République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers
Département des Sciences de la Terre

MÉMOIRE

Présenté en vue de l'obtention du grade de

Master en Sciences de la Terre et de l'Univers

Option : **Hydrosystèmes et Ressources en Eau (HRE)**

Thème :

Caractérisation du déficit hydrique dans un sous-bassin versant à climat semi-aride

Présenté par :

DaoudGherib Syef Eddine

Soutenu le : 17 / 06 / 2026

Devant le jury composé de :

Nom et Prénom	Qualité	Grade	Domiciliation
Bakhti Amel	Présidente	MCB	Université d'Oran 2
Bergane Cheikh	Encadrant	MCB	USTO-MB-
Belkheir Khadidja	Examinatrice	MAA	Université d'Oran 2

Remerciements

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Monsieur **Bergane Cheikh**, mon encadrant, pour son accompagnement tout au long de ce travail. Sa disponibilité, la pertinence de ses conseils ainsi que son soutien constant ont été d'une grande aide dans la réalisation de ce projet. Grâce à son encadrement, j'ai pu surmonter les difficultés rencontrées et mener ce travail à son terme dans de bonnes conditions.

Je remercie également Madame **Bakhti Amel** et Madame **Belkheir Khadidja**, membres du jury, d'avoir accepté d'évaluer ce travail. Leur intérêt pour cette étude ainsi que le temps qu'elles lui ont consacré sont sincèrement appréciés. Leurs remarques et suggestions seront très utiles pour enrichir et améliorer ce travail.

Dédicace

Je dédie ce travail à mes chers parents, ma mère et mon père, pour leur amour inconditionnel, leurs sacrifices et leur soutien constant tout au long de mon parcours.

À mes amis, pour leur présence, leurs encouragements et les bons moments partagés.

À mon encadrant, monsieur Bergane Cheikh, pour son accompagnement, sa patience et ses précieux conseils.

Et à toutes les personnes qui m’ont soutenu de près ou de loin et qui ont contribué, d’une, à la réalisation de ce travail.

Merci à tous.

Résumé

L'étude s'inscrit dans un contexte méditerranéen semi-aride marqué par une forte dépendance aux ressources en eau souterraine, notamment pour l'irrigation, l'alimentation en eau potable et les usages socio-économiques. L'objectif principal est d'analyser la variabilité spatiale et temporelle de la nappe à travers l'étude conjointe des niveaux statiques, des débits d'exploitation et des paramètres climatiques. La méthodologie adoptée repose sur l'exploitation des données de quatorze points d'eau. Ces données correspondent à des moyennes annuelles établies à partir de mesures trimestrielles. L'analyse a mobilisé plusieurs approches statistiques : statistiques descriptives, représentations par boxplots, test de Shapiro-Wilk, test de Kruskal-Wallis, comparaisons post hoc, indice standardisé du niveau piézométrique, corrélation de Spearman, test de Mann-Kendall, test de Pettitt et estimateur de la pente de Sen. Les résultats montrent une hétérogénéité hydrogéologique marquée entre les points d'eau. L'indice standardisé du niveau piézométrique indique une dominance des conditions normales, mais aussi l'existence d'épisodes de déficit hydrogéologique. Les analyses de corrélation indiquent que l'indice de sécheresse est fortement lié au niveau statique, mais faiblement corrélé aux variables climatiques annuelles, ce qui suggère une réponse différée de l'aquifère et l'influence probable des prélèvements. Les tests de tendance et de rupture confirment l'importance de l'année 2016 comme seuil hydroclimatique, marqué par une baisse des précipitations, une hausse des températures et des changements piézométriques significatifs dans plusieurs points d'eau. Ainsi, la sécheresse hydrogéologique dans le bassin côtier de Mostaganem résulte d'une interaction complexe entre variabilité climatique, inertie de l'aquifère, caractéristiques lithologiques et pression d'exploitation.

Mots-clés : déficit hydrique ; Mostaganem ; eaux souterraines ; niveau piézométrique ; débit d'exploitation ; indice standardisé.

Abstract

The study is situated in a semi-arid Mediterranean context characterized by a strong dependence on groundwater resources, particularly for irrigation, drinking water supply, and socio-economic uses. The main objective is to analyze the spatial and temporal variability of the aquifer through the combined study of static water levels, abstraction rates, and climatic parameters. The methodology is based on the use of data from fourteen water points. These data correspond to annual averages derived from quarterly measurements. The analysis employed several statistical approaches: descriptive statistics, boxplot representations, the Shapiro–Wilk test, the Kruskal–Wallis test, post hoc comparisons, a standardized groundwater level index, Spearman correlation, the Mann–Kendall trend test, the Pettitt change-point test, and Sen's slope estimator. The results reveal marked hydrogeological heterogeneity among the water points. The standardized groundwater level index indicates a dominance of normal conditions, but also the presence of hydrogeological deficit episodes. Correlation analyses show that the drought index is strongly linked to static water levels but weakly correlated with annual climatic variables, suggesting a delayed aquifer response and a likely influence of groundwater abstraction. Trend and change-point tests confirm the significance of the year 2016 as a hydroclimatic threshold, marked by a decline in precipitation, an increase in temperature, and significant piezometric shifts in several water points. Thus, hydrological drought in the coastal basin of Mostaganem results from a complex interaction between climatic variability, aquifer inertia, lithological characteristics, and exploitation pressure.

Keywords: hydrogeological drought; Mostaganem coastal watershed; groundwater; piezometric level; abstraction rate; standardized index.

الملخص

تقع هذه الدراسة ضمن سياق متوسطي شبه جاف يتميز باعتماد كبير على الموارد المائية الجوفية، خاصة في مجالات الري وتزويد مياه الشرب والاستعمالات الاجتماعية والاقتصادية. يتمثل الهدف الرئيسي في تحليل التباين المكاني والزماني للخزان الجوفي من خلال الدراسة المشتركة لمستويات المياه الساكنة، ومعدلات الاستغلال، والمعطيات المناخية. تعتمد المنهجية المتبعة على استغلال بيانات تخص أربعة عشر نقطة مائية، حيث تمثل هذه البيانات متوسطات سنوية مستخرجة من قياسات فصلية. وقد شمل التحليل عدة أساليب إحصائية: الإحصاء الوصفي، تمثيل البيانات باستخدام مخططات الصندوق، اختبار شابيرو–ويلك، اختبار كروسكال–واليس، المقارنات البعدية، مؤشر موحد للمستوى البيزومتري، معامل ارتباط سبيرمان، اختبار مان–كيندال للاتجاه، اختبار بيتت للانكسار، ومقدر ميل سين. أظهرت النتائج وجود تباين هيدروجيولوجي واضح بين نقاط المياه. كما يشير المؤشر الموحد للمستوى البيزومتري إلى هيمنة الظروف الطبيعية، مع تسجيل فترات عجز هيدروجيولوجي. وتبين تحاليل الارتباط أن مؤشر الجفاف يرتبط بقوة بالمستوى الساكن للمياه، بينما يرتبط بشكل ضعيف بالمتغيرات المناخية السنوية، مما يشير إلى استجابة متأخرة للخزان الجوفي وتأثير محتمل لعمليات الضخ. كما أكدت اختبارات الاتجاه والانكسار أهمية سنة 2016 باعتبارها عتبة مناخية-هيدرولوجية، تميزت بانخفاض التساقطات، وارتفاع درجات الحرارة، وتغيرات بيزومترية ملحوظة في عدة نقاط مائية. وعليه فإن الجفاف الهيدرولوجي في الحوض الساحلي لمستغانم هو نتيجة تفاعل معقد بين التغير المناخي، وخصائص خمول الخزان الجوفي، والخصائص الليثولوجية، وضغط الاستغلال.

الكلمات المفتاحية :الجفاف الهيدروجيولوجي؛ الحوض الساحلي لمستغانم؛ المياه الجوفية؛ المنسوب البيزومتري؛
.معدل الاستغلال؛ المؤشر المعياري

Sommaire

Introduction Générale 1
Chapitre I Étude bibliographique 4
I.1 Introduction générale 5
I.2 Concepts fondamentaux liés à la sécheresse 6
I.2.1 Définition de la sécheresse 7
I.2.2 Types de sécheresse 7
I.3 Facteurs influençant le niveau des nappes 9
I.4 Mécanismes de la sécheresse hydrogéologique 11
I.4.1 Indicateurs et indices de sécheresse hydrogéologique appliqués aux nappes 11
I.5 Impact du changement climatique sur les nappes 13
I.6 Pressions anthropiques sur les nappes 15
I.6.1 Cas des nappes en Algérie et en Méditerranée 15
I.7 Conclusion 17
Chapitre II Présentation de la zone d'étude 19
II.1 Localisation de la zone d'étude 20
II.2 Cadre géomorphologique 20
II.3 Cadre géologique 21
II.4 Cadre lithologique 21
II.5 Contexte hydrogéologique 22
II.6 Réseau hydrographique 23
II.7 Contexte socio-économique 24
II.8 Caractéristiques morphométriques du bassin versant côtier de Mostaganem 26
II.8.1 Caractéristiques de forme 26
II.8.1.1 Coefficient de compacité de Gravélius 26
II.8.1.2 Rectangle équivalent 26
II.8.2 Etude de relief 26
II.8.2.1 Courbe hypsométrique 26
II.8.2.2 Altitudes caractéristiques 27
II.8.2.3 Pente moyenne du bassin versant 27
II.8.2.4 Indice de pente de Roche 28
II.8.2.5 Indice de pente global 28
II.8.2.6 Pente moyenne du cours d'eau principal (Indice de pente moyenne) 28
II.8.2.7 Dénivelée spécifique 28
II.8.3 Caractéristiques du réseau hydrographique 29

II.8.3.1 Temps de concentration 29
II.8.3.2 Vitesse moyenne de ruissellement 30
II.9 Étude climatique 32
II.9.1 Sélection des stations pluviométriques 32
II.9.2 Contrôle de la fiabilité des données : Test de Wilcoxon 32
II.9.3 Analyse statistique descriptive des précipitations annuelles de la station de Mostaganem 33
II.9.4 Analyse de la variabilité interannuelle des précipitations par le coefficient pluviométrique 34
II.9.5 Analyse du régime thermique mensuel de la station de Mostaganem 35
II.9.6 Diagramme ombrothermique 36
II.9.7 Détermination du type de climat par les indices climatiques de De Martonne et d'Emberger 37
II.9.7.1 Indice d'aridité de De Martonne 37
II.9.7.2 Quotient pluviothermique d'Emberger 38
II.9.8 Bilan hydrique selon Thornthwaite 39
II.9.9 Analyse des courbes IDF (Intensité – Durée – Fréquence) des précipitations extrêmes 42
II.9.9.1 Ajustement des pluies maximales journalières à la loi de Gumbel 42
II.9.9.2 Établissement des courbes IDF à partir des pluies journalières maximales ajustées par la loi de Gumbel 43
Chapitre III Évaluation du déficit hydrique 45
III.1 Introduction 46
III.2 Description du réseau de points d'eau 46
III.3 Analyse descriptive du niveau statique et du débit extrait 48
III.4 Analyse de la distribution statistique des données 52
III.5 Comparaison spatiale entre les points d'eau 54
III.6 Caractérisation de la sécheresse hydrogéologique par l'indice standardisé du niveau piézométrique 55
II.7 Analyse des relations hydroclimatiques 59
III.8 Analyse des tendances et ruptures temporelles 62
III.9 Conclusion 68
Conclusion Générale 70
Références bibliographiques 74

Liste des figures

Figure I.1 : Chaîne de propagation de la sécheresse vers la sécheresse hydrogéologique 6

Figure II.1 : Localisation du sous-bassin versant côtier de Mostaganem dans le bassin versant côtier oranais 20

Figure II.2 : Courbe hypsométrique du bassin versant côtier de Mostaganem 27

Figure II.3 : Classification de reliefs selon la méthode de LORSTOM 29

Figure II.4 : Variation interannuelle du coefficient pluviométrique à la station de Mostaganem 35

Figure II.5 : Variation mensuelle des températures maximales, moyennes et minimales à la station de Mostaganem 36

Figure II.6 : Diagramme ombrothermique de la station de Mostaganem : évolution mensuelle des précipitations et des températures moyennes 37

Figure II.7 : Position de la station de Mostaganem sur le climagramme d'Emberger 39

Figure II.8 : Évolution mensuelle des précipitations, de l'ETP et de l'ETR à la station de Mostaganem 41

Figure II.9 : Ajustement des pluies maximales journalières à la loi de Gumbel 42

Figure II.10 : Courbes Intensité–Durée–Fréquence des précipitations extrêmes de la station de Mostaganem 44

Figure III.1 : Localisation des points d'eau étudiés dans la zone d'étude 47

Figure III.2 : Distribution du niveau statique par point d'eau 50

Figure III.3 : Distribution du débit extrait par point d'eau 52

Figure III.4 : Répartition des classes de l'indice standardisé du niveau piézométrique par point d'eau 57

Figure III.5 : Fréquence globale des classes de l'indice standardisé du niveau piézométrique Z 57

Figure III.6 : Évolution annuelle des classes de l'indice standardisé du niveau piézométrique Z 58

Figure III.7 : Comparaison des conditions hydrogéologiques avant et après la rupture de 2016 59

Figure III.8 : Matrice de corrélation de Spearman entre variables climatiques et hydrogéologiques 62

Liste des tableaux

Tableau I.1 : Comparaison des principaux types de sécheresse 8
Tableau I.2 : Facteurs naturels et anthropiques influençant le niveau piézométrique 10
Tableau I.3 : Principaux indices de sécheresse mobilisables pour l'étude des nappes 13
Tableau I.4 : Pressions sur les nappes en contexte méditerranéen, semi-aride et algérien 17
Tableau II.1 : Principaux bassins hydrogéologiques décrits par Gauchez (1981) 22
Tableau II.2 : Réseau hydrographique et relations avec la nappe 23
Tableau II.3 : Indicateurs socio-économiques de cadrage de la wilaya de Mostaganem 24
Tableau II.5 : Caractéristique et période d'observation de la station pluviométrique retenue pour l'étude 32
Tableau II.6 Résultats du test statistique de Wilcoxon appliqué sur la station de Mostaganem 33
Tableau II.7 Caractéristiques statistiques de la station pluviométrique étudiée 34
Tableau II.8 Classement du climat en fonction de l'indice d'aridité De Martonne 37
Tableau II.9 Résultats de l'indice d'aridité De Martonne 38
Tableau II.10 Résultats de quotient pluviothermique d'Emberger 38
Tableau II.11 Bilan hydrique selon la méthode de Thornthwaite de la station Barrage de Mostaganem 41
Tableau II.12 : Hauteurs de pluies maximales journalières estimées par la loi de Gumbel pour différentes périodes de retour 43
Tableau III.1 : Caractéristiques hydrogéologiques et techniques des points d'eau recensés dans la zone d'étude 47
Tableau III.2 : Statistiques descriptives du niveau statique des points d'eau 49
Tableau III.3 : Statistiques descriptives du débit extrait des points d'eau 51
Tableau III.4 : Résultats du test de Shapiro-Wilk appliqué au niveau statique par point d'eau 54
Tableau III.5 : Résultats du test de Shapiro-Wilk appliqué au débit extrait par point d'eau ... 54
Tableau III.7 : Classification des classes de l'indice standardisé du niveau piézométrique Z. 56
Tableau III.8 : Résultats du test de Mann-Kendall et de la pente de Sen appliqués au niveau statique 64
Tableau III.9 : Résultats du test de Mann-Kendall et de la pente de Sen appliqués au débit extrait 64
Tableau III.10 : Résultats du test de Mann-Kendall et de la pente de Sen appliqués aux paramètres climatiques 65
Tableau III.11 : Résultats du test de Pettitt appliqué au niveau statique des points d'eau 66
Tableau III.12 : Résultats du test de Pettitt appliqué au débit extrait des points d'eau 67
Tableau III.13 : Résultats du test de Pettitt appliqué aux paramètres climatiques 67

Liste des abréviations

ADE Algérienne Des Eaux

AEP	Alimentation en eau potable
ANRH	Agence Nationale des Ressources Hydrauliques
BTPH	Bâtiment, Travaux Publics et Hydraulique
CP	Coefficient pluviométrique
CV	Coefficient de variation
DD	Degrés décimaux
DS	Dénivelée spécifique
ETP	Évapotranspiration potentielle
ETR	Évapotranspiration réelle
GWP	Global Water Partnership / Partenariat mondial de l'eau
IDF	Intensité–Durée–Fréquence
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change / Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
MedECC	Mediterranean Experts on Climate and Environmental Change
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index / Indice de végétation par différence normalisée
ORSTOM	Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
OSS	Observatoire du Sahara et du Sahel
PET	Potential Evapotranspiration / Évapotranspiration potentielle
PJMAX	Pluie journalière maximale
PME	Petites et moyennes entreprises
SGI	Standardised Groundwater level Index / Indice standardisé du niveau des eaux souterraines
SPEI	Standardized Precipitation Evapotranspiration Index / Indice standardisé de précipitation-évapotranspiration
SPI	Standardized Precipitation Index / Indice standardisé des précipitations
SRI	Standardized Runoff Index / Indice standardisé du ruissellement
SSI	Standardized Streamflow Index / Indice standardisé du débit des cours d'eau
UNECE	United Nations Economic Commission for Europe / Commission économique des Nations Unies pour l'Europe
WMO	World Meteorological Organization / Organisation météorologique mondiale

Introduction Générale

Introduction Générale

Les eaux souterraines constituent une ressource stratégique pour l'alimentation en eau potable, l'irrigation, les usages industriels et le maintien des équilibres écologiques. Leur rôle devient particulièrement important dans les régions méditerranéennes et semi-arides, où les eaux de surface sont souvent irrégulières, saisonnières et fortement dépendantes des variations climatiques. Dans ces contextes, les nappes assurent une fonction de réserve et de régulation, mais elles restent vulnérables aux déficits pluviométriques prolongés, à l'augmentation de l'évapotranspiration et à l'intensification des prélèvements anthropiques. La sécheresse hydrogéologique ne peut donc pas être réduite à un simple manque de pluie ; elle correspond plutôt à une anomalie durable du niveau de la nappe, du stockage souterrain ou des débits associés, résultant de l'interaction entre climat, recharge, lithologie, inertie aquifère et pression d'exploitation.

Dans cette perspective, l'étude de la sécheresse hydrogéologique permet de dépasser une approche strictement pluviométrique de la sécheresse. Elle vise à identifier les périodes de déficit, à évaluer leur intensité, à caractériser leur durée et à analyser leur propagation dans le système aquifère. Les indices standardisés, notamment l'indice standardisé du niveau piézométrique, constituent des outils adaptés pour transformer les séries piézométriques en anomalies comparables dans le temps et dans l'espace. Cependant, leur interprétation doit être complétée par l'analyse des données climatiques, des prélèvements et des caractéristiques hydrogéologiques locales, car une baisse ou une modification du niveau piézométrique peut résulter aussi bien d'un déficit de recharge que d'une exploitation accrue de la nappe.

La ville de Mostaganem, situé dans le nord-ouest de l'Algérie, représente un terrain d'étude pertinent pour ce type d'analyse. Elle appartient au bassin versant côtier oranais et présente un caractère littoral et semi-littoral marqué par l'interaction entre les conditions climatiques méditerranéennes, la topographie locale et l'exploitation des eaux souterraines. Cette situation rend les ressources souterraines particulièrement sensibles aux pressions agricoles, urbaines et industrielles.

Sur le plan hydrogéologique, le système étudié est dominé par une nappe libre contenue dans les grès calabriens et les sables associés. Cette nappe constitue le principal réservoir d'eau souterraine de la région. Sa recharge dépend principalement de l'infiltration directe des pluies sur les affleurements perméables et de la percolation depuis les formations supérieures. Toutefois, la structure géologique, la présence de niveaux marneux, l'organisation des dépressions et les variations lithologiques peuvent provoquer une hétérogénéité spatiale importante dans le fonctionnement de la nappe.

Dans ce contexte, ce travail a pour objectif général d'étudier le déficit hydrique dans la ville de Mostaganem. Il s'appuie sur l'analyse conjointe des niveaux statiques, des débits extraits et des paramètres climatiques, notamment la pluviométrie, les températures minimale, moyenne et maximale ainsi que l'évaporation. La démarche adoptée combine des statistiques descriptives, des tests de normalité, des comparaisons spatiales non paramétriques, l'indice standardisé du niveau piézométrique, la corrélation de Spearman, le test de Mann-Kendall, le test de Pettitt et l'estimateur de la pente de Sen.

Le mémoire est structuré en trois chapitres. Le premier chapitre présente les bases théoriques relatives à la sécheresse, à la sécheresse hydrogéologique, aux facteurs contrôlant les niveaux de nappe et aux indices mobilisables pour l'étude des eaux souterraines. Le deuxième chapitre décrit le cadre physique, géologique, hydrogéologique, morphométrique et climatique du bassin versant côtier de Mostaganem. Le troisième chapitre est consacré à l'analyse des données, à la caractérisation statistique des niveaux statiques et des débits, à l'identification des périodes de déficit hydrogéologique et à l'interprétation des tendances et ruptures observées.

Chapitre I Étude bibliographique

I.1 Introduction générale

Les ressources en eau souterraine constituent une composante stratégique du cycle hydrologique et un réservoir essentiel pour l'alimentation en eau potable, l'irrigation, les usages industriels et le maintien des écosystèmes dépendants des eaux souterraines. Leur importance est particulièrement marquée dans les zones semi-arides et méditerranéennes, où les eaux de surface sont fortement saisonnières, spatialement inégalement réparties et très sensibles aux épisodes de sécheresse. Dans ces contextes, les nappes jouent souvent un rôle de tampon hydrologique : elles assurent une partie de l'approvisionnement pendant les périodes sèches et contribuent au soutien des débits de base lorsque les cours d'eau sont connectés aux aquifères (**Taylor et al., 2013 ; Green et al., 2011**).

Cette fonction régulatrice ne signifie pas que les nappes sont inépuisables. Contrairement aux réservoirs de surface, les eaux souterraines répondent souvent avec un décalage temporel aux variations climatiques. Selon la profondeur de la nappe, la nature lithologique de l'aquifère, sa transmissivité, son coefficient d'emmagasinement et les conditions de recharge, un déficit pluviométrique peut se traduire par une baisse piézométrique après plusieurs mois, plusieurs années, voire davantage dans certains systèmes à forte inertie (**Bloomfield et Marchant, 2013 ; Cuthbert et al., 2019**). Cette inertie peut masquer temporairement la dégradation de la ressource et retarder la perception du risque.

Dans les régions méditerranéennes, les projections climatiques indiquent une augmentation de la température, une intensification de la demande évaporative et une probabilité accrue d'épisodes secs sévères, ce qui renforce la vulnérabilité des ressources en eau (**IPCC, 2022 ; MedECC, 2020**). En parallèle, l'accroissement des prélèvements, notamment pour l'irrigation, l'alimentation en eau potable et certains usages industriels, peut aggraver les déficits naturels et transformer une sécheresse climatique temporaire en crise hydrogéologique durable. La sécheresse des eaux souterraines résulte donc rarement d'un seul facteur, elle émerge de l'interaction entre climat, recharge, stockage aquifère, pompage et organisation des usages (**Van Loon et al., 2016 ; Lütkemeier et al., 2022**).

L'étude de la sécheresse hydrogéologique est ainsi indispensable pour dépasser une lecture strictement pluviométrique de la sécheresse. Elle permet d'identifier les périodes où les niveaux piézométriques deviennent anormalement bas, d'analyser la durée et l'intensité des déficits, de distinguer l'effet climatique de l'effet anthropique et d'orienter la gestion préventive des nappes. Les indices standardisés, tels que le SPI, le SPEI et surtout le SGI, offrent un cadre méthodologique pertinent pour comparer les anomalies dans le temps et dans l'espace, à condition d'être interprétés en tenant compte des caractéristiques locales de

l'aquifère et de la qualité des séries de données disponibles (**McKee et al., 1993 ; Vicente-Serrano et al., 2010 ; Bloomfield et Marchant, 2013**).

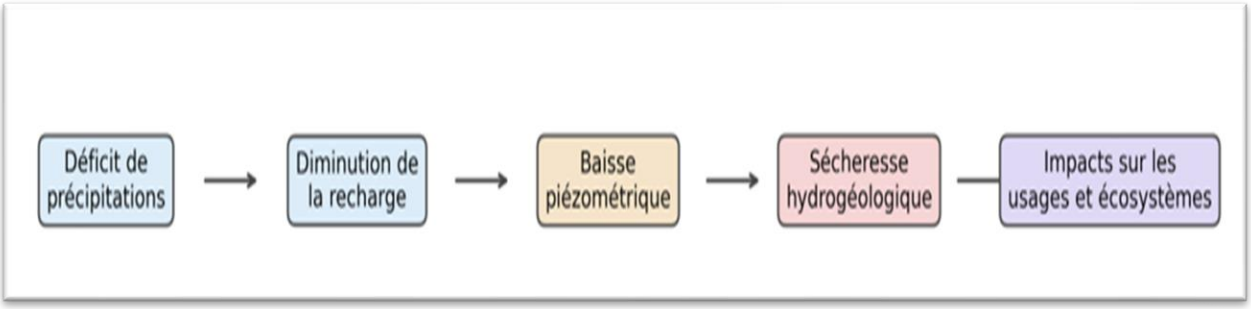


Figure I.1 : Chaîne de propagation de la sécheresse vers la sécheresse hydrogéologique

I.2 Concepts fondamentaux liés à la sécheresse

La sécheresse est un phénomène multidimensionnel dont la définition dépend de la variable observée, de l'échelle temporelle, du contexte hydroclimatique et du type d'impact considéré. Cette complexité explique l'absence d'une définition universelle pleinement satisfaisante. Les premières synthèses sur le sujet montrent que la sécheresse est souvent définie de manière relative : elle correspond à un déficit temporaire par rapport à une condition normale ou attendue, plutôt qu'à un seuil absolu valable pour toutes les régions (**Wilhite et Glantz, 1985 ; Mishra et Singh, 2010**).

Il est nécessaire de distinguer la sécheresse de l'aridité. L'aridité désigne une caractéristique climatique structurelle, liée à un déficit hydrique permanent ou quasi permanent dans certaines régions. La sécheresse, en revanche, renvoie à un événement anormal, temporaire et souvent réversible, correspondant à une période où la disponibilité en eau est inférieure aux conditions habituelles d'un territoire donné. Ainsi, une région aride peut connaître ou non une sécheresse selon l'écart observé par rapport à sa normale climatique, tandis qu'une région humide peut subir une sécheresse si le déficit hydrique y devient exceptionnel (**Wilhite et Glantz, 1985 ; Van Loon, 2015).**

En hydrogéologie, cette distinction est fondamentale. Une nappe située dans un milieu naturellement semi-aride peut présenter des niveaux bas sans être nécessairement en sécheresse hydrogéologique. Le diagnostic de sécheresse doit donc reposer sur l'analyse des anomalies par rapport à une période de référence, sur la durée du déficit, sur sa sévérité et sur les effets observés sur les usages et les écosystèmes. C'est pourquoi les approches standardisées sont utiles : elles transforment les valeurs brutes de pluie, de bilan climatique ou de niveau piézométrique en anomalies comparables (**McKee et al., 1993 ; Bloomfield et Marchant, 2013**).

I.2.1 Définition de la sécheresse

La sécheresse peut être définie comme une période prolongée durant laquelle l'eau disponible devient inférieure aux conditions normales ou aux besoins d'un système naturel ou socio-économique. Cette définition générale doit être précisée selon l'objectif de l'étude. Les définitions conceptuelles décrivent la sécheresse en termes qualitatifs et servent à expliquer le phénomène ; les définitions opérationnelles permettent d'identifier son début, sa fin, sa durée, son intensité et son extension spatiale à partir d'un ou de plusieurs indicateurs mesurables (**Wilhite et Glantz, 1985 ; Mishra et Singh, 2010**).

Dans une perspective hydrogéologique, la sécheresse ne peut pas être réduite à un manque de pluie. Elle correspond plutôt à une anomalie négative des niveaux de nappe, du stockage souterrain ou des débits de base associés, lorsque cette anomalie dépasse une durée et une intensité significatives. Le passage d'une sécheresse météorologique à une sécheresse hydrogéologique dépend du transfert du déficit à travers le sol, la zone non saturée et l'aquifère. Ce transfert est contrôlé par les processus d'infiltration, de recharge, d'écoulement souterrain et de stockage (**Peters et al., 2003 ; Van Loon, 2015**).

La sécheresse hydrogéologique est donc un phénomène retardé, parfois prolongé, qui peut persister après le retour des précipitations normales. Ce comportement s'explique par la mémoire du système aquifère : les nappes à forte inertie réagissent lentement aux déficits mais se rétablissent également lentement, tandis que les nappes superficielles et peu capacitives peuvent réagir rapidement aux variations saisonnières (**Bloomfield et Marchant, 2013 ; Cuthbert et al., 2019**).

I.2.2 Types de sécheresse

La littérature distingue généralement plusieurs types de sécheresse selon la variable affectée et le secteur concerné. Ces catégories ne sont pas indépendantes : elles représentent plutôt les étapes d'une chaîne de propagation au sein du cycle hydrologique et des usages humains. Une sécheresse météorologique peut évoluer vers une sécheresse agricole, puis hydrologique et hydrogéologique, mais cette évolution dépend de la durée du déficit, des caractéristiques du bassin et des prélèvements (**Mishra et Singh, 2010 ; Van Loon, 2015**).

Tableau I.1 : Comparaison des principaux types de sécheresse (**Wilhite & Glantz (1985), Mishra & Singh (2010), Van Loon (2015)**)

Type de sécheresse	**Variable dominante**	**Échelle temporelle fréquente**	**Indicateurs possibles**	**Impacts principaux**
Météorologique	Précipitations inférieures à la normale	Semaines à mois	SPI, déficit pluviométrique, anomalies de pluie	Début du déficit hydrique ; signal climatique initial
Agricole	Humidité du sol et besoins des cultures	Semaines à saison culturale	SPEI court terme, humidité du sol, NDVI	Stress hydrique des cultures, baisse des rendements
Hydrologique	Débits, réservoirs, lacs, stockage de surface	Mois à années	SRI/SSI, seuils de débit, volumes stockés	Restrictions d'eau, baisse des débits, stress des écosystèmes aquatiques
Hydrogéologique	Niveaux de nappe, recharge, stockage souterrain	Mois à années, parfois décennies	SGI, niveaux piézométriques standardisés, seuils de nappe	Baisse des puits, recul des sources, réduction du débit de base, intrusion saline
Socio-économique	Déséquilibre entre offre et demande en eau	Variable selon les usages	Indicateurs de pénurie, restrictions, coûts	Conflits d'usages, pertes économiques, vulnérabilité sociale

La sécheresse des eaux souterraines mérite une attention spécifique, car elle se manifeste souvent plus tardivement que la sécheresse météorologique et peut continuer après la reprise des pluies. Elle est également difficile à observer lorsque les réseaux piézométriques sont incomplets ou lorsque les séries sont courtes. Dans ce cas, l'analyse doit combiner les niveaux d'eau, les données climatiques, les informations sur les prélèvements et, lorsque c'est possible, les conditions de recharge (**Bloomfield et Marchant, 2013 ; WMO & GWP, 2016**).

I.3 Facteurs influençant le niveau des nappes

Le niveau piézométrique d'une nappe résulte d'un équilibre dynamique entre les entrées, les sorties et le stockage. Les entrées sont principalement la recharge par infiltration des pluies, les apports latéraux, les pertes de cours d'eau vers la nappe et, localement, les retours d'irrigation. Les sorties comprennent les pompages, le drainage naturel vers les sources et cours d'eau, l'évapotranspiration lorsque la nappe est peu profonde, ainsi que les écoulements vers d'autres aquifères ou vers la mer. Toute modification durable de ces termes peut entraîner une tendance à la hausse ou à la baisse des niveaux piézométriques (**Green et al., 2011 ; Taylor et al., 2013**).

Les facteurs climatiques agissent d'abord sur la recharge. Une baisse des précipitations réduit la quantité d'eau susceptible de s'infiltrer, mais l'effet dépend aussi de l'intensité des pluies, de leur saisonnalité et de l'état initial du sol. Des pluies intenses peuvent favoriser le ruissellement plutôt que l'infiltration, tandis que des pluies modérées et répétées peuvent être plus favorables à la recharge diffuse. L'augmentation des températures accroît généralement l'évapotranspiration potentielle, ce qui réduit l'eau disponible pour l'infiltration, surtout dans les régions semi-arides où le déficit hydrique atmosphérique est élevé (**Earman et Dettinger, 2011 ; Vicente-Serrano et al., 2010**).

Les facteurs géologiques et hydrodynamiques déterminent la sensibilité de la nappe au climat. La porosité, la perméabilité, la transmissivité, l'épaisseur saturée, le coefficient d'emmagasinement et la profondeur de la zone non saturée contrôlent le temps de réponse de l'aquifère. Une nappe libre superficielle, installée dans des formations perméables, peut répondre rapidement aux épisodes pluvieux et aux sécheresses saisonnières. À l'inverse, un aquifère profond ou captif peut présenter une réponse lente, fortement amortie, et refléter des conditions de recharge anciennes plutôt que le climat récent (**Peters et al., 2003 ; Cuthbert et al., 2019**).

Les activités humaines modifient aussi les niveaux de nappe. Le pompage intensif constitue la pression quantitative la plus directe. Lorsque les prélèvements dépassent durablement la recharge renouvelable, la baisse piézométrique devient structurelle et ne peut

plus être attribuée uniquement à la variabilité climatique. Les retours d'irrigation peuvent contribuer localement à la recharge, mais ils peuvent aussi transporter des sels, nitrates ou résidus phytosanitaires vers la nappe. Les barrages, l'urbanisation et l'imperméabilisation des sols peuvent modifier les relations entre eaux de surface et eaux souterraines en réduisant certains apports naturels (**Famiglietti, 2014 ; Lütkemeier et al., 2022**).

Tableau I.2 : Facteurs naturels et anthropiques influençant le niveau piézométrique (**Green et al. (2011), Taylor et al. (2013), Lütkemeier et al. (2022)**)

Facteur	Mécanisme hydrogéologique	Effet probable sur la recharge	Effet sur le niveau de nappe
Précipitations	Apport d'eau vers le sol et la zone non saturée	Augmentation si les pluies sont efficaces et infiltrantes	Hausse différée ou limitation de la baisse
Température et évapotranspiration	Augmentation des pertes atmosphériques	Réduction de l'eau disponible pour l'infiltration	Baisse progressive, surtout en nappe peu profonde
Perméabilité et lithologie	Contrôle de l'infiltration et de l'écoulement souterrain	Variable selon la capacité d'infiltration	Réponse rapide ou lente selon l'aquifère
Profondeur de la zone non saturée	Temps de transfert entre surface et nappe	Recharge retardée si la zone non saturée est épaisse	Décalage temporel des anomalies
Pompage	Décharge artificielle directe	Aucun effet positif direct ; peut induire recharge locale	Baisse du niveau, cônes de rabattement
Urbanisation	Imperméabilisation et modification du ruissellement	Réduction de la recharge diffuse	Baisse locale possible et modification des flux
Irrigation	Apports artificiels et retours d'eau	Recharge induite possible	Hausse locale possible mais risque de salinisation/pollution

I.4 Mécanismes de la sécheresse hydrogéologique

La sécheresse hydrogéologique correspond à une situation où les niveaux d'eau souterraine ou les débits associés aux nappes deviennent anormalement faibles pendant une durée significative. Elle se forme généralement par propagation d'un déficit météorologique à travers le bassin versant et l'aquifère. Le déficit de pluie réduit d'abord l'humidité du sol ; si le déficit persiste, il diminue la percolation profonde et donc la recharge. La nappe réagit ensuite selon ses propriétés physiques et son degré de connexion avec les eaux de surface (**Peters et al., 2003 ; Van Loon, 2015**).

Trois mécanismes sont particulièrement importants. Le premier est l'atténuation : le signal de sécheresse qui atteint la nappe est souvent moins brutal que le déficit pluviométrique initial, car le sol, la zone non saturée et l'aquifère filtrent une partie de la variabilité climatique. Le deuxième est le retard : la baisse du niveau piézométrique peut apparaître après le déficit de pluie, parfois avec un décalage saisonnier ou pluriannuel. Le troisième est la prolongation : une fois installée, la sécheresse de nappe peut persister longtemps, car la reconstitution du stockage souterrain nécessite souvent plusieurs épisodes de recharge efficace (**Bloomfield et Marchant, 2013 ; Cuthbert et al., 2019).**

Les prélèvements anthropiques peuvent modifier ces mécanismes. Dans un aquifère soumis à un pompage intense, une période sèche peut provoquer une baisse plus rapide et plus profonde des niveaux, car la diminution de la recharge se combine à une décharge artificielle élevée. Inversement, les restrictions de prélèvement, la recharge artificielle ou la réduction de la demande peuvent limiter la sévérité de l'événement. Cette interaction justifie l'emploi du concept de sécheresse dans l'Anthropocène, qui considère les sociétés non seulement comme des victimes de la sécheresse, mais aussi comme des acteurs capables d'aggraver ou d'atténuer la propagation des déficits hydrologiques (**Van Loon et al., 2016**).

I.4.1 Indicateurs et indices de sécheresse hydrogéologique appliqués aux nappes

Les indices de sécheresse ont pour objectif de transformer des données hydrométéorologiques ou hydrogéologiques en valeurs synthétiques permettant d'identifier, de classer et de comparer les épisodes secs. Ils facilitent l'analyse de la durée, de l'intensité, de la fréquence et parfois de l'extension spatiale des sécheresses. En gestion des ressources en eau, ces indices constituent également des outils de communication, car ils permettent de définir des seuils d'alerte et de comparer des périodes ou des stations différentes (**WMO & GWP, 2016 ; Mishra et Singh, 2010**).

L'indice standardisé de précipitation, ou SPI, a été proposé par McKee et al. (1993). Il repose uniquement sur les précipitations et peut être calculé sur plusieurs échelles temporelles,

par exemple 1, 3, 6, 12 ou 24 mois. Les échelles courtes sont généralement associées à la sécheresse météorologique et agricole, tandis que les échelles longues sont plus pertinentes pour les ressources en eau, les débits et parfois les nappes. Sa principale force réside dans sa simplicité et sa comparabilité spatiale. Sa principale limite est qu'il ne tient pas compte de la demande évaporative, qui devient importante dans un contexte de réchauffement.

Le SPEI, proposé par Vicente-Serrano et al. (2010), reprend la logique de standardisation du SPI mais utilise un bilan climatique, généralement défini comme la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle. Cet indice est donc plus sensible à l'effet de l'augmentation des températures et de la demande atmosphérique en eau. Dans les zones semi-arides, il peut mieux refléter le stress climatique que le SPI, notamment lorsque les précipitations ne diminuent pas fortement mais que les températures augmentent.

Le SGI, ou Standardised Groundwater level Index, est spécifiquement conçu pour analyser les anomalies de niveaux d'eau souterraine. **Bloomfield et Marchant (2013)** l'ont développé en adaptant la logique du SPI aux séries piézométriques. L'indice repose sur une transformation statistique des niveaux de nappe afin d'obtenir une distribution standardisée, généralement centrée autour de zéro. Les valeurs négatives indiquent des niveaux inférieurs à la normale, tandis que les valeurs positives indiquent des niveaux supérieurs à la normale. Le SGI est particulièrement pertinent pour caractériser la sécheresse hydrogéologique, car il utilise directement la variable piézométrique.

L'interprétation du SGI doit toutefois être prudente. Une baisse piézométrique peut résulter d'un déficit de recharge, d'un pompage accru, d'une modification des relations nappe-rivière ou d'une combinaison de ces facteurs. Le SGI identifie l'anomalie de niveau, mais il n'attribue pas automatiquement sa cause. Pour une analyse robuste, il est donc recommandé de comparer le SGI avec des indices climatiques tels que le SPI ou le SPEI, ainsi qu'avec les données de prélèvement et les informations sur les conditions hydrogéologiques locales (Bloomfield et Marchant, 2013 ; Van Loon et al., 2016).

Tableau I.3 : Principaux indices de sécheresse mobilisables pour l'étude des nappes (**McKee et al. (1993), Vicente-Serrano et al. (2010), Bloomfield & Marchant (2013), WMO & GWP (2016)**)

Indice	Variable utilisée	Échelle temporelle	Avantages	Limites
SPI	Précipitations	1 à 48 mois selon l'objectif	Simple, peu exigeant en données, comparable entre régions	Ignore température et évapotranspiration
SPEI	Précipitations – évapotranspiration potentielle	1 à 48 mois ou plus	Sensible au réchauffement et à la demande évaporative	Dépend du choix de la méthode de calcul de la PET
SGI	Niveaux piézométriques	Mensuel ou saisonnier selon les séries	Directement adapté aux nappes ; détecte les anomalies de niveau	Nécessite des séries piézométriques régulières et assez longues
SRI/SSI	Débits des cours d'eau	Variable selon le bassin	Utile pour la sécheresse hydrologique et les débits de base	Ne décrit pas directement le stockage souterrain
Seuil piézométrique	Niveau de nappe comparé à un seuil critique	Gestion opérationnelle	Simple à communiquer pour l'alerte	Dépend fortement du seuil choisi et du contexte local

I.5 Impact du changement climatique sur les nappes

Le changement climatique influence les nappes par plusieurs voies directes et indirectes. Les effets directs concernent principalement les modifications de la recharge : changements de

la quantité de précipitations, de leur saisonnalité, de leur intensité et de la part qui s'infiltre réellement vers l'aquifère. Les effets indirects incluent l'augmentation de l'évapotranspiration, les changements de couverture végétale, la modification des besoins en irrigation et l'évolution des prélèvements humains pendant les périodes de chaleur ou de sécheresse (**Earman et Dettinger, 2011 ; Green et al., 2011**).

La recharge ne dépend pas seulement du cumul annuel des précipitations. Deux régions recevant une quantité de pluie comparable peuvent présenter des recharges très différentes selon la distribution saisonnière des pluies, l'intensité des événements, la pente, la texture du sol, la végétation et l'épaisseur de la zone non saturée. Dans les milieux semi-arides, les pluies peuvent être intenses et espacées ; une partie importante peut alors ruisseler ou être rapidement évaporée. L'augmentation des températures accentue cette contrainte en augmentant la demande évaporative, ce qui réduit la fraction d'eau disponible pour l'infiltration profonde (**Taylor et al., 2013 ; Vicente-Serrano et al., 2010**).

Les nappes profondes ou à faible taux de renouvellement posent un problème particulier. Leur réponse aux changements climatiques peut être très lente, ce qui signifie que les impacts observés aujourd'hui peuvent refléter des conditions de recharge anciennes, tandis que les effets du climat actuel peuvent se manifester plus tard. Cuthbert et al. (2019) soulignent que les interactions entre climat et eaux souterraines s'inscrivent parfois dans des temps de réponse longs, ce qui impose une gestion fondée sur l'anticipation plutôt que sur la réaction immédiate.

Le changement climatique peut également aggraver les pressions anthropiques. Lors des sécheresses ou des vagues de chaleur, la demande en eau augmente souvent pour l'irrigation, l'alimentation domestique et certains usages économiques. Les nappes deviennent alors une ressource de substitution lorsque les eaux de surface diminuent. Cette substitution peut être utile à court terme, mais elle accroît le risque de surexploitation si elle n'est pas encadrée par une estimation réaliste de la recharge renouvelable et par des règles de prélèvement adaptées (**Famiglietti, 2014 ; IPCC, 2022**).

Dans les zones côtières méditerranéennes, la baisse des niveaux piézométriques peut favoriser l'intrusion marine. Lorsque le gradient hydraulique naturel de la nappe vers la mer est affaibli ou inversé par le pompage, l'eau salée peut progresser vers l'intérieur des terres. Ce processus dégrade la qualité des eaux souterraines et peut rendre certains captages impropres à l'alimentation en eau potable ou à l'irrigation. Le risque est accentué par l'élévation du niveau marin, la concentration des populations sur les littoraux et la demande touristique saisonnière (**Taylor et al., 2013 ; MedECC, 2020**).

I.6 Pressions anthropiques sur les nappes

Les pressions anthropiques sur les nappes désignent l'ensemble des activités humaines qui modifient leur quantité, leur qualité ou leur fonctionnement hydrodynamique. Elles peuvent être directes, lorsqu'elles affectent immédiatement le niveau ou la qualité de l'eau, ou indirectes, lorsqu'elles modifient les conditions de recharge, d'écoulement ou de demande en eau. Dans les régions semi-arides et méditerranéennes, ces pressions s'ajoutent souvent à une contrainte climatique déjà forte, ce qui augmente la vulnérabilité des aquifères (**Lütkemeier et al., 2022 ; MedECC, 2020**).

La pression quantitative la plus évidente est le pompage. L'agriculture irriguée représente souvent le principal usage de l'eau souterraine dans les régions sèches. Lorsque les volumes prélevés dépassent la recharge renouvelable, les niveaux piézométriques diminuent, les coûts de pompage augmentent et les forages peu profonds peuvent s'assécher. À long terme, la surexploitation peut provoquer une perte de stockage, une diminution du débit des sources, une réduction du débit de base des cours d'eau et, dans certains aquifères compressibles, une subsidence irréversible (**Famiglietti, 2014 ; Taylor et al., 2013**).

Les pressions qualitatives sont également majeures. L'agriculture peut introduire dans les nappes des nitrates, phosphates, pesticides et sels dissous. Les activités domestiques et urbaines peuvent générer des pollutions liées aux eaux usées, aux décharges, aux réseaux d'assainissement défectueux et aux contaminants émergents. Les activités industrielles et minières peuvent libérer des hydrocarbures, métaux lourds ou composés chimiques persistants. Ces pollutions sont d'autant plus préoccupantes que la dépollution des eaux souterraines est souvent lente, coûteuse et techniquement difficile (**Lütkemeier et al., 2022**).

Les aménagements hydrauliques et l'occupation du sol modifient aussi les flux. Les barrages peuvent réduire les crues et les infiltrations dans les lits d'oued ou de rivière, tandis que l'urbanisation accroît les surfaces imperméables et modifie les voies naturelles de recharge. À l'inverse, certaines pratiques peuvent créer une recharge induite, comme les retours d'irrigation ou les bassins d'infiltration. Toutefois, ces apports ne compensent pas nécessairement les prélèvements et peuvent s'accompagner d'une dégradation qualitative si l'eau infiltrée transporte des polluants (**Green et al., 2011 ; Lütkemeier et al., 2022**).

I.6.1 Cas des nappes en Algérie et en Méditerranée

Le bassin méditerranéen est considéré comme une région particulièrement vulnérable au changement climatique en raison de la combinaison entre réchauffement, fréquence accrue des sécheresses, pression démographique, urbanisation littorale, demande agricole et dépendance locale aux eaux souterraines. Les pays du sud et de l'est de la Méditerranée sont

exposés à une contrainte hydrique élevée, car les ressources disponibles sont limitées et la variabilité climatique est forte (IPCC, 2022 ; MedECC, 2020).

En Algérie, les nappes jouent un rôle essentiel dans l'approvisionnement en eau, notamment dans les régions steppiques, présahariennes et sahariennes où les eaux de surface sont rares ou très irrégulières. Les aquifères du Nord sont souvent soumis à une forte pression liée à l'agriculture, à l'urbanisation et à la variabilité pluviométrique. Les aquifères côtiers peuvent être exposés au risque d'intrusion marine lorsque le pompage abaisse les niveaux piézométriques. Les aquifères sahariens, quant à eux, comprennent des ressources importantes mais faiblement renouvelées, ce qui pose la question de leur durabilité à long terme (Hamed et al., 2018 ; OSS, 2003).

Le Système Aquifère du Sahara Septentrional, partagé par l'Algérie, la Tunisie et la Libye, illustre la complexité de la gestion des eaux souterraines transfrontalières en zone aride. Ce système couvre plus d'un million de kilomètres carrés et comprend notamment le Continental Intercalaire et le Complexe Terminal. Les réserves sont considérables, mais leur renouvellement est limité ; la gestion ne peut donc pas être fondée uniquement sur le volume stocké, mais doit intégrer les prélèvements, les risques de salinisation, les relations transfrontalières et les scénarios de demande future (OSS, 2003 ; UNECE, 2020).

Dans les plaines agricoles méditerranéennes, la sécheresse hydrogéologique peut être aggravée par les pompages saisonniers. Les périodes sèches diminuent la recharge naturelle, tandis que la demande d'irrigation augmente. Ce couplage crée un effet cumulatif : la baisse des apports climatiques et l'augmentation des sorties anthropiques se produisent simultanément. La surveillance piézométrique doit donc être associée à l'analyse des prélèvements et des conditions climatiques pour distinguer une sécheresse de nappe d'une tendance structurelle de surexploitation (Van Loon et al., 2016 ; Lütkemeier et al., 2022).

Le cas algérien et méditerranéen montre enfin que la sécheresse hydrogéologique est autant un problème scientifique qu'un problème de gestion. La caractérisation par indices standardisés permet d'objectiver l'anomalie, mais la réduction du risque nécessite aussi une gouvernance de la demande, une amélioration des réseaux de suivi, une estimation régulière de la recharge, une protection de la qualité de l'eau et une meilleure coordination entre usages agricoles, urbains et environnementaux (**IPCC, 2022 ; MedECC, 2020 ; WMO & GWP, 2016**).

Tableau I.4 : Pressions sur les nappes en contexte méditerranéen, semi-aride et algérien **(IPCC (2022), MedECC (2020), Hamed et al. (2018), OSS (2003), Lütkemeier et al. (2022))**

Pression	Origine	Conséquence hydrogéologique	Exemple de contexte
Déficit pluviométrique répété	Variabilité climatique et sécheresses	Diminution de la recharge, baisse retardée des niveaux	Plaines semi-arides méditerranéennes
Élévation des températures	Réchauffement climatique	Augmentation de l'évapotranspiration, réduction de l'infiltration efficace	Zones steppiques et présahariennes
Pompage agricole	Irrigation intensive	Rabattement, surexploitation, hausse des coûts de pompage	Plaines agricoles et périmètres irrigués
Urbanisation littorale	Croissance démographique et tourisme	Demande accrue, imperméabilisation, risque d'intrusion marine	Aquifères côtiers méditerranéens
Pollution diffuse	Engrais, pesticides, retours d'irrigation	Nitrates, salinisation, dégradation de la qualité	Zones agricoles intensives
Aquifères fossiles peu renouvelés	Exploitation de réserves anciennes	Diminution du stock non renouvelable, enjeux transfrontaliers	Système Aquifère du Sahara Septentrional

I.7 Conclusion

Ce chapitre a montré que la sécheresse hydrogéologique ne peut pas être assimilée à un simple déficit de précipitations. Elle constitue une anomalie durable des niveaux de nappe ou du stockage souterrain, produite par la propagation d'un déficit climatique à travers le sol, la zone non saturée et l'aquifère, puis modulée par les caractéristiques géologiques et les activités

humaines. La distinction entre aridité, sécheresse météorologique, sécheresse agricole, sécheresse hydrologique et sécheresse hydrogéologique est donc indispensable pour éviter les interprétations réductrices.

Les nappes jouent un rôle stratégique dans les zones semi-arides et méditerranéennes, mais leur inertie peut retarder la perception du risque. Une nappe peut continuer à baisser après le retour des pluies, surtout lorsque le pompage reste élevé ou lorsque l'aquifère présente un temps de réponse long. Les impacts du changement climatique, notamment l'augmentation de la température et de l'évapotranspiration, s'ajoutent aux pressions anthropiques telles que l'irrigation, l'urbanisation, les pollutions et l'exploitation d'aquifères faiblement renouvelés.

L'utilisation d'indices standardisés constitue une voie pertinente pour caractériser la sécheresse. Le SPI et le SPEI permettent d'analyser le signal climatique, tandis que le SGI permet d'évaluer directement les anomalies piézométriques. Leur combinaison offre un cadre robuste pour étudier la propagation de la sécheresse vers les eaux souterraines, à condition d'intégrer les prélèvements, la structure de l'aquifère et la qualité des séries de données. Cette approche prépare l'analyse méthodologique de l'étude de cas, où les niveaux piézométriques pourront être interprétés à la lumière des facteurs climatiques et anthropiques.

Chapitre II Présentation de la zone d’étude

II.1 Localisation de la zone d'étude

La figure II.1 présente la localisation de la ville de Mostaganem dans le nord-ouest de l'Algérie. Elle montre sa position littorale sur la mer Méditerranée, ce qui lui confère un rôle important dans les dynamiques urbaines et économiques régionales. À l'échelle nationale, la carte situe l'Algérie en Afrique du Nord et permet de replacer Mostaganem dans son contexte géographique global. La ville apparaît au nord-ouest du pays, entre les grandes villes d'Oran à l'ouest et de Chlef à l'est. À l'échelle régionale, la wilaya de Mostaganem est représentée en couleur afin de la distinguer des autres wilayas. Cette représentation présente son appartenance à la façade côtière ouest, caractérisée par une forte concentration urbaine et agricole. À l'échelle locale, la carte indique précisément la ville de Mostaganem par un symbole (étoile). Elle montre son implantation sur le littoral méditerranéen, ainsi que sa proximité avec d'autres communes comme Mazagran et Hassi Mameche.

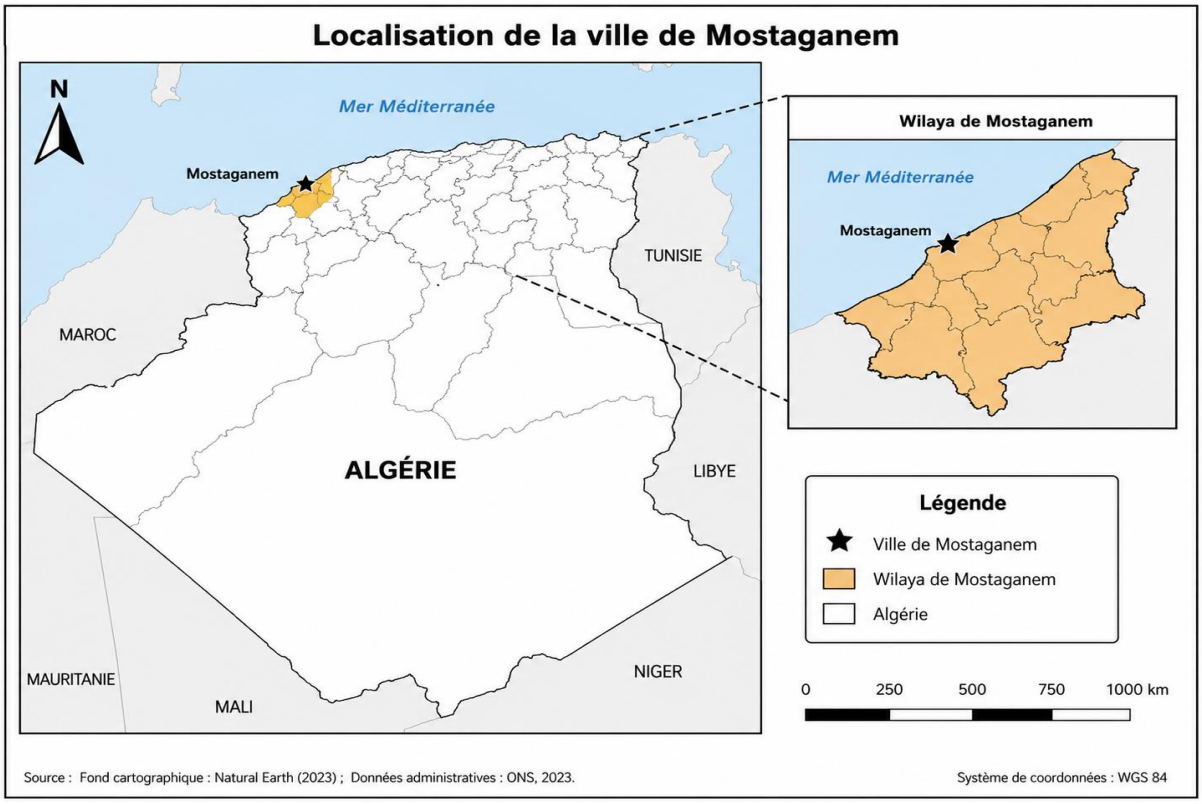


Figure II.1 : Localisation de la ville de Mostaganem

II.2 Cadre géomorphologique

Le zone d'étude se présente comme une aire sub-tabulaire à surface ondulée. Sa morphologie résulte de l'interaction entre l'héritage structural néogène et quaternaire, les transgressions marines anciennes, les dépôts sableux-gréseux et les dynamiques d'érosion-dépôt en milieu méditerranéen semi-aride. L'organisation dominante est celle d'un vaste plan incliné,

affecté par des rides et des dépressions allongées, orientées globalement sud-ouest / nord-est, direction qui correspond aussi aux principales structures géologiques régionales (**Bellal 2021**).

Deux ensembles morphologiques peuvent être distingués : la frange littorale et le plateau proprement dit. La frange littorale est caractérisée par des dunes, des formations gréseuses et une ligne de côte arquée. Le plateau interne est marqué par des dépressions en fuseaux, des crêtes, des bombements et des surfaces d'accumulation à fond parfois humide ou marécageux. Les dépressions principales citées dans les travaux disponibles sont celles de Hassi Mamèche, Kheir Eddine, Hachem Fouaha, Ouled Ben Bachir et Torche, ainsi que la vallée des Jardins et la dépression de Tounin-Sayada (**Bellal 2021**).

II.3 Cadre géologique

Sur le plan régional, la région d'étude appartient au domaine tellien occidental, rattaché au système tello-rifain de l'orogenèse alpine. L'histoire géologique régionale met en évidence une tectonique active au Néogène et au Quaternaire. Cette activité se traduit par une organisation en anticlinaux et synclinaux, orientés préférentiellement sud-ouest / nord-est et parallèles à la côte. Les anticlinaux correspondent souvent aux collines ou djebels, tandis que les synclinaux et dépressions constituent les structures les plus favorables à l'accumulation des eaux souterraines (**Baiche 1994**).

Les formations géologiques rencontrées sont classiquement réparties entre formations allochtones anté-miocènes et formations autochtones miocènes, pliocènes et quaternaires. Les nappes de charriage, les manifestations diapiriques et les accidents cassants témoignent d'une structuration complexe. Dans la partie centrale, les plis de Mazagran, Hassi Mamèche, vallée des Jardins et Mostaganem-Sayada commandent en partie la morphologie actuelle. Les bordures méridionale, orientale, septentrionale et occidentale présentent des structures différenciées, notamment le bombement anticlinal du Djebel Trek El Touirès et les axes de Bel Hacel, Akboube et Ennaro (**Baiche 1994**).

II.4 Cadre lithologique

La lithologie de la zone d'étude est déterminante pour comprendre la distribution des perméabilités, les conditions de recharge, la vulnérabilité de la nappe et la productivité des ouvrages. La série lithostratigraphique comprend des terrains anciens allochtones, des formations marneuses et gréso-marneuses du Miocène, des marnes et grès du Pliocène, puis des formations quaternaires gréseuses, sableuses et calcaro-gréseuses. Les formations quaternaires et calabriennes constituent le réservoir aquifère principal, tandis que les marnes bleues mio-pliocènes jouent globalement le rôle de substratum imperméable (**Amari et Belmoumene 2022**).

La succession lithologique identifiée par les travaux hydrogéologiques distingue plusieurs niveaux à perméabilité variable, depuis les micro-poudingues de base jusqu'aux dunes et sables récents. Les grès jaunâtres à ciment calcaire, vacuolaires et à débris coquilliers, ainsi que les grès blanchâtres à passées sableuses, présentent les propriétés les plus favorables à la circulation des eaux souterraines. À l'inverse, les niveaux argileux, sablo-argileux et marneux réduisent la continuité hydraulique et peuvent provoquer une compartimentation locale de l'aquifère (**Amari et Belmoumene 2022**).

II.5 Contexte hydrogéologique

Le système hydrogéologique du Plateau de Mostaganem est dominé par la nappe libre contenue dans les grès calabriens et les sables associés. Cette nappe représente le principal réservoir d'eau souterraine de la région. Elle repose sur un substratum marneux mio-pliocène, généralement imperméable, dont la morphologie conditionne l'épaisseur de l'aquifère, la direction des écoulements et la distribution des gradients hydrauliques (**Gauchez 1981**).

Les études disponibles distinguent trois ensembles aquifères : l'aquifère principal du plateau, l'aquifère de la plaine de Bordjias et l'aquifère côtier. L'aquifère principal est constitué par le Calabrien transgressif, discordant sur les dépôts marins et continentaux du Mio-Pliocène. La plaine de Bordjias correspond à une nappe semi-captive composée de séries gréso-sableuses sous alluvions, recevant une partie du drainage du plateau. L'aquifère côtier est une nappe phréatique alimentée à la fois par les précipitations et par des échanges avec la nappe du plateau. La recharge se fait principalement par infiltration directe des pluies sur les affleurements perméables, ainsi que par percolation depuis les formations supérieures. Les axes d'écoulement sont variables, mais la direction nord-est / sud-ouest reste structurante, car elle suit à la fois les formes du substratum et l'organisation des plis. Les zones d'alimentation correspondent aux djebels, aux bombements et aux bordures plus élevées, tandis que les zones de convergence se situent dans les dépressions et les synclinaux (**Gauchez 1981**).

Tableau II.1 : Principaux bassins hydrogéologiques décrits par Gauchez (1981)

Bassin hydrogéologique	**Superficie approximative (km^2)**	**Exutoire ou drainage principal**
Ain Soltane	70,1	Ain Soltane
Oued Kheir	17,15	Ain Hallouf
Ain Tédelès	23,25	Sources d'Ain Tédelès
Souk Kelmitou	28,15	Sources de Souk Kelmitou

Oued Sefra	199,97	Oued Sefra et sources de Mostaganem
Mazagran	40	Sources de Mazagran
Ouréah - Stidia	19,5	Sources d'Ouréah
Forêt de la Macta	51,2	Oued Tinin
Ain Nouissy	30,8	Ain Nouissy
Mesra	54,37	Plaine de Bordjias et sources de Mesra
Blad Touahria	69,65	Plaine de Bordjias

II.6 Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique du Plateau de Mostaganem est peu développé. Cette faiblesse s'explique par la nature perméable d'une partie des formations gréseuses et sableuses, par la morphologie en dépressions fermées ou semi-fermées, et par le caractère semi-aride du climat. Le principal cours d'eau régional est l'Oued Chélif, qui limite le plateau au nord et au nord-est avant son embouchure. Les terrains de sa vallée sont fertiles et occupés par des cultures maraîchères (**Amari et Belmoumene 2022**).

À l'échelle du plateau, deux oueds sont fréquemment mentionnés : l'Oued Sefra et l'Oued El Kheir. L'Oued Sefra prend naissance dans le secteur des Sept Puits, traverse la zone de Mostaganem et fonctionne comme un axe de drainage superficiel et souterrain. Son écoulement est temporaire et fortement influencé par les rejets urbains dans la traversée de la ville. L'Oued El Kheir, affluent du Chélif, est alimenté notamment par Ain El Soltane. Les dépressions du plateau collectent également les eaux pluviales, sans former un réseau permanent dense (**Amari et Belmoumene 2022**).

Tableau II.2 : Réseau hydrographique et relations avec la nappe (**Gauchez 1981**)

Élément hydrographique	**Localisation / rôle**	**Relation avec le système hydrogéologique**
Oued Chélif	Bordure nord et nord-est ; cours d'eau majeur régional	Limite morphologique et hydraulique ; vallée fertile
Oued Sefra / Ain Sefra	Naissance vers les Sept Puits ; traverse Mostaganem ; écoulement temporaire	Axe de drainage du bassin d'Oued Sefra ; sensibilité aux rejets urbains

Oued El Kheir	Affluent du Chélif ; alimenté par Ain El Soltane	Exutoire associé à certains sous-bassins hydrogéologiques
Dépressions du plateau	Hassi Mamèche, Tounin-Sayada, Vallée des Jardins, Hachem Fouaha	Collecte des eaux pluviales ; infiltration et accumulation des matériaux fins
Sources	Ain Soltane, sources de Mostaganem, Mazagran, Mesra, Ouréah	Émergences au contact entre niveaux perméables et substratum marneux

II.7 Contexte socio-économique

Le contexte socio-économique de Mostaganem renforce la pression exercée sur les ressources en eau souterraine. La wilaya présente une vocation agricole importante, un tissu industriel en développement, un potentiel touristique marqué par la façade méditerranéenne, ainsi qu'une croissance urbaine qui augmente les besoins en alimentation en eau potable. La documentation institutionnelle récente indique une population de 922 405 habitants à la fin de 2021, une densité de 407 hab./km², 10 daïras et 32 communes pour l'ensemble de la wilaya (**Amari et Belmoumene 2022**).

Les activités agricoles, notamment l'irrigation, constituent l'un des postes majeurs de sollicitation de la nappe. Les prélèvements estimés dans les bilans hydrogéologiques montrent que l'irrigation peut dépasser les usages urbains et industriels. L'industrie, centrée notamment sur l'agroalimentaire, les matériaux de construction, la chimie-plastique, le bois-papier et diverses activités manufacturières, contribue également à la demande hydrique et à la production de rejets potentiels. Le tourisme littoral et forestier peut, quant à lui, accroître les besoins saisonniers en eau (**Amari et Belmoumene 2022**).

Tableau II.3 : Indicateurs socio-économiques de cadrage de la wilaya de Mostaganem

Indicateur	**Valeur / situation**	**Incidence sur le cadre physique et hydrogéologique**
Population	922 405 habitants à fin 2021	Demande croissante en AEP et assainissement

Densité	407 hab./km²	Concentration des pressions autour des pôles urbains et littoraux
Découpage administratif	10 daïras, 32 communes	Multiplicité des acteurs de gestion territoriale
Relief de la wilaya	Plaines et plateau 60 %, collines et piémonts 21 %, montagnes 12 %, autres 7 %	Fort poids spatial des surfaces favorables à l'urbanisation et à l'agriculture
Industrie	116 unités industrielles employant 5 138 personnes ; agroalimentaire 27,59 %, chimie-plastique 21,55 %, matériaux de construction 19,82 %	Besoins en eau et rejets potentiels ; pression localisée dans zones d'activité
PME	9 725 PME employant 48 564 salariés ; services 57,29 %, BTPH 24,92 %, industrie manufacturière 10,18 %	Artificialisation, besoins en équipements, demande hydrique indirecte
Agriculture et pêche	689 PME et 3 574 emplois dans les données institutionnelles ; vocation agricole régionale confirmée par les études hydrogéologiques	Irrigation et prélèvements dans la nappe
Forêts	32 256,31 ha, soit 14,21 % de la superficie de la wilaya	Protection des sols, infiltration locale, tourisme forestier
Mines et carrières	13 permis miniers dont 9 carrières en activité ; sable, argile et bentonite	Extraction de matériaux et modification locale des sols et ruissellements
Tourisme littoral	Façade méditerranéenne, plages et zones d'expansion touristique	Forte demande saisonnière en eau ; pression sur les espaces côtiers

II.8 Caractéristiques morphométriques du bassin versant côtier de Mostaganem

II.8.1 Caractéristiques de forme

II.8.1.1 Coefficient de compacité de Gravélius

Le coefficient de compacité a été calculé par la formule suivante :

$Kc = \frac{P}{2.\sqrt{\pi}.\sqrt{A}} = 0{,}282\,.\frac{P}{\sqrt{A}}$

Comme $Kc = 1{,}72 > 1{,}128$, la forme du bassin versant étudié est allongé.

II.8.1.2 Rectangle équivalent

La notion de rectangle équivalent ou rectangle de Gravélius, correspond au calcul de deux dimensions L et l.

$L = \frac{P + \sqrt{P^2 - 16.A}}{4}$ et $l = \frac{P - \sqrt{P^2 - 16.A}}{4}$

II.8.2 Etude de relief

II.8.2.1 Courbe hypsométrique

Le bassin versant est décrit par une courbe hypsométrique afin de caractérise la répartition de l'altitude en fonction de la surface du bassin versant exprimée en pourcentage, la courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin. C'est une représentation purement géométrique. La courbe est établie à partir des surfaces drainées par tranche d'altitude.

Les altitudes varient entre une altitude maximale de 399 m et une altitude minimale de -6 m. Cette valeur minimale négative peut s'expliquer par la proximité du littoral, par des zones basses proches du niveau marin, ou éventuellement par une imprécision du modèle numérique de terrain utilisé. L'altitude moyenne est de 264,70 m, tandis que l'altitude médiane est de 256,91 m. La proximité entre ces deux valeurs indique que la répartition altitudinale du bassin est relativement équilibrée. Toutefois, le fait que l'altitude moyenne soit légèrement supérieure à la médiane montre que les zones élevées exercent encore une certaine influence sur la moyenne générale.

La courbe hypsométrique montre une diminution progressive de l'altitude depuis les parties amont vers les parties aval. Une grande partie du bassin semble se situer entre environ 240 m et 300 m, ce qui suggère la présence de surfaces intermédiaires assez étendues. La chute rapide observée vers la fin de la courbe, près de 100 % de surface cumulée, indique que les très basses altitudes occupent une surface réduite, probablement localisée dans la partie aval ou littorale du bassin.

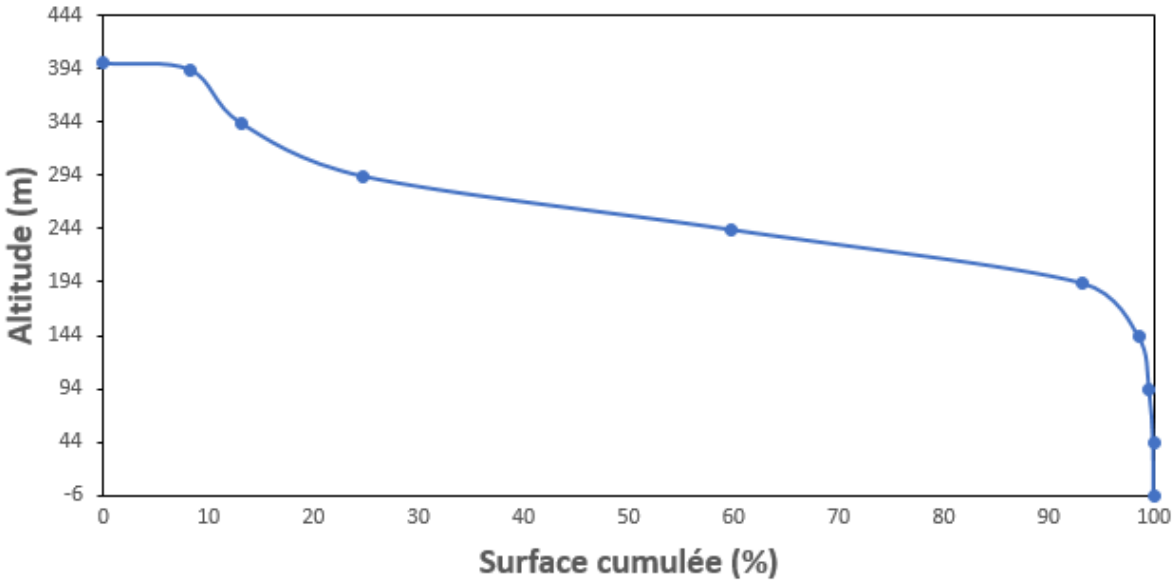


Figure II.2 : Courbe hypsométrique du bassin versant côtier de Mostaganem

II.8.2.2 Altitudes caractéristiques

L'altitude maximale représente le point le plus élevé du bassin versant tandis que l'altitude minimale considère le point le plus bas, généralement à l'exutoire.

L'altitude moyenne se calcule de la façon suivante :

$$Hmoy = \frac{\sum_{i=1}^{n} h_i \,.\, S_i}{A}$$

$Hmoy$: Altitude moyenne du bassin versant (m).

h_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m).

S_i : Surface partielle entre deux courbes de niveau (Km^2).

A : Surface totale du bassin versant (Km^2).

L'altitude médiane correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 50 % de la surface totale du bassin sur la courbe hypsométrique.

II.8.2.3 Pente moyenne du bassin versant

La pente moyenne du bassin versant est une caractéristique importante des bassins versants qui renseigne sur la topographie du bassin. Elle est obtenue par la formule suivante :

$$Im = \frac{\Delta Zi \,.\, L}{A}$$

Im : Pente moyenne du bassin versant (m/km ou bien %).

ΔZi : Equidistance entre deux courbes de niveau (m).

L : Longueur totale des courbes de niveau (Km).

A : Surface totale du bassin versant (Km^2).

II.8.2.4 Indice de pente de Roche

Cet indice se calcule à partir de la longueur du rectangle équivalent.

$$Ip = \frac{1}{\sqrt{L}} . \sum_{i=1}^{n} \sqrt{\alpha_i . \Delta Z_i}$$

Ip : Indice de pente de Roche (-).

L : Longueur du rectangle équivalent (m).

ΔZi : Equidistance entre deux courbes de niveau (m).

α_i : Rapport de surface avec $\alpha_i = \frac{S_i}{A}$

II.8.2.5 Indice de pente global

Cet indice se calcule par la formule suivante :

$$Ig = \frac{H_5 - H_{95}}{L}$$

Ig : Indice de pente global (m/Km).

H_5 : Altitude lue sur la courbe hypsométrique à une surface cumulée de 5 % (m).

H_{95} : Altitude lue sur la courbe hypsométrique à une surface cumulée de 95 % (m).

L : Longueur du rectangle équivalent (Km).

II.8.2.6 Pente moyenne du cours d'eau principal (Indice de pente moyenne)

La pente moyenne d'un cours d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin versant donc le temps de concentration.

$$Ipm = \frac{\Delta H}{L_{cours\ d'eau}} = \frac{Hmax - Hmin}{L_{cours\ d'eau}}$$

Ipm : Pente moyenne du cours d'eau principal (m/Km ou bien %).

ΔH : Différence entre l'altitude maximale et l'altitude minimale du bassin versant (m).

$L_{cours\ d'eau}$: Longueur du cours d'eau principal (Km).

II.8.2.7 Dénivelée spécifique

La dénivelée spécifique peut servir pour comparer le relief des bassins versants de superficies différentes

$$Ds = Ig * \sqrt{A}$$

Ds : Dénivelée spécifique (m).

Ig : Indice de pente global (m/Km).

A : Surface totale du bassin versant (Km^2).

Classe	Type de relief	Ds
R1	Relief très faible	10
R2	Relief faible	10 –25
R3	Relief assez faible	25 - 50
R4	Relief modéré	50 - 100
R5	Relief assez fort	100 - 250
R6	**Relief fort**	**250 -500**
R7	Relief très fort	+ 500

Figure II.3 : Classification de reliefs selon la méthode de LORSTOM

D'après la valeur du dénivelée spécifique (D_S = 82,15 m), le relief est modéré.

II.8.3 Caractéristiques du réseau hydrographique

II.8.3.1 Temps de concentration

Le temps de concentration est défini comme étant la durée que met une goutte d'eau tombée à un point élevé du bassin versant, pour atteindre l'exutoire, il est exprimé par la formule suivante :

Formule de Giandotti

Giandotti a mis au point une formule empirique d'estimation du temps de concentration. Elle est valide pour des bassins avec des surfaces variant entre 500 et 700 Km^2. Elle a été développée en étudiant les cours d'eau de l'Apennim Ligure (Italie). Cette formule est largement utilisée en Algérie et dans les pays du Maghreb. Elle donne des résultats satisfaisants.

$$Tc = \frac{4 \cdot \sqrt{A} + 1{,}5 \cdot L_{cours\ d'eau}}{0{,}8 \cdot \sqrt{Hmoy - Hmin}}$$

Tc : Temps de concentration (heure).

A : Surface totale du bassin versant (Km^2).

$L_{cours\ d'eau}$ **:** Longueur du cours d'eau principal (Km).

$Hmoy$: Altitude moyenne du bassin versant (m).

$Hmin$: Altitude minimale du bassin versant (m).

La détermination du temps de concentration permet de mieux connaitre la réponse hydrologique du bassin versant, le temps de concentration des eaux est non seulement fonction de la surface, mais aussi d'autres paramètres tels que la lithologie, la pluviométrie et le relief.

Formule de Kirpich

Kirpich (1940) en étudiant 7 bassins versants du Tennessee (Etat Unis) a développé une formule empirique donnant le temps de concentration :

$$T_c = 0.39 \,.\, (\frac{L_{cours\ d'eau}}{\sqrt{Ipm}})^{0.77}$$

Tc : Temps de concentration (heure).

$L_{cours\ d'eau}$ **:** Longueur du thalweg principal (Km).

Ipm : Pente moyenne du cours d'eau principal (m/Km).

Formule anonyme tirée de l'ouvrage de Bourrier

$$T_c = 4 \,.\, (\frac{\sqrt[3]{A \,.\, L_{cours\ d'eau}}}{Ipm})^{0.75}$$

Tc : Temps de concentration (heure).

$L_{cours\ d'eau}$ **:** Longueur du thalweg principal (Km).

Ipm : Pente moyenne du cours d'eau principal (m/Km).

A : Surface totale du bassin versant (Km^2).

D'après les services de l'ANRH (Touat, 1988), cette formule est la plus performante. Cette conclusion est basée sur les résultats trouvés en appliquant six relations différentes (calcul de Tc) sur cinq bassins versants du Sebaou (Nord centre de l'Algérie) de superficie comprise entre 70 et 2390 Km^2.

Formule de Turazza

$$T_c = 0.108 \,.\, \frac{\sqrt[3]{A \,.\, L_{cours\ d'eau}}}{\sqrt{Im \,.\, 10^{-3}}}$$

Tc : Temps de concentration (heure).

$L_{cours\ d'eau}$ **:** Longueur du thalweg principal (Km).

Ipm : Pente moyenne du cours d'eau principal (m/Km).

A : Surface totale du bassin versant (Km^2).

Formule de Basso

$$T_c = 0.067 \,.\, \frac{L^{1.155}}{(H_{max} - H_{min})^{0.385}}$$

Tc : Temps de concentration (heure).

L : Longueur du rectangle équivalent (Km).

H_{max} : Altitude maximale (Km).

H_{min} : Altitude minimale (Km).

II.8.3.2 Vitesse moyenne de ruissellement

La vitesse moyenne de ruissellement est donnée par l'expression suivante :

$$Vr = \frac{L}{Tc}$$

Vr : Vitesse moyenne de ruissellement (Km/heure).

L **:** Longueur du thalweg principal (Km).

Tc : Temps de concentration (heure).

Le bassin versant étudié présente une superficie de 355,4 km² et un périmètre de 114,84 km, ce qui le classe parmi les bassins versants de taille moyenne. La longueur du thalweg principal, estimée à 31,49 km, indique un réseau hydrographique relativement développé, mais pas très long. Ce paramètre influence directement le temps nécessaire aux eaux de ruissellement pour atteindre l'exutoire.

L'indice de compacité Kc = 1,72 montre que le bassin n'a pas une forme circulaire, mais plutôt une forme allongée. En hydrologie, un bassin circulaire favorise généralement une concentration rapide des eaux et donc des crues plus brutales. À l'inverse, un bassin allongé comme celui-ci tend à produire une réponse hydrologique plus progressive, avec un temps de concentration plus élevé et un pic de crue généralement moins brutal.

Le rectangle équivalent, avec une longueur de 50,36 km et une largeur de 7,06 km, confirme cette morphologie allongée. Le rapport longueur/largeur est d'environ 7,1, ce qui traduit une forte dissymétrie spatiale du bassin. Cette configuration favorise un étalement temporel des apports hydriques vers l'aval.

L'altitude moyenne est de 264,70 m, tandis que l'altitude médiane est de 256,91 m. La proximité entre ces deux valeurs indique que la répartition altitudinale du bassin est relativement équilibrée. Toutefois, le fait que l'altitude moyenne soit légèrement supérieure à la médiane montre que les zones élevées exercent encore une certaine influence sur la moyenne générale.

L'indice de pente globale Ig = 4,36 traduit une pente générale modérée. Toutefois, il faut noter que cette valeur semble plutôt exprimée en m/km et non en pourcentage, car elle correspond probablement au rapport entre la dénivelée utile et la longueur du rectangle équivalent. Si elle est exprimée en %, il faudrait vérifier le calcul.

La pente moyenne Ipm = 12,86 % indique que certaines zones du bassin présentent des pentes plus marquées, notamment dans les secteurs amont ou sur les versants. Cette valeur traduit une capacité non négligeable au ruissellement, surtout en cas de pluies intenses ou sur des sols peu perméables.

L'indice de pente de Roche Ip = 2,24 et la pente moyenne du bassin Im = 48,56 m/km confirment un relief globalement modéré à assez marqué. Ces valeurs indiquent que le bassin possède une énergie morphologique suffisante pour favoriser l'écoulement superficiel, mais sans atteindre les caractéristiques d'un bassin très montagneux.

La dénivelée spécifique Ds = 82,15 m permet de classer le relief du bassin dans une catégorie plutôt modérée. Elle indique que l'effet du relief sur le ruissellement existe, mais qu'il n'est pas excessif.

Le temps de concentration Tc = 7,44 heures est relativement élevé. Cela signifie que l'eau issue des parties les plus éloignées du bassin met environ 7 h 30 pour atteindre l'exutoire. Cette valeur est cohérente avec la forme allongée du bassin, qui tend à retarder la concentration des écoulements. La vitesse moyenne de ruissellement Vr = 4,23 km/h indique un écoulement modéré. Elle reflète l'effet combiné de la pente, de la longueur du thalweg principal et de la morphologie générale du bassin. Sur le plan hydrologique, le bassin versant côtier de Mostaganem présente donc une réponse probablement progressive plutôt que brutale. Sa forme allongée et son temps de concentration relativement long réduisent le risque d'une concentration très rapide des eaux. Cependant, les pentes moyennes et la dénivelée disponible peuvent favoriser un ruissellement important lors des épisodes pluvieux intenses, surtout si les sols sont imperméables, urbanisés ou dégradés par l'érosion.

II.9 Étude climatique

II.9.1 Sélection des stations pluviométriques

Les données pluviométriques utilisées dans cette étude ont été mesurées et fournies par l'organisme responsable du réseau pluviométrique en Algérie, plus exactement l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques connue sous l'abréviation ANRH. Au niveau de la zone d'étude, seulement une station pluviométrique a été retenue, car elle obéit à des critères de longueur de séries et de qualité des données (moins de lacunes). Le tableau II.4 présente le nom, le code, les coordonnées géographiques et la période d'observation des stations pluviométriques retenues pour cette étude.

Tableau II.4 : Caractéristique et période d'observation de la station pluviométrique retenue pour l'étude

Code ANRH	Nom de la station	Latitude (DD)	Longitude (DD)	Altitude (m)	Période de données
040612	Mostaganem	35,93	0,1	151	1981-2025

II.9.2 Contrôle de la fiabilité des données : Test de Wilcoxon

Afin de vérifier la fiabilité des données climatiques utilisées dans l'étude, la station de Mostaganem a été soumise au test non paramétrique de Wilcoxon. Ce test permet de contrôler l'homogénéité d'une série chronologique en comparant deux sous-échantillons : un premier échantillon de taille X = 5 et un second de taille Y = 40. L'objectif est de déterminer s'il existe

une rupture significative dans la série climatique, pouvant être liée à un changement d'appareil de mesure, un déplacement de la station, une modification de l'environnement immédiat ou une erreur dans les données.

Le résultat du test indique que la série climatique de la station de Mostaganem ne présente pas de rupture statistiquement significative. Autrement dit, les données analysées peuvent être considérées comme homogènes sur la période étudiée. Cette homogénéité signifie que les variations observées dans la série sont principalement liées aux fluctuations climatiques naturelles et non à des anomalies artificielles dues à des changements dans les conditions de mesure.

Tableau II.5 Résultats du test statistique de Wilcoxon appliqué sur la station de Mostaganem

Taille de l'échantillon X	Taille de l'échantillon Y	WX	Wmin	Wmax	Vérification de la condition	Conclusion
5	40	92	37,73	192,27	$37,73 < 92 < 192,27$	La station Mostaganem est homogène

II.9.3 Analyse statistique descriptive des précipitations annuelles de la station de Mostaganem

Les statistiques descriptives des précipitations annuelles de la station de Mostaganem montrent une variabilité pluviométrique importante sur la période étudiée. Les valeurs annuelles varient entre un minimum de 252,67 mm et un maximum de 736,21 mm, soit une étendue de 483,54 mm. Cette amplitude élevée traduit une forte irrégularité interannuelle des apports pluviométriques. La moyenne annuelle des précipitations est de 480,75 mm, tandis que la médiane est de 465,29 mm. La proximité entre ces deux valeurs indique que la distribution des précipitations est globalement équilibrée. Cependant, la moyenne légèrement supérieure à la médiane montre une faible influence des années fortement pluvieuses sur la moyenne générale. Les quartiles montrent que 25 % des années présentent une pluviométrie inférieure à 338,30 mm, tandis que 75 % des années restent inférieures à 643,95 mm.

Le coefficient de variation, égal à 34,43 %, confirme cette irrégularité. Le coefficient d'asymétrie est de 0,19, soit une valeur faiblement positive. Cela signifie que la distribution est presque symétrique, avec une légère tendance vers les fortes valeurs pluviométriques. Autrement dit, quelques années très pluvieuses tirent légèrement la distribution vers la droite.

Le coefficient d'aplatissement est de −1,44, ce qui indique une distribution aplatie, dite platykurtique. Cela signifie que les valeurs ne sont pas fortement concentrées autour de la moyenne et que la série présente une dispersion relativement large, avec une fréquence notable d'années éloignées de la valeur moyenne.

Tableau II.6 Caractéristiques statistiques de la station pluviométrique étudiée

Paramètres statistiques	Min (mm)	Q1 (mm)	Médiane (mm)	Moyenne (mm)	Q3 (mm)	Max (mm)	Étendue (mm)	Écart-type (mm)	CV (%)	Coefficient d'asymétrie	Coefficient d'aplatissement
Station de Mostaganem	252,67	338,30	465,29	480,75	643,95	736,21	483,54	165,52	34,43	0,19	-1,44

II.9.4 Analyse de la variabilité interannuelle des précipitations par le coefficient pluviométrique

Les précipitations moyennes annuelles permettent d'évaluer le degré de pluviosité d'une année donnée. La variabilité interannuelle des précipitations peut être appréciée à travers le coefficient pluviométrique noté CP. Ce coefficient constitue un indicateur important pour distinguer les années excédentaires des années déficitaires. Il correspond au rapport entre la pluviométrie annuelle enregistrée pour une année donnée et la pluviométrie moyenne annuelle calculée sur une série d'observations au niveau d'une station donnée. Il s'exprime par la formule suivante :

$$CP = \frac{P}{P_m}$$

Avec : CP : coefficient pluviométrique ; P : hauteur annuelle des précipitations, exprimée en millimètres ; Pm : moyenne annuelle des précipitations de la série étudiée, exprimée en millimètres.

Deux cas peuvent être distingués : Lorsque CP > 1, l'année est considérée comme excédentaire ; Lorsque CP < 1, l'année est considérée comme déficitaire.

Le calcul du coefficient pluviométrique pour les différentes périodes d'observation permet ainsi de mettre en évidence les variations pluviométriques enregistrées au niveau des trois stations étudiées.

L'analyse du coefficient pluviométrique de la station de Mostaganem durant la période 1981–2025 montre une variabilité interannuelle marquée des précipitations. Les valeurs oscillent autour du seuil de référence CP = 1, permettant de distinguer les années excédentaires des années déficitaires. Les années 1982, 1986, 1991, 1992, 1996, 1999, 2003 jusqu'à 2014, 2016 et 2018 apparaissent comme des années humides, tandis que les autres années traduisent

un déficit pluviométrique notable. Cette alternance entre années humides et sèches confirme le caractère irrégulier du régime pluviométrique de la station de Mostaganem. Elle constitue un facteur déterminant dans l'étude hydrologique du bassin versant, car elle influence directement le ruissellement, la recharge hydrique et la disponibilité des ressources en eau.

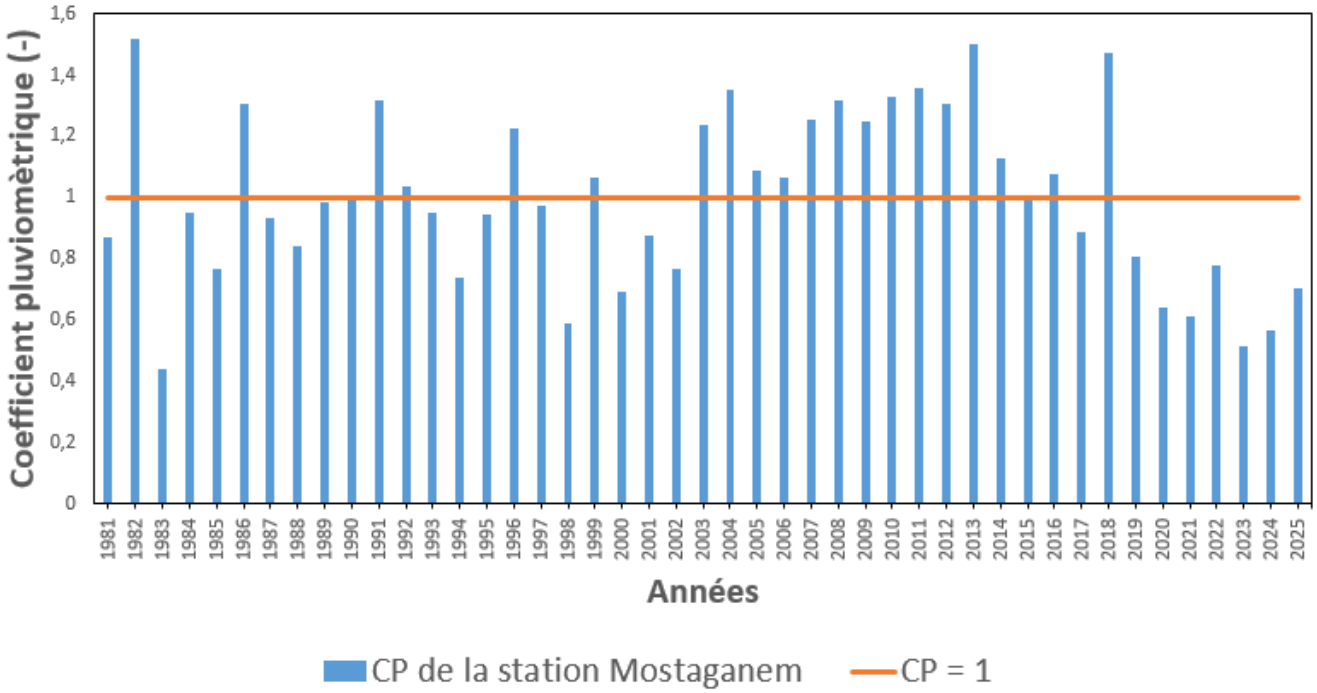


Figure II.4 : Variation interannuelle du coefficient pluviométrique à la station de Mostaganem durant la période 1981–2025

II.9.5 Analyse du régime thermique mensuel de la station de Mostaganem

L'étude du régime thermique de la station de Mostaganem montre une variation saisonnière nette des températures. Les températures maximales atteignent des valeurs élevées, dépassant parfois 40 °C, notamment durant les mois de mars, avril et novembre. Les températures moyennes demeurent modérées et augmentent progressivement vers la période estivale, tandis que les températures minimales enregistrent leurs plus faibles valeurs durant l'hiver, en particulier entre décembre et février. Cette évolution traduit un climat à contraste thermique saisonnier, avec une période chaude favorable à l'évapotranspiration et une période froide relativement marquée. L'amplitude thermique observée joue un rôle important dans le fonctionnement hydrologique du bassin versant, notamment sur les pertes par évaporation et la disponibilité des ressources en eau.

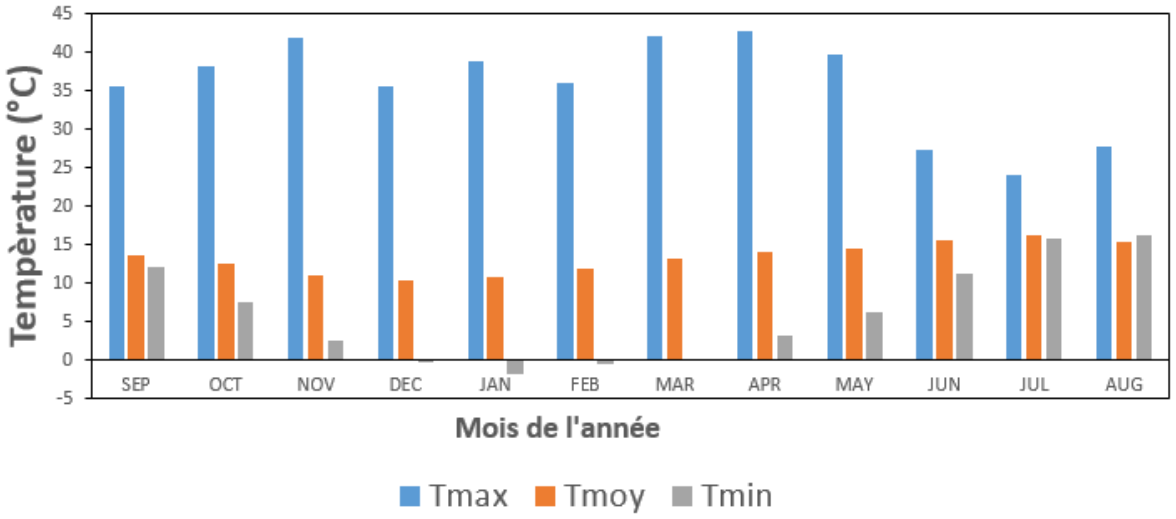


Figure II.5 : Variation mensuelle des températures maximales, moyennes et minimales à la station de Mostaganem

II.9.6 Diagramme ombrothermique

L'analyse du diagramme ombrothermique de la station de Mostaganem montre une alternance saisonnière typique d'un climat méditerranéen. Les précipitations sont concentrées principalement entre l'automne et le printemps, avec des maxima observés en novembre, janvier et mars, tandis qu'une nette diminution pluviométrique apparaît durant l'été. Les températures moyennes restent modérées tout au long de l'année, avec un minimum en hiver et un maximum en été. Selon le critère ombrothermique de Gaussen, une période sèche se manifeste durant les mois de juin, juillet et août, où les précipitations deviennent inférieures au double de la température. Cette configuration traduit l'existence d'une saison humide prolongée et d'une saison sèche estivale, influençant fortement le fonctionnement hydrologique du bassin versant.

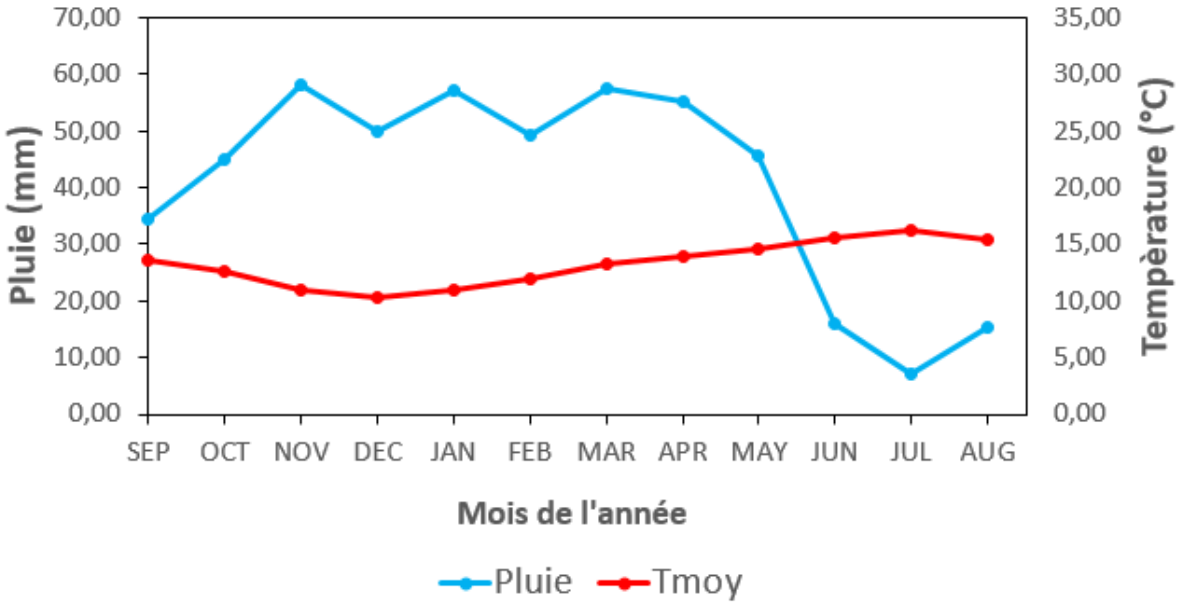


Figure II.6 : Diagramme ombrothermique de la station de Mostaganem : évolution mensuelle des précipitations et des températures moyennes

II.9.7 Détermination du type de climat par les indices climatiques de De Martonne et d'Emberger

II.9.7.1 Indice d'aridité de De Martonne

L'indice d'aridité est un indicateur quantitatif du degré du manque d'eau présente à un endroit donné qui se calcule par la formule de DE Martonne :

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

P : Précipitation moyenne annuelle (mm) et T : Température moyenne annuelle (°C).

Tableau II.7 Classement du climat en fonction de l'indice d'aridité De Martonne

Indice De Martonne	Type de climat
$I \leq 5$	Climat hyper aride
$5 < I \leq 7{,}5$	Climat désertique
$7{,}5 < I \leq 10$	Climat Steppique
$10 < I \leq 20$	Climat semi-aride
$20 < I \leq 30$	Climat tempéré
$I > 30$	Climat humide

L'indice d'aridité de De Martonne calculé pour la station de Mostaganem est de 21,07. Cette valeur place la station dans un domaine climatique tempéré à tendance subhumide. Elle

indique que la région ne présente pas un climat franchement aride, mais qu'elle reste soumise à une certaine contrainte hydrique, notamment pendant la période estivale.

Ce résultat est cohérent avec l'analyse du diagramme ombrothermique, qui a montré l'existence d'une saison humide étendue de l'automne au printemps et d'une saison sèche estivale concentrée principalement entre juin et août. Ainsi, le climat de Mostaganem peut être qualifié de méditerranéen tempéré, avec une pluviométrie annuelle relativement moyenne et une sécheresse saisonnière marquée.

Tableau II.8 Résultats de l'indice d'aridité De Martonne

Station pluviométrique	Indice d'aridité De Martonne	Type de climat
Mostaganem	21,07	Tempéré

II.9.7.2 Quotient pluviothermique d'Emberger

La valeur du quotient pluviothermique d'Emberger, estimée à Q = 289,59, place la station dans l'étage bioclimatique humide. Par ailleurs, la valeur de m, correspondant à environ 10,33 °C, indique un hiver très chaud selon la classification d'Emberger.

La station de Mostaganem appartient donc à l'étage suivant : Climat humide à hiver très chaud Cette classification traduit l'influence nette de la situation littorale de Mostaganem. La proximité de la mer Méditerranée limite les contrastes thermiques, adoucit les températures hivernales et réduit l'amplitude thermique annuelle. Ce facteur explique la valeur élevée du quotient d'Emberger, malgré une pluviométrie annuelle qui reste modérée.

Tableau II.9 Résultats de quotient pluviothermique d'Emberger

Station pluviométrique	P (mm)	m (K)	M (K)	Q (-)	Étage bioclimatique
Mostaganem	490,43	283,48	289,39	289,59	Climat humide à hiver très chaud

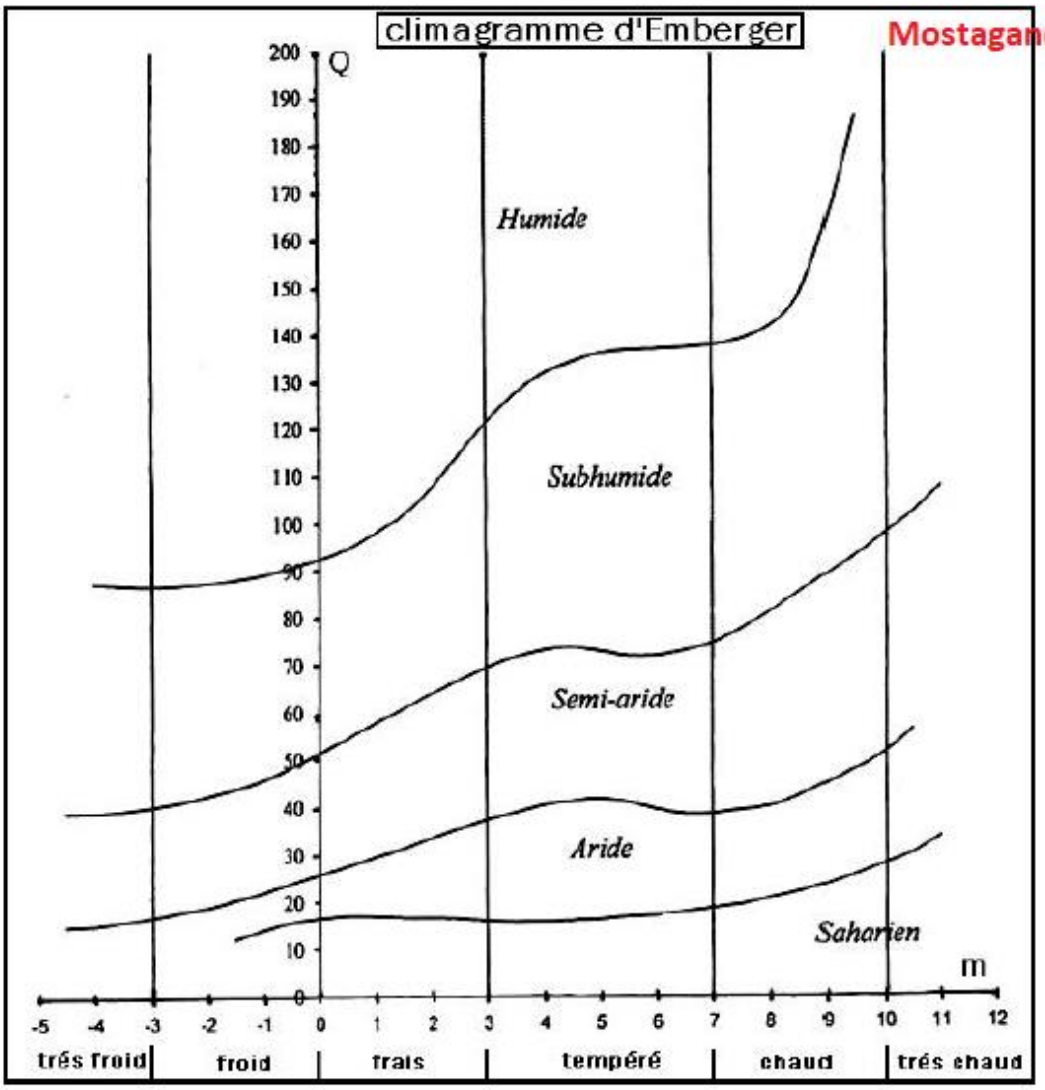


Figure II.7 : Position de la station de Mostaganem sur le climagramme d'Emberger

II.9.8 Bilan hydrique selon Thornthwaite

Le bilan permet d'évaluer les apports et les sorties en eau sur une période déterminée. L'évaluation du bilan d'eau est nécessaire aux paramètres physiques du milieu tels que les éléments climatologiques, pédologiques qui interviennent dans le cycle de l'eau. Le calcul de ce bilan est nécessaire pour la connaissance du milieu géographique, pour mieux définir les besoins globaux chiffrés du milieu et essentiellement pour l'évaluation du volume des ressources en eau souterraine (infiltration) et de surface (ruissellement). Le terme d'évapotranspiration désigne la quantité de vapeur d'eau rejetée dans l'atmosphère tant par évaporation directe au niveau du sol lui-même que par transpiration des organes aériens des plantes. L'étude de l'évapotranspiration exige que soient définis deux concepts essentiels : l'évapotranspiration réelle (ETR) et l'évapotranspiration potentielle (ETP). Cette dernière est apparue en particulier avec les travaux de Thornthwaite et se définit comme représentant la

quantité d'eau disponible sous forme d'humidité du sol, suffisante pour que les plantes puissent maintenir leur taux de transpiration à un niveau maximal.

Le bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite est défini comme suit :

$$Pluie = Evapotranspiration + Réserve\ utile\ de\ sol + Excédent$$

Sachant que :

Excédent = 50 % vont constituer l'écoulement de surface et 50 % vont alimenter les nappes profondes.

L'ETP par la formule de Thornthwaite est calculé de la façon suivante :

$$ETP = 16 \,.\, K \,.\, (\, 10 \,.\, \frac{t}{I})^{\alpha}$$

ETP : Évapotranspiration potentielle mensuelle (mm).

K : Facteur de correction en fonction de latitude, donné par des tableaux.

t : Température moyenne mensuelle (°C).

I : Total des 12 indices thermiques mensuelles, l'indice thermique mensuel se calcul par la formule suivante :

$i = (0{,}2 \,.\, t)^{1.514}$

$\alpha = 6{,}75 \,.\, 10^{-7} \,.\, I^3 - 7{,}71 \,.\, 10^{-5} \,.\, I^2 + 1{,}79 \,.\, 10^{-2} \,.\, I + 0{,}49$

Dans notre cas, nous avons pris la réserve utile du sol égale à 50 mm. Pour le calcul du bilan hydrique.

L'analyse du bilan hydrique climatique de la station de Mostaganem montre que les précipitations annuelles, estimées à 490,42 mm, restent inférieures à l'évapotranspiration potentielle annuelle, qui atteint 685,68 mm. Le bilan annuel P − ETP est donc déficitaire, avec une valeur d'environ −195,26 mm. Cette situation traduit une demande évaporatoire supérieure aux apports pluviométriques.

Au début de l'année hydrologique, les mois de septembre et octobre présentent un déficit agricole lié à l'insuffisance des précipitations et à l'absence de réserve utile dans le sol. À partir de novembre, les précipitations deviennent supérieures à l'ETP, permettant la reconstitution progressive de la réserve hydrique. Celle-ci atteint sa capacité maximale en janvier, ce qui entraîne l'apparition d'un excédent hydrique entre janvier et mars. Cette période constitue la phase la plus favorable à la recharge et à l'écoulement.

À partir d'avril, l'augmentation de l'ETP provoque l'épuisement progressif de la réserve utile. La situation devient nettement déficitaire en été, surtout durant les mois de juin, juillet et août, où les précipitations sont très faibles alors que l'ETP atteint ses valeurs maximales. Le déficit agricole annuel cumulé est d'environ 217,67 mm, confirmant l'existence d'une contrainte

hydrique estivale importante. Ainsi, le bilan hydrique de Mostaganem montre un régime méditerranéen caractérisé par une recharge hiverno-printanière limitée et un déficit hydrique estival marqué.

Tableau II.10 Bilan hydrique selon la méthode de Thornthwaite de la station Barrage de Mostaganem

MOIS	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG
Pluie (mm)	34,52	44,98	58,07	49,97	57,22	49,38	57,41	55,04	45,52	15,94	7,09	15,28
Température (°C)	13,66	12,55	10,99	10,33	10,89	11,90	13,21	13,97	14,59	15,64	16,24	15,36
K	1,03	0,97	0,86	0,85	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16
i	4,58	4,03	3,30	3,00	3,25	3,71	4,35	4,74	5,06	5,62	5,95	5,47
ETP (mm)	57,59	48,49	36,09	32,84	36,04	39,59	55,09	62,82	73,86	80,99	86,51	75,77
P-ETP (mm)	-23,07	-3,51	21,98	17,13	21,18	9,79	2,32	-7,78	-28,34	-65,05	-79,42	-60,49
Réserve utile (mm)	0,00	0,00	21,98	39,11	50,00	50,00	50,00	42,22	13,87	0,00	0,00	0,00
ETR (mm)	34,52	44,98	36,09	32,84	36,04	39,59	55,09	62,82	73,86	29,82	7,09	15,28
Déficit agricole (mm)	-23,07	-3,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-51,18	-79,42	-60,49
Excédent (mm)	0,00	0,00	0,00	0,00	10,29	9,79	2,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Écoulement (mm)	0,08	0,04	0,02	0,01	5,15	7,47	4,89	2,45	1,22	0,61	0,31	0,15

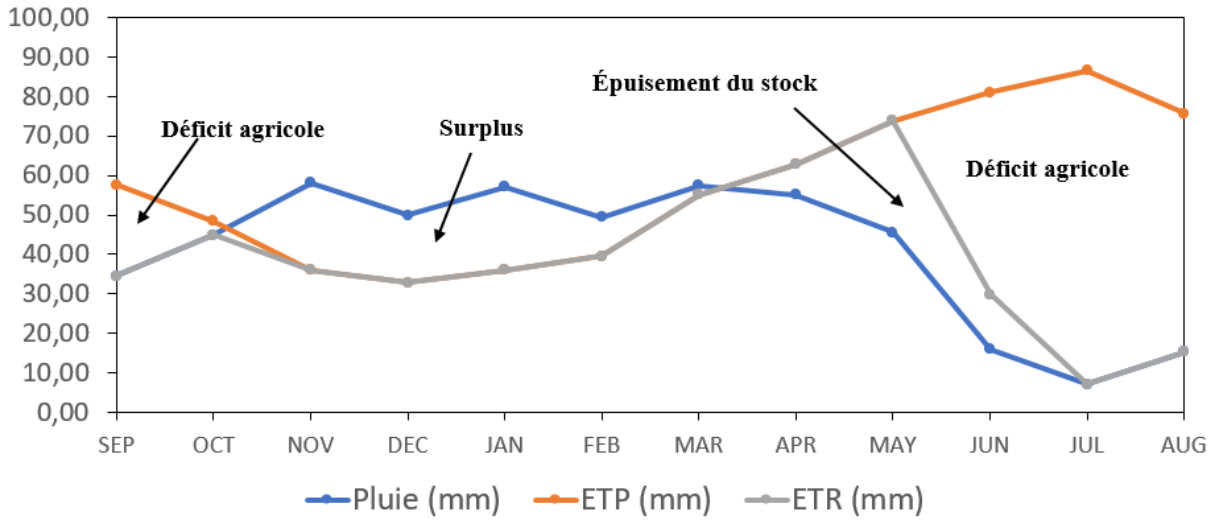


Figure II.8 : Évolution mensuelle des précipitations, de l'ETP et de l'ETR à la station de Mostaganem

II.9.9 Analyse des courbes IDF (Intensité – Durée – Fréquence) des précipitations extrêmes

II.9.9.1 Ajustement des pluies maximales journalières à la loi de Gumbel

L'ajustement des pluies journalières maximales aux lois de probabilité a été effectué en utilisant la distribution de Gumbel, couramment utilisée pour modéliser les événements extrêmes hydrologiques. Pour la station étudiée, les valeurs de pluie maximale ont été ajustées à la fonction linéaire de Gumbel $y = ax + by$, où $y = -ln\,[-ln\,(F)]$, et F est la fréquence d'excès associée à la période de retour T.

L'ajustement des pluies maximales journalières à la loi de Gumbel montre une très bonne relation linéaire entre la pluie journalière maximale et la variable réduite de Gumbel. Cette valeur de $R^2 = 0{,}9864$, très proche de 1, indique que la loi de Gumbel s'ajuste correctement aux données de pluies maximales journalières de la station de Mostaganem. L'ajustement peut donc être considéré comme satisfaisant pour l'estimation des pluies extrêmes associées à différentes périodes de retour. Les résultats montrent une augmentation progressive des pluies maximales journalières avec la période de retour. Cette évolution traduit le caractère fréquentiel des événements extrêmes : plus la période de retour est grande, plus la pluie maximale attendue est élevée.

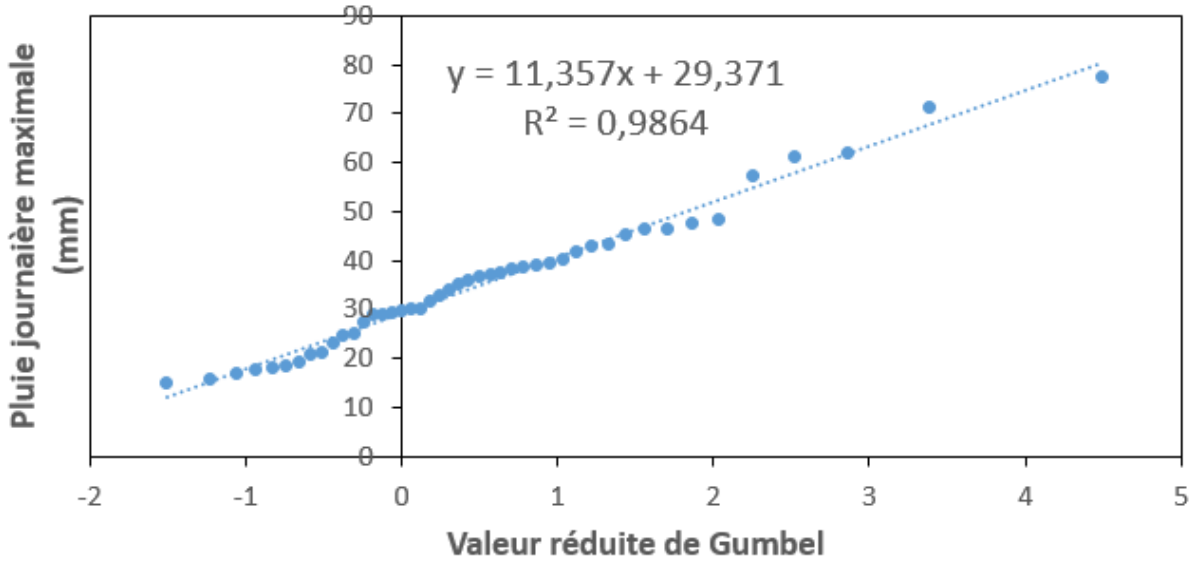


Figure II.9 : Ajustement des pluies maximales journalières à la loi de Gumbel

Tableau II.11 : Hauteurs de pluies maximales journalières estimées par la loi de Gumbel pour différentes périodes de retour

T (ans)	5,00	10,00	20,00	50,00	100,00	1000,00
F (-)	0,80	0,90	0,95	0,98	0,99	1,00
y (-)	1,50	2,25	2,97	3,90	4,60	6,91
PJMAX (mm)	46,41	54,93	63,10	73,69	81,61	107,82

II.9.9.2 Établissement des courbes IDF à partir des pluies journalières maximales ajustées par la loi de Gumbel

Les courbes IDF obtenues montrent une relation classique entre l'intensité de pluie, la durée de l'averse et la période de retour. L'intensité pluviométrique diminue lorsque la durée de l'événement augmente. Ainsi, les intensités les plus élevées sont observées pour les courtes durées, notamment 15 minutes et 30 minutes, tandis que les intensités deviennent beaucoup plus faibles pour les longues durées, comme 12 h et 24 h. Cette diminution s'explique par le fait que les pluies très intenses sont généralement de courte durée, alors que les pluies longues se répartissent sur une période plus importante, ce qui réduit leur intensité horaire moyenne.

Les courbes montrent également que, pour une même durée, l'intensité augmente avec la période de retour. Par exemple, pour une durée courte de 0,25 h, l'intensité de pluie est nettement plus élevée pour T = 1000 ans que pour T = 5 ans. Cela signifie que les événements rares sont associés à des intensités pluviométriques plus fortes.

Sur le plan hydrologique, ces résultats sont importants pour l'estimation des débits de crue, le dimensionnement des ouvrages hydrauliques et l'évaluation du risque d'inondation. Les fortes intensités observées pour les courtes durées peuvent générer un ruissellement rapide, surtout dans les zones urbanisées, imperméabilisées ou à forte pente. À l'inverse, les pluies longues, bien que moins intenses, peuvent contribuer à la saturation des sols et à l'augmentation progressive des écoulements.

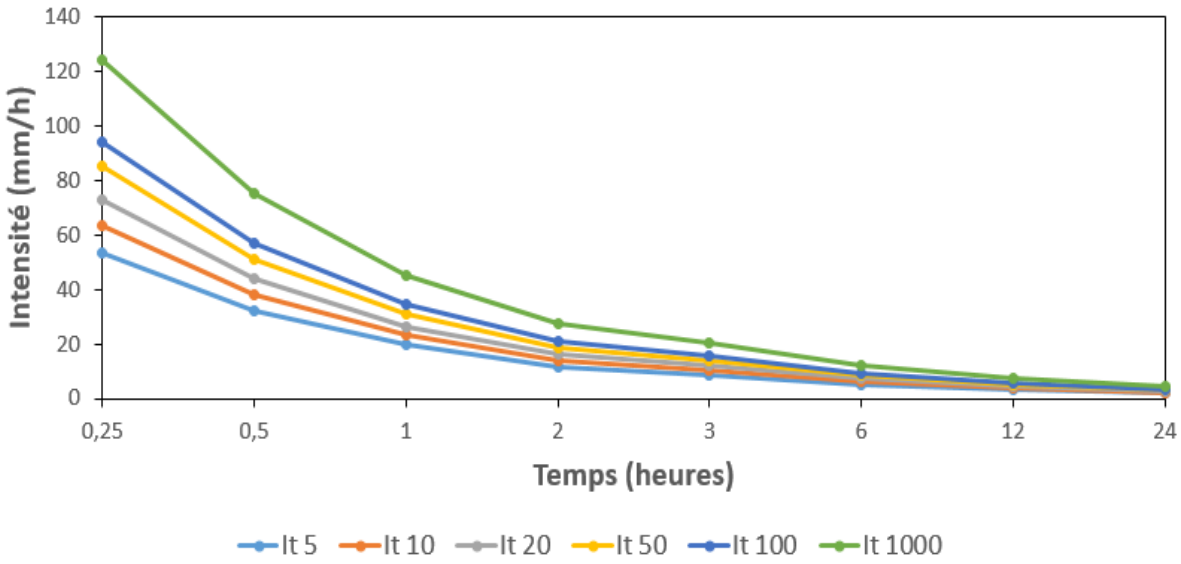


Figure II.10 : Courbes Intensité–Durée–Fréquence des précipitations extrêmes de la station de Mostaganem

Chapitre III Évaluation du déficit hydrique

III.1 Introduction

Ce chapitre présente les résultats relatifs à l'évaluation du déficit hydrique dans la ville de Mostaganem. L'analyse repose sur un réseau points d'eau exploités principalement pour l'irrigation, pour lesquels des données annuelles moyennes de niveau statique et de débit ont été mobilisées. Ces données, fournies par l'Algérienne Des Eaux (ADE), correspondent à des moyennes calculées à partir de quatre mesures trimestrielles effectuées pour chaque point d'eau.

L'objectif principal de ce chapitre est d'évaluer la variabilité spatiale et temporelle de la ressource souterraine à travers l'étude conjointe des niveaux statiques, des débits d'exploitation et des paramètres climatiques, notamment la pluviométrie, les températures minimale, moyenne et maximale, ainsi que l'évaporation. Cette approche permet d'apprécier la réponse hydrogéologique du système aquifère face aux contraintes climatiques et aux pressions d'exploitation.

Dans un premier temps, la zone d'étude et le réseau de points d'eau sont présentés afin de situer le cadre spatial de l'analyse. Ensuite, les données hydrogéologiques sont examinées à travers des statistiques descriptives, des représentations graphiques par boxplots et des tests de normalité. Les différences entre points d'eau sont évaluées à l'aide de tests non paramétriques, notamment le test de Kruskal-Wallis et les comparaisons post hoc. La sécheresse hydrogéologique est ensuite caractérisée au moyen de l'indice standardisé du niveau piézométrique, permettant d'identifier les périodes de déficit ou de recharge relative. Enfin, les relations entre variables climatiques, débit d'exploitation, niveau statique et indice de sécheresse sont analysées par corrélation de Spearman, tandis que les tendances temporelles et les ruptures éventuelles sont étudiées à l'aide des tests de Mann-Kendall, de Pettitt et de l'estimateur de pente de Sen.

III.2 Description du réseau de points d'eau

La figure III.1 montre une variation altitudinale comprise entre environ -6 m et 399 m. Cette amplitude traduit l'existence d'un gradient topographique allant des zones basses littorales vers des secteurs plus élevés à l'intérieur du bassin. Le réseau hydrographique est représenté par des axes d'écoulement relativement limités et discontinus, ce qui suggère que les eaux souterraines peuvent jouer un rôle important dans la disponibilité hydrique locale, surtout en période sèche.

Les quatorze points d'eau étudiés sont localisés dans la partie occidentale à centrale du sous-bassin. Leur implantation semble suivre une organisation spatiale relativement groupée, ce qui permet d'étudier la variabilité hydrogéologique locale tout en conservant une certaine

homogénéité spatiale. Les altitudes des points d'eau varient faiblement, entre 135 m et 161 m, ce qui indique que le réseau de suivi se situe dans une tranche altimétrique relativement homogène par rapport à l'ensemble du sous-bassin.

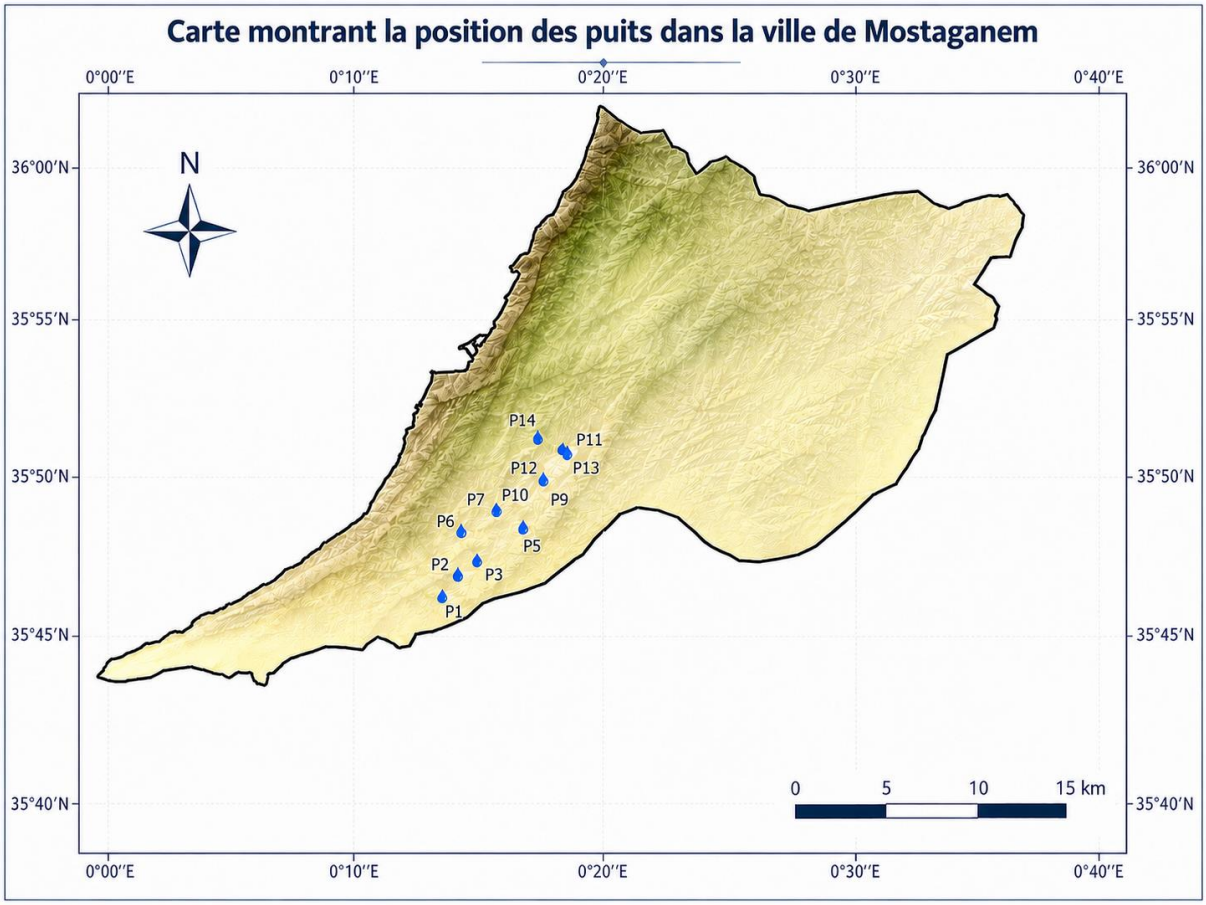


Figure III.1 : Localisation des points d'eau étudiés dans la zone d'étude (**DaoudGherib 2026**)

Le réseau d'observation comprend 14 points d'eau, codés de P1 à P14. Ces points sont caractérisés par leurs coordonnées planimétriques, leur altitude, leur date de mise en service, leur profondeur, leur diamètre et la composition lithologique de l'aquifère capté.

Tableau III.1 : Caractéristiques hydrogéologiques et techniques des points d'eau recensés dans la zone d'étude

Points d'eau	Date de mise en service	Composition de l'aquifère
P1	1987	Sable et limon sableux
P2	1987	Sables et Grés
P3	1987	Sables et Grés

P4	1998	Grès
P5	1987	Sables et Grés
P6	1992	Sables et limons sableux
P7	1988	Sables et grés
P8	1993	Sables limoneux et grès
P9	1989	Sables limoneux et grès
P10	2000	Sables limoneux et grès
P11	1987	Sables, limons sableux et grès jaunâtre vacuolaire à ciment calcaire
P12	1990	Sables limoneux et grès
P13	1992	Sables limoneux et grès
P14	1987	Sables limoneux et grès

III.3 Analyse descriptive du niveau statique et du débit extrait

L'analyse descriptive du niveau statique et du débit extrait permet de montrer l'hétérogénéité hydrogéologique du réseau de points d'eau étudié. Les boxplots (Figure III.2 et III.3) montrent que les quatorze points d'eau ne présentent pas le même comportement, aussi bien en termes de profondeur du niveau statique que de débit d'exploitation. Cette variabilité traduit probablement l'effet combiné de la lithologie aquifère, de la profondeur des ouvrages et de l'intensité d'exploitation.

Les niveaux statiques moyens (Tableau III.2) varient globalement entre 28,19 m et 46,31 m. Les valeurs moyennes les plus élevées sont observées au niveau des points P1, P2, P3 et P4. Ces points présentent donc les niveaux statiques les plus profonds du réseau étudié. Cette situation peut être interprétée comme le signe d'une nappe relativement plus abaissée dans ces secteurs, possiblement sous l'effet d'une exploitation plus importante, d'une recharge plus limitée ou de conditions lithologiques moins favorables à la remontée piézométrique. À l'inverse, les points P8, P10, P13 et P14 présentent les niveaux statiques moyens les plus faibles. Ces ouvrages semblent donc localisés dans des secteurs où la nappe est relativement moins profonde. Cette situation peut traduire une meilleure disponibilité locale de l'eau souterraine, une recharge plus efficace ou une position hydrogéologique plus favorable.

Tableau III.2 : Statistiques descriptives du niveau statique des points d'eau

Paramètres statistiques	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12	P13	P14
Min	40,00	35,00	40,00	20,00	25,00	24,00	25,00	22,00	24,00	22,00	25,00	30,00	20,00	25,00
Q1	40,00	39,00	45,00	36,50	32,00	26,50	26,50	23,00	30,00	26,50	35,00	30,75	25,00	25,00
Mé	42,00	40,00	45,00	40,00	34,50	30,50	31,50	27,50	31,00	30,00	38,00	34,50	30,00	26,00
Q3	45,00	41,25	50,00	46,25	38,25	35,50	37,25	32,00	37,75	37,00	40,00	35,75	36,00	28,50
Max	45,00	45,00	54,00	60,00	41,00	42,00	40,00	42,00	40,00	50,00	50,00	45,00	45,00	40,00
Étendue	5,00	10,00	14,00	40,00	16,00	18,00	15,00	20,00	16,00	28,00	25,00	15,00	25,00	15,00
Écart-type	2,27	2,59	3,70	10,07	4,87	6,06	5,83	6,04	5,67	7,76	5,18	4,70	7,44	4,53

Les boxplots (Figure III.2) montrent également des différences importantes de dispersion entre les points. Les points P1, P2 et P3 présentent une variabilité relativement faible, avec des coefficients de variation respectifs de 5,36 %, 6,43 % et 7,99 %. Cela indique une certaine stabilité du niveau statique au cours de la période étudiée. Cette stabilité peut refléter un comportement hydrogéologique relativement régulier, en raison d'un équilibre local entre recharge et prélèvement. En revanche, les points P4, P10 et P13 montrent une variabilité plus marquée. Le point P4 présente l'étendue la plus élevée, avec des valeurs comprises entre 20 m et 60 m, ainsi qu'un coefficient de variation de 24,45 %. Cette forte amplitude suggère un comportement instable du niveau statique, pouvant être lié à des variations importantes de prélèvement, à une sensibilité accrue aux épisodes secs ou à une hétérogénéité locale de l'aquifère. Les points P10 et P13 présentent également des coefficients de variation élevés, respectivement 24,54 % et 24,20 %, ce qui confirme une fluctuation importante du niveau statique dans ces secteurs. Les valeurs extrêmes visibles sur les boxplots, notamment pour certains points comme P4, P11, P12 et P14, peuvent correspondre à des années particulières caractérisées par un déficit pluviométrique, une intensification temporaire du pompage, ou inversement une recharge exceptionnelle.

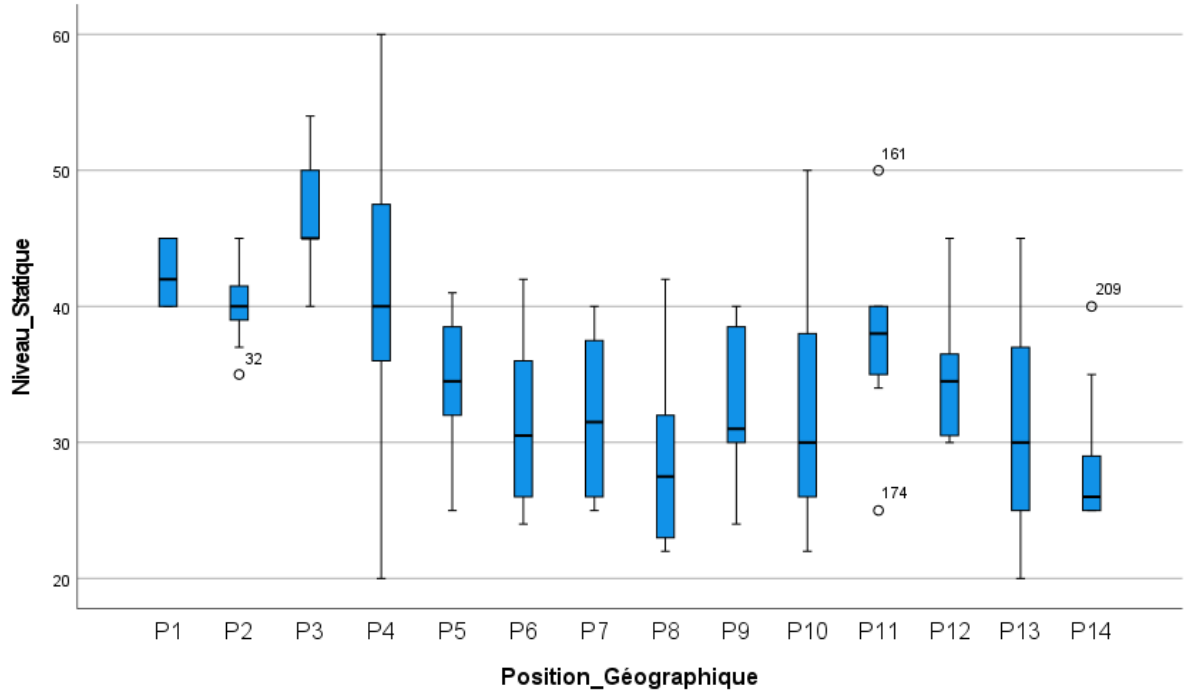


Figure III.2 : Distribution du niveau statique par point d'eau durant la période

Les débits extraits (Tableau III.3) montrent également une variabilité notable entre les points d'eau. Les débits moyens varient entre 1,50 l/s et 3,38 l/s. Les valeurs moyennes les plus élevées sont observées au niveau de P1, P2 et P3. Ces points apparaissent comme les ouvrages les plus productifs du réseau. Leur productivité peut être liée à une meilleure transmissivité locale de l'aquifère, à une lithologie plus favorable composée de sables et de grès, ou à des conditions techniques d'exploitation plus efficaces. Les débits les plus faibles sont enregistrés au niveau de P5, P7, P10 et P12. Ces faibles débits peuvent indiquer une productivité plus limitée de l'aquifère capté, une diminution progressive de la ressource disponible, ou une gestion plus restrictive de l'exploitation. Les coefficients de variation des débits sont globalement plus élevés que ceux des niveaux statiques. Cette forte variabilité montre que le débit extrait est un paramètre plus instable que le niveau statique. Cela est logique, car le débit dépend non seulement des conditions naturelles de l'aquifère, mais aussi des décisions de gestion, des besoins en irrigation, de la disponibilité des équipements de pompage et des contraintes saisonnières ou annuelles. Les points P1, P2, P13 et P14 présentent des débits relativement plus stables, avec des coefficients de variation plus faibles. Cette stabilité peut traduire une exploitation plus régulière ou une meilleure capacité de l'aquifère à maintenir un débit constant au cours du temps.

Le point P11 présente une valeur maximale de 5 l/s, visible comme une valeur extrême sur le boxplot. Cette valeur ponctuelle indique une année ou une période d'exploitation

exceptionnellement élevée. Elle ne doit pas être généralisée à l'ensemble de la série, car la médiane de P11 reste autour de 2,25 l/s. Ce type de valeur extrême peut influencer la moyenne et justifie l'utilisation complémentaire de tests non paramétriques dans les analyses suivantes.
La comparaison entre les deux boxplots permet de distinguer plusieurs comportements hydrogéologiques. Les points P1, P2 et P3 combinent des niveaux statiques relativement profonds avec des débits moyens élevés. Cette configuration peut traduire des ouvrages productifs mais soumis à une exploitation importante. Ces points peuvent donc être considérés comme stratégiques pour l'approvisionnement, mais également sensibles à une éventuelle baisse piézométrique si les prélèvements se maintiennent ou augmentent.

Les points P5, P6, P7 et P12 présentent des débits moyens faibles à modérés et une variabilité importante. Cette situation peut indiquer une productivité plus irrégulière, probablement liée à des conditions aquifères moins favorables ou à une sensibilité accrue aux variations climatiques et aux prélèvements.

Les points P8, P13 et P14 montrent des niveaux statiques relativement peu profonds, avec des débits moyens modérés. Ils peuvent correspondre à des secteurs où la nappe reste relativement accessible, mais où la productivité n'est pas nécessairement élevée. Cette distinction est importante, car une nappe peu profonde ne signifie pas automatiquement un débit élevé, la productivité dépend aussi de la perméabilité, de l'épaisseur saturée et des caractéristiques lithologiques de l'aquifère.

Le point P4 se distingue par une forte variabilité du niveau statique et du débit. Il constitue un point particulièrement sensible dans le réseau étudié. Sa profondeur importante, son diamètre plus faible et sa lithologie dominée par les grès peuvent contribuer à expliquer ce comportement contrasté.

La double variabilité indique que la sécheresse hydrogéologique ne se manifeste pas de manière uniforme dans l'ensemble du réseau. Certains points semblent relativement stables, tandis que d'autres présentent une forte sensibilité aux fluctuations temporelles. Ces résultats justifient la poursuite de l'analyse par des tests statistiques de normalité, des comparaisons inter-sites et des indices standardisés afin d'identifier plus précisément les points les plus vulnérables et les périodes critiques de déficit hydrogéologique.

Tableau III.3 : Statistiques descriptives du débit extrait des points d'eau

Paramètres statistiques	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12	P13	P14
Min	1,00	1,00	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	1,50	0,50	1,00	1,00
Q1	3,00	3,00	2,00	1,00	0,88	1,00	1,00	1,75	1,75	1,38	2,00	0,88	2,00	2,00
Mé	3,00	4,00	3,00	3,00	1,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,25	1,75	2,50	2,25
Q3	4,00	4,00	4,00	3,25	2,50	2,25	2,00	3,00	2,63	2,00	2,63	2,00	3,00	3,00
Max	4,00	4,00	4,00	4,00	3,00	4,00	3,00	4,00	3,50	3,00	5,00	3,00	3,00	4,00
Étendue	3,00	3,00	3,50	3,50	2,50	3,50	2,50	3,50	3,00	2,50	3,50	2,50	2,00	3,00
Écart-type	0,91	0,89	1,13	1,30	0,89	1,11	0,80	1,09	0,89	0,71	0,84	0,83	0,69	0,76

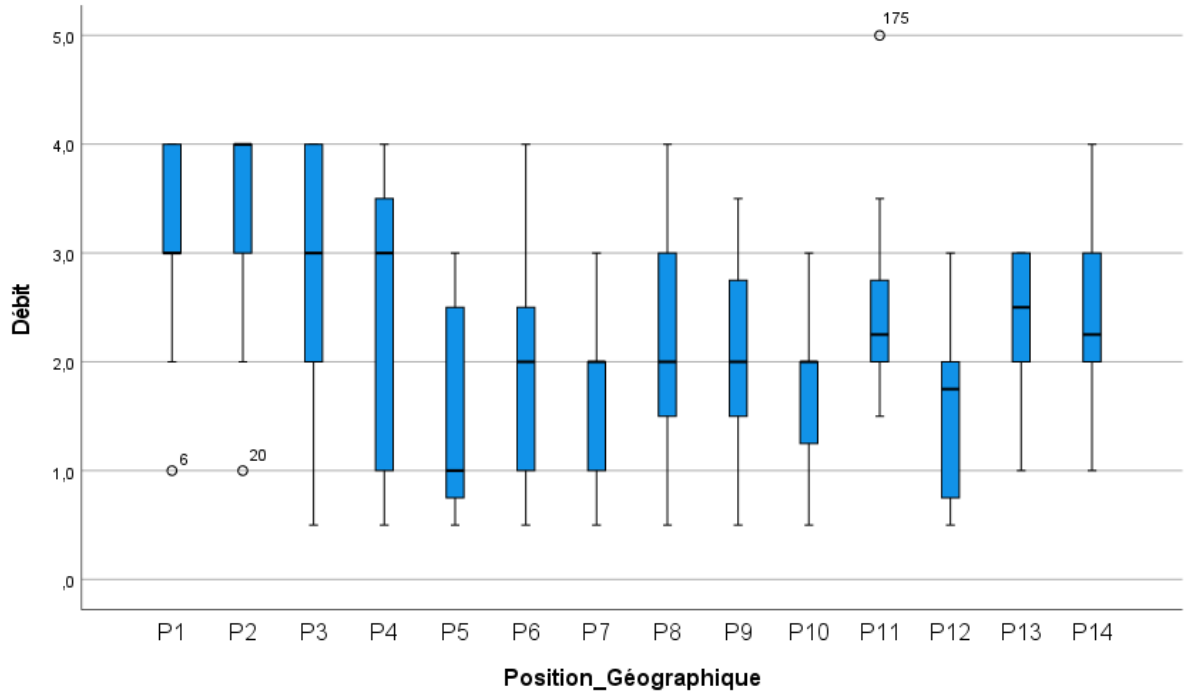


Figure III.3 : Distribution du débit extrait par point d'eau

III.4 Analyse de la distribution statistique des données

Avant de procéder aux comparaisons statistiques entre les points d'eau, il est nécessaire de vérifier la distribution des séries de données relatives au niveau statique et au débit extrait, le test de Shapiro-Wilk a été utilisé pour évaluer la normalité des données.

Le test de Shapiro-Wilk est basé sur la statistique W. En comparaison des autres tests, il est particulièrement puissant pour les petits effectifs $n < 50$. La statistique du test s écrit :

$$W = \frac{[\sum_{i=1}^{n/2} a_i \,.\, (x_{(n-i+1)} - x_{(i)})]^2}{\sum_{i=1}^{n/2}(x_i - \bar{x})^2}$$

Où : x_i correspond à la série des données triées ; $n/2$ est la partie entière du rapport $n/2$; a_i sont des constantes générées à partir de la moyenne et de la matrice de covariance des

quantiles d un échantillon de taille n suivant la loi normale. Ces constantes sont fournies dans des tables sspécifiques.

La statistique W peut donc être interprétée comme le coefficient de détermination entre la série des quantiles générées à partir de la loi normale et les quantiles empirique obtenues à partir des données, plus la compatibilité avec la loi normale est crédible.

La région critique, rejet de la normalité s'écrit : $W < W_{critique}$

Les valeurs seuils $W_{critique}$ pour différents risque α et effectifs n sont lues dans la table de Shapiro-Wilk.

Si la p-value est inférieure à un niveau α choisi alors l'hypothèse nulle est rejetée, c'est-à-dire improbable d'obtenir de telle données en supposant qu'elles soient normalement distribuées.

Si la p-value est supérieure au niveau α choisi alors on ne doit pas rejeter l'hypothèse nulle. La valeur de la p-value alors obtenue ne présuppose en rien de la nature de la distribution des données.

Les résultats du test de Shapiro-Wilk appliqué aux niveaux statiques (Tableau III.4) montrent que la normalité n'est pas vérifiée pour l'ensemble des points d'eau. Sur les quatorze points analysés, plusieurs présentent des valeurs de signification inférieures au seuil de 5 %, indiquant une distribution non normale des niveaux statiques. Cela signifie que les séries de niveaux statiques de ces points s'écartent significativement d'une distribution normale. Cette non-normalité peut être liée à la présence de valeurs extrêmes, à une forte variabilité interannuelle ou à des changements ponctuels dans le comportement piézométrique de la nappe.

Les résultats obtenus pour le débit extrait (Tableau III.5) montrent également une distribution contrastée entre les points d'eau. Les résultats indiquent que les débits extraits ne suivent pas une distribution normale dans une partie importante du réseau. Cette non-normalité des débits peut s'expliquer par le caractère fortement variable de l'exploitation. Contrairement au niveau statique, qui reflète davantage l'état hydrogéologique de la nappe, le débit extrait dépend aussi de facteurs de gestion : besoins en irrigation, durée de pompage, disponibilité des équipements, contraintes techniques ou décisions d'exploitation. Ces éléments peuvent produire des séries irrégulières, avec des valeurs ponctuellement élevées ou faibles.

Tableau III.4 : Résultats du test de Shapiro-Wilk appliqué au niveau statique par point d'eau

Points d'eau	W	p-value
P1	0,542	0,003
P2	0,764	0,764
P3	0,569	0,021
P4	0,812	0,789
P5	0,568	0,431
P6	0,567	0,315
P7	0,569	0,013
P8	0,468	0,087
P9	0,789	0,023
P10	0,953	0,012
P11	0,679	0,001
P12	0,568	0,025
P13	0,897	0,235
P14	0,897	0,004

Tableau III.5 : Résultats du test de Shapiro-Wilk appliqué au débit extrait par point d'eau

Points d'eau	W	p-value
P1	0,743	0,0001
P2	0,895	0,003
P3	0,764	0,001
P4	0,986	0,001
P5	0,923	0,002
P6	0,453	0,003
P7	0,768	0,002
P8	0,786	0,567
P9	0,854	0,256
P10	0,854	0,675
P11	0,679	0,0012
P12	0,743	0,054
P13	0,679	0,0001
P14	0,853	0,678

III.5 Comparaison spatiale entre les points d'eau

Cette partie vise à vérifier si les différences observées graphiquement entre les quatorze points d'eau sont statistiquement significatives. Les résultats précédents ayant montré une normalité partielle des séries, le recours au test de Kruskal-Wallis est pertinent pour comparer les distributions du niveau statique et du débit extrait entre les points d'eau.

Avant la comparaison spatiale, le test d'homogénéité des variances montre une hétérogénéité significative des niveaux statiques entre les points d'eau, avec une valeur de signification très faible, p-value = 0,000012. Cela indique que la dispersion des niveaux statiques n'est pas identique d'un point à l'autre.

Le test de Kruskal-Wallis confirme cette différenciation spatiale. La statistique obtenue est très élevée, avec p-value = $1{,}367 \times 10^{-8}$. Ce résultat montre donc que le niveau statique varie significativement selon la position géographique des points d'eau. Autrement dit, le comportement piézométrique n'est pas uniforme dans le réseau étudié. Cette hétérogénéité peut s'expliquer par plusieurs facteurs : la structure locale de l'aquifère, la nature lithologique des formations captées, la profondeur des ouvrages, la recharge locale et l'intensité de l'exploitation. D'un point de vue hydrogéologique, ce résultat est important, car il indique que la sécheresse hydrogéologique ne se manifeste pas de manière homogène dans l'ensemble du bassin. Certains secteurs présentent des niveaux statiques plus profonds, donc potentiellement plus sensibles à l'abaissement de la nappe, tandis que d'autres conservent des niveaux plus proches de la surface.

Les comparaisons post hoc permettent d'identifier les points d'eau responsables des différences significatives détectées par le test de Kruskal-Wallis. Les résultats montrent que les points P1, P2 et surtout P3 se distinguent nettement de plusieurs autres points d'eau. Le point P3 présente des différences significatives avec la majorité des points, notamment P2, P5, P6, P7, P8, P9, P10, P11, P12, P13 et P14. Ce résultat confirme que P3 appartient au groupe des points à niveau statique profond. Il représente donc un secteur où la nappe est relativement plus abaissée. Le point P1 présente également des différences significatives avec plusieurs points à niveau statique plus faible, notamment P5, P6, P7, P8, P9, P10, P12, P13 et P14. Le point P2 montre une situation comparable, avec des différences significatives par rapport à P5, P6, P7, P8, P9, P10, P12, P13 et P14. À l'inverse, les points P8 et P14 apparaissent comme les plus contrastés par rapport aux points à niveau profond. Le point P8 diffère significativement de P1, P2, P3, P4 et P11, tandis que P14 diffère significativement de P1, P2, P3, P4, P11 et P12. Ces deux points correspondent donc à des secteurs où la nappe est relativement moins profonde. Les points P5, P6, P7, P9, P10, P12 et P13 présentent peu de différences significatives entre eux. Ils peuvent être considérés comme un groupe intermédiaire, caractérisé par des niveaux statiques modérés et statistiquement proches.

III.6 Caractérisation de la sécheresse hydrogéologique par l'indice standardisé du niveau piézométrique

L'indice standardisé du niveau piézométrique permet de transformer les fluctuations du niveau statique en classes hydrogéologiques comparables entre les points d'eau et entre les années. Cette approche est utile parce qu'elle ne se limite pas aux valeurs brutes du niveau statique, mais permet d'identifier les situations de déficit, de normalité ou d'excédent par rapport au comportement moyen de chaque point d'eau.

Le niveau piézométrique, repose sur le principe du score z appliqué aux niveaux piézométriques mesurés. Il permet de comparer chaque valeur mesurée à la moyenne des niveaux du même piézomètre et d'identifier les écarts significatifs par rapport à la situation normale. L'indice fournit ainsi une évaluation précise des variations du niveau de la nappe libree et permet de classer les périodes de mesure en fonction de leur conformité à l'état normal ou leur caractère anormal, que ce soit en excédent ou en déficit. Les valeurs négatives de cet indice signalent des déficits piézométriques, tandis que les valeurs positives correspondent à des périodes où le niveau est supérieur à la moyenne attendue.

$$Z_{ij} = \frac{X_{ij} - \bar{X}_i}{\sigma_i}$$

Où Z_{ij} est l'indice standardisé du niveau piézométrique (-), X_{ij} est le niveau piézométrique mesuré au point i pendant la campagne j, $\bar{X}_i$ est la moyenne des niveaux piézométriques du point i, σ_i est l'écart-type des niveaux piézométriques du point i.

La classification de l'indice standardisé du niveau piézométrique a été donné dans le tableau ci-dessous, avec des classes allant de la situation normale ($-1 < Z < 1$) au déficit extrême ($Z \leq -2$).

Tableau III.6 : Classification des classes de l'indice standardisé du niveau piézométrique Z

Valeur de (Z)	Interprétation
$Z > 1$	Niveau supérieur à la normale
$-1 \leq Z \leq 1$	Situation normale
$-1.5 < Z < -1$	Déficit modéré
$-2 < Z \leq -1.5$	Déficit sévère
$Z \leq -2$	Déficit très sévère / stress extrême

La classification des valeurs de l'indice standardisé montre cinq classes principales : niveau supérieur à la normale, situation normale, déficit modéré, déficit sévère et déficit très sévère/stress extrême.

Les résultats des figures III.4 et III.5 indiquent que la classe dominante est la situation normale, avec une fréquence de 66,07 %. Cela signifie que, sur l'ensemble des observations, près des deux tiers des années étudiées ne présentent pas de déficit hydrogéologique marqué. La classe niveau supérieur à la normale représente 19,20 %, traduisant des années ou des points où la nappe se situe dans un état relativement favorable. Les situations de déficit représentent

une part plus réduite, mais hydrogéologiquement significative. Le déficit modéré atteint 8,93 %, le déficit sévère 4,46 %, tandis que le déficit très sévère ou stress extrême représente 1,34 %. Au total, les conditions déficitaires représentent donc environ 14,73 % de l'ensemble des observations. Cette proportion montre que la sécheresse hydrogéologique n'est pas généralisée sur toute la période, mais qu'elle existe sous forme d'épisodes localisés ou temporellement concentrés.

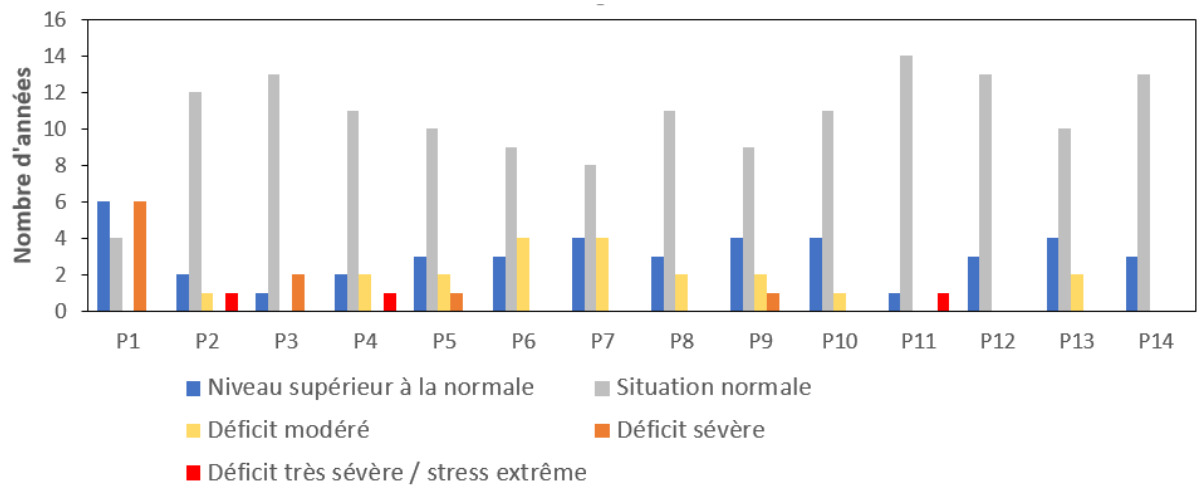


Figure III.4 : Répartition des classes de l'indice standardisé du niveau piézométrique par point d'eau

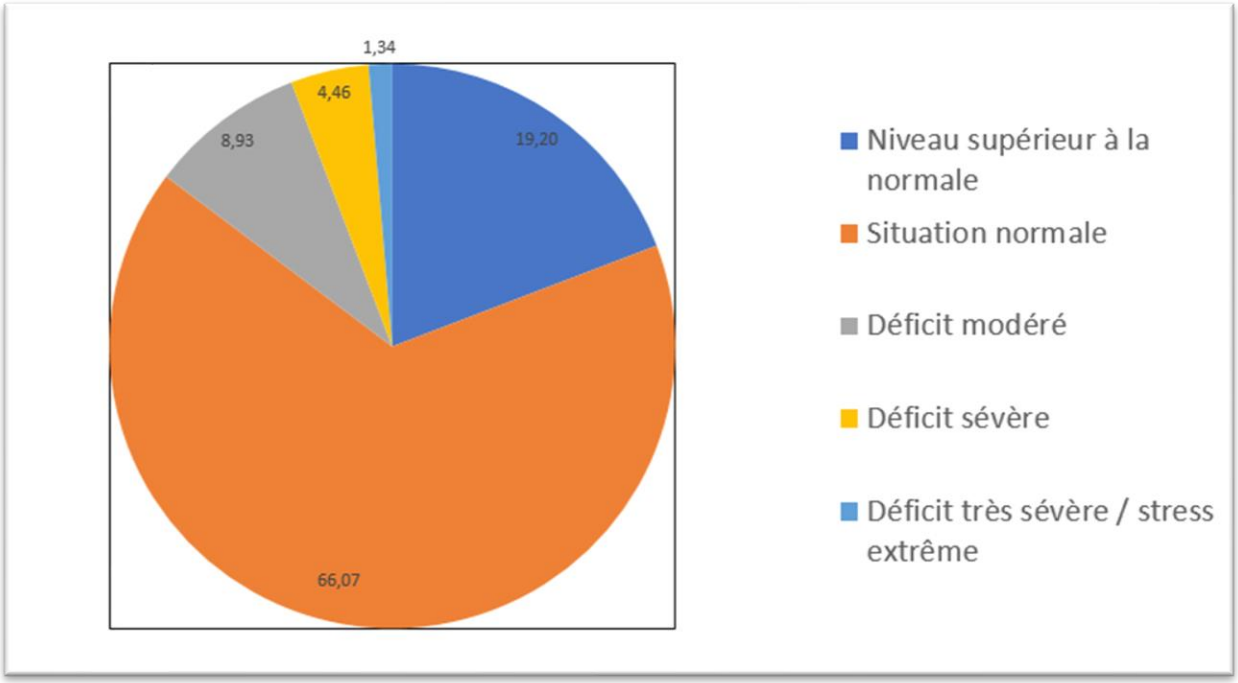


Figure III.5 : Fréquence globale des classes de l'indice standardisé du niveau piézométrique Z

L'évolution temporelle de l'indice montre une dominance des conditions normales pendant la majorité. Toutefois, certaines années présentent une part plus importante de conditions déficitaires, ce qui traduit une variabilité interannuelle nette de l'état hydrogéologique de la nappe.

Les années où les classes de déficit modéré, sévère ou très sévère (Figure III.6) apparaissent avec une fréquence plus élevée peuvent être interprétées comme des périodes de tension hydrogéologique. Ces périodes ne correspondent pas nécessairement à une sécheresse uniforme sur tous les points d'eau, mais plutôt à une réponse différenciée du réseau. Certains points restent proches de la normale, tandis que d'autres basculent vers des classes déficitaires. L'analyse annuelle montre que toutes les années ne contribuent pas de la même manière à la sécheresse hydrogéologique. Certaines années sont dominées par des conditions normales ou supérieures à la normale, tandis que d'autres présentent une fréquence plus élevée de déficits. Les années caractérisées par une forte proportion de niveaux supérieurs à la normale peuvent être considérées comme des années hydrogéologiquement favorables. Elles traduisent probablement une meilleure recharge de la nappe ou une pression d'exploitation moins marquée. À l'inverse, les années où les classes de déficit modéré, déficit sévère ou stress extrême deviennent plus visibles correspondent à des périodes de fragilité hydrogéologique.

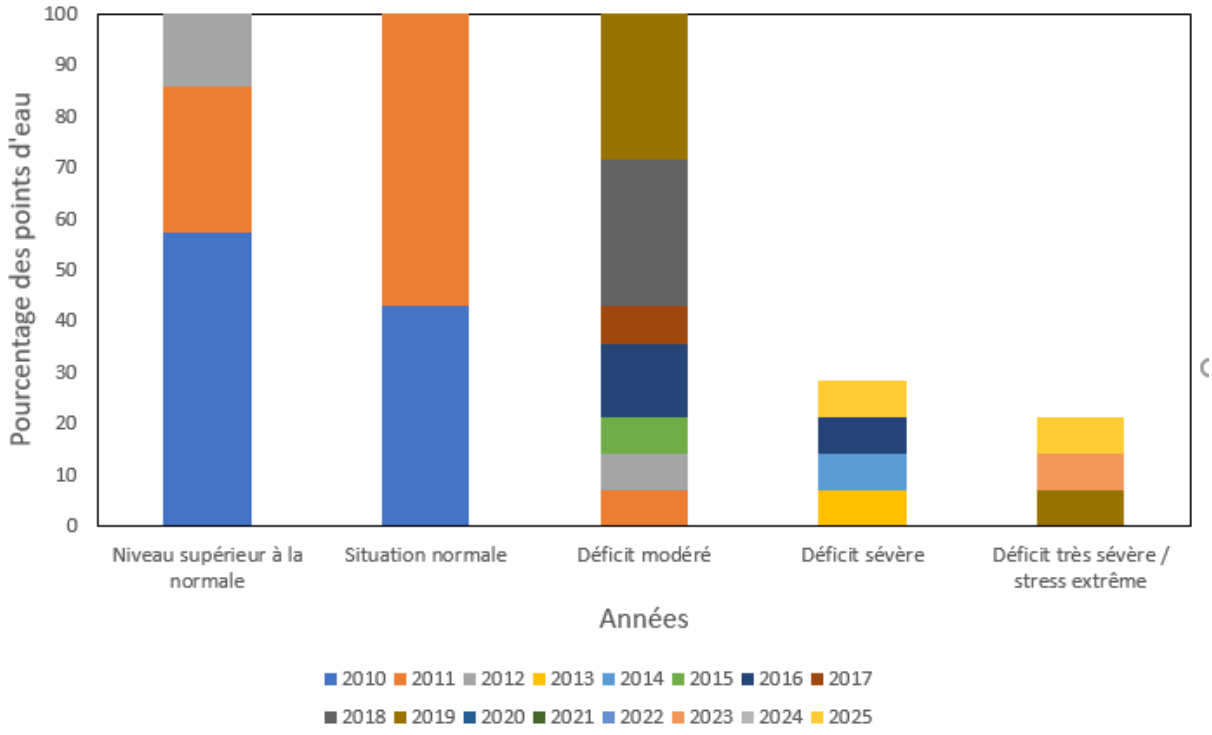


Figure III.6 : Évolution annuelle des classes de l'indice standardisé du niveau piézométrique Z

La figure III.7 comparants les conditions avant et après la rupture de 2016 montre une évolution importante. Avant 2016, les conditions humides représentent environ 24 %, les conditions proches de la normale environ 65 %, et les conditions sèches environ 10 %. Après 2016, les conditions humides diminuent à environ 12 %, tandis que les conditions sèches augmentent à environ 20 %. Les conditions proches de la normale restent dominantes, autour de 67 %. Cette évolution suggère qu'après 2016, le système hydrogéologique conserve une majorité de situations normales, mais avec une réduction des épisodes favorables et une augmentation des épisodes secs. Cette modification peut traduire une dégradation progressive des conditions de recharge ou une accentuation des pressions d'exploitation. Elle doit être discutée plus loin avec les résultats du test de Pettitt, du test de Mann-Kendall et de la pente de Sen.

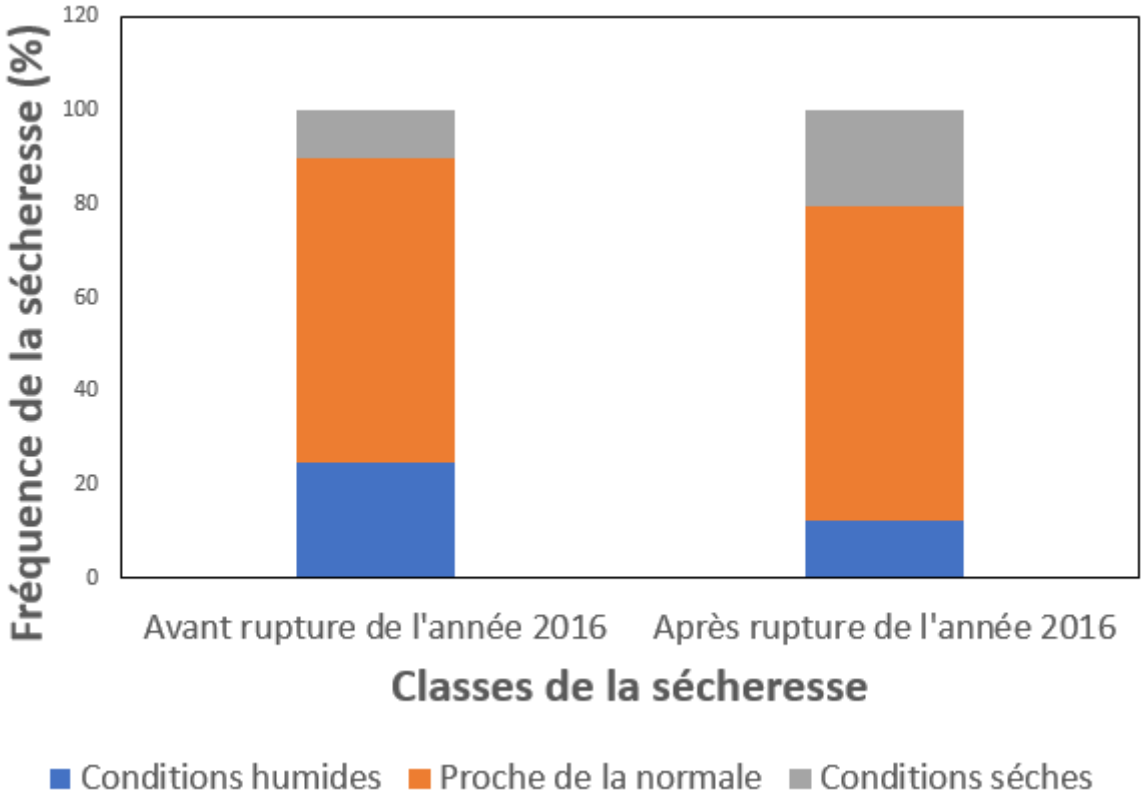


Figure III.7 : Comparaison des conditions hydrogéologiques avant et après la rupture de 2016

II.7 Analyse des relations hydroclimatiques

L'indice standardisé de précipitations et d'évapotranspiration (SPEI) est calculé à partir des données de températures et de précipitations. L'indice SPEI est basé sur un bilan hydrique climatique, déterminé par la différence entre les précipitations (P) et l'évapotranspiration potentielle (PET) pour le mois i :

$D_i = P_i - PET_i$

D_i fournit une mesure simple de l'excédent ou du déficit en eau pour le mois analysé. Les valeurs calculées de D_i sont agrégées à différentes échelles de temps, en suivant la même procédure que celle utilisée pour l'indice SPI. La différence $D_{i,j}^k$ pour un mois donné j et l'année i dépend de l'échelle de temps choisie, k. Par exemple, la différence accumulée pendant un mois d'une année donnée, avec une échelle de temps de 12 mois, est calculée selon la formule suivante :

$X_{i,j}^k = \sum_{I=13-k+j}^{12} D_{i-I,j} + \sum_{I=1}^{j} D_{i,j}$ si $j < k$

$X_{i,j}^k = \sum_{I=j-k+j}^{j} D_{i,j}$ si $j \geq k$

Avec $D_{i,j}$ est la différence de $P - PET$ (mm).

L'analyse des corrélations de Spearman permet d'étudier les relations monotones entre les variables climatiques, les paramètres hydrogéologiques et les indices standardisés. Cette méthode est adaptée au contexte de l'étude, car les analyses précédentes ont montré que plusieurs séries ne suivent pas une distribution normale. Les coefficients obtenus varient entre -1 et +1 : les valeurs positives indiquent une évolution dans le même sens, tandis que les valeurs négatives traduisent une évolution opposée.

La pluie est fortement et positivement corrélée avec l'indice climatique SPEI, avec un coefficient de 0,94. Cette relation est cohérente, car le SPEI est directement influencé par le bilan entre les apports pluviométriques et la demande évaporatoire. À l'inverse, les températures présentent des corrélations fortement négatives avec la pluie et le SPEI. La température moyenne est corrélée négativement avec la pluie r = -0,94 et avec le SPEI r = -0,88. La température maximale présente également des corrélations négatives fortes avec la pluie r = -0,92 et le SPEI r = -0,90. L'évaporation montre aussi une relation négative avec la pluie r = -0,77 et avec le SPEI r = -0,90. Cette relation confirme que l'augmentation de la demande évaporatoire accompagne les conditions climatiques déficitaires. Par ailleurs, l'évaporation est fortement corrélée aux températures, notamment avec la température maximale r = 0,84, la température minimale r = 0,71 et la température moyenne r = 0,71. Cela traduit le rôle direct de la température dans l'intensification des pertes évaporatoires.

Les relations entre les variables climatiques et les paramètres hydrogéologiques apparaissent globalement plus faibles que les relations entre les variables climatiques elles-mêmes. Le niveau statique présente des corrélations faibles avec la pluie r = 0,14, avec le SPEI r = 0,13, avec l'évaporation r = -0,14, avec la température moyenne r = -0,16, avec la température maximale r = -0,12 et avec la température minimale r = 0,11. Ces faibles

coefficients montrent que le niveau statique ne répond pas immédiatement ni linéairement aux variations climatiques annuelles. Cette situation montre que la recharge dépend non seulement de la pluie annuelle, mais aussi de son intensité, de sa répartition saisonnière, de l'infiltration effective, de la lithologie, de la profondeur de la nappe et des prélèvements. Ainsi, une année pluvieuse ne se traduit pas nécessairement par une remontée immédiate du niveau statique.

Le débit extrait présente également des corrélations faibles avec les variables climatiques : r = -0,20 avec la pluie, r = -0,16 avec le SPEI, r = 0,16 avec la température moyenne, r = 0,16 avec la température maximale, r = 0,17 avec la température minimale et r = 0,11 avec l'évaporation. Ces résultats indiquent que le débit extrait n'est pas strictement contrôlé par les conditions climatiques annuelles. Il dépend probablement davantage des besoins en irrigation, des décisions d'exploitation, de la disponibilité des équipements de pompage et de la productivité propre de chaque ouvrage.

La corrélation entre le débit et le niveau statique est positive mais modérée à faible, avec r = 0,29. Cette relation peut indiquer qu'une augmentation de l'exploitation est associée à un approfondissement relatif du niveau statique. Cependant, l'intensité de cette corrélation reste limitée, ce qui signifie que le pompage n'explique pas à lui seul la variabilité piézométrique observée. D'autres facteurs interviennent, notamment la recharge et les caractéristiques lithologiques.

L'indice standardisé du niveau piézométrique, noté Z, montre une corrélation relativement marquée avec le niveau statique, avec r = 0,69. Cette relation confirme que l'indice standardisé restitue bien la variabilité du niveau statique. Autrement dit, l'indice Z constitue un indicateur pertinent pour suivre les fluctuations hydrogéologiques de la nappe. En revanche, les corrélations entre l'indice Z et les variables climatiques restent faibles. L'indice Z est faiblement corrélé avec la pluie r = 0,22, avec le SPEI r = 0,20, avec l'évaporation r = -0,23, avec la température moyenne r = -0,26, avec la température maximale r = -0,22 et avec la température minimale r = -0,19. Ces valeurs indiquent que les conditions climatiques influencent probablement l'état hydrogéologique, mais que leur effet n'apparaît pas fortement à l'échelle annuelle immédiate. Cette faiblesse des corrélations peut s'expliquer par plusieurs mécanismes. Premièrement, la réponse d'une nappe au climat peut être différée dans le temps : la recharge observée une année donnée peut affecter le niveau piézométrique avec un décalage temporel. Deuxièmement, les prélèvements pour l'irrigation peuvent masquer le signal climatique. Troisièmement, l'utilisation de moyennes annuelles peut atténuer les effets saisonniers, notamment lorsque les pluies sont concentrées sur une courte période ou lorsque les prélèvements sont plus intenses pendant la saison sèche.

La relation entre l'indice Z et le débit extrait est très faible, avec r = 0,07. Cela suggère que le débit annuel extrait ne suffit pas à expliquer directement les variations de l'indice standardisé.

L'analyse de Spearman montre les années chaudes sont associées à une baisse de la pluie et du SPEI, ainsi qu'à une augmentation de l'évaporation. Ce résultat confirme le rôle du stress climatique dans le contexte de sécheresse. Cependant, les relations entre climat et variables hydrogéologiques sont faibles à modérées. Le niveau statique et le débit extrait ne répondent pas de manière simple et immédiate aux variations annuelles de pluie, de température ou d'évaporation. Cela suggère que la sécheresse hydrogéologique dans le bassin versant côtier de Mostaganem résulte d'un fonctionnement complexe, contrôlé à la fois par les conditions climatiques, l'inertie de l'aquifère, les caractéristiques lithologiques et la pression d'exploitation.

Le résultat le plus significatif du point de vue hydrogéologique est la corrélation positive entre le niveau statique et l'indice standardisé Z r = 0,69, qui confirme la pertinence de cet indice pour caractériser l'état piézométrique de la nappe.

Tableau III.7 : Matrice de corrélation de Spearman entre variables climatiques et hydrogéologiques

Variables	SPEI	pluie	NS	Z	débit	Evapo	Tmin	Tmax
Tmoy	-0.88	-0.94	-0.16	-0.26	0.16	0.71	0.71	0.89
Tmax	-0.90	-0.92	-0.12	-0.22	0.16	0.84	0.74	—
Tmin	-0.82	-0.81	-0.11	-0.19	0.17	0.71	—	—
Evapo	-0.90	-0.77	-0.14	-0.23	0.11	—	—	—
débit	-0.16	-0.20	0.29	0.07	—	—	—	—
Z	0.20	0.22	0.69	—	—	—	—	—
NS	0.13	0.14	—	—	—	—	—	—
pluie	0.94	—	—	—	—	—	—	—

III.8 Analyse des tendances et ruptures temporelles

L'analyse des tendances et des ruptures temporelles permet de dépasser la simple description des niveaux statiques et des débits extraits. Elle vise à déterminer si les séries hydrogéologiques et climatiques présentent une évolution directionnelle significative, et si cette évolution est marquée par une rupture temporelle particulière. Trois outils statistiques complémentaires ont été mobilisés : le test de Mann-Kendall, le test de Pettitt et l'estimateur de la pente de Sen.

Le test de Mann-Kendall appliqué au niveau statique (Tableau III.8) montre que plusieurs points d'eau présentent une tendance temporelle significative. Les points P1, P2, P6, P8 et P14 affichent une tendance décroissante significative ou proche du seuil de significativité. Ces résultats indiquent que certains points d'eau connaissent une évolution temporelle structurée du niveau statique, contrairement à d'autres points où aucune tendance significative n'est détectée. Les points P3, P4, P5, P7, P9, P10, P11, P12 et P13 ne montrent pas de tendance statistiquement significative. Cela signifie que leur évolution est dominée par une variabilité interannuelle sans direction temporelle claire sur la période 2010–2025.

Pour le débit extrait (Tableau III.9), les tendances significatives sont moins nombreuses. Seuls les points P8 et P11 présentent une tendance croissante significative. Les autres points d'eau ne présentent pas de tendance significative du débit extrait. Ce résultat montre que les débits extraits sont globalement plus stables dans le temps que les niveaux statiques. L'absence de tendance significative dans la majorité des points peut traduire une gestion relativement régulière de l'exploitation ou une limitation technique des volumes pompés, même lorsque les conditions hydrogéologiques évoluent.

Les paramètres climatiques (Tableau III.10) présentent, en revanche, des tendances très nettes. La pluie montre une tendance significative à la baisse. Les températures maximale, moyenne et minimale présentent toutes une tendance significative à la hausse. L'évaporation montre également une tendance croissante significative. Cette combinaison entre diminution de la pluie, hausse des températures et augmentation de l'évaporation confirme l'existence d'un contexte hydroclimatique défavorable à la recharge de la nappe.

La pente de Sen permet de quantifier l'intensité des tendances détectées par Mann-Kendall. Pour le niveau statique, les pentes significatives sont négatives aux points P1, P2, P6 et P8. Les valeurs estimées sont de -0,333 m/an pour P1, -0,423 m/an pour P2, -0,618 m/an pour P6 et -0,793 m/an pour P8. Ces valeurs indiquent que les changements les plus rapides concernent P8 et P6, tandis que P1 et P2 présentent une évolution plus modérée. Pour le débit extrait, les seules pentes significatives concernent P8 et P11. Le débit augmente d'environ 0,148 l/s/an à P8 et de 0,056 l/s/an à P11. Ces valeurs restent relativement modestes, mais elles montrent une augmentation progressive de l'exploitation ou de la productivité apparente de ces deux ouvrages.

Pour les paramètres climatiques, la pluie diminue d'environ 30,34 mm/an, tandis que la température maximale augmente de 0,248 °C/an, la température moyenne de 0,091 °C/an, la température minimale de 0,172 °C/an et l'évaporation de 10,136 unités/an. Ces résultats confirment une évolution climatique défavorable à la recharge naturelle.

Tableau III.8 : Résultats du test de Mann-Kendall et de la pente de Sen appliqués au niveau statique

Points d'eau	Tendance	Pente de Sen
P1	Tendance à la baisse	-0.21111
P2	Tendance à la baisse	-0.53211
P3	Pas de tendance	-
P4	Pas de tendance	-
P5	Pas de tendance	-
P6	Tendance à la baisse	-0.51345
P7	Pas de tendance	-
P8	Tendance à la baisse	-0.68780
P9	Pas de tendance	-
P10	Pas de tendance	-
P11	Pas de tendance	-
P12	Pas de tendance	-
P13	Pas de tendance	-
P14	Tendance à la baisse	-0.41765

Tableau III.9 : Résultats du test de Mann-Kendall et de la pente de Sen appliqués au débit extrait

Points d'eau	Tendance	Pente de Sen
P1	Pas de tendance	-
P2	Pas de tendance	-
P3	Pas de tendance	-
P4	Pas de tendance	-
P5	Pas de tendance	-
P6	Pas de tendance	-

P7	Pas de tendance	-
P8	Tendance à la hausse	0.21345
P9	Pas de tendance	-
P10	Pas de tendance	-
P11	Tendance à la hausse	0.06768
P12	Pas de tendance	-
P13	Pas de tendance	-
P14	Pas de tendance	-

Tableau III.10 : Résultats du test de Mann-Kendall et de la pente de Sen appliqués aux paramètres climatiques

Paramètre climatique	Tendance	Pente de Sen
Pluie	Tendance à la baisse	-32.14
Tmax	Tendance à la hausse	0.31879
Tmoy	Tendance à la hausse	0.08680
Tmin	Tendance à la hausse	0.21779
Évaporation	Tendance à la hausse	09.87659

Le test de Pettitt appliqué au niveau statique (Tableau III.11) indique des ruptures significatives en 2016 pour les points P1, P2, P13 et P14. En revanche, le test de Pettitt appliqué aux débits extraits (Tableau III.12) ne détecte aucune rupture significative pour les quatorze points d'eau. Cette absence de rupture des débits indique que l'exploitation n'a pas connu de changement brutal statistiquement détectable autour de 2016. Autrement dit, la rupture observée dans les niveaux statiques semble davantage liée à un changement hydroclimatique ou hydrogéologique qu'à une modification soudaine des débits extraits.

Le test de Pettitt montre une rupture climatique majeure en 2016 (Tableau III.13). L'évaporation ne présente pas de rupture significative, bien que sa tendance générale soit croissante. La rupture de 2016 correspond simultanément à une baisse marquée de la pluie, à une hausse des températures et à une modification du comportement piézométrique de plusieurs points d'eau. Cette convergence renforce l'hypothèse d'un changement de régime hydroclimatique autour de 2016.

Tableau III.11 : Résultats du test de Pettitt appliqué au niveau statique des points d'eau

Points d'eau	Rupture	Date de rupture	Moyenne avant la rupture	Moyenne après la rupture	Déficit / Excès (%)
P1	Présence de rupture de déficit	2016	41,24	38,87	6,1
P2	Présence de rupture de déficit	2016	39,75	36,53	8,81
P3	Absence de rupture	-	-	-	-
P4	Absence de rupture	-	-	-	-
P5	Absence de rupture	-	-	-	-
P6	Absence de rupture	-	-	-	-
P7	Absence de rupture	-	-	-	-
P8	Absence de rupture	-	-	-	-
P9	Absence de rupture	-	-	-	-
P10	Absence de rupture	-	-	-	-
P11	Absence de rupture	-	-	-	-
P12	Absence de rupture	-	-	-	-
P13	Présence de rupture de déficit	2016	33,42	21,47	55,66
P14	Présence de rupture de déficit	2016	28,79	21,36	34,78

Tableau III.12 : Résultats du test de Pettitt appliqué au débit extrait des points d'eau

Points d'eau	Rupture	Date de rupture	Moyenne avant la rupture	Moyenne après la rupture	Déficit / Excès (%)
P1	Absence de rupture	-	-	-	-
P2	Absence de rupture	-	-	-	-
P3	Absence de rupture	-	-	-	-
P4	Absence de rupture	-	-	-	-
P5	Absence de rupture	-	-	-	-
P6	Absence de rupture	-	-	-	-
P7	Absence de rupture	-	-	-	-
P8	Absence de rupture	-	-	-	-
P9	Absence de rupture	-	-	-	-
P10	Absence de rupture	-	-	-	-
P11	Absence de rupture	-	-	-	-
P12	Absence de rupture	-	-	-	-
P13	Absence de rupture	-	-	-	-
P14	Absence de rupture	-	-	-	-

Tableau III.13 : Résultats du test de Pettitt appliqué aux paramètres climatiques

Paramètre climatique	Rupture	Date de rupture	Moyenne avant la rupture	Moyenne après la rupture	Déficit / Excès (%)
Pluie	Présence de rupture de déficit	2016	576,31	367,58	56,78
Tmax	Présence de rupture d'excès	2016	29,15	31,53	7,55
Tmoy	Présence de rupture d'excès	2016	12,67	14,34	11,65

Tmin	Présence de rupture d'excès	2016	4,67	8,04	41,92
Évaporation	Absence de rupture	-	-	-	-

III.9 Conclusion

Ce chapitre a permis de caractériser la sécheresse hydrogéologique dans le bassin versant côtier de Mostaganem à partir des données de niveau statique, de débit extrait et de paramètres climatiques. Les résultats montrent d'abord une variabilité spatiale marquée entre les quatorze points d'eau. Les niveaux statiques et les débits extraits diffèrent significativement selon les points, ce qui traduit une hétérogénéité du fonctionnement hydrogéologique local. Les points P1, P2 et P3 se distinguent par des niveaux statiques relativement profonds et des débits élevés, tandis que d'autres points présentent des comportements plus modérés ou plus stables. L'indice standardisé du niveau piézométrique indique que les conditions normales dominent sur l'ensemble de la période. Toutefois, des épisodes de déficit modéré, sévère ou très sévère sont observés, confirmant l'existence d'une sécheresse hydrogéologique ponctuelle. La période postérieure à 2016 semble plus contrainte, avec une diminution des conditions humides et une augmentation relative des conditions sèches.

L'analyse des corrélations montre que les variables climatiques sont fortement liées entre elles : la pluie est positivement associée au SPEI, tandis que les températures et l'évaporation sont négativement associées aux conditions humides. Les relations directes entre climat et niveaux statiques restent cependant faibles à modérées, ce qui confirme l'inertie du système aquifère et l'influence probable des prélèvements.

Les tests de tendance et de rupture confirment l'importance de l'année 2016 comme seuil hydroclimatique. Cette année marque une rupture significative de la pluviométrie et des températures, ainsi qu'une rupture du niveau statique pour plusieurs points d'eau. Les tendances climatiques montrent une baisse significative des précipitations et une hausse des températures et de l'évaporation, ce qui constitue un contexte défavorable à la recharge.

Les secteurs les plus vulnérables correspondent principalement aux points P1, P2, P8, P13 et P14. Ces points doivent faire l'objet d'un suivi prioritaire, car ils montrent soit des ruptures significatives, soit des tendances défavorables, soit une combinaison entre évolution piézométrique et pression d'exploitation. Les résultats obtenus soulignent la nécessité d'une gestion préventive des prélèvements, d'un suivi régulier des niveaux statiques et

d’une prise en compte explicite de la rupture climatique observée autour de 2016 dans la planification de la ressource en eau souterraine.

Conclusion Générale

Conclusion Générale

Cette étude a permis d'étudier le déficit hydrique dans la ville de Mostaganem à partir d'une approche intégrée combinant données hydrogéologiques, paramètres climatiques et outils statistiques. L'étude s'est appuyée sur un réseau de quatorze points d'eau, codés de P1 à P14, exploités principalement pour l'irrigation. Les données utilisées concernent les niveaux statiques et les débits extraits, fournies par l'Algérienne Des Eaux sous forme de moyennes annuelles calculées à partir de mesures trimestrielles.

Les résultats descriptifs montrent une hétérogénéité spatiale nette du comportement hydrogéologique. Les niveaux statiques moyens varient globalement entre 28,19 m et 46,31 m. Les points P1, P2, P3 et P4 présentent les niveaux statiques les plus profonds, tandis que P8, P10, P13 et P14 présentent les niveaux les moins profonds. Cette variabilité traduit probablement l'effet combiné de la lithologie, de la profondeur des ouvrages, de la recharge locale et de l'intensité d'exploitation. Les débits moyens varient, quant à eux, entre 1,50 l/s et 3,38 l/s. Les points P1, P2 et P3 apparaissent comme les ouvrages les plus productifs, alors que P5, P7, P10 et P12 enregistrent les débits les plus faibles.

Les tests de normalité ont montré que les séries de niveaux statiques et de débits extraits ne suivent pas toujours une distribution normale. Le test de Kruskal-Wallis a confirmé l'existence de différences spatiales très significatives entre les points d'eau pour les niveaux statiques. Cela indique que le comportement piézométrique n'est pas uniforme dans le réseau étudié et que la sécheresse hydrogéologique ne se manifeste pas de la même manière dans l'ensemble du bassin.

L'analyse par l'indice standardisé du niveau piézométrique Z a permis de distinguer les périodes de conditions normales, humides et sèches. Les résultats montrent une évolution défavorable après 2016. Avant cette date, les conditions humides représentaient environ 24 %, les conditions normales environ 65 % et les conditions sèches environ 10 %. Après 2016, les conditions humides diminuent à environ 12 %, tandis que les conditions sèches augmentent à environ 20 %. Cette évolution suggère une réduction des épisodes favorables et une augmentation des situations de déficit hydrogéologique.

L'analyse de corrélation de Spearman montre que l'indice Z est fortement lié au niveau statique, avec une corrélation positive de $r = 0,69$. Ce résultat confirme la pertinence de cet indice pour suivre les fluctuations hydrogéologiques de la nappe. En revanche, les corrélations entre l'indice Z et les variables climatiques restent faibles : $r = 0,22$ avec la pluie, $r = 0,20$ avec le SPEI, $r = -0,23$ avec l'évaporation, $r = -0,26$ avec la température moyenne, $r = -0,22$ avec la température maximale et $r = -0,19$ avec la température minimale. Ces résultats indiquent que la

réponse de la nappe aux conditions climatiques n'est pas immédiate et qu'elle peut être masquée par l'inertie de l'aquifère, les prélèvements pour l'irrigation et l'utilisation de moyennes annuelles.

Les tests de tendance confirment l'existence d'évolutions temporelles significatives. Pour les niveaux statiques, les points P1, P2, P6 et P8 présentent des tendances décroissantes significatives. Les changements les plus rapides concernent donc P8 et P6. Pour les débits extraits, seules les tendances de P8 et P11 sont significatives, avec une augmentation d'environ 0,148 l/s/an à P8 et 0,056 l/s/an à P11. Les paramètres climatiques montrent une évolution défavorable à la recharge : la pluie diminue, tandis que la température maximale, moyenne et minimale augmentent, et l'évaporation augmente.

Le test de Pettitt a mis en évidence une rupture importante autour de 2016. Pour les niveaux statiques, des ruptures significatives sont détectées aux points P1, P2, P13 et P14. Les débits extraits ne présentent pas de rupture significative pour les quatorze points d'eau, ce qui suggère que les changements observés dans les niveaux statiques sont davantage liés à une modification hydroclimatique ou hydrogéologique qu'à un changement brutal de l'exploitation.

La rupture climatique de 2016 apparaît également déterminante. La pluie présente une rupture de déficit. Les températures augmentent également après cette date. Cette convergence entre baisse des précipitations, hausse des températures et modification du comportement piézométrique renforce l'hypothèse d'un changement de régime hydroclimatique autour de 2016.

La sécheresse hydrogéologique dans le bassin versant côtier de Mostaganem apparaît comme un phénomène complexe, contrôlé à la fois par la variabilité climatique, l'inertie de l'aquifère, l'hétérogénéité lithologique, les conditions de recharge et la pression d'exploitation. Les résultats montrent que la période postérieure à 2016 est marquée par une dégradation relative des conditions hydrogéologiques, une diminution des conditions humides et une augmentation des épisodes secs. Cette situation appelle une gestion plus rigoureuse de la ressource souterraine, fondée sur le suivi piézométrique, le contrôle des prélèvements et l'intégration des effets du changement climatique dans la planification hydrique locale.

À partir des résultats obtenus, plusieurs recommandations peuvent être proposées :

- Il est nécessaire de renforcer le réseau de suivi piézométrique dans le bassin versant côtier de Mostaganem. Les quatorze points étudiés fournissent une base importante, mais un suivi plus dense permettrait de mieux identifier les secteurs vulnérables, notamment ceux qui présentent des tendances significatives ou des ruptures temporelles. Une attention particulière devrait être

accordée aux points P1, P2, P6, P8, P13 et P14, car ils montrent soit des tendances significatives, soit des ruptures marquées autour de 2016 ;

- Il serait utile d'augmenter la fréquence des mesures. Les moyennes annuelles permettent une lecture générale, mais elles masquent les variations saisonnières. Des mesures mensuelles, ou au minimum bimensuelles pendant les périodes sèches, permettraient de mieux comprendre les délais de réponse de la nappe aux précipitations, à l'évaporation et aux prélèvements ;
- Les données piézométriques devraient être systématiquement croisées avec les volumes réellement pompés. Le débit extrait ne suffit pas toujours à expliquer la variabilité du niveau statique. Il serait donc nécessaire de disposer de données plus précises sur les durées de pompage, les volumes annuels prélevés, les usages agricoles, les cultures irriguées et les périodes de forte demande ;
- Il est recommandé d'intégrer l'indice standardisé du niveau piézométrique Z dans un dispositif local d'alerte hydrogéologique. Cet indice permet de classer les situations en conditions normales, humides ou sèches. Il peut servir à définir des seuils de vigilance, d'alerte et de restriction, en particulier lorsque les classes sèches deviennent plus fréquentes ;
- La gestion de l'irrigation doit être améliorée. Le développement de techniques économes en eau, comme l'irrigation localisée, la programmation des apports selon les besoins réels des cultures et la réduction des pertes dans les réseaux, peut contribuer à limiter la pression sur la nappe ;
- Les zones de recharge doivent être protégées. L'urbanisation, l'imperméabilisation des sols et la dégradation des surfaces perméables peuvent réduire l'infiltration. Il convient donc de préserver les affleurements perméables, les zones de dépression favorables à l'infiltration et les secteurs où les formations gréseuses et sableuses assurent une bonne recharge de la nappe ;
- Il serait pertinent d'envisager, après étude de faisabilité, des solutions de recharge artificielle ou de recharge maîtrisée de la nappe. Ces solutions peuvent inclure la collecte des eaux pluviales, l'aménagement de bassins d'infiltration ou la valorisation contrôlée des eaux excédentaires en période humide ;
- Le suivi quantitatif doit être complété par un suivi qualitatif. Dans un bassin côtier soumis à l'exploitation agricole et à la pression urbaine, il est important de surveiller la salinité, les nitrates, la conductivité électrique et les éventuels signes de pollution diffuse ou d'intrusion saline ;
- Des études complémentaires devraient intégrer la modélisation hydrogéologique, les systèmes d'information géographique et l'analyse des décalages temporels entre climat et réponse

piézométrique. Cela permettrait de mieux distinguer les effets climatiques des effets anthropiques et de construire des scénarios de gestion adaptés aux conditions futures.

Références bibliographiques

Amari, H., & Belmoumene, F. (2022). Cartographie de la vulnérabilité des nappes d'eau souterraine à la pollution de la région de Mostaganem par application de la méthode des complexes hydrogéologiques (HCS). Mémoire de Master, Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed.

Baiche, A. (1994). Hydrogéologie de la région de Mostaganem. Mémoire de Magistère, Université d'Oran.

Bellal, S.-A., Baiche, A., & Dari, O. (2021). Sécheresse et fluctuations des ressources en eau souterraines : le cas du Plateau de Mostaganem (Ouest algérien). Cahiers Géographiques de l'Ouest, 9, 82-100.

Bloomfield, J. P., & Marchant, B. P. (2013). Analysis of groundwater drought building on the standardised precipitation index approach. Hydrology and Earth System Sciences, 17, 4769–4787. https://doi.org/10.5194/hess-17-4769-2013.

Cuthbert, M. O., Gleeson, T., Moosdorf, N., Befus, K. M., Schneider, A., Hartmann, J., & Lehner, B. (2019). Global patterns and dynamics of climate–groundwater interactions. Nature Climate Change, 9, 137–141. https://doi.org/10.1038/s41558-018-0386-4.

Earman, S., & Dettinger, M. (2011). Potential impacts of climate change on groundwater resources: A global review. Journal of Water and Climate Change, 2(4), 213–229. https://doi.org/10.2166/wcc.2011.034.

Famiglietti, J. S. (2014). The global groundwater crisis. Nature Climate Change, 4(11), 945–948. https://doi.org/10.1038/nclimate2425.

Gauchez, J. (1981). Étude hydrogéologique de la région de Mostaganem. Référence citée dans les travaux hydrogéologiques du Plateau de Mostaganem.

Green, T. R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J. J., Allen, D. M., Hiscock, K. M., Treidel, H., & Aureli, A. (2011). Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. Journal of Hydrology, 405(3–4), 532–560. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.002.

Hamed, Y., Hadji, R., Redhaounia, B., Zighmi, K., Bâali, F., & El Gayar, A. (2018). Climate impact on surface and groundwater in North Africa: A global synthesis of findings and recommendations. Euro-Mediterranean Journal for Environmental Integration, 3, 25. https://doi.org/10.1007/s41207-018-0067-8.

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.

Lütkemeier, R., Söller, L., & Frick-Trzebitzky, F. (2022). Anthropogenic pressures on groundwater. In Encyclopedia of Inland Waters (2nd ed., Vol. 3, pp. 548–559). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-819166-8.00183-3.

McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology, Anaheim, California, 179–184.

MedECC. (2020). Climate and Environmental Change in the Mediterranean Basin: Current Situation and Risks for the Future. First Mediterranean Assessment Report. Union for the Mediterranean, Plan Bleu, UNEP/MAP.

Mishra, A. K., & Singh, V. P. (2010). A review of drought concepts. Journal of Hydrology, 391(1–2), 202–216. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.012.

OSS. (2003). Système Aquifère du Sahara Septentrional : gestion commune d'un bassin transfrontalier. Observatoire du Sahara et du Sahel.

Peters, E., Torfs, P. J. J. F., van Lanen, H. A. J., & Bier, G. (2003). Propagation of drought through groundwater: A new approach using linear reservoir theory. Hydrological Processes, 17(15), 3023–3040. https://doi.org/10.1002/hyp.1274.

Taylor, R. G., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., Van Beek, R., Wada, Y., Longuevergne, L., Leblanc, M., Famiglietti, J. S., Edmunds, M., Konikow, L., Green, T. R., Chen, J., Taniguchi, M., Bierkens, M. F. P., MacDonald, A., Fan, Y., Maxwell, R. M., Yechieli, Y., ... Treidel, H. (2013). Ground water and climate change. Nature Climate Change, 3, 322–329. https://doi.org/10.1038/nclimate1744.

UNECE. (2020). Assessment of the Water-Food-Energy-Ecosystems Nexus in the North Western Sahara Aquifer System. United Nations Economic Commission for Europe.

Van Loon, A. F. (2015). Hydrological drought explained. Wiley Interdisciplinary Reviews: Water, 2(4), 359–392. https://doi.org/10.1002/wat2.1085.

Van Loon, A. F., Gleeson, T., Clark, J., Van Dijk, A. I. J. M., Stahl, K., Hannaford, J., Di Baldassarre, G., Teuling, A. J., Tallaksen, L. M., Uijlenhoet, R., Hannah, D. M., Sheffield, J., Svoboda, M., Verbeiren, B., Wagener, T., Rangecroft, S., Wanders, N., & Van Lanen, H. A. J. (2016). Drought in the Anthropocene. Nature Geoscience, 9, 89–91. https://doi.org/10.1038/ngeo2646.

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.

Wilhite, D. A., & Glantz, M. H. (1985). Understanding the drought phenomenon: The role of definitions. Water International, 10(3), 111–120. https://doi.org/10.1080/02508068508686328.

World Meteorological Organization & Global Water Partnership. (2016). Handbook of Drought Indicators and Indices. Integrated Drought Management Programme, WMO-No. 1173.