49       | 57   | 74      | 83      | 82       | 80        | 65    |
|                   | <b>38</b>  |          | <b>75</b>  |         |         |          |           |       |
| <b>Zenata(%)</b>  | 27   | 43       | 59   | 69      | 83      | 82       | 77        | 63    |
|                   | <b>35</b>  |          | <b>74</b>  |         |         |          |           |       |
| <b>Chouly (%)</b> | 30   | 48       | 54   | 69      | 84      | 80       | 79        | 63    |
|                   | <b>39</b>  |          | <b>73</b>  |         |         |          |           |       |

### **V.2.5 Cohérence entre l'indice SOI et les débits**

L'analyse en ondelettes de la cohérence entre l'indice SOI et les débits (fig. V.11) sont caractérisés par une dominance remarquable des échelles multi-décennales. Les zones de forte cohérence sont concentrées principalement dans les bandes de basse fréquence, avec des contours noirs délimitant les régions statistiquement significatives.

Les résultats montrent que la cohérence entre le SOI et les débits se manifeste principalement aux échelles longues. À l'échelle infrannuelle et annuelle (0,25-1 an), les cohérences sont faibles dans toutes les stations, confirmant que les télé-connexions ENSO n'affectent pas directement les débits à court terme. À l'échelle interannuelle (2-8 ans), correspondant aux cycles ENSO classiques, des îlots de cohérence apparaissent de manière intermittente mais sans structure temporelle cohérente, suggérant une transmission indirecte et modulée des signaux ENSO. À l'échelle décennale à multi-décennale (8-16 ans et 16-32 ans), des zones de forte cohérence persistent sur de longues périodes, 1985/86-2007/08. Cette dominance des basses fréquences, contrastant avec les cycles ENSO classiques de 2-7 ans, suggère que l'influence du SOI sur les débits méditerranéens s'exerce par modulation décennale de l'activité ENSO et ses interactions avec d'autres modes de variabilité climatique, plutôt que par transmission directe des événements El Niño/La Niña individuels.

## Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits



**Figure V. 11.** Cohérence des ondelettes entre les débits mensuelles et l'indice SOI pour chaque station de la zone étudiée (spectre de puissance des ondelettes des débits et la puissance moyenne du spectre des ondelettes) (1970/71 et 2018/19)

L'analyse des cohérences moyennes (panneaux inférieurs de la fig. V.11) confirme la prédominance des échelles longues avec des pics significatifs concentrés au-delà de 16 ans pour toutes les stations. À Zahra (khemis), le pic de cohérence maximal apparaît au-delà de 32 ans, reflétant l'intégration des signaux ENSO par les aquifères profonds montagneux avec des temps de résidence de plusieurs décennies. À Zenata (Boumessaoud), un pic significatif apparaît également dans la bande 16-32 ans, cohérent avec les systèmes aquifères régionaux du plateau. Zenata et Chouly présentent des spectres de puissance moyenne similaires. Une particularité notable à Chouly est l'apparition d'un pic en haute fréquence (0,5 an), unique parmi les quatre stations, potentiellement lié à des mécanismes saisonniers locaux ou à des facteurs anthropiques.

Le tableau V5 indique un degré de cohérence entre le SOI et les débits variant entre 58 % et 60% selon les stations, globalement inférieur aux cohérences observées pour NAO et WeMOI. Cette cohérence relativement faible reflète la distance géographique entre le Pacifique tropical et la Méditerranée qui limite la propagation directe des télé-connexions. Les pourcentages de cohérence sont relativement homogènes, suggérant que les mécanismes de transmission des signaux SOI opèrent à une échelle spatiale régionale transcendant les différences locales. La cohérence multi-décennale moyenne entre le SOI et les débits atteint environ 60 %, confirmant que les télé-connexions ENSO-Méditerranée, bien que présentes,

## *Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits*

sont principalement actives aux échelles de plusieurs décennies et pourraient servir de prédicteurs pour les tendances hydrologiques de long terme.

**Tableau V. 5.** Cohérence moyenne entre l'indice SOI et les débits pour différents modes de variabilité dans certaines stations (1970/71-2018/19)

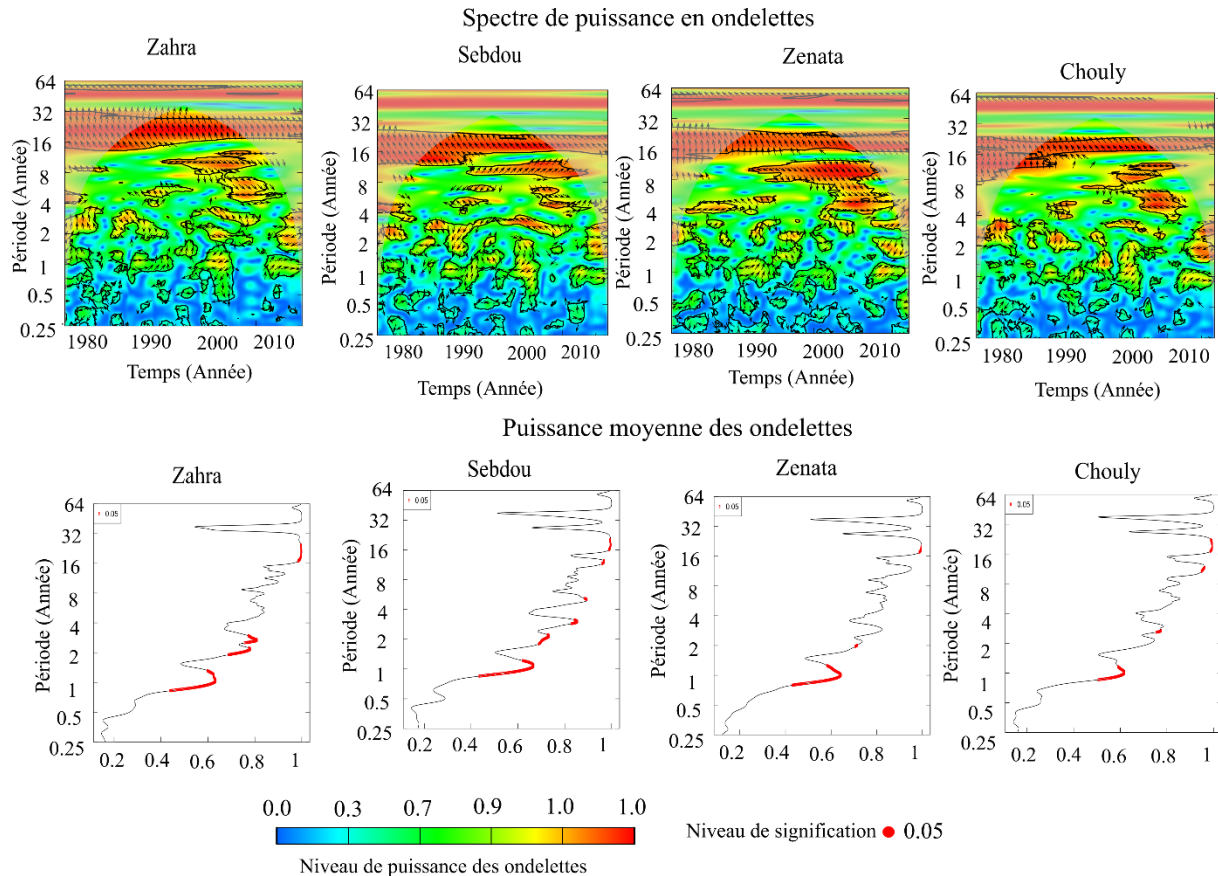
| Ans               | % de cohérence totale pour les fluctuations ( $\leq 1$ an) |          | % de cohérence totale pour les fluctuations ( $\geq 1$ an) |         |         |          |           | Totale |
|-------------------|--|----------|--|---------|---------|----------|-----------|--------|
|                   | 0.25-0.5an   | 0.5-1 an | 1-2 ans  | 2-4 ans | 4-8 ans | 8-16 ans | 16-32 ans |        |
| <b>Zahra(%)</b>   | 17   | 20       | 60   | 67      | 77      | 82       | 83        | 58     |
|                   | <b>19</b>  |          | <b>74</b>  |         |         |          |           |        |
| <b>Sebdou (%)</b> | 18   | 30       | 48   | 71      | 79      | 82       | 81        | 58     |
|                   | <b>24</b>  |          | <b>72</b>  |         |         |          |           |        |
| <b>Zenata (%)</b> | 10   | 30       | 50   | 72      | 78      | 85       | 80        | 58     |
|                   | <b>20</b>  |          | <b>73</b>  |         |         |          |           |        |
| <b>Chouly (%)</b> | 20   | 35       | 56   | 61      | 80      | 87       | 82        | 60     |
|                   | <b>28</b>  |          | <b>73</b>  |         |         |          |           |        |

### V.2.6 Cohérence entre l'indice WeMOI et les débits

L'analyse en ondelettes de la cohérence entre l'indice WeMOI et les débits (fig. V.12) révèle les patterns de synchronisation les plus forts, stables et multi-échelles parmi les trois indices étudiés.

Les résultats montrent que la cohérence entre WeMOI et les débits se manifeste sur l'ensemble des échelles de temps analysées. À l'échelle infrannuelle et annuelle (0,25-1 an), des cohérences significatives apparaissent de manière intermittente mais récurrente dans toutes les stations, indiquant une transmission rapide des variations atmosphériques de WeMOI vers les débits via le ruissellement et les écoulements de surface. À l'échelle interannuelle (2-8 ans), de multiples îlots de cohérence significative se distribuent temporellement, suggérant une influence soutenue de WeMOI sur les variations interannuelles des débits. À l'échelle décennale à multi-décennale (8-16 ans et 16-32 ans), des zones massives de forte cohérence persistent sur toute la période d'étude, particulièrement à Sebdou où la cohérence dans la bande 16-32 ans est continue de 1979/1980 à 2008/2009. Cette distribution multi-échelle exceptionnelle suggère que WeMOI influence les débits simultanément à travers des mécanismes hydrologiques multiples : réponses rapides (ruissellement), contributions intermédiaires (écoulements hypodermiques), et régulation de long terme (aquifères profonds).

## Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits



**Figure V. 12.** Cohérence des ondelettes entre les débits mensuelles et l'indice WeMoi pour chaque station de la zone étudiée (spectre de puissance des ondelettes des débits et la puissance moyenne du spectre des ondelettes) (1970/71 et 2018/19)

L'analyse des cohérences moyennes (panneaux inférieurs de la figure V.12) confirme cette structure multi-échelle avec des pics significatifs apparaissant à pratiquement toutes les périodicités. À Sebdou, les pics de cohérence sont particulièrement marqués aux échelles de 1-2ans, 2-4 ans, 8 ans, 16 ans et au-delà de 16 ans, avec une croissance progressive de la puissance vers les basses fréquences, reflétant l'influence directe de l'oscillation méditerranéenne sur cette station. À Zahra, le spectre montre des pics significatifs sur l'ensemble du spectre (1-2 ans, 2-4 ans, et >16 ans), signature unique indiquant une capture multi-voies des signaux WeMOI par sa configuration en cirque montagnard. Zenata présente également des pics multi-échelles avec une dominance aux échelles 1an et 16 ans. Chouly montre des pics d'intensité modérée mais présents sur toutes les échelles.

Le tableau V.6 indique un degré de cohérence entre WeMoi et les débits variant entre 70 % et 74 % selon les stations, systématiquement supérieur aux cohérences observées pour NAO et SOI. Cette cohérence élevée reflète la nature régionale de WeMoi, oscillation centrée sur le bassin méditerranéen occidental et donc directement pertinente pour la variabilité hydroclimatique locale. Les pourcentages de cohérence varient substantiellement entre stations, suivant un gradient décroissant du littoral vers l'intérieur, cohérent avec la proximité géographique au centre d'action de WeMoi. La cohérence multi-échelle moyenne entre WeMoi et les débits atteint environ 74 %, la plus élevée des trois indices, confirmant que WeMoi

## *Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits*

constitue le prédicteur hydrologique le plus efficace pour le bassin de la Tafna, applicable à la fois pour les prévisions saisonnières à interannuelles (via les cohérences 1-4 ans) et pour les projections décennales (via les cohérences 8-32 ans). Ces résultats positionnent WeMoi comme un outil de gestion des ressources en eau particulièrement prometteur pour les régions méditerranéennes semi-arides.

**Tableau V. 6.** Cohérence moyenne entre l'indice WeMoi et les débits pour différents modes de variabilité dans certaines stations (1970/71-2018/19)

| Ans               | % de cohérence totale pour les fluctuations ( $\leq$ 1 an) |          | % de cohérence totale pour les fluctuations ( $\geq$ 1 an) |         |         |          |           | Totale |
|-------------------|--|----------|--|---------|---------|----------|-----------|--------|
|                   | 0.25-0.5an   | 0.5-1 an | 1-2 ans  | 2-4 ans | 4-8 ans | 8-16 ans | 16-32 ans |        |
| <b>Zahra(%)</b>   | 31   | 70       | 60   | 75      | 88      | 90       | 98        | 73     |
|                   | <b>51</b>  |          | <b>82</b>  |         |         |          |           |        |
| <b>Sebdou (%)</b> | 32   | 68       | 70   | 77      | 81      | 92       | 95        | 74     |
|                   | <b>50</b>  |          | <b>83</b>  |         |         |          |           |        |
| <b>Zenata (%)</b> | 23   | 66       | 64   | 76      | 80      | 88       | 90        | 70     |
|                   | <b>45</b>  |          | <b>80</b>  |         |         |          |           |        |
| <b>Chouly (%)</b> | 29   | 63       | 64   | 72      | 81      | 89       | 90        | 70     |
|                   | <b>46</b>  |          | <b>79</b>  |         |         |          |           |        |

### Conclusion

Ce chapitre a permis de mettre en évidence les liens entre les principaux indices climatiques (NAO, SOI et WeMOI) et les variables hydroclimatiques du bassin de la Tafna, à travers une double approche combinant corrélation saisonnière et analyse en ondelettes continues. Les résultats de la corrélation saisonnière montrent que chaque indice agit selon une saison et une configuration spatiale particulière. L'indice WeMOI influence significativement les précipitations automnales, avec des corrélations négatives marquées dans les stations de haute altitude comme Khemis et Sebdou. L'indice NAO présente une influence positive notable à Chouly durant l'Automne, tandis que l'indice SOI se manifeste surtout au Printemps, avec des corrélations positives homogènes dans l'ensemble des stations. Ces différences traduisent la diversité des mécanismes atmosphériques contrôlant les précipitations régionales.

La transmission des signaux climatiques aux débits montre un découplage saisonnier mais des cohérences robustes aux échelles décennales et multi-décennales, indiquant que les aquifères profonds créent une "mémoire hydrologique" des oscillations. WeMOI présente les cohérences les plus fortes (70-74%), se positionnant comme le prédicteur hydrologique le plus efficace. La variabilité spatiale révèle un gradient littoral-continentale pour WeMOI, un optimum à altitude intermédiaire pour NAO, et une sensibilité maximale aux hautes altitudes pour SOI. La non-stationnarité temporelle avec intensification depuis 1980 constitue un résultat majeur.

## ***Chapitre V : Influence des télé-connexions climatiques sur les précipitations et les débits***

Globalement, la WeMOI ressort comme l'indice le plus influent et le plus stable, notamment pour les débits, ce qui en fait un prédicteur hydrologique privilégié pour le bassin de la Tafna. La variabilité spatiale observée des télé-connexions met en évidence le rôle de la topographie et de l'hydrogéologie, tandis que la non-stationnarité des relations au cours du temps souligne l'impact du changement climatique sur les mécanismes de couplage climat-hydrologie. Ces résultats démontrent la nécessité d'adopter des approches multi-échelles pour mieux comprendre la dynamique hydroclimatique et anticiper les fluctuations des ressources en eau en milieu semi-aride.

---

***CONCLUSION GÉNÉRALE***

---

## CONCLUSION GÉNÉRALE

Cette thèse s'est attachée à caractériser et comprendre la variabilité hydroclimatique du bassin versant de la Tafna en Algérie occidentale, en mobilisant une approche intégrée combinant analyses géomorphologiques, traitement avancé de séries temporelles et étude des télé-connexions climatiques. L'originalité de ce travail réside dans l'utilisation conjointe de méthodes statistiques classiques et de techniques d'analyse spectrale innovantes (ondelettes continues, cohérence par ondelettes) appliquées à un bassin méditerranéen semi-aride sur une période de près de cinq décennies (1970/71-2018/19). Cette recherche a permis d'identifier les principaux facteurs de contrôle de la variabilité hydrologique, qu'ils soient d'origine externe (oscillations climatiques globales) ou interne (caractéristiques physiographiques), et d'en quantifier les contributions respectives.

L'analyse approfondie des caractéristiques physiques du bassin a mis en évidence un système hydrologique complexe structuré par un relief contrasté oscillant entre zones montagneuses à forte pente et zones de plateaux plus modérées. L'étude morphométrique détaillée des quatre sous-bassins principaux (Khemis, Sebdou, Boumessaoud et Chouly) a révélé des différences significatives dans leurs caractéristiques géométriques et hydrodynamiques. Le sous-bassin de Sebdou illustre particulièrement cette diversité avec un coefficient de compacité élevé de 1.90, induisant une réponse hydrologique plus lente avec une vitesse de ruissellement de 1.56 km/h et un temps de concentration supérieur à 7 heures. L'occupation des sols émerge comme un facteur déterminant dans le contrôle des processus hydrologiques. Si la couverture végétale naturelle favorise l'infiltration et limite l'érosion, l'extension progressive des surfaces agricoles et urbanisées modifie profondément les conditions de transfert hydrologique, augmentant le coefficient de ruissellement et les risques d'inondation. Sur le plan géologique, la dominance des dolomies karstifiées du Jurassique supérieur confère au bassin une importante capacité d'infiltration et de stockage souterrain, créant une "mémoire hydrologique" qui se manifeste par un décalage temporel entre précipitations et débits aux échelles interannuelles et décennales.

La constitution d'une base de données robuste a nécessité la combinaison innovante de données in situ de l'ANRH avec des produits de télédétection satellitaire, permettant d'homogénéiser les séries de précipitations et de débits mensuels sur 49 ans. L'intégration d'indices climatiques globaux (NAO, SOI, WeMOi) a permis d'explorer les mécanismes de télé-connexion entre la dynamique climatique globale et la variabilité hydrologique locale. La validation statistique par ajustement aux lois normale (précipitations) et log-normale (débits), confirmée par le test du khi-carré, a attesté de la fiabilité des séries constituées.

L'analyse de la variabilité temporelle a révélé un régime hydrologique typiquement méditerranéen caractérisé par une forte saisonnalité, mais également une tendance décroissante significative des précipitations et des débits suggérant une évolution vers des conditions plus arides. L'application d'indices hydroclimatiques standardisés (SPI, SDI) a mis en évidence une nette accentuation des épisodes secs à partir des années 1980, avec une intensification particulièrement marquée durant les décennies 1980 et 1990. Cette phase de sécheresse prolongée a affecté l'ensemble de l'Afrique du Nord avec des conséquences majeures sur les ressources en eau. Le coefficient d'écoulement montre une diminution globale de l'efficacité de

la transformation pluie-débit, reflétant non seulement la baisse des précipitations mais également des modifications dans les processus de partage de l'eau.

Les tests statistiques complémentaires (Mann-Kendall, Pettitt, Lee et Heghinian, Hubert, Buishand, ellipse de Bois) ont identifié des tendances décroissantes significatives et des ruptures majeures autour de 1975 et 1981, coïncidant avec des transitions climatiques régionales maghrébines. L'analyse en ondelettes continues a révélé l'existence de cycles de variabilité aux échelles infra-annuelles, annuelles, interannuelles et décennales (2-4 ans, 4-8 ans, 8-16 ans). Les spectrogrammes montrent des zones de forte puissance spectrale avant 1980 et après 2008, correspondant aux phases humides, tandis que la période 1980-2000 se caractérise par une atténuation générale traduisant une modification profonde de la structure de la variabilité hydroclimatique.

L'analyse des télé-connexions climatiques constitue l'un des apports majeurs de cette thèse. L'indice WeMOi manifeste une influence significative sur les précipitations automnales, particulièrement dans les stations d'altitude, avec des corrélations négatives indiquant que ses phases négatives favorisent les précipitations par modification des trajectoires des perturbations atlantiques. L'indice NAO présente une influence positive à Chouly en automne, tandis que le SOI agit principalement au printemps avec des corrélations homogènes suggérant un mécanisme de télé-connexion planétaire. La transmission des signaux climatiques vers les débits révèle un découplage aux échelles saisonnières mais des cohérences robustes aux échelles décennales (70-74% pour WeMOi), traduisant la mémoire hydrologique induite par le stockage souterrain karstique. WeMOi émerge comme le prédicteur hydrologique le plus efficace, NAO présente des cohérences optimales à altitudes intermédiaires (50-60%), et SOI manifeste une sensibilité maximale en altitude (65%).

Un résultat majeur concerne la non-stationnarité temporelle des télé-connexions, avec une intensification significative des relations depuis 1980 coïncidant avec le réchauffement climatique global. Ceci suggère que le changement climatique anthropique reconfigure les mécanismes de couplage entre circulation atmosphérique à grande échelle et réponses hydrologiques régionales, constituant un défi majeur pour la prévision hydrologique car les relations statistiques passées ne sont pas nécessairement transposables au futur.

Cette thèse apporte une triple contribution. Sur le plan scientifique, elle enrichit la compréhension des télé-connexions en Méditerranée occidentale en quantifiant l'influence respective des modes de circulation atmosphérique et en révélant leur variabilité spatio-temporelle. Les résultats démontrent que la variabilité hydrologique résulte d'interactions complexes entre forçages climatiques globaux (65-74% de la variabilité) et facteurs locaux géomorphologiques et anthropiques. Sur le plan méthodologique, l'approche intégrée développée constitue un cadre robuste et transférable à d'autres bassins méditerranéens. L'utilisation systématique des ondelettes a révélé des structures de variabilité multi-échelles jusqu'ici non documentées pour cette région. Sur le plan opérationnel, l'identification de cycles de variabilité et de WeMOi comme prédicteur privilégié ouvre des perspectives pour développer des outils de prévision saisonnière et interannuelle des ressources en eau.

## *CONCLUSION GÉNÉRALE*

Les résultats soulignent la vulnérabilité particulière du bassin face aux fluctuations climatiques, caractérisée par une dépendance forte aux précipitations hivernales, une aridification depuis 1980, et une sensibilité marquée aux oscillations climatiques dont l'influence s'intensifie. Cette vulnérabilité est exacerbée par les pressions anthropiques croissantes qui réduisent la résilience du système.

Plusieurs perspectives se dégagent. Sur le plan scientifique, l'extension de l'analyse à d'autres bassins méditerranéens permettrait de tester la généralité des mécanismes identifiés. L'intégration de projections climatiques permettrait d'explorer les évolutions futures de la variabilité hydroclimatique. L'incorporation explicite des processus hydrogéologiques dans une approche de modélisation physique compléterait l'approche statistique en représentant mieux les mécanismes de mémoire hydrologique. Sur le plan opérationnel, les résultats plaident pour l'adoption de stratégies adaptatives intégrant la compréhension des cycles multi-échelles. Les gestionnaires doivent anticiper non seulement une diminution tendancielle des ressources, mais également une modification de leur variabilité temporelle avec une alternance potentiellement plus marquée entre périodes humides et sèches. Le suivi opérationnel de WeMOi pourrait être intégré dans les systèmes d'aide à la décision pour améliorer l'anticipation des fluctuations saisonnières et interannuelles.

L'adaptation au changement climatique dans ce contexte de forte variabilité naturelle constitue un défi majeur pour les décennies à venir. Les résultats démontrent que cette adaptation ne peut se limiter à la prise en compte de tendances moyennes, mais doit intégrer la complexité de la variabilité multi-échelle et l'évolution non-stationnaire des mécanismes de contrôle climatique. Cette vision dynamique et multi-échelle constitue un préalable indispensable à l'élaboration de stratégies de gestion durables des ressources en eau en milieu méditerranéen semi-aride.

---

*REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES*

---

## Références bibliographiques

- Adarsh, S., Dharan, D. S., Nandhu, A. R., Vishnu, B. M., Mohan, A., & Watorek, M. (2024). Multiscale teleconnection analysis of rainfall patterns over Calicut, India using wavelet coherence. *Journal of Earth System Science*, 133(1), 20. <https://doi.org/10.1007/s12040-023-02224-0>
- Adarsh, S., Kumar, D. N., Deepthi, B., Gayathri, G., Aswathy, S. S., & Bhagyasree, S. (2019). Multifractal characterization of meteorological drought in India using detrended fluctuation analysis. *International Journal of Climatology*, 39(11), 4234-4255. <https://doi.org/10.1002/joc.6070>
- Addou, R., Hanchane, M., Krakauer, N. Y., Kessabi, R., Obda, K., Souab, M., & Achir, I. E. (2023). Wavelet analysis for studying rainfall variability and regionalizing data: An applied study of the Moulouya watershed in Morocco. *Applied Sciences*, 13(6), 3841. <https://doi.org/10.3390/app13063841>
- Ali, A., Lebel, T., & Amani, A. (2008). Significant trends in the rainfall regime of the Sahelian belt: Observational analysis and global climate model projections. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), 85-96. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.021>
- Ali, E., Cramer, W., Carnicer, J., Georgopoulou, E., Hilmi, N. J. M., Le Cozannet, G., & Lionello, P. (2022). Cross-Chapter Paper 4: Mediterranean Region. In H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, M. Tignor, E. S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Lösschke, V. Möller, A. Okem, & B. Rama (Eds.), *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 2233-2272). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009325844.021>
- Alizadeh, O. (2024). A review of ENSO teleconnections at present and under future global warming. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 15(1), e861. <https://doi.org/10.1002/wcc.861>
- Alizadeh, O., Zhang, Y., & Hao, Z. (2024). Understanding ENSO teleconnections under future climate change: A review. *Climate Dynamics*, 62, 1245-1267. <https://doi.org/10.1007/s00382-023-06903-0>
- Anderson, T. R., & Lucas, M. I. (2008). Upwelling ecosystems. In *Encyclopedia of Ecology* (Second Edition, Vol. 2, pp. 700-710). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-008045405-4.00067-6>
- Antoniadou, T., Besse, P., Fougères, A. L., Le Gall, C., & Stephenson, D. B. (2001). L'Oscillation Atlantique Nord (NAO) et son influence sur le climat européen. *Revue de statistique appliquée*, 49(3), 39-60.
- Araghi, A., Mousavi-Baygi, M., Adamowski, J., & Martinez, C. (2017). Association between three prominent climatic teleconnections and precipitation in Iran using wavelet coherence. *International Journal of Climatology*, 37(6), 2809-2830. <https://doi.org/10.1002/joc.4883>
- Batungwanayo, P., Vanclooster, M., Alonso, A., & Koropitan, A. F. (2024). Wavelet-based analysis of hydro-climatic and vegetation dynamics in heterogeneous agro-climatic

- zones of East Africa. *Journal of Water and Climate Change*, 15(8), 4054-4075. <https://doi.org/10.2166/wcc.2024.520>
- Belarbi, H., Touaibia, B., Boumechra, N., et al. (2021). Analysis of the hydrological behavior. In *Wadi Flash Floods: Challenges and Advanced Approaches for Disaster Risk Reduction* (p. 143). [https://doi.org/10.1007/978-3-030-67980-3\\_6](https://doi.org/10.1007/978-3-030-67980-3_6)
- Bladé, I., Liebmann, B., Fortuny, D., & van Oldenborgh, G. J. (2012). Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: Implications for projected drying in the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, 39(3), 709-727. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1195-x>
- Boé, J. (2019). *Du début de la période industrielle à la fin du 21ème siècle: 250 ans de variations hydroclimatiques sur la France* [Thèse de doctorat]. Université Paul Sabatier (Toulouse 3).
- Bouabdelli, S., Meddi, M., Zeroual, A., & Alkama, R. (2020). Hydrological drought risk recurrence under climate change in the karst area of Northwestern Algeria. *Journal of Water and Climate Change*, 11(S1), 164-188. <https://doi.org/10.2166/wcc.2019.074>
- Bouanani, A. (2004). *Hydrologie, transport solide et modélisation. Étude de quelques sous-bassins de la Tafna (NW – Algérien)* [Thèse de doctorat d'État]. Université de Tlemcen.
- Boudhar, A. (2018). Hydrological response of semi-arid basins under climate variability. *Journal of Arid Environments*, 157, 80-92. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2018.05.011>
- Boudhar, A., Trambly, Y., Bodian, A., & Servat, E. (2016). Hydrological response to vegetation degradation in semi-arid basins. *Journal of Arid Environments*, 135, 85-95. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2016.08.011>
- Bougara, H., Hamed, K. B., Borgemeister, C., Tischbein, B., & Kumar, N. (2020). Analyzing trend and variability of rainfall in the Tafna basin (Northwestern Algeria). *Atmosphere*, 11(4), 347. <https://doi.org/10.3390/atmos11040347>
- Boughdadi, S., Ait Brahim, Y., El Alaoui El Fels, A., & Saidi, M. E. (2023). Rainfall variability and teleconnections with large-scale atmospheric circulation patterns in west-central Morocco. *Atmosphere*, 14(8), 1293. <https://doi.org/10.3390/atmos14081293>
- Boughdadi, S., Saidi, M. E., Ait Brahim, Y., Hakam, O., & Rachdane, M. (2024). Atlantic and Mediterranean-sourced precipitation over the Maghreb: Trends and spatiotemporal variability. *Earth Systems and Environment*, 8(3), 765-782. <https://doi.org/10.1007/s41748-024-00406-5>
- Bruneau, P., & Rassam, J. (1983). Application of a Bayesian model to detect shifts in the mean of a series. *Hydrological Sciences Journal*, 28(3), 341-354. <https://doi.org/10.1080/02626668309491979>

- Brunner, M. I., & Gilleland, I. (2020). Stochastic simulation of streamflow and spatial extremes: A continuous, wavelet-based approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24, 3967-3982. <https://doi.org/10.5194/hess-24-3967-2020>
- Buishand, T. A. (1982). Some methods for detecting changes in the mean of hydrological time series. *Journal of Hydrology*, 58(1-2), 89-100. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90066-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90066-X)
- Buishand, T. A. (1984). Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series. *Journal of Hydrology*, 73(1-2), 51-69. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(84\)90032-5](https://doi.org/10.1016/0022-1694(84)90032-5)
- Caillet, J. (2024). *Contribution de la calotte Antarctique au niveau des mers du 19ème au 21ème siècle et liens avec le forçage anthropique* [Thèse de doctorat]. Université Grenoble Alpes.
- Cancelliere, A., & Salas, J. D. (2010). Drought probabilities and return period for annual streamflows series. *Journal of Hydrology*, 391(1-2), 77-89. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.008>
- Cassou, C. (2004). Du changement climatique aux régimes de temps: L'oscillation nord-atlantique [prix Prud'homme 2002]. *La Météorologie*, 45, 21-32. <https://doi.org/10.4267/2042/36062>
- Chaouche, A., & Parent, E. (1999). Inférence et validation bayésiennes d'un modèle de pluie journalière en régime de mousson. *Hydrological Sciences Journal*, 44(2), 199-220. <https://doi.org/10.1080/02626669909492218>
- Cherif, S., et al. (2020). Drivers of change. In W. Cramer, J. Guiot, & K. Marini (Eds.), *Climate and Environmental Change in the Mediterranean Basin – Current Situation and Risks for the Future. First Mediterranean Assessment Report* (pp. 59-180). Union for the Mediterranean, Plan Bleu, UNEP/MAP.
- Cherry, J. A., Cullen, H., Visbeck, M., Small, A., & Uvo, C. (2005). Impacts of the North Atlantic Oscillation on Scandinavian hydropower production and energy markets. *Water Resources Management*, 19(6), 673-691. <https://doi.org/10.1007/s11269-005-6808-4>
- Collignon, B. (1986). *Hydrogéologie appliquée des aquifères karstiques des Monts de Tlemcen (Algérie)* [Thèse de doctorat]. Université d'Avignon.
- Córdoba-Machado, S., Palomino-Lemus, R., Gámiz-Fortis, S. R., Castro-Díez, Y., & Esteban-Parra, M. J. (2015). Assessing the impact of El Niño Modoki on seasonal precipitation in Colombia. *Global and Planetary Change*, 124, 41-61. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.11.003>
- Delworth, T. L., & Zeng, F. (2016). The impact of the North Atlantic Oscillation on climate through its influence on the Atlantic meridional overturning circulation. *Journal of Climate*, 29(3), 941-962. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0396.1>

- Dewitte, O. (2001). Le point sur les phénomènes d'El Niño, de La Niña et de l'oscillation Australe. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 40(1), 15-32.
- Díaz, D., & Villegas, N. (2022). Wavelet coherence between ENSO indices and two precipitation databases for the Andes region of Colombia. *Atmósfera*, 35(2), 237-271. <https://doi.org/10.20937/ATM.52905>
- Douville, H., Raghavan, K., Renwick, J., Allan, R. P., Arias, P. A., Barlow, M., Cerezo-Mota, R., Cherchi, A., Gan, T. Y., Gergis, J., Jiang, D., Khan, A., Pokam Mba, W., Rosenfeld, D., Tierney, J., & Zolina, O. (2021). Water cycle changes. In V. Masson-Delmotte et al. (Eds.), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 1055-1210). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.010>
- Driouech, F., Déqué, M., & Mokssit, A. (2009). Numerical simulation of the probability distribution function of precipitation over Morocco. *Climate Dynamics*, 32, 1055-1063. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0430-6>
- Driouech, F., Déqué, M., & Sánchez-Gómez, E. (2010). Weather regimes—Moroccan precipitation link in a regional climate change simulation. *Global and Planetary Change*, 72(1-2), 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.03.004>
- Drouiche, A., Nezzal, F., & Djema, M. (2019). Variabilité interannuelle des précipitations dans la plaine de la Mitidja en Algérie du Nord. *Revue des sciences de l'eau*, 32(2), 165-177. <https://doi.org/10.7202/1065206ar>
- Elmeddahi, Y., Mahmoudi, H., Issaadi, A., Tahar, A., & Goossen, M. F. A. (2016). Effect of climate change on water resources of the Algerian Middle Cheliff basin. *Desalination and Water Treatment*, 57(5), 2227-2236. <https://doi.org/10.1080/19443994.2014.984339>
- Elmeddahi, Y., & Ragab, R. (2019). Assessing the climate change impact on water resources and adaptation strategies in Algerian Cheliff Basin. In *Water Resources in Algeria-Part I: Assessment of Surface and Groundwater Resources* (pp. 111-133). Springer International Publishing. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-97785-7\\_6](https://doi.org/10.1007/978-3-319-97785-7_6)
- Gardner, W. H. (1969). Some statistical methods applied to time series analysis. *Journal of the American Statistical Association*, 64(325), 1423-1430. <https://doi.org/10.1080/01621459.1969.10501052>
- Ghenim, A. N., Megnounif, A., Seddini, A., et al. (2010). Fluctuations hydropluviométriques du bassin versant de l'oued Tafna à Béni Bahdel (Nord-Ouest algérien). *Sécheresse*, 21(2), 115-120. <https://doi.org/10.1684/sec.2010.0244>
- Gherissi, R., Baba-Hamed, K., & Bouanani, A. (2021). Highlighting drought in the Wadi Lakhdar Watershed Tafna, Northwestern Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(11), 984. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07292-6>

- Giandotti, M. (1934). Previsione delle piene e delle magre dei corsi d'acqua. *Istituto Poligrafico dello Stato*, 8, 107-117.
- Gilbert, R. O. (1987). *Statistical methods for environmental pollution monitoring*. Wiley.
- Giorgi, F. (2006). Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33, L08707. <https://doi.org/10.1029/2006GL025734>
- González-Hidalgo, J. C., Brunetti, M., & De Luis, M. (2011). A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (monthly precipitation trends December 1945–November 2005). *International Journal of Climatology*, 31(5), 715-731. <https://doi.org/10.1002/joc.2115>
- Grimalt, M., & Rosselló, J. (2014). The role of WeMO in the increase of floods on the Spanish Mediterranean coast. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(5), 1059-1069. <https://doi.org/10.5194/nhess-14-1059-2014>
- Grillakis, M. G. (2019). Increase in severe and extreme soil moisture droughts for Europe under climate change. *Science of The Total Environment*, 660, 1245-1255. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.01.001>
- 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. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>
- Gudmundsson, L., & Seneviratne, S. I. (2016). Anthropogenic climate change affects meteorological drought risk in Europe. *Environmental Research Letters*, 11(4), 044005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/4/044005>
- Gutiérrez-Cárdenas, G. S., Díaz, D. C., & Villegas-Bolaños, N. L. (2025). Similar teleconnection patterns of ENSO-NAO and ENSO-precipitation in Colombia: Linear and non-linear relationships. *Environmental Science and Pollution Research*, 32, 3277-3296. <https://doi.org/10.1007/s11356-024-34721-9>
- Habibi, B., Meddi, M., Salaheddin, M., & Mahdjoubi, C. (2024). Assessment of meteorological drought in Northern Algeria using Standardized Precipitation Index (SPI). *Journal of Arid Environments*, 218, 105081. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2023.105081>
- Hakam, O., Bouras, E. H., Amazirh, A., Ongoma, V., Eddamiri, S., Saidi, L., ... & Chehbouni, A. (2025). Influence of atmospheric and oceanic circulation patterns on precipitation variability in North Africa with a focus on Morocco. *Scientific Reports*, 15(1), 17977. <https://doi.org/10.1038/s41598-025-02718-0>
- Hallouz, F., Meddi, M., Mahé, G., Ali Rahmani, S., Karahacane, H., & Brahimi, S. (2020). Analysis of meteorological drought sequences at various timescales in semi-arid climate: Case of the Cheliff watershed (northwest of Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, 13(6), 280. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5263-3>

## Références bibliographiques

- Hamed, K. H., & Rao, A. R. (1998). A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology*, 204(1-4), 182-196. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00125-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X)
- Hamitouche, Y., Zeroual, A., Meddi, M., Assani, A. A., & Alkama, R. (2024). Changes in extreme precipitation indices across Algeria climate zones. *International Journal of Climatology*, 44(8), 2537-2560. <https://doi.org/10.1002/joc.8467>
- Hanley, D. E., Bourassa, M. A., O'Brien, J. J., Smith, S. R., & Spade, E. R. (2003). A quantitative evaluation of ENSO indices. *Journal of Climate*, 16(8), 1249-1258. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)16<1249:AQEOEI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)16<1249:AQEOEI>2.0.CO;2)
- Hasanean, H., Almazroui, M., Jones, P. D., & Alamoudi, A. A. (2013). Siberian high variability and its teleconnections with tropical circulations and surface air temperature over Saudi Arabia. *Climate Dynamics*, 41, 2003-2018. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1657-9>
- Hertig, E., & Trambly, Y. (2017). Regional downscaling of Mediterranean droughts under past and future climatic conditions. *Global and Planetary Change*, 151, 36-48. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.015>
- Hoegh-Guldberg, O., Jacob, D., Taylor, M., Bindi, M., Brown, S., Camilloni, I., Diedhiou, A., Djalante, R., Ebi, K. L., Engelbrecht, F., Guiot, J., Hijjoka, Y., Mehrotra, S., Payne, A., Seneviratne, S. I., Thomas, A., Warren, R., & Zhou, G. (2018). Impacts of 1.5°C global warming on natural and human systems. In V. Masson-Delmotte et al. (Eds.), *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report*. Cambridge University Press.
- Hoyos, I., Cañón-Barriga, J., Arenas-Suárez, T., Dominguez, F., & Rodríguez, B. A. (2019). Variability of regional atmospheric moisture over Northern South America: Patterns and underlying phenomena. *Climate Dynamics*, 52(1), 893-911. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4172-8>
- Hubert, P. (2000). Analyse statistique de l'homogénéité des séries d'observations climatiques. *Sécheresse*, 11(4), 247-255.
- Hubert, P., Carbonnel, J. P., & Chaouche, A. (1989). Segmentation des séries hydrométéorologiques: Application à des séries de précipitations et de débits en Afrique de l'Ouest. *Journal of Hydrology*, 110(3-4), 349-367. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90197-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90197-2)
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269(5224), 676-679. <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>
- Hurrell, J. W., & Deser, C. (2010). North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, 79(3-4), 231-244. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.11.026>
- 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. <https://doi.org/10.1029/134GM01>

## Références bibliographiques

- Hurrell, J. W., & van Loon, H. (1997). Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36(3-4), 301-326. <https://doi.org/10.1023/A:1005314315270>
- Illig, S. (2025). *Téléconnexion océanique et couplage océan-atmosphère en Atlantique tropical Sud-Est (HDR)* [Thèse de doctorat]. Université de Toulouse-Toulouse III.
- IPCC. (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- IPCC. (2022). *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009325844>
- Ivasić, S., Herceg-Bulić, I., & King, M. P. (2021). Recent weakening in the winter ENSO teleconnection over the North Atlantic-European region. *Climate Dynamics*, 57(7), 1953-1972. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05782-8>
- Jemai, S., Ellouze, M., & Abida, H. (2017). Variability of precipitation in arid climates using the wavelet approach: Case study of watershed of Gabes in South-East Tunisia. *Atmosphere*, 8(9), 178. <https://doi.org/10.3390/atmos8090178>
- Joshi, S. J., Kumar, S., & A. B. (2016). Proposition d'une méthode pour le calcul de la cohérence par ondelettes dans l'analyse par ondelettes. *Journal of Hydrology*, 535, 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.014>
- Kelley, C., Ting, M., Seager, R., & Kushnir, Y. (2012). Mediterranean precipitation climatology, seasonal cycle, and trend as simulated by CMIP5. *Geophysical Research Letters*, 39(21). <https://doi.org/10.1029/2012GL053416>
- Kelley, C. P., Ting, M., Seager, R., & Kushnir, Y. (2020). Mediterranean precipitation climatology, seasonal cycle, and trend as simulated by CMIP5. *Geophysical Research Letters*, 47, e2019GL086242. <https://doi.org/10.1029/2019GL086242>
- Kendall, M. G. (1975). *Rank correlation methods*. Griffin.
- Kessabi, R. (2025). *Contribution à l'étude de la variabilité des précipitations dans la région de Fès-Meknès: Analyse des tendances et connexions atmosphériques* [Thèse de doctorat].
- Khalili, D., Farnoud, T., Jamshidi, H., Kamgar-Haghighi, A. A., & Zand-Parsa, S. (2011). Comparing the SPI and RDI meteorological drought indices in a semi-arid region of Iran. *Hydrological Sciences Journal*, 56(2), 236-248. <https://doi.org/10.1080/02626667.2010.546395>
- Khedimallah, A. (2021). *Impact des changements climatiques et anthropiques sur les ressources en eau dans les bassins du Chelif et de la Medjerda* [Thèse de doctorat].

## Références bibliographiques

- Khedimallah, A., Meddi, M., & Mahé, G. (2020). Characterization of the interannual variability of precipitation and runoff in the Cheliff and Medjerda basins (Algeria). *Journal of Earth System Science*, 129, 1-15. <https://doi.org/10.1007/s12040-020-01385-1>
- Kheloufi, A. A., Baba-Hamed, K., & Bouanani, A. (2025). A quantitative study of extreme rainfall intensity and occurrence in northern Algeria. *Atmosfera*, 39, 263-281. <https://doi.org/10.20937/ATM.53165>
- Knippertz, P., Christoph, M., & Speth, P. (2003). Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 83, 67-88. <https://doi.org/10.1007/s00703-002-0561-y>
- Kumar, S., Ganesh, G., & Bukke, L. (2024). Wavelet analysis of ENSO impact on rainfall variability in the Andaman Islands: Implications for climate resilience and predictive modelling.
- Labat, D. (2005). Recent advances in wavelet analyses: Part 1, A review of concepts. *Journal of Hydrology*, 314(1-4), 275-288. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.003>
- Lamb, P. J., & Pepler, R. A. (1987). North Atlantic Oscillation: Concept and an application. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 68, 1218-1225. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1987\)068<1218:NAOCAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1987)068<1218:NAOCAA>2.0.CO;2)
- Lebel, T., & Vischel, T. (2005). Strong impact of rainfall seasonality on runoff in the Sahel. *Water Resources Research*, 41(9). <https://doi.org/10.1029/2005WR004057>
- Lecointre, A. (2009). *Variabilité interannuelle à décennale en Atlantique Nord et Mers Nordiques. Étude conjointe d'observations, de simulations numériques et de réanalyses* [Thèse de doctorat]. Université Joseph-Fourier-Grenoble I.
- Lee, A. F. S., & Heghinian, S. M. (1977). A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables: A Bayesian approach. *Technometrics*, 19(4), 503-506. <https://doi.org/10.2307/1267892>
- Lehner, F., et al. (2017). Projected drought risk in 1.5°C and 2°C warmer climates. *Geophysical Research Letters*, 44(14), 7419-7428. <https://doi.org/10.1002/2017GL074117>
- Lionello, P., & Scarascia, L. (2018). The relation between climate change in the Mediterranean region and global warming. *Regional Environmental Change*, 18(5), 1481-1493. <https://doi.org/10.1007/s10113-018-1290-1>
- Lionello, P., & Scarascia, L. (2020). The relation of climate extremes with global warming in the Mediterranean region and its north versus south contrast. *Regional Environmental Change*, 20(1), 31. <https://doi.org/10.1007/s10113-020-01610-z>
- López-Bustins, J. A., Arbiol-Roca, L., Martín-Vide, J., et al. (2019). Intra-annual variability of the Western Mediterranean Oscillation (WeMO) and occurrence of extreme torrential rainfall in Catalonia (NE Iberia). *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 2019, 1-34. <https://doi.org/10.5194/nhess-2019-49>

- López-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S. M., Morán-Tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., Kenawy, A., & Beniston, M. (2011). Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century. *Global and Planetary Change*, 77(1-2), 62-76. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.003>
- López-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S. M., Moran-Tejeda, E., Zabalza, J., Lorenzo-Lacruz, J., & García-Ruiz, J. M. (2011). Impact of climate evolution and land use changes on water yield in the Ebro basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 311-322. <https://doi.org/10.5194/hess-15-311-2011>
- López-Parages, J., Rodríguez-Fonseca, B., Dommenges, D., & Frauen, C. (2016). ENSO influence on the North Atlantic European climate: A non-linear and non-stationary approach. *Climate Dynamics*, 47, 2071-2084. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2951-0>
- Lubes-Niel, H., Masson, J. M., Paturel, J. E., & Servat, E. (1998). Variabilité climatique et statistiques: Étude 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*, 11(3), 383-408. <https://doi.org/10.7202/705313ar>
- Luna-Niño, R., Cavazos, T., & Cerezo-Mota, R. (2025). Atmospheric rivers disrupt the canonical ENSO precipitation anomalies in western North America. *Journal of Climate*, 38, 234-256.
- Luna-Niño, R., Gershunov, A., Ralph, F. M., Weyant, A., Guirguis, K., DeFlorio, M. J., ... & Williams, A. P. (2025). Heresy in ENSO teleconnections: Atmospheric rivers as disruptors of canonical seasonal precipitation anomalies in the Southwestern US. *Climate Dynamics*, 63(2), 115. <https://doi.org/10.1007/s00382-024-07353-6>
- Mallat, S. (1999). *A wavelet tour of signal processing* (2nd ed.). Academic Press.
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13(3), 245-259. <https://doi.org/10.2307/1907187>
- Mariotti, A., Pan, Y., Zeng, N., & Alessandri, A. (2015). Long-term climate change in the Mediterranean region in the midst of decadal variability. *Climate Dynamics*, 44(5), 1437-1456. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2487-3>
- Mariotti, A., Zeng, N., & Lau, K.-M. (2002). Euro-Mediterranean rainfall and ENSO—A seasonally varying relationship. *Geophysical Research Letters*, 29(12), 1621. <https://doi.org/10.1029/2001GL014248>
- Martin-Vide, J., & Lopez-Bustins, J. A. (2006). The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 26(11), 1455-1475. <https://doi.org/10.1002/joc.1388>
- Mathbout, S., Lopez-Bustins, J. A., Royé, D., Martin-Vide, J., & Benhamrouche, A. (2020). Spatiotemporal variability of daily precipitation concentration and its relationship to

## Références bibliographiques

- teleconnection patterns over the Mediterranean during 1975–2015. *International Journal of Climatology*, 40(3), 1435-1455. <https://doi.org/10.1002/joc.6278>
- McPhaden, M. J., Zebiak, S. E., & Glantz, M. H. (2006). ENSO as an integrating concept in Earth science. *Science*, 314(5806), 1740-1745. <https://doi.org/10.1126/science.1132588>
- Meddi, H., & Meddi, M. (2009). Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 20(1), 57-65. <https://doi.org/10.1684/sec.2009.0163>
- Meddi, M., Assani, A. A., & Meddi, H. (2010). Temporal variability of annual rainfall in the Macta and Tafna catchments, northwestern Algeria. *Water Resources Management*, 24, 3817-3833. <https://doi.org/10.1007/s11269-010-9635-7>
- Meddi, M., & Hubert, P. (2003). Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du nord-ouest de l'Algérie. In *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions* (IAHS Publication No. 278, pp. 229-235). International Association of Hydrological Sciences.
- Meddi, M., Meddi, H., & Assani, A. A. (2013). Study of drought in seven Algerian plains. *Arabian Journal of Science and Engineering*, 39, 339-359. <https://doi.org/10.1007/s13369-013-0827-3>
- Megnounif, A., Terfous, A., & Bouanani, A. (2003). Production et transport de sédiments en suspension dans le bassin de la Haute Tafna (Nord-Ouest Algérien). *Revue des Sciences de l'Eau*, 16(3), 369-380. <https://doi.org/10.7202/705511ar>
- Merabti, A., Darouich, H., Paredes, P., Meddi, M., & Pereira, L. S. (2023). Assessing spatial variability and trends of droughts in eastern Algeria using SPI, RDI, PDSI, and MedPDSI—A novel drought index using the FAO56 evapotranspiration method. *Water*, 15(4), 626. <https://doi.org/10.3390/w15040626>
- Millot, C. (1989). La circulation générale en Méditerranée occidentale: Aperçu de nos connaissances et projets d'études. *Annales de géographie*, 497-515. Armand Colin.
- Morlet, J., Arens, G., Fourgeau, E., & Giard, D. (1982). Wave propagation and sampling theory—Part I: Complex signal and scattering in multilayered media. *Geophysics*, 47, 203-221. <https://doi.org/10.1190/1.1441328>
- Nalley, D., Adamowski, J., Biswas, A., Gharabaghi, B., & Hu, W. (2019). A multiscale and multivariate analysis of precipitation and streamflow variability in relation to ENSO, NAO and PDO. *Journal of Hydrology*, 574, 288-307. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.04.030>
- Nicholson, S. (2005). On the question of the "recovery" of rainfall in the Sahel. *Journal of Arid Environments*, 63, 615-641. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2005.03.004>
- Norrant, C. (2007). Relations entre le niveau du géopotential 500 hPa de l'hémisphère nord et les précipitations du bassin méditerranéen (1950-2000). *Climatologie*, 4, 91-104. <https://doi.org/10.4267/climatologie.822>

## Références bibliographiques

- Nouaceur, Z., Murarescu, O., & Muratoreanu, G. (2025). The investigation of trends and wet and dry rainfall cycles in North Africa (in Morocco, Algeria, and Tunisia) (1970–2023). *Geosciences*, 15(3), 80. <https://doi.org/10.3390/geosciences15030080>
- Önskog, T., Franzke, C. L. E., & Hannachi, A. (2020). Nonlinear dynamics and stochastic behaviour of the North Atlantic Oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Osborn, T. J. (2004). Simulating the winter North Atlantic Oscillation: The roles of internal variability and greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics*, 22(6-7), 605-623. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0405-1>
- Osborn, T. J. (2011). Winter 2009/2010 temperatures and a record-breaking North Atlantic Oscillation index. *Weather*, 66(1), 19-21.
- Ouachani, R., Bargaoui, Z., & Ouarda, T. (2013). Power of teleconnection patterns on precipitation and streamflow variability of upper Medjerda Basin. *International Journal of Climatology*, 33(1).
- Outten, S., & Davy, R. (2024). The North Atlantic Oscillation response to climate change. *Environmental Research Letters*, 19, 014028.
- Paturel, J. E., et al. (1997). Modifications des écoulements de surface en Afrique de l'Ouest et centrale. *IAHS Publication*, 238, 57-64.
- Pettitt, A. N. (1979). A non-parametric approach to the change-point problem. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*, 28(2), 126-135.
- Philander, S. G. (1990). *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic Press. <https://doi.org/10.1016/C2013-0-03063-2>
- Planton, S., Bopp, L., Brun, É., Cattiaux, J., Chauvin, F., Chevallier, M., ... & Terray, L. (2015). Évolution du climat depuis 1850. *La Météorologie*, 8(88), 48.
- Qasmi, S. (2018). *Sensibilité du climat européen à la variabilité multidéennale de l'Atlantique Nord* [Thèse de doctorat]. Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Roche, M. (1963). *Hydrologie de surface*. Gauthier-Villars et ORSTOM.
- Ruosteenoja, K., et al. (2018). Seasonal soil moisture and drought occurrence in Europe in CMIP5 projections for the 21st century. *Climate Dynamics*, 50(3), 1177-1192.
- Sang, W. (2013). Wavelet transform applications in hydrology: A review. *Water*, 5(3), 1008-1031. <https://doi.org/10.3390/w5031008>
- Santolaria-Otín, M., & García-Serrano, J. (2024). North Atlantic Oscillation longitudinal displacements in CMIP6 models: Insights from variance and trend analyses. *Climate*.
- Schaepli, B., Wörner, M., & J. M. F. (2007). A conceptual framework for modeling the effects of climate change on water resources in the context of sustainable development.

- Hydrology and Earth System Sciences*, 11(4), 1879-1891. <https://doi.org/10.5194/hess-11-1879-2007>
- Schneider, T., Bischoff, T., & Haug, G. H. (2006). Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature*, 513(7516), 45-53. <https://doi.org/10.1038/nature13636>
- Schumann, R. W., & McMahon, J. P. (1956). Argonne 256-Channel pulse-height analyzer. *Review of Scientific Instruments*, 27(9), 675-685.
- Seager, R., Cane, M., Henderson, N., Lee, D. E., Abernathey, R., & Zhang, H. (2019). Strengthening tropical Pacific zonal sea surface temperature gradient consistent with rising greenhouse gases. *Nature Climate Change*, 9(7), 517-522.
- Seneviratne, S. I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C. M., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C., & Zhang, X. (2012). Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In C. B. Field et al. (Eds.), *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation* (pp. 109-230). Cambridge University Press.
- Servat, E., et al. (1997). Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et Centrale. *IAHS Publications*, 252, 323-337.
- Soro, G., Kouassi, F. W., Yao, K. A., & Savane, I. (2011). Impact des changements climatiques sur les ressources en eau du bassin versant du N'zi (Côte d'Ivoire). *Revue Ivoirienne des Sciences et Technologie*, 17, 162-182.
- Spinoni, J., et al. (2018). Will drought events become more frequent and severe in Europe? *International Journal of Climatology*, 38(4), 1718-1736.
- Spinoni, J., Naumann, G., & Vogt, J. V. (2017). Pan-European seasonal trends and recent changes of drought frequency and severity. *Global and Planetary Change*, 148, 113-130.
- Spinoni, J., Naumann, G., Vogt, J. V., & Barbosa, P. (2015). The biggest drought events in Europe from 1950 to 2012. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 3, 509-524.
- Stagge, J. H., Kingston, D. G., Tallaksen, L. M., & Hannah, D. M. (2017). Observed drought indices show increasing divergence across Europe. *Scientific Reports*, 7(1), 14045.
- Stephenson, D. B., Pavan, V., Collins, M., Junge, M. M., Quadrelli, R., & Participating CMIP2 Modelling Groups. (2006). North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: A CMIP2 multi-model assessment. *Climate Dynamics*, 27, 401-420.
- Strahler, A. N. (1952a). Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 63(9), 923-938.
- Strahler, A. N. (1952b). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11), 1117-1142.

## Références bibliographiques

- Taibi, S. (2016). *Influence de la circulation atmosphérique générale sur les précipitations du Nord de l'Algérie* [Thèse de doctorat].
- Taibi, S., Feddal, M. A., Meddi, M., & Mahé, G. (2017). État de la variabilité pluviométrique du nord de l'Algérie entre 1936 et 2016: Un retour vers la normale. In *7e conférence, Ressources en Eau & Changement Climatique «Impacts Anthropiques et Climatiques sur la Variabilité des Ressources en Eau»* (Vol. 2, No. 3). Hammamet.
- Taibi, S., Meddi, M., Souag, D., & Mahé, G. (2013). Évolution et régionalisation des précipitations au nord de l'Algérie (1936–2009). In *Climate and land surface changes in hydrology* (IAHS Publication No. 359, pp. 191-197). International Association of Hydrological Sciences.
- Talia, A., Meddi, M., & Bekkoussa, B. S. (2011). Étude de la variabilité de la pluviométrie dans les hauts plateaux et le Sahara algériens. *Sécheresse*, 22(3), 149-158.
- Tarasova, L., Lun, D., Merz, R., Blöschl, G., Basso, S., Bertola, M., ... & Kumar, R. (2023). Shifts in flood generation processes exacerbate regional flood anomalies in Europe. *Communications Earth & Environment*, 4(1), 49.
- Thompson, D. W. J., & Wallace, J. M. (2001). Regional climate impacts of the Northern Hemisphere Annular Mode. *Science*, 293(5527), 85-89. <https://doi.org/10.1126/science.1058958>
- Torrence, C., & Compo, G. P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1), 61-78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061>2.0.CO;2)
- Touchan, R., Anchukaitis, K. J., Meko, D. M., Sabir, M., Attalah, S., & Aloui, A. (2011). Spatiotemporal drought variability in northwestern Africa over the last nine centuries. *Climate Dynamics*, 37, 237-252.
- Toutou, M., & Al-Amin, A. Q. (2020). Climate change and water resources in Algeria: Vulnerability, impact and adaptation strategy. *Economic and Environmental Studies*, 18(1), 411-429. <https://doi.org/10.25167/ees.2018.45.23>
- Touaïbia, B., Aidaoui, A., Gomer, D., & Achite, M. (2001). Quantification et variabilité temporelles de l'écoulement solide en zone semi-aride, de l'Algérie du Nord. *Hydrological Sciences Journal*, 46(1), 41-53.
- Tramblay, Y., Amoussou, E., & Bodian, A. (2013). Climate variability and floods in semi-arid regions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 1235-1245.
- Tramblay, Y., El Adlouni, S., & Servat, E. (2013). Trends and variability in extreme precipitation indices over Maghreb countries. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13, 3235-3248. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-3235-2013>
- Tramblay, Y., et al. (2020). Observed changes in hydro-climatic regimes of Mediterranean basins. *Journal of Hydrology*, 590.

## Références bibliographiques

- Trenberth, K. E. (1997). The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12), 2771-2777. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<2771>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<2771>2.0.CO;2)
- Trenberth, K. E., & Stepaniak, D. P. (2001). Indices of El Niño evolution. *Journal of Climate*, 14, 1697-1701.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., & López-Moreno, J. I. (2010). A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate*, 23(7), 1696-1718. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1>
- Vicente-Serrano, S. M., & López-Moreno, J. I. (2008). Nonstationary influence of the North Atlantic Oscillation on European precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D20). <https://doi.org/10.1029/2008JD010382>
- 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.
- Voldoire, A. (2022). *Couplage océan-atmosphère-continent dans le système climatique* [Thèse de doctorat]. Université de Toulouse III-INP Toulouse.
- Walker, G. T., & Bliss, E. W. (1932). World weather V. *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 4, 53-84.
- Wu, H., Hayes, M. J., Weiss, A., & Hu, Q. (2001). An evaluation of the Standardized Precipitation Index, the China-Z Index and the statistical Z-Score. *International Journal of Climatology*, 21(6), 745-758. <https://doi.org/10.1002/joc.658>
- Wu, H., Svoboda, M. D., Hayes, M. J., Wilhite, D. A., & Wen, F. (2007). Appropriate application of the standardized precipitation index in arid locations and dry seasons. *International Journal of Climatology*, 27(1), 65-79.
- Xoplaki, E., González-Rouco, J. F., Luterbacher, J., & Wanner, H. (2004). Wet season Mediterranean precipitation variability: Influence of large-scale dynamics and trends. *Climate Dynamics*, 23, 63-78.
- Zamrane, Z., Mahé, G., & Laftouhi, N. E. (2021). Wavelet analysis of rainfall and runoff multidecadal time series on large river basins in Western North Africa. *Water*, 13(22), 3243. <https://doi.org/10.3390/w13223243>
- Zamrane, Z., Turki, I., Laignel, B., Mahé, G., & Laftouhi, N. E. (2016). Characterization of the interannual variability of precipitation and streamflow in Tensift and Ksob Basins (Morocco) and links with the NAO. *Atmosphere*, 7(6), 84. <https://doi.org/10.3390/atmos7060084>
- Zeroual, A., Assani, A. A., & Meddi, M. (2020). Combined analysis of temperature and rainfall variability as they relate to climate indices in Northern Algeria over the 1972–2013 period. *Hydrology Research*, 51(3), 572-588.

## *Références bibliographiques*

- Zerouali, B., Mesbah, M., Chettih, M., Abda, Z., & Djemai, M. (2015). Analyse et cartographie des tendances pluviométriques dans le bassin versant de l'Oued Sebaou (Nord-Centre de l'Algérie). In *International Conference on African Large River Basins Hydrology*. Hammamet, Tunisia.
- Zettam, A. (2018). *Transfert des nitrates du bassin versant de la Tafna (Nord-Ouest de l'Algérie) vers la mer Méditerranée—Approche couplant mesures, modélisation et changement d'échelle vers les grands bassins versants Nord africains* [Thèse de doctorat]. Institut National Polytechnique de Toulouse-INPT; Université Abou Bekr Belkaid (Tlemcen, Algérie).
- Ziari, A., & Medjerab, A. (2024). Impact of drought in Northeastern Algeria: Comparative study of the SPI and SPEI indices. *Revista de Gestão Social e Ambiental*, 18(9), 1-27.
- Zveryaev, I. I. (2004). Seasonality in precipitation variability over Europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D5).