

**République Algérienne Démocratique et Populaire**  
**Ministère de l'enseignement supérieur et de la Recherche Scientifique**  
**Université Ferhat Abbas -Sétif 1-**



**Institut d'Architecture et des Sciences de la Terre**

**Département des sciences de la terre**

**THÈSE PRÉSENTÉE EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLÔME DE DOCTORAT  
TROISIÈME CYCLE –LMD-**

**OPTION : Hydrogéologie**

**SUR LE THÈME :**

**IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES RESSOURCES  
EN EAUX SOUTERRAINES DANS LES HAUTES PLAINES  
SÉTIFIENNES –NORD EST ALGÉRIE-**

**PAR :**

**M<sup>lle</sup> AOUATI Hasna**

**Devant le jury :**

<b>PRÉSIDENT:</b>	<b>CHABOU Moulley Charaf</b>	<b>Pr. UFAS 01. SETIF</b>
<b>DIRECTEUR DE THÈSE :</b>	<b>DEMDOUM Abdeslam</b>	<b>Pr. UFAS 01. SETIF</b>
<b>EXAMINATEURS :</b>	<b>HANI Azzedine</b>	<b>Pr. UBM. ANNABA</b>
	<b>BOUGHERIRA Nabil</b>	<b>Pr. UBM. ANNABA</b>
	<b>HAMLAOUI Mahmoud</b>	<b>MCA. UFAS 01. SETIF</b>

*Année universitaire : 2024/2025*

## Remerciements

*Au nom de Dieu, le Clément, le Miséricordieux*

*Louange à Allah le tout puissant qui m'a donné la force et la volonté de continuer à travailler et d'achever ce modeste travail que je dédie à toutes les personnes dont leurs noms viennent ci-dessous.*

*Un spécial remerciement à mon directeur de thèse **Professeur Abdeslam Demdoum** pour son encadrement tout au long de la réalisation de cette thèse. Ses conseils avisés, son soutien constant et ses encouragements ont été des éléments déterminants qui m'ont permis de mener à bien ce travail.*

*Je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers **les membres de jury** pour l'intérêt qu'ils portent à mon travail.*

*Mes remerciements s'adressent également à **Dr. Kouadra Riad**, Docteur à l'université de Abdelhafid Boussouf Mila, pour ses conseils précieux et les discussions scientifiques durant la période de rédaction de ce travail.*

*Je remercie spécialement **Dr. Kada houria**, docteur à l'université Ferhat Abbas Sétif01, pour sa disponibilité durant toutes ces années de recherche.*

*Je remercie beaucoup **Dr. Louamri Abdelaziz**, docteur à l'université de Constantine 01, pour son aide et ses conseils tout au long de la préparation de ce travail.*

*Je suis très honorée d'avoir eu l'occasion de discuter de certains résultats avec **Dr. Salah Ouhamdouch**, Docteur à l'université de Cadi Ayyad, Maroc, je le remercie pour son aide précieuse.*

*J'adresse mes chaleureux remerciements à **Mr. Ben Mohamed**, enseignant chercheur à l'institut d'architecture et des sciences de la terre pour son aide précieuse.*

*Je remercie vivement le chef de département des sciences géologiques de l'université de Constantine 01, Mme. **Yemmouna Makhoulf** de m'avoir accueilli dans le laboratoire d'hydrogéologie pour les analyses des échantillons d'eau.*

*Je tiens à remercier tous mes enseignants de département des sciences géologiques de l'université Constantine 01 et tous les enseignants du département des sciences de la terre de l'université Sétif 01.*

*Mes plus forts remerciements vont à **mes collègues doctorants** de l'université Ferhat Abbas Sétif 01, l'université de Constantine 01, de Tebessa et de Ouergla. Je vous souhaite tout le bonheur et le courage que vous m'avez apporté.*

*Finalement, je voudrais exprimer ma gratitude à toutes les personnes qui ne sont pas mentionnées dans ces quelques lignes mais qui peuvent se reconnaître dans ces mots.*

**Hasna Aouati**

## **Dédicace**

*À mes très chers parents que le Bon Dieu les garde*  
*À la mémoire de mes grands-parents Mabrouk et Aicha qu'ALLAH*  
*les accueille dans son vaste paradis*  
*À mes frères Amine et Rami*  
*À mes oncles Noureddine, Tahar et Radouane*  
*À toute la famille Aouati*  
*À toute la famille Boussalia*  
*À tous mes collègues et mes amies*  
*À toute l'équipe DIABETOVIE*  
*À tous ceux que j'aime*

***Je dédie ce modeste travail***

***Merci***

## Résumé

Le changement climatique est l'un des principaux défis du 21<sup>e</sup> siècle, en raison de ses effets négatifs sur tous les secteurs du développement. L'Algérie, par sa position géographique et climatique, est influencée par le changement climatique, qui se traduit par une diminution qualitative et quantitative des ressources en eau, en particulier après la croissance démographique au cours de ces dernières décennies. L'objectif de ce travail est d'évaluer l'effet du changement climatique sur les ressources en eau souterraine dans un environnement semi-aride, en particulier la région de Ain Azel. Pour une période de 63 ans (1958-2021), l'analyse climatologique montre une diminution des précipitations notamment à partir de l'année 2013, et une augmentation des températures avec des ruptures entre 1984 et 1986. Une tendance croissante à l'aridité est révélée par l'évolution temporelle de l'indice d'aridité (SPI) dans la région étudiée. L'analyse des modèles climatiques révèle une augmentation des températures prévue dans les scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5, avec un réchauffement estimé à environ 0.3°C. En ce qui concerne les précipitations, une diminution est observée sous les deux scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5, avec des déficits d'environ 28 et 30 mm, respectivement. La carte piézométrique de la région montre une diminution du niveau des eaux souterraines de 2004 à 2023 d'environ dix mètres en moyenne. Selon la méthode hydrogéochimique, le type d'eau Ca-Mg-Cl domine le nord de la zone d'étude, révélant la présence d'un phénomène de salinité de l'eau. Les résultats de l'indice de qualité de l'eau (IQE) montrent que 20.8% des eaux souterraines, principalement réparties dans les parties Nord et Nord-ouest de la zone d'étude, sont impropres à la consommation. La détérioration de la qualité des eaux et l'augmentation de la salinité sont dues à la dissolution des évaporites, à la réduction des taux des précipitations sous l'effet du changement climatique, à l'intrusion saline à partir du Sebkha et à la pollution anthropique. Ces résultats contribueront à l'amélioration future de la gestion des ressources en eaux souterraines dans la région, en fournissant un résumé de l'état actuel des eaux souterraines.

**Mots clés :** SPI – Réserves d'eau souterraine – Pettitt – Salinité – activité anthropique.

## **Abstract**

Climate change is one of the prominent challenges of the 21st century, due to its negative effects on all different development sectors. Algeria, by its geographical and climatic position, is influenced by the climate change, which is expressed through the qualitative and quantitative decrease of water resources especially after the population growth in the last decades. The purpose of this study is to assess the effects of climate change on groundwater resources in a semi-arid environment, in this case the Ain Azel plain in the northern Algeria. For a period of 63 years (1958-2021), the climatological analyses shows a decrease in rainfall especially after the year 2013, and an increase in temperature with breaks between 1984 and 1986. An increasing trend towards aridity is revealed by the temporal evolution of the aridity index (SPI) in the study region. The analysis of the climate models reveals an increase in temperatures predicted in the RCP4.5 and 8.5 scenarios, with an estimated warming of around 0.3°C. As for precipitation, there is a decrease under both the RCP4.5 and 8.5 scenarios, with deficits of around 28 and 30 mm, respectively. The piezometric map shows a decrease in groundwater level from 2004 to 2023 of about ten meters in average. According to the hydrogeochemical method, the Ca-Mg-Cl water type dominated the north of the study area, revealing the presence of water salinity phenomenon. The Water Quality Index (WQI) results show that 20.8% of the groundwater, mainly distributed in the northern and western parts of the study area, is unfit for drinking. The deterioration of the groundwater quality and the augmentation of salinity are due to the dissolution of evaporate formations, the reduced precipitation rates under the effects of climate change, saline intrusion from the salt lake and anthropogenic pollution. These results will contribute to future improvements in the management of groundwater resources in the region, by providing a summary of the current state of groundwater.

**Key words:** SPI – Groundwater resources – Pettitt – Salinity – anthropogenic activity.

## المخلص

يعد التغير المناخي أحد التحديات الرئيسية في القرن الحادي والعشرين، لما له من آثار سلبية على جميع قطاعات التنمية. وتتأثر الجزائر بحكم موقعها الجغرافي والمناخي بالتغيرات المناخية التي تنعكس في انخفاض نوعي وكمي في الموارد المائية، خاصة بعد النمو الديموغرافي في العقود الأخيرة. الهدف من هذا العمل هو تقييم تأثير التغير المناخي على مخزون المياه الجوفية في بيئة شبه قاحلة، ولا سيما منطقة عين أزل. بالنسبة لفترة 63 سنة (1958-2021)، يُظهر التحليل المناخي انخفاضاً في هطول الأمطار، خاصة من عام 2013، وزيادة في درجات الحرارة، مع وجود فواصل بين عامي 1984 و1986. ويظهر اتجاه متزايد نحو الجفاف من خلال التطور الزمني لمؤشر الجفاف في المنطقة المدروسة. تُظهر الخريطة البيزومترية للمنطقة انخفاضاً في مستويات المياه الجوفية من عام 2004 إلى 2023 بحوالي عشرة أمتار في على شمال منطقة الدراسة، Ca-Mg-Cl المتوسط. وفقاً للطريقة الهيدروجيوكيميائية الهيدروجيوكيميائية، يهيمن نوع مياه أن 20.8% من المياه الجوفية، خاصة (WQI) مما يكشف عن وجود ظاهرة ملوحة المياه. تُظهر نتائج مؤشر جودة المياه في الأجزاء الشمالية والشمالية الغربية من منطقة الدراسة، غير صالحة للاستهلاك. ويرجع التدهور في جودة المياه وزيادة الملوحة إلى انحلال المواد المتبخرة، وانخفاض معدلات هطول الأمطار نتيجة لتغير المناخ، والتسرب الملحي من السبخة والتلوث البشري المنشأ. ستسهم هذه النتائج في تحسين إدارة موارد المياه الجوفية في المنطقة في المستقبل، من خلال تقديم ملخص للوضع الحالي للمياه الجوفية.

**الكلمات المفتاحية:** احتياطي المياه الجوفية - بيتيت - الملوحة - النشاط البشري المنشأ - SPI

## ACRONYMES

**ANRH** : Agence Nationale des Ressources Hydriques.

**CAH** : Classification Hiérarchique Ascendante.

**CC** : Changement Climatique.

**DMLD** : Gestion de la Demande et Développement du Style de Vie.

**GCM**: Modèle Climatique Global.

**GES** : Gaz à Effet de Serre.

**GIEC** : Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat.

**HFC**: Hydrocarbures Fluorés.

**IP**: Indice de Perméabilité.

**IPCC**: Intergovernmental Panel on Climate Change.

**IQE** : Indice de Qualité de l'Eau.

**KR**: Kelley Ratio.

**MK**: Mann-Kendall test.

**RCP**: Representative Concentration Pathway.

**OMS** : Organisation Nationale de la Santé.

**ONM** : Office National Météorologique.

**PNC**: Plan National du Climat.

**PNE** : Plan National de l'Eau.

**RM** : Risque de Magnésium.

**RSC** : Carbonate de Sodium Résiduel.

**SAR** : Rapport d'Absorption du Sodium.

**SPI**: Standardized Precipitation Index.

**SSP** : Pourcentage de Sodium Soluble.

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 1.</b> Représentation simplifiée des composants du système climatique, leurs processus et interactions .....	5
<b>Figure 2.</b> Changement global de la température moyenne de surface (a) ; l'augmentation globale du niveau moyen de la mer (b) ; de 2006 à 2100 déterminés par des modèles multiples de simulation .....	8
<b>Figure 3.</b> Changement de la température moyenne de surface (a) et changement des précipitations moyennes (b) sur la base des projections multi modèles pour 1981-2100 par rapport à la période (1986-2005) selon les scénarios de RCP2.6 et RCP8.5 .....	9
<b>Figure 4.</b> Changement du niveau moyen de la mer sur la base des projections multi-modèles pour 2081-2100 par rapport à la période (1986-2006) selon les scénarios de RCP2.6et RCP8.5 .....	11
<b>Figure 5.</b> La durée moyenne de la saison sèche et les précipitations moyennes annuelles en Afrique pour la période (1951-1995) ( <a href="#">New et al 1999</a> ; <a href="#">MacDonald et al, 2009</a> ) .....	15
<b>Figure 6.</b> Prévision des modèles CIMP5 pour les années 2040-2060 indiquant les écarts de température et de précipitations par rapport à la période de référence 2040-2060 (RCP 4.5, RCP6.5) .....	17
<b>Figure 7.</b> Evolution des précipitations moyennes annuelles entre Septembre et Mai ( <a href="#">MEER, 2018</a> ) .....	20
<b>Figure 8.</b> Evolution de la température moyenne maximale en saison des pluies ( <a href="#">MEER, 2018</a> ) .....	21
<b>Figure 9.</b> Evolution de la température moyenne annuelle des stations Alger, Oran ( <a href="#">ONM Alger, 2019</a> ) .....	22
<b>Figure 10.</b> Réduction du niveau de la nappe phréatique de la plaine de Mitidja de 1974 à 2010 ( <a href="#">Bouderbala., 2019</a> ) .....	23
<b>Figure 11.</b> Evolution de la température moyenne annuelles dans la station de Ain El Bey (Période : 1971, 2011) ( <a href="#">Laieb, 2015</a> ) .....	29
<b>Figure 12.</b> Localisation géographique des Hautes Plaines Sétifiennes( <a href="#">Google Earth, 2023</a> )	35
<b>Figure 13.</b> Localisation géographique de la région de Ain Azel .....	38
<b>Figure 19.</b> Carte géologique de la région des Hautes Plaines Sétifiennes ( <a href="#">Extrait de la carte géologique de Sétif 1/200000</a> ), d'après <a href="#">Vila, 1977</a> ) .....	44
<b>Figure 20.</b> Carte géologique de la région d'étude ( <a href="#">Extrait de la carte géologique de Sétif. 1/200000.Vila, 1980 modifiée</a> ) .....	46
<b>Figure 21.</b> Colonne lithostratigraphique synthétique des montes de Hodna .....	50
<b>Figure 22.</b> Coupe géologique schématique de la région de Kharzet Youssef .....	51
<b>Figure 24.</b> Précipitations saisonnières en mm des stations (Ain Lahdjar- El Eulma) .....	56
<b>Figure 25.</b> Variations des précipitations moyennes annuelles ( <a href="#">Athamena, 2006</a> ) .....	57
<b>Figure 26.</b> Carte du bassin versant des Hauts Plateaux Constantinois .....	59
<b>Figure 27.</b> Courbe hypsométrique du sous-bassin versant Chott El Beida .....	61

<b>Figure 28.</b> Carte d'altitudes de la région des Hautes Plaines Sétifiennes .....	<b>66</b>
<b>Figure 29.</b> Carte des pentes de la région des Hautes Plaines Sétifiennes .....	<b>72</b>
<b>Figure 30.</b> Carte du réseau hydrographique de la région des Hautes Plaines Sétifiennes .....	<b>73</b>
<b>Figure 31.</b> Variations moyennes annuelles des précipitations de la station de Sétif (Période : 1958-2021) .....	<b>74</b>
<b>Figure 32.</b> Histogramme des précipitations moyennes mensuelles de la station de Sétif (Période : 1958-2021).....	<b>75</b>
<b>Figure 33.</b> Histogramme des variations des températures minimales, maximales et moyennes pour la période (1958-2021) .....	<b>76</b>
<b>Figure 34.</b> Diagramme ombrothermique, station de Sétif (1958-2021) .....	<b>76</b>
<b>Figure 35.</b> Evolution interannuelle de l'indice d'aridité durant la période 1958-2021 .....	<b>78</b>
<b>Figure 36.</b> Paramètres mensuels du bilan hydrique de Thornthwaite, station de Sétif (1958-2021) .....	<b>83</b>
<b>Figure 37.</b> Analyse des précipitations moyennes mensuelles par le test de Pettitt (Mois de juillet).....	<b>87</b>
<b>Figure 38.</b> Evolution des précipitations moyennes annuelles à la station de Sétif (1958-2021) .....	<b>90</b>
<b>Figure 39.</b> Analyse des températures moyennes mensuelles de la station de Sétif par le test de Pettitt (Mois de Septembre, octobre, Juin, Juillet et Août) .....	<b>92</b>
<b>Figure 40.</b> Variation de l'Indice Standardisé des Précipitations (SPI) pour la station de Sétif (1958-2021) .....	<b>93</b>
<b>Figure 41.</b> Calibration et validation du modèle SDSM obtenu pour la station de Sétif. ....	<b>98</b>
<b>Figure 42.</b> Projection des températures futures pour la période 2022-2080 (Station de Sétif). .....	<b>99</b>
<b>Figure 43.</b> Projection des précipitations futures pour la période 2022-2080 (Station de Sétif). .....	<b>100</b>
<b>Figure 44.</b> Situation de la plaine de Sétif dans le bassin versant des Hauts plateaux Constantinois (Source : PNE 2010) .....	<b>102</b>
<b>Figure 45.</b> Evolution de la demande en eau dans la wilaya de Sétif – scénario de référence (2016-2050) (Bouznad et al, 2020).....	<b>107</b>
<b>Figure 46.</b> Evolution de la demande en eau mensuelle dans la wilaya de Sétif (Bouznad et al, 2020).....	<b>108</b>
<b>Figure 47.</b> Evolution de la demande en eau non satisfaite dans la wilaya de Sétif (Bouznad et al, 2020) .....	<b>109</b>
<b>Figure 48.</b> Carte d'inventaire des points d'eau dans la région d'Ain Azel .....	<b>110</b>
<b>Figure 49.</b> La carte piézométrique de l'aquifère alluvial de la plaine de Ain Azel (Juin 2023). .....	<b>112</b>

<b>Figure 50.</b> Evolution temporelle du niveau piézométrique de certains puits captant l'aquifère alluvial de la plaine de Ain Azel (Périodes 2015, 2016, 2023).....	112
<b>Figure 51.</b> Evolution temporelle du niveau piézométrique de certains puits captant l'aquifère alluvial de la plaine de Ain Azel (Périodes 2008, 2023).....	113
<b>Figure 52.</b> Un profil à travers les formations alluviales de la plaine d'Ain Azel. ....	113
<b>Figure 53.</b> Localisation des puits testés de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire sur la carte géologique de la zone d'étude. ....	119
<b>Figure 54.</b> Boite à moustaches de la conductivité électrique des échantillons analysés. ....	120
<b>Figure 55.</b> Evolution de la conductivité électrique dans la région d'étude. ....	121
<b>Figure 56.</b> Variabilité spatiale de la conductivité électrique ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) (Campagne 2023). ....	123
<b>Figure 57.</b> Variabilité spatiale du calcium ( $\text{mg}/\text{l}$ ). ....	124
<b>Figure 58.</b> Variabilité spatiale du magnésium ( $\text{mg}/\text{l}$ ). ....	126
<b>Figure 59.</b> Variabilité spatiale du sodium + Potassium ( $\text{mg}/\text{l}$ ). ....	126
<b>Figure 60.</b> Variabilité spatiale des chlorures ( $\text{mg}/\text{l}$ ). ....	127
<b>Figure 61.</b> Variabilité spatiale des sulfates ( $\text{mg}/\text{l}$ ). ....	130
<b>Figure 62.</b> Boites à moustache des éléments majeurs des échantillons analysés (2002-2023). .....	132
<b>Figure 63.</b> Evolution chimique de quelques échantillons des eaux souterraines de la région d'étude (2002-2023).....	134
<b>Figure 64.</b> Dendrogramme résultant de la classification ascendante hiérarchique des différentes eaux souterraines (campagne 2023). ....	136
<b>Figure 65.</b> Diagrammes binaires : a) $\text{SO}_4$ vs Ca ; b) $\text{HCO}_3$ vs (Ca+Mg) ; c) $(\text{HCO}_3+\text{SO}_4)$ vs (Ca+Mg); d) Ca vs Na; e) $(\text{Na} - \text{Cl})$ vs $(\text{Ca}-\text{Mg}) + (\text{HCO}_3+ \text{SO}_4)$ . ....	138
<b>Figure 66.</b> Diagramme de Piper des eaux souterraines de l'aquifère du Mio- Plio-Quaternaire de la zone d'étude (2002-2023).....	139
<b>Figure 67.</b> Représentation des eaux selon le diagramme de Shoeller-Berkaloff, (Campagne 2023). ....	140
<b>Figure 68.</b> Représentation des eaux sur le diagramme de Shoeller-Berkaloff, (Campagne, 2018). ....	141
<b>Figure 69.</b> Représentation des eaux sur le diagramme de Shoeller-Berkaloff (Campagnes 2008, 2017).....	141
<b>Figure 70.</b> Représentation des eaux sur le diagramme de Shoeller-Berkaloff (Campagne 2002). ....	141
<b>Figure 71.</b> Représentation graphique du rapport d'absorption du sodium de la zone d'étude. .....	142
<b>Figure 72.</b> Représentation graphique des valeurs du KR des différents points d'eau de la zone d'étude. ....	142
<b>Figure 73.</b> Représentation graphique des valeurs de RSC de l'eau calculé dans la région d'étude. ....	143

<b>Figure 74.</b> Représentation graphique des valeurs de l'IP des eaux calculé dans la zone d'étude. ....	<b>144</b>
<b>Figure 75.</b> Représentation graphique des valeurs de RM calculé dans la zone d'étude. ....	<b>145</b>
<b>Figure 76.</b> Représentation graphique des valeurs de l'SSP calculé dans la région d'étude. .	<b>146</b>
<b>Figure 77.</b> Classification des eaux pour l'irrigation par la méthode de Wilcox (Campagne 2023). ....	<b>146</b>
<b>Figure 78.</b> Distribution spatiale de IQE dans la région d'étude (2002-2018). ....	<b>147</b>
<b>Figure 79.</b> Distribution spatiale de l'Indice de Qualité de l'eau dans la région d'étude (campagne 2023). ....	<b>148</b>

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau 1.</b> Les potentialités en eau conventionnelle en Algérie (MRE, 2010). .....	18
<b>Tableau 2.</b> Rupture et déficits dans le bassin de Tafna (Berhail, 2019). .....	24
<b>Tableau 3.</b> Coefficients moyens de récession avant et après 1987 (Berhail, 2019). .....	25
<b>Tableau 4.</b> Volume d'eau mobilisé par les aquifères avant et après 1987 (Berhail 2019) .....	26
<b>Tableau 5.</b> Coefficients de récession avant et après 1983 (Berhail et al., 2014). .....	27
<b>Tableau 6.</b> Volume d'eau mobilisé par les aquifères avant et après 1983 (Berhail et al., 2014). .....	28
<b>Tableau 7.</b> Précipitations moyennes mensuelles interannuelles en mm (Boudoukha, 1998). ..55	55
<b>Tableau 8.</b> Précipitations moyennes annuelles en mm (Demdoum, 1996 ; 2010) .....	56
<b>Tableau 9.</b> Les différents paramètres du bilan hydrogéologique de la station de Sétif .....	56
<b>Tableau 10.</b> L'indice de compacité de Gravelius (Kc) des sous – bassins de la zone d'étude. .....	57
<b>Tableau 11.</b> Longueur équivalente et largeur équivalente des sous bassins versants (Chott El Beida, Oued Rhumel amont, Bousselam amont. ....	60
<b>Tableau 12.</b> Distribution de la surface en fonction de l'altitude du sous bassin versant Chott El Beida. ....	60
<b>Tableau 13.</b> Altitudes caractéristiques par sous bassin versant. ....	62
<b>Tableau 14.</b> La classification de relief selon l'ORSTOM. ....	63
<b>Tableau 15.</b> L'indice de pente global Ig des sous bassins versant de la zone d'étude. ....	64
<b>Tableau 16.</b> Caractéristiques du réseau hydrographique des sous-bassins versants de la zone de recherche. ....	64
<b>Tableau 17.</b> Fréquence des thalwegs des sous bassins versants de la région d'étude. ....	67
<b>Tableau 18.</b> Coefficient de torrentialité des sous bassins versants Chott el Bieda et l'Oued Rhumel amont .....	68
<b>Tableau 19.</b> Classification de la texture (Smith, 1950). .....	69
<b>Tableau 20.</b> Rapport de confluence / longueur des sous bassins versants de la zone d'étude. ....	69
<b>Tableau 21.</b> Temps de concentration calculé pour les sous bassins versants de la zone d'étude. ....	70
<b>Tableau 22.</b> Coordonnées de la station météorologique Sétif (Source : ONM). .....	71
<b>Tableau 23.</b> Variations de la température minimale, maximale et moyenne de la station de Sétif (1958-2021). .....	75
<b>Tableau 24.</b> Variation des valeurs du rapport (P/T) pour la station de Sétif (1958-2021), D'après la méthode d'Euverte. ....	77
<b>Tableau 25.</b> Calcul de l'indice d'aridité de De- Martonne. ....	78
<b>Tableau 26.</b> Tableau des coefficients de correction (K) de chaque mois. ....	80
<b>Tableau 27.</b> Evapotranspiration potentielle (ETP) selon Thornthwaite. ....	80

<b>Tableau 28.</b> Calcul de l'ETR par la formule de Turc.....	<b>81</b>
<b>Tableau 29.</b> Bilan hydrologique de la station de Sétif (1958-2021), méthode de Thornthwaite. .....	<b>82</b>
<b>Tableau 30.</b> Valeurs de l'indice de précipitation standardisé (SPI) et catégories de sécheresse associées (McKee et al, 1993).....	<b>87</b>
<b>Tableau 31.</b> Résultats du test de Mann-Kendall sur les précipitations moyennes mensuelles (Station de Sétif ; 1958-2021).....	<b>88</b>
<b>Tableau 32.</b> Résultats du test de Mann-Kendall sur les précipitations moyennes annuelles (Station de Sétif ; 1958-2021).....	<b>88</b>
<b>Tableau 33.</b> Résultats des statistiques appliquées aux séries des températures (Niveau mensuel).....	<b>89</b>
<b>Tableau 34.</b> Résultats des statistiques appliquées aux séries des températures (niveau annuel).....	<b>91</b>
<b>Tableau 35.</b> Les divers scénarios de changement climatique (GIEC, 2014).....	<b>93</b>
<b>Tableau 36.</b> Liste des variables prédictes du centre national de prévision environnementale (NCEP). .....	<b>95</b>
<b>Tableau 37.</b> Les résultats de l'analyse de régression linéaire en utilisant l'intégralité des prédictes du NCEP. ....	<b>96</b>
<b>Tableau 38.</b> Evaluation statistique de la performance du SDSM durant la phase de calibration et de validation à la station de Sétif. ....	<b>97</b>
<b>Tableau 39.</b> Les formations, l'extension et la capacité des ouvrages existants dans les aquifères de la plaine de Sétif (PNE, 2010).....	<b>106</b>
<b>Tableau 40.</b> Inventaire des points d'eau pour chaque campagne.....	<b>110</b>
<b>Tableau 41.</b> Calcul du gradient hydraulique de la région d'étude .....	<b>111</b>
<b>Tableau 42.</b> Quelques valeurs des paramètres hydrodynamiques (T) et (K).....	<b>116</b>
<b>Tableau 43.</b> Données physicochimiques et procédures d'analyse des échantillons d'eau souterraine de la zone d'étude.....	<b>122</b>
<b>Tableau 44.</b> Résumé statistique des paramètres hydrochimiques des eaux souterraines de la région d'étude.....	<b>129</b>
<b>Tableau 45.</b> Matrice de corrélation des éléments chimiques analysés. ....	<b>131</b>
<b>Tableau 46.</b> Valeurs moyennes des paramètres physico-chimiques pour les trois principaux groupes.....	<b>133</b>
<b>Tableau 48.</b> Classes proposées pour la qualité de l'eau potable sur la base de l'IQE (Maghesh et al, 2013). ....	<b>148</b>
<b>Tableau 49.</b> Valeurs de l'indice IQE et classe de qualité des eaux souterraines de la région de Ain Azel (campagne 2023).....	<b>150</b>

# Sommaire

## Remerciement

## Résumé

Acronymes..... I

Liste des figures..... II

Liste des tableaux ..... III

Introduction générale ..... 1

## Chapitre I : Synthèse bibliographique

1. Introduction.....	4
2. Le système climatique et principe de l'effet de serre .....	4
2.1. Le rayonnement solaire .....	4
2.2 Origine des gaz à effet de serre .....	5
3. Changements observés dans le système climatique.....	6
3.1. Température .....	6
3.2. Précipitations .....	7
3.3. La cryosphère .....	7
3.4. Le niveau moyen de la mer .....	10
3.5. Evènements extrêmes .....	10
4. Impact du changement climatique sur la recharge des eaux souterraines .....	11
5. L'impact du changement climatique sur les ressources en eau souterraine en Afrique et au Maghreb.....	13
5.1 En Afrique .....	13
5.2. Au Maghreb .....	13
5.2.1. La Tunisie.....	14
5.2.2. Le Maroc .....	14
5.2.3. L'Algérie .....	16
5.2.3.1 Le climat de l'Algérie.....	16
5.2.3.2. Les ressources en eau en Algérie .....	18

5.2.3.3. Impact du changement climatique sur les ressources en eau souterraine en Algérie .....	22
5.2.3.4. Exemples sur l'effet du changement climatique sur les ressources en eau souterraine en Algérie .....	23
a. La plaine de Mitidja .....	23
b. Les sous-bassins du Tafna .....	24
c. Le sous bassin de Seybouse .....	26
d. Le bassin Kébir-Rhumel .....	28
6. Conclusion.....	29

## **Chapitre II : Étude Géographique et Géologique**

1. Introduction.....	31
2. Présentation du secteur d'étude .....	31
2.1. Situation géographique des Hautes Plaines Sétifiennes .....	31
2.2. Climat et végétations .....	31
2.3. Hydrologie.....	32
2.4. Localisation géographique de la région de Ain Azel .....	32
a. La géomorphologie .....	33
b. Caractéristiques climatiques .....	33
c. Le couvert végétal.....	33
d. Aperçu socio-économique .....	33
3. Contexte géologique.....	35
□ Essai de reconstitution paléogéographique .....	34
• Trias.....	34
• Jurassique.....	36
• Crétacé .....	36
• Tertiaire .....	37
3.1. Géologie de la région d'Ain Azel.....	37
3.3.1. Trias .....	39
3.3.2. Jurassique .....	39
3.3.2.1. Lias .....	39
3.3.2.2. Dogger-Malm-Berriasien .....	39
3.3.3. Crétacé .....	40
3.3.3.1. Néocomien.....	40
3.3.3.2. Barrémien .....	41
3.3.3.3. Aptien .....	41

3.3.3.4.	Albien-Vraconien.....	42
3.3.3.5.	Cénomano-Turonien .....	42
3.3.3.6.	Sénonien .....	43
3.3.4.	Paléocène-Eocène .....	45
3.3.5.	Miocène transgressif .....	47
3.3.6.	Plio-Quaternaire.....	47
3.4.	La tectonique des Monts de Hodna .....	48
a.	Les failles.....	48
b.	Les plis .....	48
c.	Les relations du Trias .....	49
3.4.1.	Les phases tectoniques.....	49
4.	Conclusion .....	52
<b>Chapitre III : Étude morphométrique et hydrologique</b>		
1.	Introduction.....	53
2.	Régime climatique des Hautes Plaines Sétifiennes.....	53
2.1.	Quelques études antérieures sur l'évolution des précipitations dans les hautes plaines Sétifiennes.....	54
3.	Caractéristiques morphométriques de la région.....	58
3.1.	Le bassin versant de la zone d'étude .....	58
3.2.	Paramètres de forme .....	58
3.2.1.	Indice de compacité de Gravelius .....	58
3.2.2.	Rectangle équivalent.....	60
3.3.	Paramètres de relief .....	61
3.3.1.	La courbe hypsométrique .....	61
3.3.2.	Altitudes caractéristiques .....	62
3.3.2.1.	Altitude maximale et minimale.....	62
3.3.2.2.	Altitude médiane .....	63
3.3.2.3.	L'altitude H95%.....	63
3.3.2.4.	L'altitude H5% .....	63
3.3.2.5.	La dénivelée simple.....	63
3.3.3.	Les indices des pentes.....	63
3.3.4.	La carte des pentes.....	65

3.3.5. Réseau hydrographique.....	65
a. Densité de drainage .....	67
b. Fréquence des Thalwegs .....	68
c. Coefficient de torrencialité .....	68
d. Rapport de confluence et rapport de longueur .....	69
e. Temps de concentration .....	70
4. Contexte hydroclimatologique de la zone d'étude.....	70
4.1. Généralités sur le climat de la zone d'étude.....	71
4.2. Les précipitations.....	71
4.2.1. Variations moyennes annuelles des précipitations .....	74
4.2.2. Variations moyennes mensuelles des précipitations .....	74
4.3. Température .....	75
4.3.1. Variations moyennes mensuelles des températures .....	75
4.4. Type de climat .....	76
4.4.1. Diagramme ombro-thermique (Relation précipitation- température) .....	76
4.4.2. Détermination de l'humidité du sol (Méthode d'Euverte).....	77
4.4.3. Détermination de l'aridité (Indice de De. Martonne).....	77
4.5. L'évapotranspiration potentielle et réelle .....	79
4.5.1. Evapotranspiration potentielle.....	79
4.5.2. Evapotranspiration réelle .....	80
4.6. Bilan hydrique .....	81
4.6.1. Le bilan hydrique selon Thornthwaite .....	81
4.6.2. Ruissellement .....	84
4.6.3. Infiltration .....	84
4.6.4. Lamme d'eau écoulée (E) .....	84
5. Impact du changement climatique sur le climat local de la région d'étude .....	84
5.1. Source et collecte de données climatiques .....	84
5.2. Méthodes d'étude de la variabilité climatique .....	85
5.2.1. Test de Pettitt.....	85
5.2.2. Test de Mann-Kendall .....	85
5.2.3. Indice Standardisé des Précipitations .....	86
5.3. Résultats et discussion .....	86
5.3.1. Pluviométrie .....	86

5.3.1.1. Niveau mensuel .....	87
5.3.1.2. Niveau annuel .....	88
5.3.2. Températures moyennes .....	88
5.3.2.1. Niveau mensuel .....	88
5.3.2.2. Niveau annuel .....	90
5.3.3. L'indice Standardisé des précipitations SPI .....	90
5.4. Projections futures .....	93
5.4.1. Sélection des prédicteurs .....	94
5.4.2. Calibration et validation.....	96
5.4.3. Précipitations et températures futures.....	97
6. Conclusion .....	100
<b>Chapitre 04 : Étude hydrogéologique</b>	
1. Introduction.....	102
2. Aperçu sur l'hydrogéologie de la région de Sétif .....	102
a. Situation géographique .....	102
b. Hydrogéologie des Hautes plaines Sétifiennes .....	103
c. Contexte hydrogéologique de la région de Ain Azel .....	107
3. Demande en eau .....	108
4. Demande non satisfaite.....	109
5. Inventaire des points d'eau .....	109
6. Interprétation des cartes piézométriques .....	111
7. Les paramètres hydrodynamiques.....	114
8. Conclusion .....	116
<b>Chapitre 05 : Étude hydrogéochimique</b>	
1. Introduction.....	118
2. Méthodes d'analyses .....	118
3. Les principaux paramètres physico-chimiques.....	118
3.1. Caractéristiques physiques de l'eau .....	118
3.1.1. Température .....	118
3.1.2. Conductivité électrique CE .....	120
3.1.3. Potentiel hydrogène pH .....	121
3.2. Caractéristiques chimiques de l'eau (Campagne 2023) .....	123
3.2.1. Cations .....	123
3.2.1.1. Calcium (Ca <sup>2+</sup> ).....	123

3.2.1.2.	Magnésium ( $Mg^{2+}$ ) .....	124
3.2.1.3.	Sodium et Potassium ( $Na+k$ ) .....	125
3.2.2.	Anions .....	125
3.2.2.1.	Les chlorures ( $Cl^-$ ) .....	125
3.2.2.2.	Les sulfates ( $SO_4^{2-}$ ).....	125
3.2.2.3.	Les bicarbonates ( $HCO_3^-$ ).....	127
3.2.3.	Evolution temporelle des éléments majeurs des échantillons analysés (2002-2023) .....	128
3.3.	Corrélation entre les éléments majeurs .....	131
3.4.	Classification Ascendante Hiérarchique (CAH).....	133
3.5.	Etude de l'origine des éléments chimiques .....	134
3.6.	Facès chimiques des eaux.....	135
3.7.	Aptitude des eaux à l'irrigation (Campagne 2023).....	137
3.7.1.	Rapport d'absorption du sodium (SAR) .....	137
3.7.2.	Rapport de Kelley (KR).....	142
3.7.3.	Carbonate de sodium résiduel .....	143
3.7.4.	L'indice de perméabilité (IP) .....	143
3.7.5.	Rapport de risque de magnésium (RM).....	144
3.7.6.	Pourcentage de sodium soluble (SSP) .....	145
3.7.7.	Diagramme de Wilcox .....	145
3.8.	Indice de Qualité de l'Eaux (IQE) .....	147
4.	Conclusion .....	151
	<b>Conclusion générale</b> .....	152

## Références bibliographiques

## Annexes



---

# INTRODUCTION GÉNÉRALE

---



## INTRODUCTION GÉNÉRALE

Dans le monde entier, les populations dépendent des eaux souterraines comme principale source d'approvisionnement en eau potable, ce qui en fait une ressource hydrique très précieuse. Avec des changements notables de la température de l'air et des périodes intermittentes de diminution des précipitations, les changements climatiques ont à l'heure actuelle un effet sur l'ensemble de la planète. La quantité et la qualité des eaux souterraines sont considérablement affectées par ces changements.

Les eaux souterraines sont essentielles pour répondre aux besoins de nombreux pays d'Afrique du Nord, notamment l'irrigation, l'eau potable et les usages domestiques, mais ils ont récemment connu une grave pénurie d'eau et une dégradation de la qualité (Atwoli et al, 2022 ; Ouhamdouch et al, 2019 ; Ouhamdouch & Bahir, 2017). De nombreuses études ont indiqué que le changement climatique est le facteur contribuant à la dégradation des eaux souterraines, parallèlement à l'activité humaine (Barbieri et al, 2023 ; Marquina, 2004 ; Palutikof & Holt, 2004).

Les eaux souterraines sont vitales pour la consommation et l'agriculture en Algérie, cette dernière se réfère à une région située au bord de la mer Méditerranée et reconnue comme une zone de premier plan affectée par le changement climatique. Ce pays est notamment exposé à des défis tels que la disponibilité limitée de l'eau, l'utilisation excessive des ressources, l'intrusion d'eau salée dans les sources d'eau souterraines le long des côtes en raison de l'augmentation du niveau de la mer, et de la diminution des réserves, et surtout dans les régions semi-arides (Bouderbala, 2019 ; Mohamed & El-Amin, 2018 ; Rajosoa et al, 2022 ; Sharan et al, 2023).

La région des Hautes Plaines Sétifiennes a connu une forte croissance démographique depuis son indépendance en 1962. De ce fait, les ressources en eaux sont de plus en plus nécessaires pour répondre à la demande en eau industrielle, agricole et potable (Bouregaa, 2018 ; Bouznad et al, 2020 ; Chenni hadj et al, 2020 ; Rouabhi, 2018). Par conséquent, les eaux souterraines de la région sont une question délicate car elles constituent la seule source d'eau accessible.

Au cours des dix dernières années, la région a connu des changements considérables au niveau des précipitations, une hausse des températures, des périodes de sécheresse prolongées et une augmentation de l'évaporation, en particulier entre 1981 et 2012 (Rouabhi,2018). La sécheresse sévère et prolongée de ces dernières années, marquée par des précipitations

insuffisantes, a eu un impact négatif sur le débit des cours d'eau, ce qui a eu des conséquences importantes sur l'activité socio-économique de la région. Les changements affectant les nappes phréatiques et la diminution des pluies due aux sécheresses ont entraîné une baisse constante des réserves d'eau souterraine des principales nappes aquifères. Dans les plaines, le niveau des nappes phréatiques a déjà chuté dans des proportions alarmantes (> 10 m.).

De même, l'aggravation des sécheresses conjuguée à la surexploitation des nappes phréatiques a entraîné l'accroissement du coût du pompage, l'affaissement des terres, la formation de fissures et la migration d'eau salée, (Surtout dans les bassins à écoulement endoréique). Les effets du changement climatique sur les ressources en eau dans les hautes plaines sétifiennes sont aussi liés à d'autres causes de changement, dont la croissance démographique, l'urbanisation et le changement d'utilisation du territoire, conjugués avec d'autres tendances socio-économiques. La réaction des eaux souterraines aux changements globaux est une fonction complexe qui dépend du changement climatique et de la variabilité de la topographie, des caractéristiques des couches aquifères, de la dynamique de la végétation et des activités humaines.

Dans cette thèse, nous allons approfondir nos études et essayer de répondre à certaines questions :

- Quel est l'état actuel de la quantité et la qualité chimique des eaux souterraines de la région d'étude ?
- Quels sont les facteurs climatiques intervenants dans la dégradation de la qualité des eaux souterraines dans la région d'étude, si elle est prouvée ?

Pour répondre à ces questions, on a réalisé cette étude qui vise à évaluer les effets directs du changement climatique sur les ressources en eaux souterraines dans la région des Hautes Plaines Sétifiennes, en particulier la région d'Ain Azel. Cet objectif sera atteint en analysant les principales tendances des données relatives aux précipitations et aux températures, ainsi que les variations des niveaux et de la qualité de l'eau dans les aquifères. La méthodologie suivie pour mener à bien cette étude repose essentiellement sur une collecte de données géologiques, hydrologiques, hydrogéologiques et hydrochimiques de l'aquifère du Mio-Plio-Quaternaire en se basant sur les travaux recherche et d'exploitation, ainsi que sur les données de terrain.

## **Plan de travail :**

Notre thème qui s'intitule :

### **IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAUX SOUTERRAINES DANS LES HAUTES PLAINES SETIFIENNES –NORD-EST ALGERIE-**

S'articule autour les chapitres suivants :

**Le premier chapitre** est une analyse bibliographique sur le changement climatique dans le monde et en Algérie.

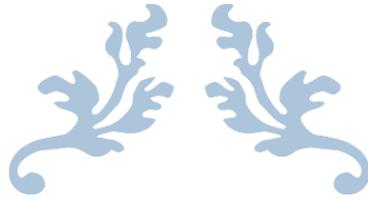
**Le deuxième chapitre** vise à présenter la région d'étude du point de vue géographique et géologique, il sera destiné à définir les divers faciès lithologiques associés à évolution géologique de la zone d'étude, afin d'obtenir des informations sur les horizons perméables et imperméables.

**Le troisième chapitre** s'intéressera à l'analyse de la variabilité des précipitations et de température, les périodes de sécheresse et le bilan hydrique, afin de déterminer l'impact du changement climatique sur les écoulements de surface.

**Le quatrième chapitre** est consacré à l'étude piézométrique. Les principaux objectifs de ce chapitre sont de créer des cartes piézométriques qui illustrent les caractéristiques globales de l'écoulement et d'analyser les changements du niveau piézométrique de l'aquifère du Mio-Plio-Quaternaire de la région de Ain Azel, en tenant compte de l'impact du changement climatique.

**Le cinquième chapitre** s'intéressera à l'analyse des propriétés physicochimiques et hydrogéochimiques des eaux souterraines de la région de Ain Azel. En outre, il cherche à identifier les mécanismes géochimiques responsables de la minéralisation et des caractéristiques des eaux souterraines de la zone d'étude.

Enfin, nous résumons les principaux résultats de cette étude dans une conclusion générale.



**-CHAPITRE 01-**

---

**ANALYSE  
BIBLIOGRAPHIQUE**

---



## 1. Introduction

Le climat est généralement défini par la caractéristique à long terme de l'état de l'atmosphère dans une région donnée ; comprenant des paramètres tels que la température, la pression atmosphérique, l'humidité, les précipitations, le vent ...etc. Le climat peut varier considérablement selon la situation géographique, l'altitude et les facteurs environnementaux tels que l'activité solaire et les émissions de gaz à effet de serre (OMM, 2011).

D'après le GIEC (2007), le changement climatique est un terme générique qui désigne les changements durables et significatifs dans le climat à moyen et à long terme ; qui peuvent être dus à des activités humaines ou à des phénomènes naturels. Ces changements peuvent inclure des variations de températures, des précipitations et des niveaux de mer ; et ils peuvent avoir aussi des effets négatifs sur l'environnement, l'économie et la santé humaine. Le changement climatique est un phénomène mondial qui impacte tous les pays du monde, ses conséquences sont déjà visibles et sont susceptibles de s'aggraver à mesure que le réchauffement s'accélère.

## 2. Le système climatique et principe de l'effet de serre

Le système climatique est un ensemble de composants qui interagissent pour créer et maintenir un climat stable et sain. Il y a plusieurs processus qui sont impliqués dans le système climatique comme l'énergie solaire, le cycle de l'eau, le cycle du carbone...etc (Fig. 1). Ces processus sont interconnectés et indépendants et leurs connections sont responsables des variations climatiques à court et à long terme (Delmotte et al., 2021).

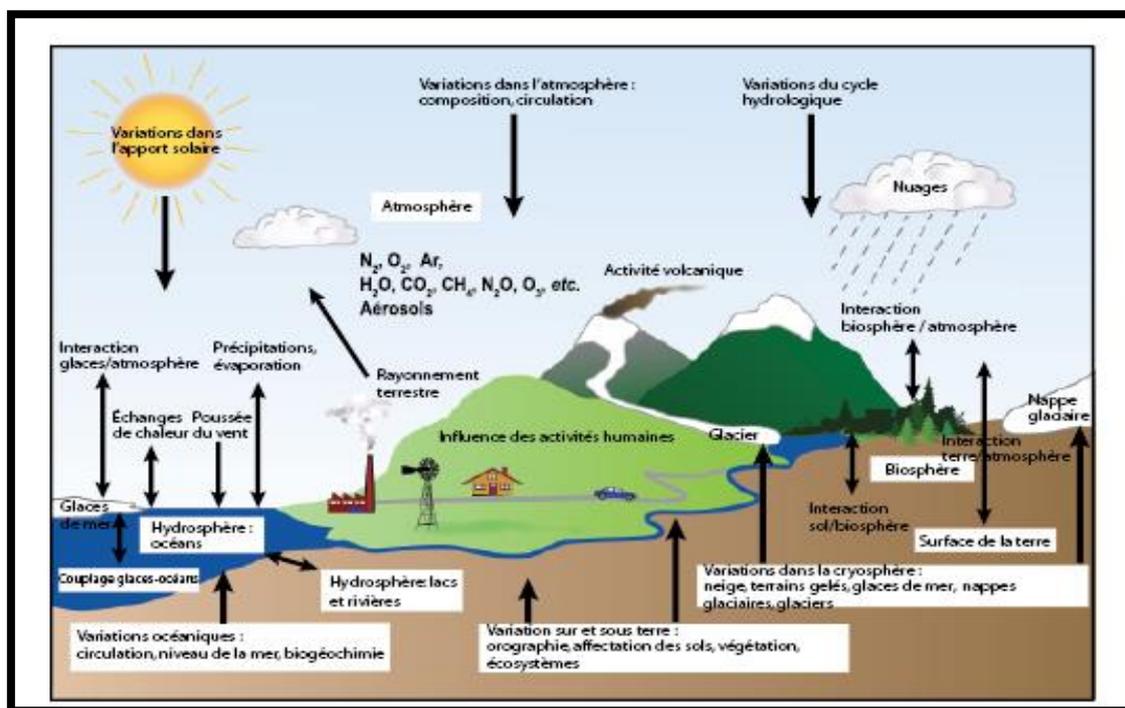
### 2.1. Le rayonnement solaire

Le rayonnement solaire est l'énergie transmise par le soleil sous forme de rayonnements électromagnétiques et de particules chargées. L'énergie solaire est la principale source d'énergie de la terre, elle est responsable de la production de chaleur et de lumière qui sont utilisées par les êtres vivants et les systèmes écologiques. Le rayonnement solaire et le changement climatique sont étroitement liés. L'énergie solaire est absorbée par l'atmosphère, ce qui augmente la température de la surface terrestre (Delmotte et al., 2021).

### 2.2. Les gaz à effet de serre

L'effet de serre est un phénomène physique qui se produit lorsque les gaz à effet de serre (GES) absorbent et renvoient une partie de l'énergie infrarouge émise par la terre. Les GES

sont des gaz qui se trouvent naturellement dans l'atmosphère et qui sont également produits par l'activité humaine.



**Figure 1.** Représentation simplifiée des composants du système climatique, leurs processus et interactions - (IPCC, 2007).

Les principaux GES sont le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>), le méthane (CH<sub>4</sub>), le protoxyde d'azote (N<sub>2</sub>O) et certains hydrocarbures fluorés (HFC). Ces gaz sont essentiels à la vie sur terre, car ils aident à maintenir une température stable. Cependant, lorsque trop de GES sont présents dans l'atmosphère, ils absorbent et renvoient trop d'énergie infrarouge, ce qui entraîne une augmentation des températures globales ; c'est ce qu'on appelle « l'effet de serre » (Delmotte et al., 2021).

### 2.2.1. Origine des gaz à effet de serre

Les émissions de gaz à effet de serre dans l'atmosphère ont de nombreuses origines, notamment les suivantes :

- **Le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>)**

Le dioxyde de carbone est un gaz à effet de serre naturel qui est produit par l'utilisation des combustibles fossiles tels que le charbon, le pétrole et le gaz naturel. Il est également libéré par

les écosystèmes lorsque les plantes respirent et métabolisent les nutriments pour leur croissance (Leandri, 2023).

- **Le méthane (CH<sub>4</sub>)**

Le méthane est produit par des sources naturelles et artificielles. Les sources naturelles de méthane sont les méthanogènes, qui sont des micro-organismes qui produisent du méthane en décomposant des matières organiques.

Le méthane naturel est également produit par des activités volcaniques et par la fermentation anaérobie des matières organiques dans les eaux douces et marines. Les principales sources artificielles de méthane sont : la riziculture, les élevages, les systèmes d'épandage, les décharges, les centrales électriques et les usines. (Léandri, 2023).

- **L'oxyde de diazote (N<sub>2</sub>O)**

L'oxyde de diazote est un gaz à effet de serre produit principalement par des activités anthropiques, telles que les combustions d'engrais chimiques ou les processus de combustion de combustibles fossiles.

Les sources naturelles d'oxyde de diazote comprennent des émissions des sols, des océans et des forêts, ainsi que la décomposition des matières organiques (Gelhay, 2021). L'IPCC (2013) a indiqué dans la première partie du 5<sup>ème</sup> rapport que l'utilisation des combustibles fossiles, en plus du bilan des émissions dues au changement d'utilisation des sols, ont augmenté la concentration du dioxyde de carbone à 40%.

### **3. Changements observés dans le système climatique**

Il y a plusieurs changements climatiques qui ont été observés dans le système climatique. Ces changements comprennent une augmentation des températures moyennes à l'échelle mondiale, le réchauffement des océans, la fonte des glaciers et des calottes glaciaires, les changements des précipitations et l'augmentation des niveaux de la mer (IPCC 2013).

#### **3.1. Température**

Le changement climatique a un impact significatif sur la température moyenne à la surface de la terre. Le rapport publié par l'IPCC (2013) a conclu que le changement climatique est une réalité, et que la température moyenne de la planète a augmenté de 0.85°C entre les

années 1880 et 2012. La plus grande augmentation s'est produite entre les années 1981 et 2010, avec une hausse de 0.39°C.

Le climat futur sera déterminé par une combinaison de variabilité naturelle du climat, d'émissions anthropogéniques futures et du réchauffement déjà commis par les émissions passées. Pour la période 2016-2035, par rapport à la période 1986-2005, le changement global de la température moyenne de surface est prévu entre 0.3°C et 0.7°C (Fig. 3). Cela est prédit sur l'hypothèse qu'il n'y aura pas de changements significatifs dans l'irradiation solaire totale, les éruptions volcaniques ou d'autres sources naturelles.

La fin du 21<sup>ème</sup> siècle (2081-2100) devrait avoir un changement de température de surface mondiale de plus de 1.5°C par rapport à la période (1850-1900) pour les trois scénarios (RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5) (FIG. 2) ; *toutes les modifications sont relatives à la période 1986-2005*. Les scénarios de confiance élevée montrent que le réchauffement dépassera les 2°C. les scénarios de confiance moyenne montre qu'il est plus probable que ce soit au-dessus de 2°C, et les scénarios de confiance faible montrent un réchauffement peu probable de dépasser 2°C (IPCC, 2014).

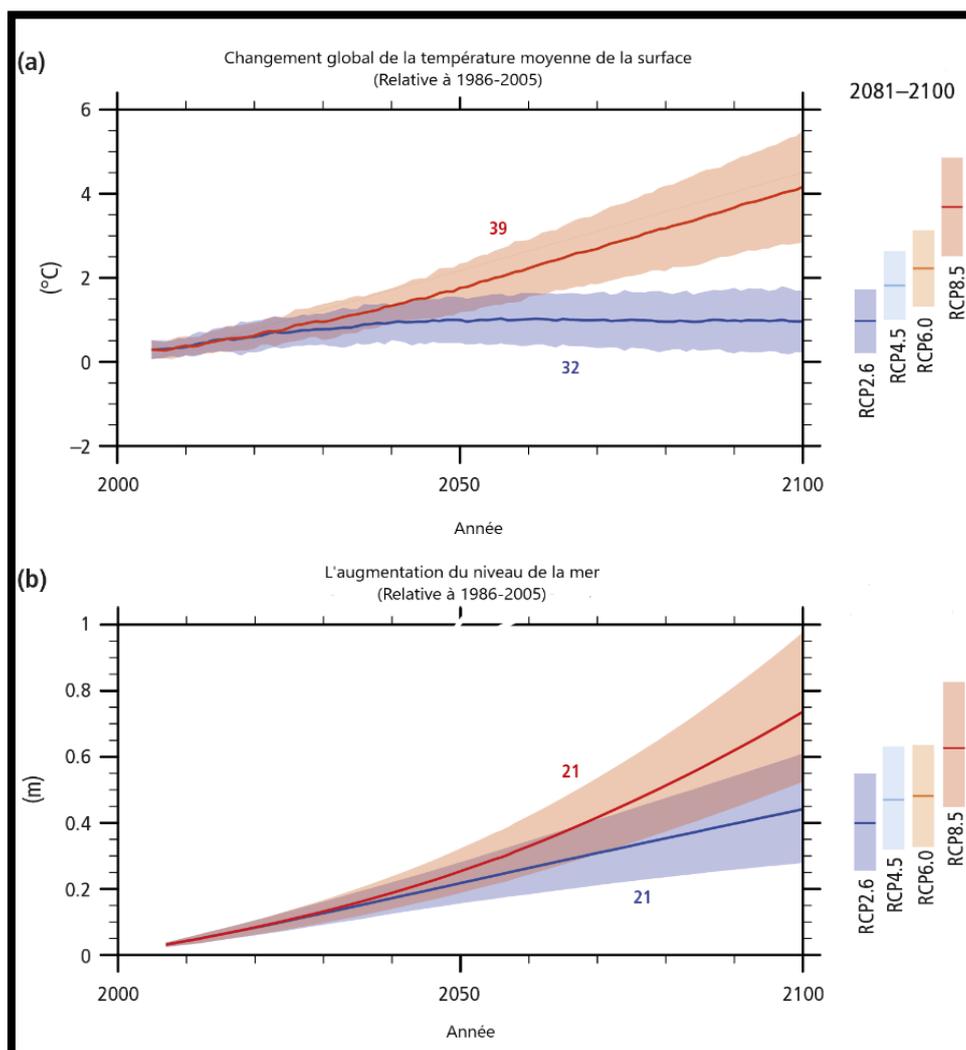
D'ici la fin du 21<sup>ème</sup> siècle (2081-2100), la température moyenne de surface mondiale devrait augmenter de :

- 0.3° C à 1.7°C dans le scénario RCP2.6.
- 1.1°C à 2.6°C au scénario de RCP4.5.
- 1.4°C à 3.1°C en RCP6.0.
- 2.6°C à 4.8°C pour le RCP8.5.

### **3.2. Précipitations**

Les précipitations sont un autre composant important du système climatique, elles sont le résultat de l'interaction entre l'atmosphère et l'hydrosphère. Les changements climatiques peuvent entraîner une augmentation ou une diminution des précipitations, cela peut affecter l'agriculture et aussi la qualité et la disponibilité des ressources en eau.

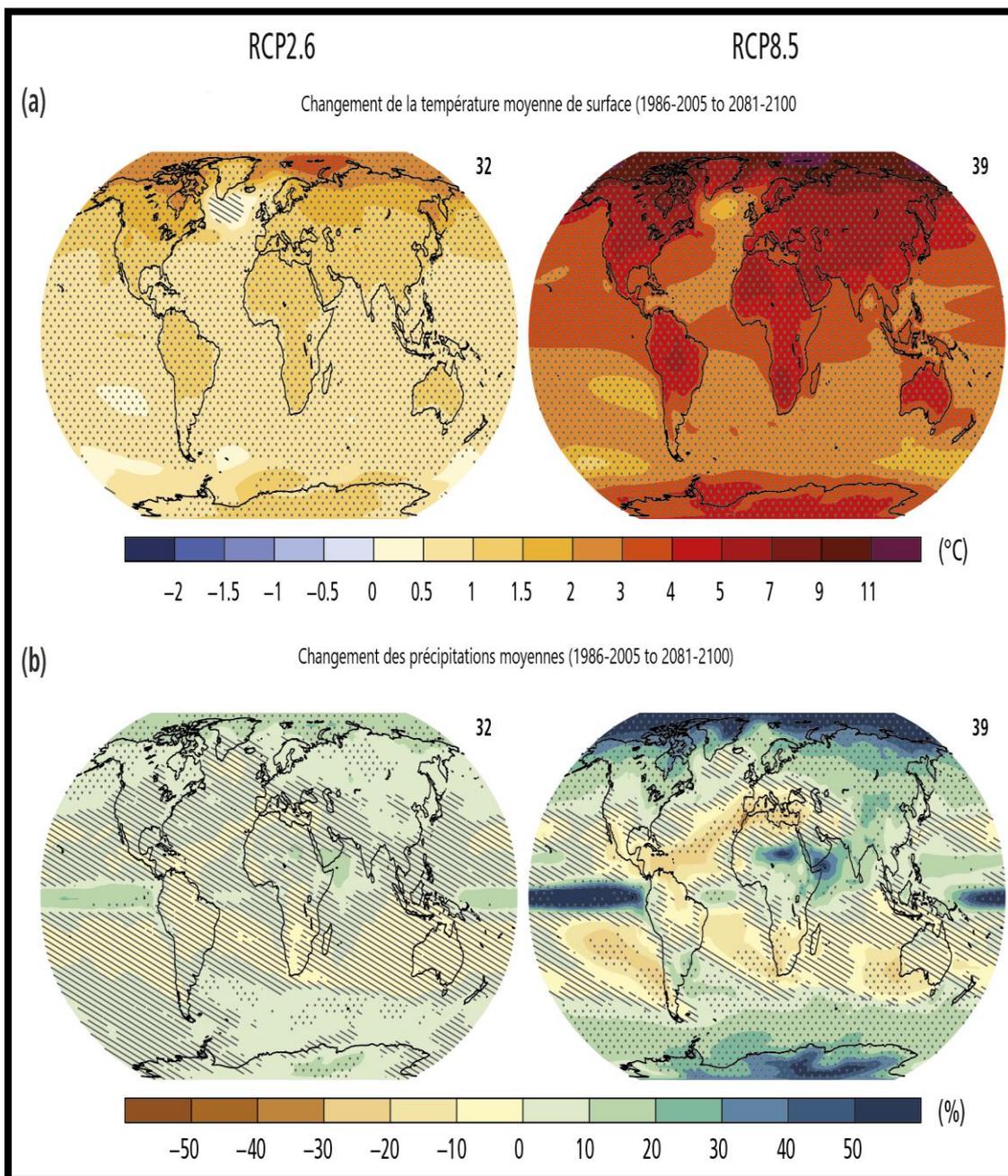
Au cours des trente dernières années, les températures ont progressivement augmenté (Fig. 3), il a été noté que les précipitations ont diminué depuis l'année 1951, en utilisant les données des périodes 1901-2010 et 1951-2010 GIEC (2013).



**Figure 2.** Changement global de la température moyenne de surface (a) ; l’augmentation globale du niveau moyen de la mer (b) ; de 2006 à 2100 déterminés par des modèles multiples de simulation. (Source : [IPCC 2014](#)).

Les changements de précipitations ne seront pas uniformes, selon le scénario RCP8.5, les précipitations moyennes annuelles devraient augmenter sur les hautes latitudes et dans le pacifique équatorial. Par contre, les précipitations moyennes devraient diminuer dans de nombreuses régions sèches de latitude moyenne et subtropicale fig., alors qu’elles devraient augmenter dans beaucoup de régions humides de latitudes moyennes ([GIEC, 2014](#)).

Des précipitations extrêmes plus fréquentes et intenses sont prévues sur la plupart des masses terrestres dans les latitudes moyennes et sur les régions tropicales et humides ([GIEC, 2014](#)).



**Figure 3.** Changement de la température moyenne de surface (a) et changement des précipitations moyennes (b) sur la base des projections multi-modèles pour la période (1981-2100) par rapport à la période (1986-2005) selon les scénarios de RCP2.6 et RCP8.5. (Source [GIEC, 2014](#)).

### 3.3. La cryosphère

La cryosphère joue un rôle important dans le système climatique, car elle régule le flux d'énergie et d'eau entre l'atmosphère et la terre. Les changements climatiques peuvent entraîner

une fonte des glaciers et des calottes glaciaires, ce qui peut avoir des conséquences importantes sur les écosystèmes (GIEC, 2014).

De 1971 à 2009, le taux moyen de perte de glace par les glaciers du monde entier, à l'exclusion des glaciaires périphériques de la glace, était probablement de 226 Gt par an ; et de 1993 à 2009, était probablement de 275 Gt par an (GIEC, 2014).

### **3.4. Le niveau moyen de la mer**

Le niveau moyen de la mer est influencé par le changement climatique car il est directement lié aux températures. Le niveau moyen des mers dans le monde a augmenté de 0.19m entre 1901 et 2010. Depuis le milieu du 21<sup>ème</sup> siècle, le taux de l'élévation du niveau de la mer a été nettement supérieur au taux moyen des deux millénaires précédents (GIEC, 2014).

Environ 75% de l'augmentation globale moyenne du niveau de la mer observée depuis le début des années 1970 peut être attribuée à la perte de masse des glaciers et à l'expansion thermique des océans due au réchauffement (GIEC, 2014).

Au cours de la période 1993-2010, les contributions observées à la hausse au niveau moyen mondial de la mer de l'expansion thermique des océans due au réchauffement, des changements dans les glaciers, la couche glaciaire du Greenland, le glacier d'antarctique et le stockage des eaux terrestres sont cohérents les uns avec les autres (GIEC, 2014).

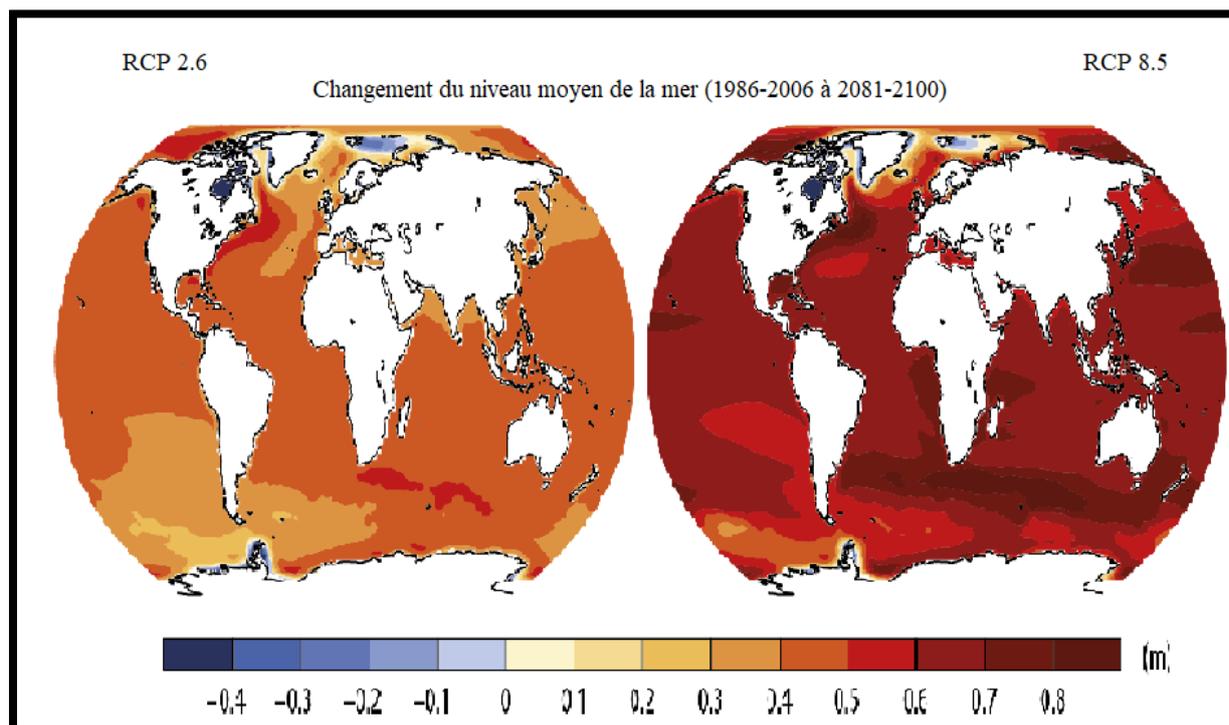
En raison des changements de la circulation océanique, les taux régionaux de hausse du niveau de la mer peuvent être plusieurs fois plus élevés ou plus petits que la hausse moyenne mondiale du niveau des mers au cours des périodes de plusieurs décennies. Alors que les taux dans une grande partie du pacifique oriental sont proches de zéro ou négatifs depuis 1993, ceux dans le pacifique occidental ont été jusqu'à trois fois plus élevés que la moyenne mondiale (GIEC, 2014). Durant la période 2081-2100, le taux d'élévation du niveau de la mer projetée par RCP8.5 est de 8 à 16 mm/an (Fig. 2 ; 4), ce qui est significativement plus élevé que le taux observé de 2mm/an pendant 1971-2010 (GIEC, 2014).

### **3.5. Evènements extrêmes**

Depuis environ 1950, les scientifiques ont remarqué un changement dans la fréquence de nombreux phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes. La réduction des extrêmes des températures froides, l'augmentation de l'extrême température chaude, le niveau de la mer

plus élevé et les évènements de précipitations plus fréquents dans certains endroits ont tous été liés à des influences humaines (GIEC, 2014).

Il est probable que la fréquence et l'intensité des fortes précipitations aient augmenté en Amérique du Nord et en Europe, tandis que dans d'autres continents, la confiance dans ces tendances est en grande partie modérée. L'humidité spécifique de l'air proche de la surface et de la troposphère ait augmenté depuis les années 1970 (GIEC, 2014).



**Figure 4.** Changement du niveau moyen de la mer sur la base des projections multi-modèles pour 2081-2100 par rapport à la période (1986-2006) selon les scénarios de RCP2.6et RCP8.5

Source : (GIEC, 2014).

Les inondations sont fortement influencées par diverses activités humaines. Les coûts liés aux dommages causés par les inondations, dans le monde entier, ont augmenté depuis les années 1970 (GIEC, 2014).

#### 4. Impact du changement climatique sur la recharge des eaux souterraines

La recharge des nappes phréatiques fait partie du bilan hydrique du sol de la zone vadose, qui est déterminé par les précipitations. En fonction de l'intensité des précipitations, de la température et de la couverture de la surface du sol, l'eau précipitée est soumise à divers

processus tels que l'interception, l'évaporation et le ruissellement de surface. Une partie de l'eau peut s'infiltrer dans le sol, où elle peut être absorbée par les racines des plantes, puis transpirée à travers le couvert végétal. L'eau restante continuera à percoler plus profondément dans la colonne du sol, pour finalement se transformer en recharge des eaux souterraines lorsqu'elle traverse la nappe phréatique dans la zone d'eau souterraine saturée (Jyrkama et al., 2007).

Les racines des plantes contribuent également de manière importante dans le processus de recharge, non seulement en permettant aux plantes de puiser de l'eau en profondeur dans la zone vadose (et même dans la zone saturée), réduisant ainsi la quantité d'eau de percolation qui atteint la nappe phréatique, mais aussi en créant des voies d'écoulement préférentielles et des canaux qui facilitent l'écoulement de l'eau dans le profil du sol (le Maitre et al., 1999).

Toute variation du régime et de la quantité des précipitations, ainsi que les variations de température et d'évapotranspiration, affecte la recharge des eaux souterraines. En général, la recharge des eaux souterraines augmente dans les zones où les précipitations augmentent et vice-versa (Potter, 2002 ; Kitabata et al., 2006). La plupart des conséquences des changements dans la recharge seront préjudiciables. Il est généralement admis que de nombreuses régions où les précipitations sont actuellement élevées devraient connaître une augmentation des précipitations, tandis que de nombreuses régions où les précipitations sont actuellement faibles et où l'évaporation est élevée et qui souffrent actuellement d'une pénurie d'eau devraient connaître une diminution des précipitations (IPCC, 2007 ; Issar & Zohar, 2007).

Lorsque le climat évolue et influe sur les réserves d'eau de surface en modifiant les éléments clés tels que les précipitations, l'évapotranspiration et la température à long terme, la corrélation entre les eaux souterraines et ces variables climatiques fluctuantes devient plus complexe, ce qui rend leur évaluation plus difficile. Les eaux souterraines sont influencées par le changement climatique en raison de leur relation avec les eaux de surface, ainsi que par le processus de recharge. De ce fait, pour mesurer l'impact du changement climatique sur les eaux souterraines, il est important de prévoir avec précision les principaux changements climatiques et d'estimer de manière correcte la recharge des eaux souterraines (Jyrkama et al, 2007).

Une caractérisation spatiale et temporelle correcte de la recharge des eaux souterraines peut toutefois s'avérer difficile car elle dépend d'une multitude de facteurs physiques tels que l'utilisation des sols et l'hétérogénéité hydrogéologique (Lernet et al., 1990).

## **5. L'impact du changement climatique sur les ressources en eau souterraine en Afrique et au Maghreb**

### **5.1. En Afrique**

Le changement climatique est un phénomène qui affecte tous les continents y compris l'Afrique. Les sécheresses plus fréquentes et plus longues, les pluies plus intenses et les inondations, les températures plus élevées, la dégradation des cours d'eau ainsi que la vulnérabilité des activités humaines sont tous des signes des effets du changement climatique dans plusieurs pays africains.

Les précipitations moyennes annuelles en Afrique sont très variables, les précipitations varient considérablement à travers le Sahara, allant de presque rien dans le Golfe de Guinée à plus de 10000 mm dans le Sahara lui-même (Fig.5).

Les précipitations varient également de manière significative au cours d'une année à l'autre et d'une décennie à l'autre (Hulme et al., 2000). Malgré le fait que la majeure partie de l'Afrique possède un climat moyen, de nombreux pays y compris ceux avec une abondance d'eau, tels que l'Afrique centrale, souffrent d'un manque d'eaux quantitatives et qualitatives en raison d'une combinaison de facteurs ; notamment un manque d'infrastructure hydraulique, de collecte et d'exploitation.

Le manque de l'eau potable est un problème majeur en Afrique, le contexte hydro-climatique défectueux aggrave les problèmes dans de nombreux pays, notamment le manque de mobilisation des ressources en eau, de capacité de stockage, de protection de l'eau, etc. ((Nguimalet et al., 2016).

L'augmentation de l'intensité des précipitations dans certains pays en Afrique peut conduire à une pollution accrue des eaux souterraines peu profondes. L'approvisionnement en eau rurale, qui dépendent des eaux souterraines très peu profondes ou qui sont mal construites de manière à ne pas exclure les eaux superficielles, peuvent être particulièrement vulnérables (MacDonald et al., 2009).

### **5.2. Au Maghreb**

D'après Hamed et al., 2018, les régions de l'Afrique du Nord sont susceptibles de subir les effets les plus marqués du changement climatique, en raison de leur emplacement

géographique, la faible capacité institutionnelle, à s'adapter rapidement à l'environnement, des faibles revenus de leur population, leur plus grande dépendance sur les secteurs sensibles au climat, la mauvaise gestion des ressources en eau et surtout le manque de gouvernance des mécanismes.

Les tendances récentes des températures révèlent que la méditerranée ressent pour la première fois les conséquences du changement climatique, ce qui se traduit par des anomalies climatiques et des événements extrêmes plus fréquents (Oualkacha et al., 2017). Alors que la température moyenne mondiale a varié de 0.74°C au cours du 20<sup>ème</sup> siècle, le Maghreb a connu une augmentation de 1.5 à 2 °C, selon l'endroit. Les précipitations annuelles moyennes varient de 10 à 20% (Tabet et al., 2008).

### 5.2.1. La Tunisie

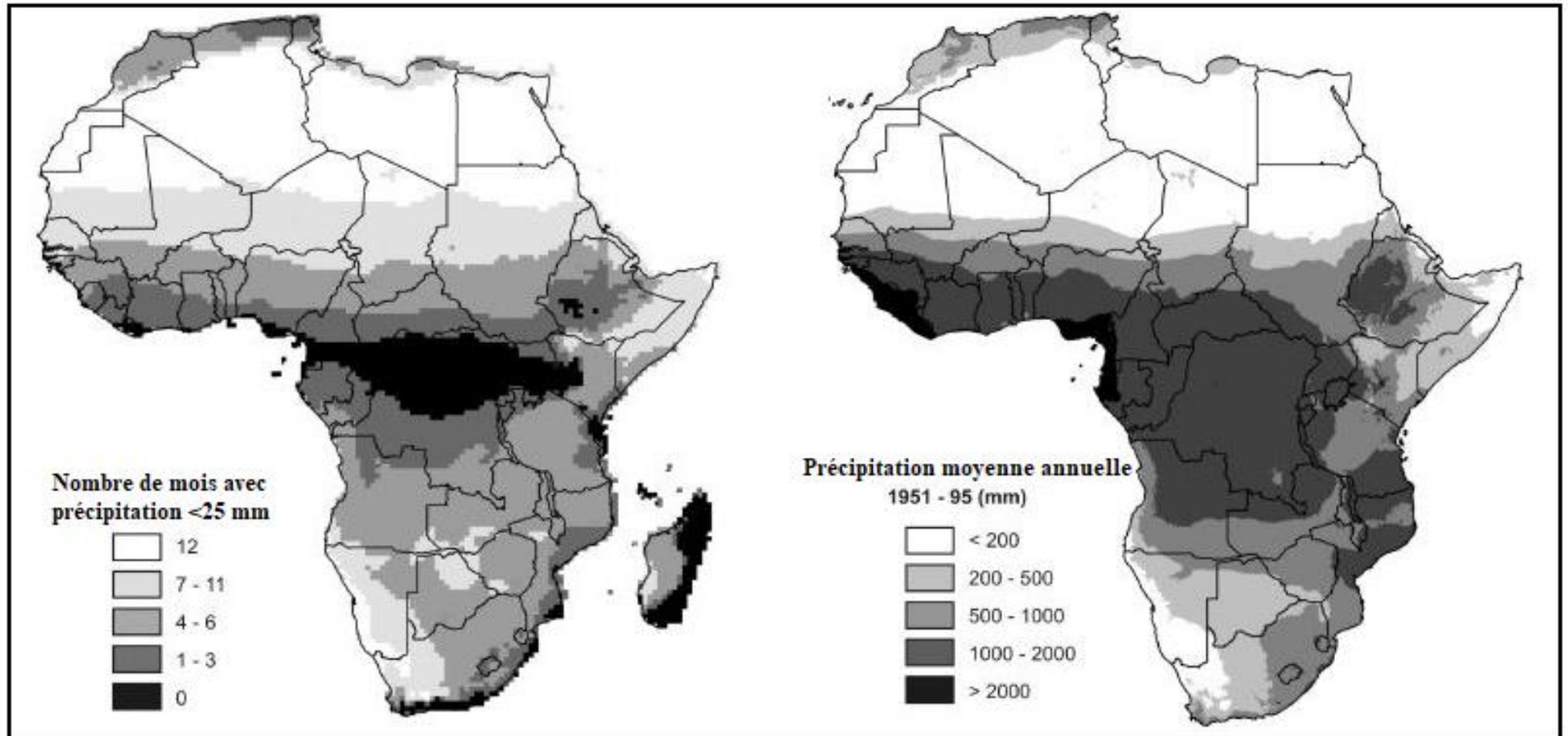
Dans la région méditerranéenne, la Tunisie est parmi les pays les plus affectés par le changement climatique, et ceux avec le moins des ressources en eau disponibles (MEE, 2013). Les ressources conventionnelles et non-conventionnelles sont estimées de 4920Mm<sup>3</sup> au total, avec 2700Mm<sup>3</sup> d'eaux étant de l'eau de surface, 1970Mm<sup>3</sup> d'entre eux sont des eaux souterraines et 250Mm<sup>3</sup> sont d'eau non-conventionnelle (Hamza, 2007).

Par rapport à la période de référence (1961\_1990), les projections climatiques réalisées aux horizon 2020,2050 (Fig.1; annexe) ont montré une modeste augmentation de la température au Nord et au centre est du pays, contrairement aux zones sud-ouest et extrême sud, qui sont caractérisées par une augmentation plus importante de la température (+1.3).

Concernant les précipitations (Fig. 1 ; annexe), le modèle climatique a marqué une légère diminution des précipitations à l'horizon de 2020, et qui s'aggraverait d'ici à l'horizon 2050 (MARH, 2007). Tous ces facteurs affecteront négativement la quantité et la qualité des eaux souterraines en Tunisie.

### 5.2.2. Le Maroc

Le Maroc est localisé dans la partie Nord-Ouest de l'Afrique, vu sa position géographique, le climat présente une grande variabilité spatiale. En effet, la partie Sud du pays est affectée par le climat extrêmement sec du désert du Sahara, et la partie Nord bénéficie du climat modéré de la mer méditerranée et de l'océan atlantique. En outre, la topographie du Maroc varie également dans l'espace (El Moçayad et al., 2020).



**Figure 5.** La durée moyenne de la saison sèche et les précipitations moyennes annuelles en Afrique pour la période-(1951-1995) - (New et al 1999 ; MacDonald et al., 2009)

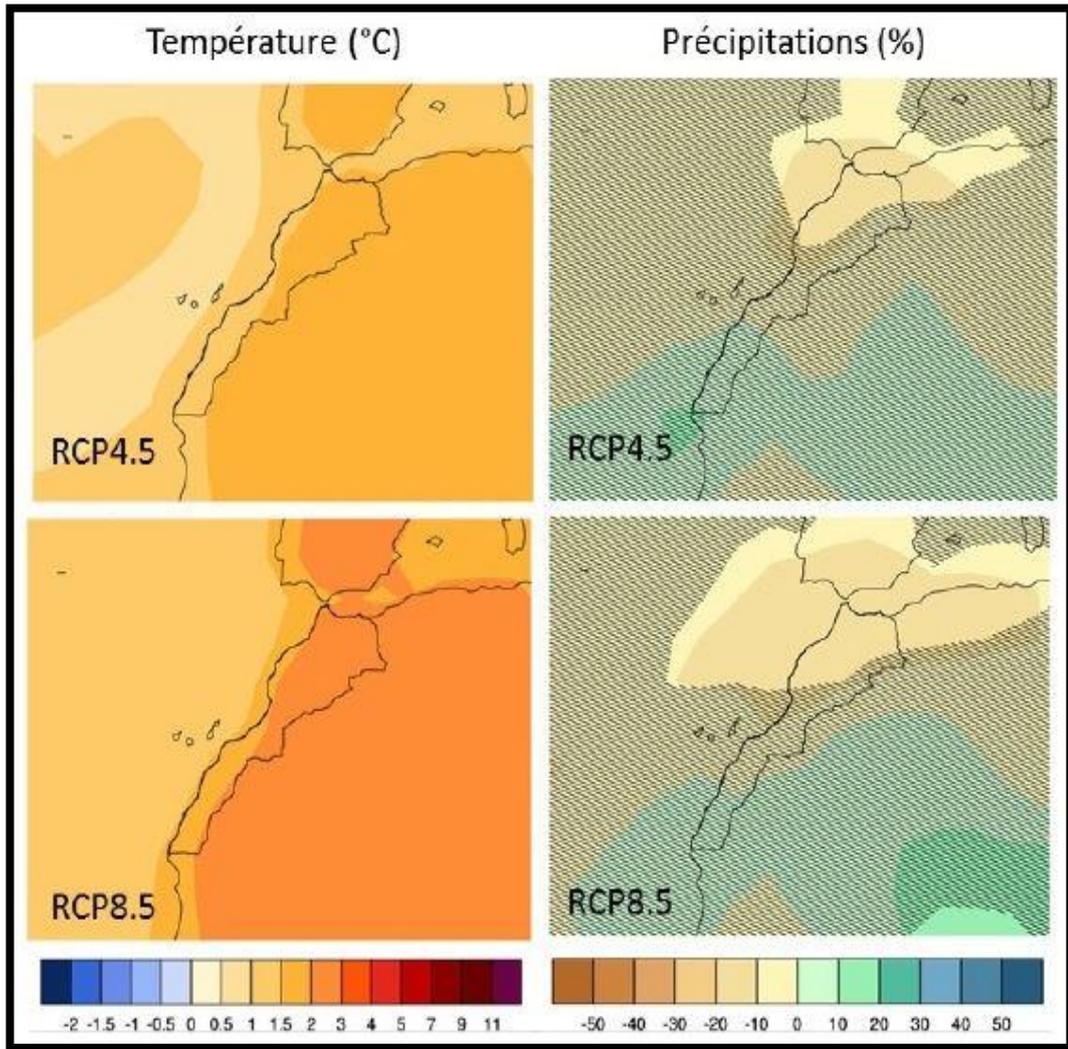
La région côtière est plate, tandis que la topographie est façonnée par les montagnes du Rif et de l'Atlas au Nord et à l'Est, respectivement. Par conséquent, le climat peut varier de sous humide à aride sur le territoire (El Moçayad et al., 2020). Le Maroc est l'un des plus vulnérables pays aux effets du changement climatique, il se caractérise par une spatio-temporelle irrégularité des précipitations, s'affaiblissant vers le Sud (Setour et al., 2008). Plusieurs études sur les précipitations au Maroc (Bahir et al., 2016 ; Driouech., 2010 ; Ouhamdouch et al., 2020) ont montré que le nombre de périodes sèches est supérieur au nombre de périodes humides, avec une tendance à la hausse et un réchauffement variant entre 0.3 à 2.5°C selon les régions étudiées. Le modèle climatique global (GCM) convient d'une augmentation de température d'environ 1.5°C d'ici 2050, un accroissement de 1.5°C pour le scénario RCP 4.5, et de 2.5° C pour le scénario RCP 8.5 par rapport à la période de référence [1986-2005] (Fig. 6). Alors que les deux scénarios montrent une diminution des précipitations d'environ -15% (Fig. 6), ce déclin varie grandement d'une année à l'autre (Woillet., 2019).

D'après (Bahir et al., 2020), la modification des paramètres climatiques causée par le changement climatique au Maroc est susceptible d'avoir un effet négatif sur les ressources en eau, en particulier dans les zones sous climat Saharien, aride et semi-aride. Dans les zones semi-arides, telles que le bassin d'Essaouira au Maroc, les approches climatiques ont montré une tendance à la baisse des précipitations de 12 à 16%, et une élévation de la température de 1.2 à 2.3° Celsius ; et cela durant les trois dernières décennies (Bahir et al., 2020). Un déclin continu du niveau piézométrique de plus de 12 m a été observé pour l'aquifère Cénomaniens- Turonien, et de 17m pour l'aquifère Plio-Quaternaire. La minéralisation des eaux souterraines est contrôlée par la dissolution des minéraux évaporés et carbonatés et par l'intrusion marine en particulier dans l'aquifère Plio-Quaternaire. De plus, la qualité des eaux souterraines dans cette région se détériore progressivement au fil du temps et de l'espace (Bahir et al., 2020).

### **5.2.3. L'Algérie**

#### **5.2.3.1. Le climat de l'Algérie**

Le climat de l'Algérie varie considérablement du Nord au Sud. Il passe d'un climat méditerranéen humide à un climat sec, passant par une zone de transition semi-aride. Ce climat est le résultat de l'interaction entre la circulation tropicale et Saharienne et les modèles de trafic dans les latitudes moyennes. La méditerranée est une zone où coexistent de différents types de climat.



**Figure 6.** Prévisions des modèles CIMP5 pour les années 2040-2060 indiquant les écarts de température et de précipitations par rapport à la période de référence 2040-2060 (RCP 4.5, RCP 8.5) - (Source : <https://climexp.knmi.nl>).

L'Algérie se caractérise par des phases climatiques distinctes :

- ❖ Les régions du littoral et de l'Atlas tellien possèdent un climat méditerranéen sec et chaud, avec des hivers doux et des étés brûlants. L'Est est plus arrosé que l'Ouest avec une moyenne de précipitations de 2000mm.
- ❖ Un climat sec au Sud de l'Atlas tellien, avec une forte amplitude thermique en hiver (36°C le jour, 5°C la nuit) ; l'advection d'humidité à partir des côtes affecte les précipitations d'automne. Les régions occidentales reçoivent une part plus importante de ces pluies que les régions orientales, même dans les régions côtières, la présence du désert se fait sentir (PNC, 2019).

- ❖ Les hautes plaines et l'Atlas Saharien connaissent un climat continental. Pendant la saison hivernale, les températures peuvent descendre en dessous du point de congélation de l'eau c'est-à-dire en dessous de 0°C. A l'inverse, durant les mois d'été, les températures peuvent dépasser les 40°C. Les précipitations sont peu fréquentes, en particulier dans les hautes plaines de l'Oranie et du Constantinois.
- ❖ Un climat sec et désertique, caractérisé par des pluies intermittentes qui se produisent parfois sous forme d'orages, les températures maximales du jour dans le Sahara peuvent parfois dépasser les 50°C. ce qui en fait l'un des endroits les plus chauds de la planète. Les températures nocturnes peuvent descendre en dessous de 0°C, en particulier pendant les mois d'hiver (PNC, 2019).

### 5.2.3.2. Les ressources en eau en Algérie

La répartition irrégulière et inégale des ressources en eau naturelles de l'Algérie est un problème majeur. Les ressources naturelles en eau sont principalement localisées dans le Nord du pays (90%), à l'exception des eaux fossiles du Sahara (Tab. 01).

Environ 12.4 milliards de m<sup>3</sup> d'eaux de ruissellement annuelles proviennent de la région côtière du pays, ce qui ne représente que 7% de la superficie totale du pays, les 10% restantes se répartissent équitablement entre les bassins sahariens et les hauts plateaux (MRE, 2011)

**Tableau 1.** Les potentialités en eau conventionnelle en Algérie (Source : MRE, 2011).

Potentialités en eau (Mds m <sup>3</sup> /an)			
Type de ressources en eau	Superficielles	Souterraines	Remarque
<b>Renouvelables</b>	11.4	3	95% localisées au Nord du pays
<b>Non renouvelables</b>	0	5	100% localisées au Sud du pays
<b>Total</b>		19.4	*

Les régions sahariennes ont un volume de 5 Milliards de m<sup>3</sup> par an, ce qui représente des gisements exploitables ne présentant pas de possibilité de déséquilibre hydrodynamique.

En 2008, la capacité collective des cinquante-neuf barrages répartis sur plusieurs bassins s'élevait à six Milliards de m<sup>3</sup>, dont trois Milliards de m<sup>3</sup> pouvaient être régulés. Le niveau actuel d'extraction des eaux souterraines est de 1.6 Milliards de m<sup>3</sup> à partir des forages et de 85 millions de m<sup>3</sup> à partir des foggaras.

Le dessalement de l'eau de mer est effectué dans vingt-trois stations au total, d'une capacité de 347000 m<sup>3</sup> par jour. Parmi ces installations, trois stations importantes se distinguent :

- ❖ La station d'El-Hamma, près d'Alger, a une capacité quotidienne de 200000 m<sup>3</sup>, elle est complétée par la centrale électrique d'El-Hamma.
- ❖ La station d'Arzew, située à proximité d'Oran, a une capacité de production journalière de 90000 m<sup>3</sup> d'eau et génère 318 mégawatts d'électricité.
- ❖ La station de Skikda, qui a une capacité de production journalière de 100000 m<sup>3</sup> d'eau, et peut générer 800 mégawatts d'électricité.

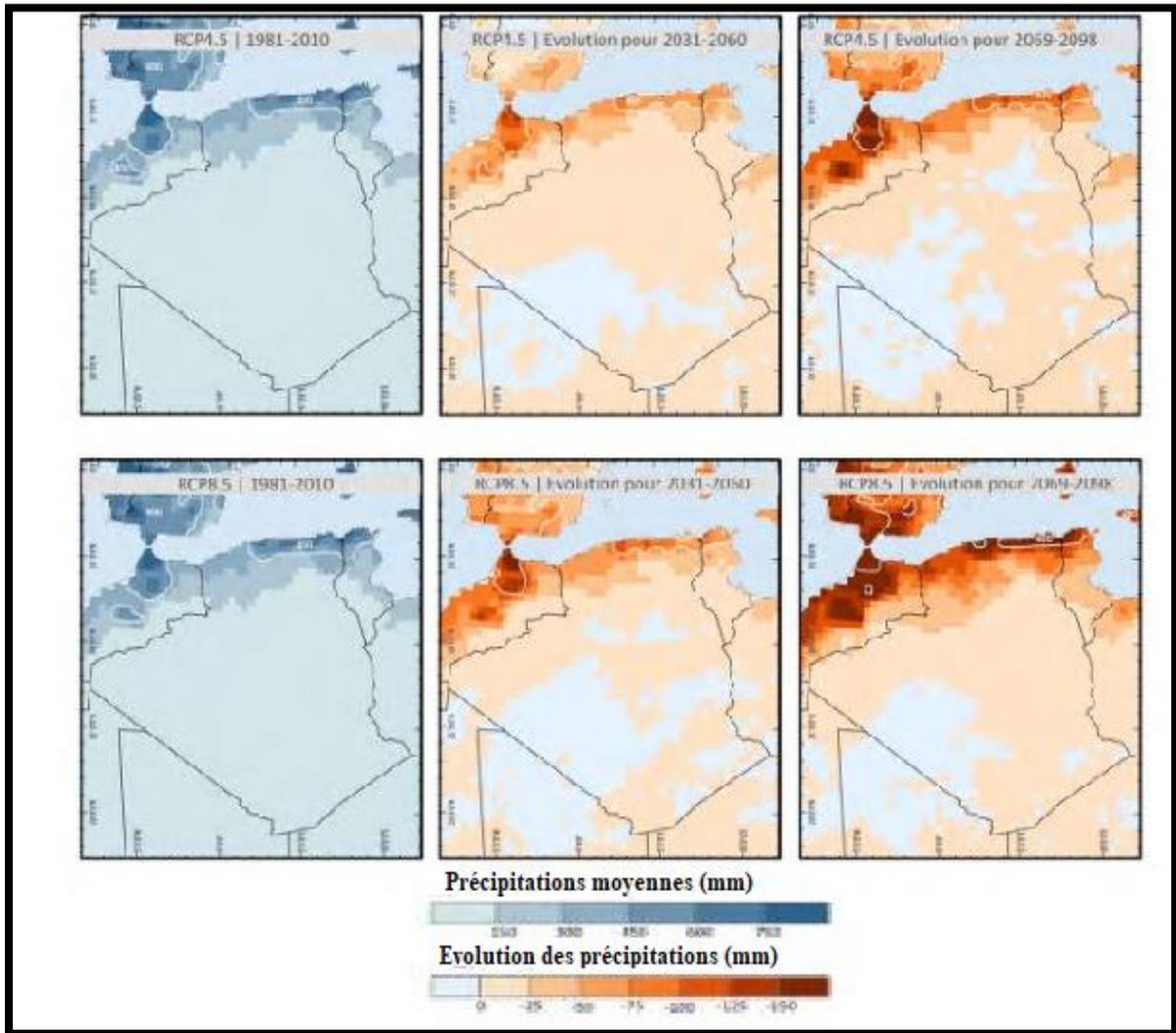
Le volume annuel prévu d'eaux usées rejetées s'élève à 730 millions de m<sup>3</sup>, la capacité actuelle installée pour le traitement des eaux usées est de 365 millions de m<sup>3</sup>/an, équivalent au fonctionnement de 65 unités de traitement (MRE, 2011).

Les tendances climatiques récentes démontrent que le réchauffement climatique se produit plus rapidement au Maghreb, et en Algérie en particulier que dans le reste du monde.

La figure 7, montre les précipitations moyennes annuelles pendant la saison des pluies (qui comprend les événements pluvieux importants survenant de Septembre à Mai de 1981 à 2010). En outre, elle montre les changements projetés de cette moyenne pour les périodes futures de 2031-2060 et 2069-2098.

La première série de cartes illustre les résultats du scénario RCP 4.5, caractérisé par une perspective optimiste, qui prévoit une diminution des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. La deuxième série de données illustre le scénario 8.5 qui représente la projection la plus catastrophique.

Dans ce scénario, les émissions de gaz à effet de serre ne sont pas atténuées, ce qui exacerbe les effets du changement climatique. En conséquence, on observe une baisse significative des précipitations moyennes annuelles, en particulier dans les zones septentrionales de l'Algérie (MEER, 2018).

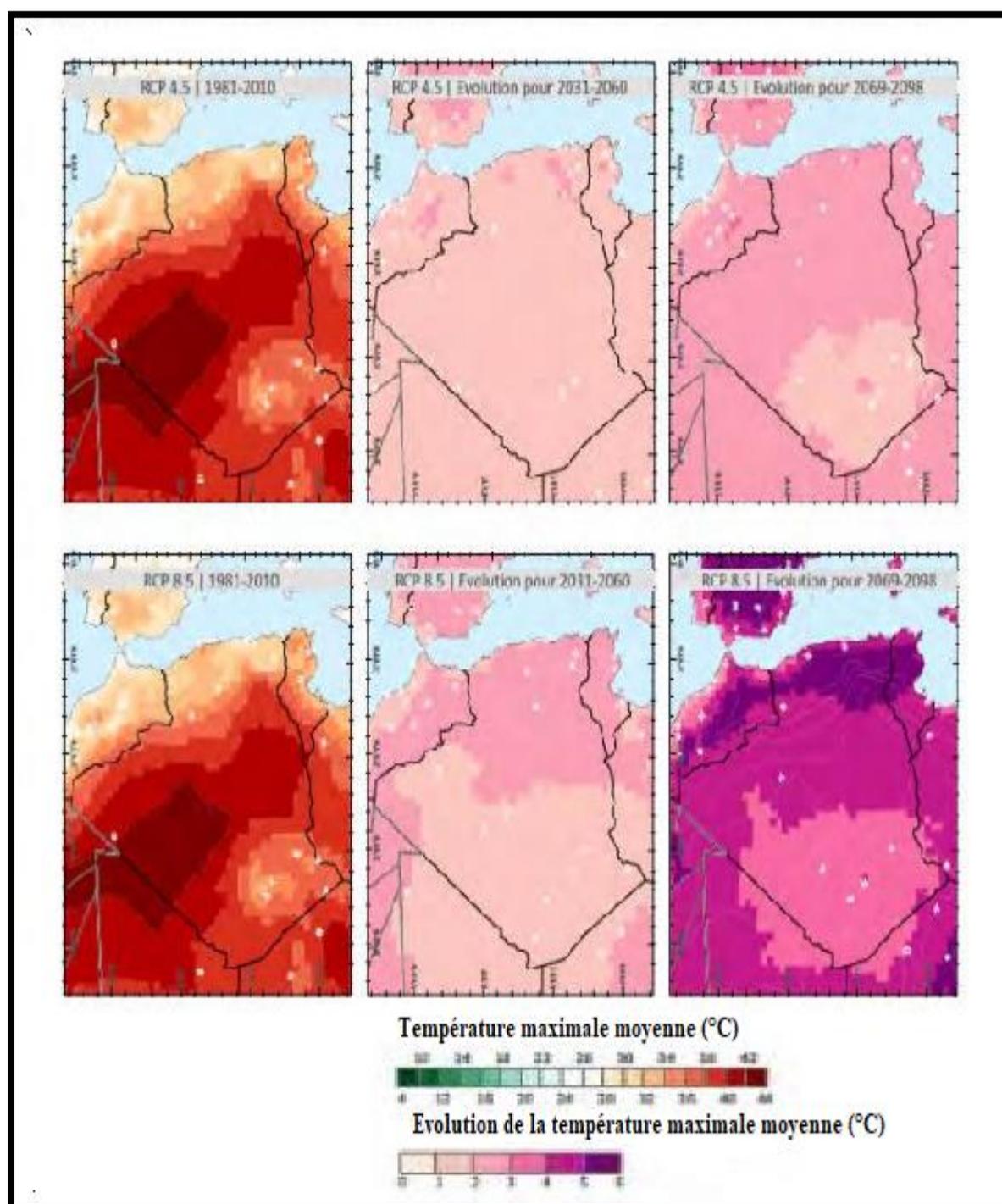


**Figure 7.** Evolution des précipitations moyennes annuelles entre Septembre et Mai (MEER, 2018).

La carte suivante (Fig. 8) illustre les températures moyennes sur la période 1981-2010 ainsi que les changements projetés de cette moyenne pour les périodes futures 2031-2060 et 2069-2098. La première série de cartes illustre les résultats dérivés du scénario RCP (Representative Concentration Pathway) 4.5, tandis que la série suivante représente le scénario 8.5.

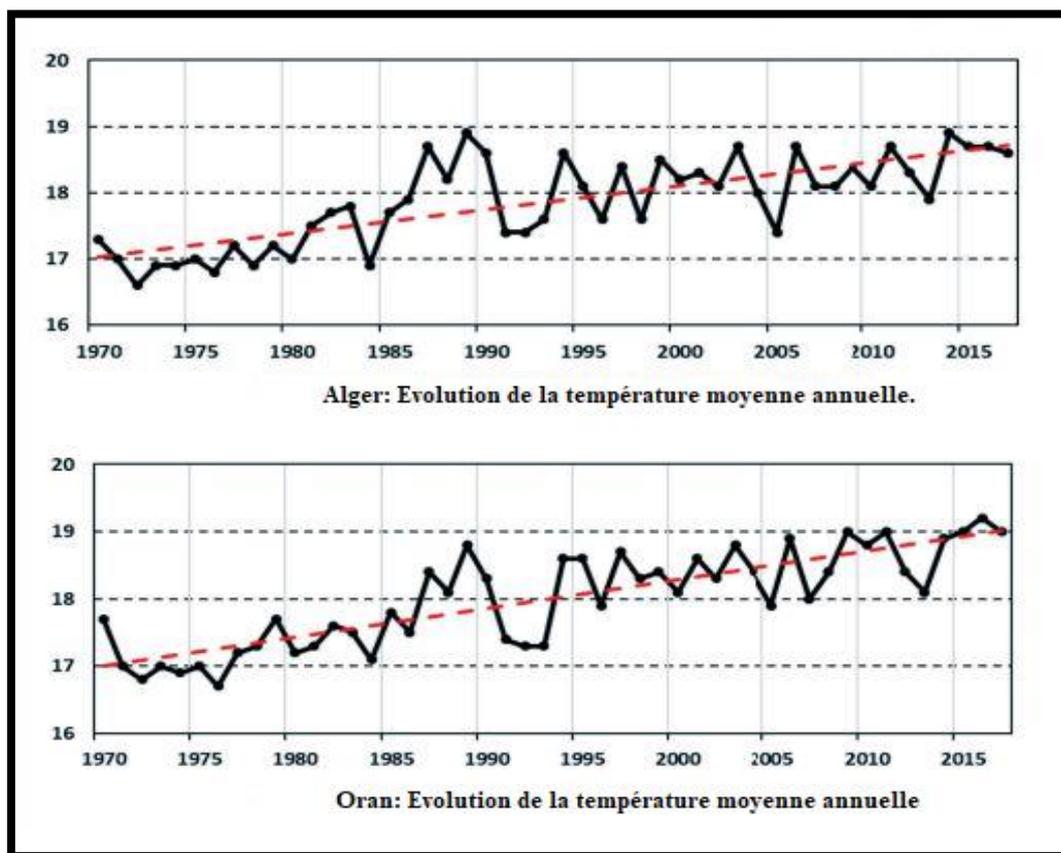
Si l'on devait donner un aperçu concis des effets du changement climatique dans la région, ils en engloberaient les aspects climatiques suivants :

- ❖ Températures élevées.
- ❖ Diminution des quantités de précipitations (MEER, 2018).



**Figure 8.** Evolution de la température moyenne maximale en saison des pluies (MEER, 2018).

Les tendances de la température aux stations d'Alger et d'Oran de 1970 à 2017 sont représentées dans la figure 9. Le graphique présenté, dérivé de données de température quotidienne, illustre une augmentation notable des températures dépassant 1.5°C pendant la période spécifiée (PNC, 2019).



**Figure 9.** Evolution de la température moyenne annuelle des stations Alger, Oran (ONM Alger, 2019)

### 5.2.3.3. Impact du changement climatique sur les ressources en eau souterraine en Algérie

En raison de sa rareté, l'eau souterraine est une ressource précieuse, l'Algérie accorde une grande importance à la détermination et au contrôle de ses caractéristiques. La baisse des niveaux d'eau souterraine dans les aquifères primaires de la région nord du pays a été attribuée à une réduction constante des précipitations, résultant de conditions de sécheresse prolongées depuis le début des années 1970. Dans de nombreuses plaines de l'Algérie, le niveau des eaux souterraines a déjà atteint des niveaux inquiétants, dépassant une profondeur de 20 mètres. L'exacerbation des conditions de sécheresse, associée à la surexploitation des réserves d'eau souterraine, a entraîné l'exploitation des zones non saturées à l'intérieur des aquifères profonds dans les régions semi-arides, telles que le plateau d'Oran et les hautes plaines de l'ouest. Dans la région Nord, le taux moyen d'utilisation des eaux souterraines s'élève à 79%, certains endroits connaissant des taux qui dépassent parfois 90%. Dans les zones côtières, la diminution

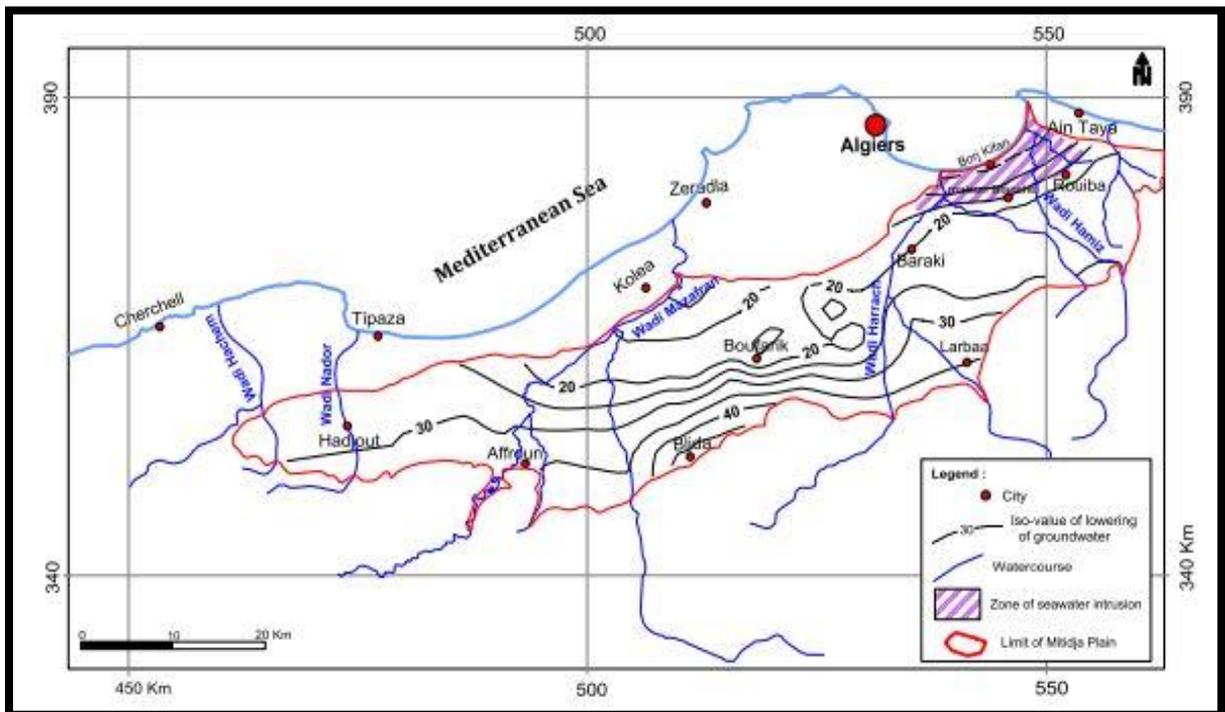
de la pression hydrostatique a entraîné l'intrusion de l'eau de mer dans les ressources en eau douce des aquifères côtiers du pays (Nichane et al., 2015).

#### 5.2.3.4. Exemples sur l'effet du changement climatique sur les ressources en eau souterraine en Algérie

Ci-dessous, on a pris les cas de la plaine de Mitidja, les sous-bassins du Tafna, le bassin de Seybouse et le bassin du Kébir-Rhumel, respectivement, comme exemples sur l'influence du changement climatique sur les ressources en eau souterraine en Algérie :

##### ❖ La plaine de Mitidja :

La représentation graphique, illustrant la diminution des niveaux des eaux souterraines dans la plaine alluviale de Mitidja entre les années 1974 et 2010 montre une réduction évidente des niveaux d'eau dans cet aquifère (Fig. 10). Dans la région côtière, à proximité des zones urbaines de « Maison Blanche » et « Rouiba », les puits de cette zone présentent des niveaux de salinité élevés. Cela peut être attribué à l'intrusion marine suite à l'extraction excessive d'eau souterraine du bassin versant environnant. Il en résulte une inversion du flux des eaux souterraines, l'eau se déplaçant de la mer vers l'aquifère (Bouderbala., 2019).



**Figure 10.** Réduction du niveau de la nappe phréatique de la plaine de Mitidja de 1974 à 2010 (Bouderbala., 2019)

Bouderbala (2018), a déduit que le principal facteur contribuant à la baisse des niveaux piézométriques dans cet aquifère est principalement attribué au changement climatique et la période de sécheresse prolongée que l'on connaît depuis les années 1980. En outre, l'importance des puits de décharge, qui sont plus de 5000 selon l'ANRH, ainsi que la présence substantielle de puits illégaux non enregistrés, ne font qu'aggraver la situation. L'extraction continue et intensive de l'eau des puits dans les champs de captage de cette plaine contribue également aux conséquences observées.

❖ **Les sous-bassins du Tafna :**

Dans cette étude, Berhail (2019) a tenté d'étudier l'effet du changement climatique sur les réserves d'eau souterraine dans les différents sous-bassins de Tafna (Nord-ouest d'Algérie). L'utilisation des indices météorologiques de sécheresse et la réalisation de l'analyse statistique du test de Pettitt révèlent une modification significative des régimes pluviométriques au cours des années 1970 dans toutes les stations de la zone d'étude. La modification susmentionnée démontre une réduction des précipitations allant de 8.21 à 38.85%, avec une baisse moyenne de 17.85% (Tab.2).

**Tableau 2.** Rupture et déficits dans le bassin de Tafna - (Berhail, 2019).

Station pluviométrique	Période analysée	Année de rupture	Moyenne avant la rupture	Moyenne après la rupture	Taux de réduction (%)
<b>Beni Behdel</b>	1941-2006	1974	461	379	17.79
<b>Bensekrane</b>	1924-2006	1964	440	373	15.23
<b>Mefferouche</b>	1943-2009	1975	659	403	38.85
<b>Maghnia</b>	1972-2004	1980	290	260	10.34
<b>Lalla SETTI</b>	1964-2004	1976	580	476	17.93
<b>Tlemcen</b>	1965-2008	1979	453	361	20.30
<b>Sebdou</b>	1940-2014	1980	440	361	17.95
<b>Hennaya</b>	1965-2003	1979	452	397	12.17
<b>Sabra</b>	1970-2003	1976	390	358	8.21
<b>Pierre du chat</b>	1967-2003	1979	421	349	17.10
<b>Khemis</b>	1969-2003	1977	453	360	20.53

Les coefficients obtenus à partir du modèle exponentiel de Maillet indiquent que les taux de récession moyens varient de  $8.90 \cdot 10^{-2}$  jour<sup>-1</sup> à  $17.06 \cdot 10^{-2}$  jour<sup>-1</sup> de part et d'autre de l'année 1987 (Tab.3).

Cela représente une augmentation moyenne de 45.45% et suggère une accélération significative de l'épuisement des aquifères qui contribuent au débit de base après 1987.

La durée de la décrue après l'année 1987 a été soulignée comme ayant été raccourcie, allant de 1 à 11 jours avec une durée moyenne de 6 jours. La diminution des précipitations a un impact significatif sur le processus de recharge des aquifères (Berhail, 2019).

**Tableau 3.** Coefficients moyens de récession avant et après 1987 - (Berhail, 2019).

Station de jaugeage	Périodes	Récession moyenne (Jour <sup>-1</sup> )	Taux D'augmentation (%)
<b>Beni Bahdel</b>	1973-1987	$5.42 \cdot 10^{-2}$	33.33
	1988-2007	$8.13 \cdot 10^{-2}$	
<b>Bensekrane</b>	1973-1987	$5.93 \cdot 10^{-2}$	63.86
	1988-2007	$16.41 \cdot 10^{-2}$	
<b>Pierre du chat</b>	1973-1987	$8.71 \cdot 10^{-2}$	55.29
	1988-2007	$19.48 \cdot 10^{-2}$	
<b>Remchi</b>	1973-1987	$10.26 \cdot 10^{-2}$	57.55
	1988-2007	$24.17 \cdot 10^{-2}$	
<b>Sidi Belkheir</b>	1973-1987	$14.19 \cdot 10^{-2}$	17.26
	1988-2007	$17.15 \cdot 10^{-2}$	

Des preuves empiriques démontrent une diminution des quantités moyennes d'eau extraites des aquifères, avec une réduction de 11.38 hm<sup>3</sup> sur la période 1973-1987 à 3.62 hm<sup>3</sup> entre 1988-2007 (Tab.4). Il s'agit d'une perte moyenne substantielle de 69.06%.

Les résultats de cette étude indiquent une réduction notable de la quantité d'eau extraite des aquifères depuis 1987. Cela suggère un épuisement significatif des ressources en eaux souterraines, qui peut être attribué à l'impact du changement climatique (Berhail, 2019).

**Tableau 4.** Volume d'eau mobilisé par les aquifères avant et après 1987 - (Berhail, 2019)

Station de jaugeage	Périodes	Volume d'eau mobilisé (hm <sup>3</sup> )	Taux de réduction (%)
<b>Beni Bahdel</b>	1973-1987	7.23	-74.96
	1988-2007	1.81	
<b>Bensekrane</b>	1973-1987	10.02	-79.31
	1988-2007	2.07	
<b>Pierre du chat</b>	1973-1987	20.31	-69.58
	1988-2007	6.18	
<b>Remchi</b>	1973-1987	14.88	-61.35
	1988-2007	5.75	
<b>Sidi Belkheir</b>	1973-1987	4.44	-60.1
	1988-2007	1.77	

#### ❖ Le sous bassin de Seybouse

Le bassin de la Seybouse, dans le Nord-est de l'Algérie, est le troisième plus grand bassin du pays en termes de superficie, après les bassins de Kébir-Rhummel et l'Oued Mellegue. Berhail et al. (2014), ont évalué l'effet du changement climatique sur les ressources en eau souterraine dans le bassin de la Seybouse en utilisant le modèle de Maillet.

Les coefficients de récession, qui indiquent le rythme d'épuisement de l'aquifère, ont été calculés pour la période de 1970-2003.

Les données utilisées pour cette analyse consistent en une série chronologique de 33 ans de mesures quotidiennes du débit dans le bassin de la Seybouse. Les coefficients ont été obtenus séparément pour les périodes avant et après la rupture de 1983. Les résultats sont représentés dans le Tableau 5 - (Berhail et al, 2014).

Les données fournies dans le Tableau 5 révèlent que les coefficients de récession moyens sont compris entre  $4.05 \cdot 10^{-2}$  jour<sup>-1</sup> et  $6.06 \cdot 10^{-2}$  jour<sup>-1</sup> avant 1983, qui est mise en évidence comme l'année où un changement significatif s'est produit dans la série hydrométrique.

Après l'an 1983, les coefficients de récession varient entre  $5.44 \cdot 10^{-2}$  jour<sup>-1</sup> et  $8.61 \cdot 10^{-2}$  jour<sup>-1</sup>. Ces résultats indiquent une augmentation du coefficient d'assèchement après 1983. Le taux d'accroissement du coefficient de récession varie de 19.75% à Ain-Berda et de 36.81% à Bouchagouf - (Berhail et al, 2014).

**Tableau 5.** Coefficients de récession avant et après 1983 - (Berhail et al, 2014).

Station de jaugeage	Périodes	Récession moyenne Jour <sup>-1</sup>	Taux d'augmentation (%)
<b>Moulin Rochefort</b>	1970-1983	$6.02 \cdot 10^{-2}$	+30.08
	1984-2003	$8.061 \cdot 10^{-2}$	
<b>Bouchagouf</b>	1970-1983	$4.05 \cdot 10^{-2}$	+36.81
	1984-2003	$6.41 \cdot 10^{-2}$	
<b>Ain-Berda</b>	1970-1983	$5.93 \cdot 10^{-2}$	+19.75
	1984-2003	$7.39 \cdot 10^{-2}$	
<b>Mirebek</b>	1970-1983	$4.26 \cdot 10^{-2}$	+21.69
	1984-2003	$5.44 \cdot 10^{-2}$	

Les données du Tableau 6 indiquent que le volume d'eau mobilisée par les aquifères est compris entre 0.81 et 8.70 Mm<sup>3</sup> avant 1983. Depuis 1983, la quantité d'eau déplacée par les aquifères a varié entre 0.54 et 6.97 Mm<sup>3</sup>.

Les aquifères présentent une gamme de taux de diminution des quantités d'eau, la station de Mirebek connaissant une diminution de 19.88% et de Ain-Berda une diminution plus importante de 62.77%. Les résultats montrent une décroissance du volume d'eau mobilisée par les aquifères à partir de 1983 (Berhail et al, 2014).

L'étude de la récession et du volume d'eau mobilisé par les aquifères confirme que la faible contribution de base, due à la réduction des flux d'eau souterraine, est un phénomène durable. Cet épuisement croissant des réserves d'eau souterraine du bassin de la Seybouse

résulte des déficits pluviométriques cumulés, de la dégradation du couvert végétal, entraînant généralement un épuisement rapide des eaux souterraines - (Berhail et al, 2014).

**Tableau 6.** Volume d'eau mobilisé par les aquifères avant et après 1983 - (Berhail et al, 2014).

Stations	Périodes	Volume d'eau mobilisé (Mm3)	Taux de réduction (%)
<b>Moulin Rochefort</b>	1970-1983	0.81	-22.22
	1984-2003	0.63	
<b>Bouchagouf</b>	1970-1983	3.15	-33.97
	1984-2003	2.08	
<b>Ain Berda</b>	1970-1983	1.45	-62.77
	1984-2003	0.54	
<b>Mirabek</b>	1970-1983	8.70	-19.88
	1984-2003	6.97	

#### ❖ Le bassin Kébir-Rhumel

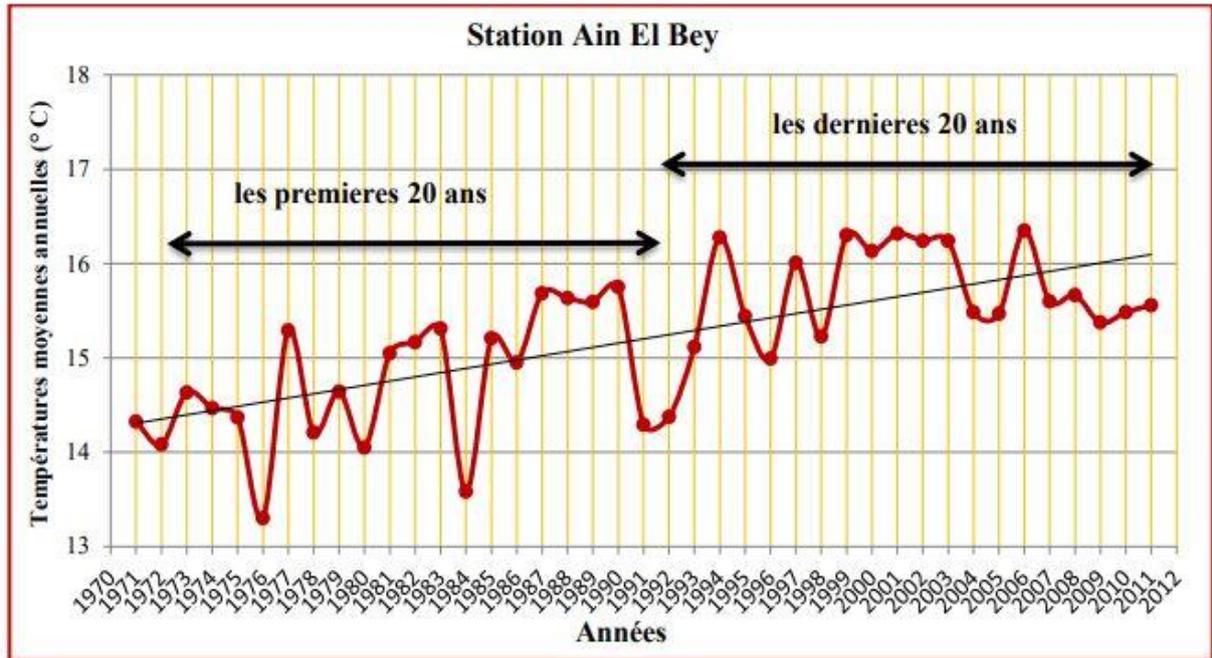
L'étude menée sur l'impact du changement climatique sur les hydrosystèmes Constantinois a indiqué que la région de Constantine, plus précisément l'Est de l'Algérie, a subi les conséquences du changement climatique mondial, qui aura à terme un impact sur la disponibilité et la qualité des eaux (Laieb, 2015).

Cette étude a confirmé que les précipitations moyennes annuelles ont connu une diminution significative au fil du temps, les données récentes (1971/2011) montrent une baisse importante des précipitations par rapport aux données plus anciennes (1913/1938).

Une série d'observation sur 40 ans révèle une augmentation constante de la température moyenne annuelle. La baisse des précipitations a également affecté les taux d'écoulement et d'infiltration, qui ont connu une baisse comparative entre 1979 et 2011 (Fig. 11).

Les valeurs de la conductivité dans certains forages de la région présentent une évolution chimique qui dépasse les 1000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , bien qu'une baisse a été observée en 2013. Les variations

des précipitations sont corrélées avec les sulfates et la conductivité, tandis que les chlorures présentent une relation inverse avec les précipitations (Laieb, 2015).



**Figure 11.** Evolution de la température moyenne annuelle dans la station de Ain-El-Bey (Période : 1971, 2011) - (Laieb,2015).

## 6. Conclusion

Il ne fait aucun doute que le climat de notre planète sera affecté par le changement climatique causé par l'homme au cours du siècle prochain. Les températures mondiales connaissent une hausse généralisée, qui se traduit par une augmentation d'environ 0.85°C dans diverses régions du monde. Le niveau des mers s'élève et les zones de glaciers se réduisent en raison de ce réchauffement.

Dans des régions comme le Sahel, la Méditerranée et de grandes parties de l'Afrique et de l'Asie, les précipitations ont diminué. L'Est de l'Amérique du Nord et du Sud, l'Europe du Nord, l'Asie du Nord et l'Asie centrale connaissent en revanche une augmentation des précipitations.

Selon les scénarios RCP4.5 et 8.5, le changement prévu de la température moyenne à la surface du globe pour la période 2016-2035 par rapport à la période 1986-2005 se situe entre

0.3 et 0.7°C. selon les RCP, ce changement devrait se situer entre 3.0 et 4.8°C pour les années 2081-2100 par rapport à 1986-2005.

Selon les projections, les précipitations devraient diminuer de 30 à 40% d'ici la fin du siècle. D'ici 2050, les précipitations dans les pays d'Afrique du Nord devraient diminuer de 4 mm/mois, et d'ici 2100, elles devraient diminuer de 10 mm/mois.

Suite à l'augmentation de la température et la diminution des précipitations, l'évapotranspiration augmentera et le ruissellement diminuera, ce qui entraînera une détérioration qualitative et quantitative de l'approvisionnement en eau.



**-CHAPITRE 02-**

---

**Étude GÉOGRAPHIQUE ET  
GÉOLOGIQUE**

---



## **1. Introduction**

Dans ce chapitre, les principales caractéristiques de la zone d'étude sont examinées. Ces caractéristiques comprennent la situation géographique de la zone d'étude, le climat, la couverture végétale et le contexte géologique. Ces éléments seront utiles pour situer le système aquifère dans le contexte régional et fourniront les informations nécessaires à une bonne compréhension des problématiques qui ont été discutées tout au long de l'étude.

## **2. Présentation du secteur d'étude**

### **2.1. Situation géographique des Hautes Plaines Sétifiennes**

Les Hautes Plaines Sétifiennes sont localisées dans la région Nord-Est de l'Algérie, elles se distinguent par des altitudes allant de 750 m à l'Est à 950 m à l'Ouest (Fig.12). D'un point de vue administratif, la zone étudiée relève de la juridiction de la wilaya de Sétif, cette dernière est située dans la région Est de l'Algérie, plus précisément entre les méridiens 4° et 7° Est et les parallèles 35° et 37° Nord.

La région considérée est géographiquement voisine des wilayas de Béjaïa et de Jijel au Nord, tandis qu'au Sud, elle est limitrophe des wilayas de M'Sila et de Batna. A l'Est, elle est entourée par la wilaya de Mila et à l'Ouest, elle est adjacente à la wilaya de Bordj-Bou-Argeridj. La superficie totale de la wilaya de Sétif est de 6549.64 Km<sup>2</sup>, dont environ 53% sont des terres plates. La région est caractérisée par de vastes étendues de terrain plat et ouvert.

### **2.2. Hydrologie**

La région étudiée est divisée en trois bassins versants par des facteurs géomorphologiques et topographiques, créant ainsi deux systèmes de drainage distincts (exoréique et endoréique). Le réseau hydrographique dense de la région de Sétif est constitué principalement par le régime permanent de l'Oued Boussellam (affluent de l'Oued Soummam) à l'ouest, et de l'Oued Rhumel à l'Est. En raison de la convergence des caractéristiques topographiques et du climat semi-aride, un phénomène d'endoréisme s'est développé, qui se manifeste par des bassins fermés (sebkhas). Fondamentalement, la tectonique explique l'existence de ces dépressions, qui est probablement facilitée par la présence des formations géologiques du Trias en profondeur. La prévalence des dépôts détritiques facilite le stockage des eaux souterraines dans la région. Certains oueds s'évaporent avant d'atteindre les exutoires ou continuent à descendre la pente, augmentant ainsi le niveau de la nappe phréatique.

De nombreuses études ont été réalisées par divers auteurs concernant la région d'étude, dont on cite : [Athamena \(2006\)](#) ; [Belkhiri \(2005, 2011\)](#), [Bellouche \(1996, 2018\)](#) ; [Boudoukha \(1984,1988,1998\)](#) ; [Demdoum \(1996, 2010\)](#) ; [Kada \(2014, 2020\)](#) ; [Mezerzi \(2015\)](#).

Dans cette étude, nous avons évalué l'impact du changement climatique sur les eaux souterraines en général dans la région des Hautes Plaines Sétifiennes, et en particulier dans la région d'Ain-Azel, qui fait partie de cette dernière, en raison du manque de données climatiques et hydrogéologiques disponibles dans la région.

### **2.3. Localisation géographique de la région de Ain-Azel**

La région d'Ain-Azel est localisée dans le massif de la Hodna, à une distance de cinquante kilomètres au Sud de la wilaya de Sétif. Elle couvre une superficie de 160 Km<sup>2</sup> et marque la limite entre la wilaya de Sétif et celle de Batna. (Fig.13).

#### **a. La géomorphologie**

La partie méridionale de la région est constituée de plusieurs chaînes de montagnes, dont les Djebel Boutaleb, Djebel Guétiane, Djebel Debba, Djebel Tzila et le Horst anticlinal Rahbat-Talkhampt, qui contient le gisement de Châabet-El-Hamra et sert de limite septentrionale aux monts du Hodna. Le gisement de Kharzet Youssef est situé sur le massif de Hadjar-Labioud, la plus importante des nombreuses chaînes distinctes qui composent la topographie locale ([Mezerzi, 2015](#)).

#### **b. Caractéristiques climatiques**

Le climat dans la zone de recherche est semi-aride. Ce climat se distingue par une phase prolongée de basses précipitations et de températures, suivie d'une longue période de températures élevées et d'aridité. La zone d'étude connaît des précipitations annuelles relativement faibles, de l'ordre de 300 à 400 millimètres. Les températures varient de -5°C en hiver à plus de 40° en été. Pendant la saison hivernale, les chutes de neige sont importantes et les gelées fréquentes jusqu'au début du printemps. Le régime des précipitations dans la région se caractérise par une période de faibles précipitations de Juin à Octobre, suivie d'une période de fortes précipitations d'Octobre à Mai. Cette période pluvieuse se caractérise par des averses intenses et brèves ([Kada, 2014](#)).

#### **c. Le couvert végétal**

L'établissement d'une végétation robuste est influencé par le climat et les caractéristiques du sol. Les caractéristiques visuelles globales de la région correspondent à celles des Hautes Plaines Sétifiennes, avec un terrain essentiellement plat, et dépourvu d'éléments distinctifs, principalement caractérisé par une teinte jaunâtre.

La présence d'un climat semi-aride dans une région donnée suggère une rareté de la végétation, ce qui la rend propice au développement de cultures céréalières telles que l'orge et le blé, ainsi qu'au pâturage.

#### **d. Aperçu socio-economique**

La ville d'Ain-Azel est le lieu de résidence de la majorité de la population, avec une densité d'environ cinq personnes par kilomètre carré. Les complexes miniers de plomb et de zinc de Kharzet Youssef et de Chaabet el-Hamra sont les principales sources d'activité industrielle de la région (Attoucheik., 2006).

Les complexes miniers de plomb et de zinc de Kharzet Youssef et de Chaabet el-Hamra sont les principales sources d'activité industrielle de la région, en complément de l'agriculture qui est le principal moteur économique de la région (Attoucheik., 2006).

### **3. Contexte géologique**

La région des Hautes Plaines Sétifiennes est située parmi les zones périphériques du segment Nord-Est de la chaîne des Maghrébides en Afrique du Nord (Wildi, 1983). Cette dernière s'étend sur une distance de près de 2000 kilomètres, de Gilbatar à la Sicile .

#### **❖ Essai de reconstitution paléogéographique**

Selon Vila (1980) et Guiraud (1990), le développement stratigraphique et paléogéographique de la zone des Hautes Plaines Sétifiennes peut être décrite brièvement comme suit (Fig. 14) :

##### **▪ Trias**

Le Trias débute par des séries détritiques rouges, documentée par Guiraud (1973) et Vila (1980). Des couches d'évaporites et de carbonates lui succèdent ensuite. Le Trias inférieur se distingue par une période continentale.

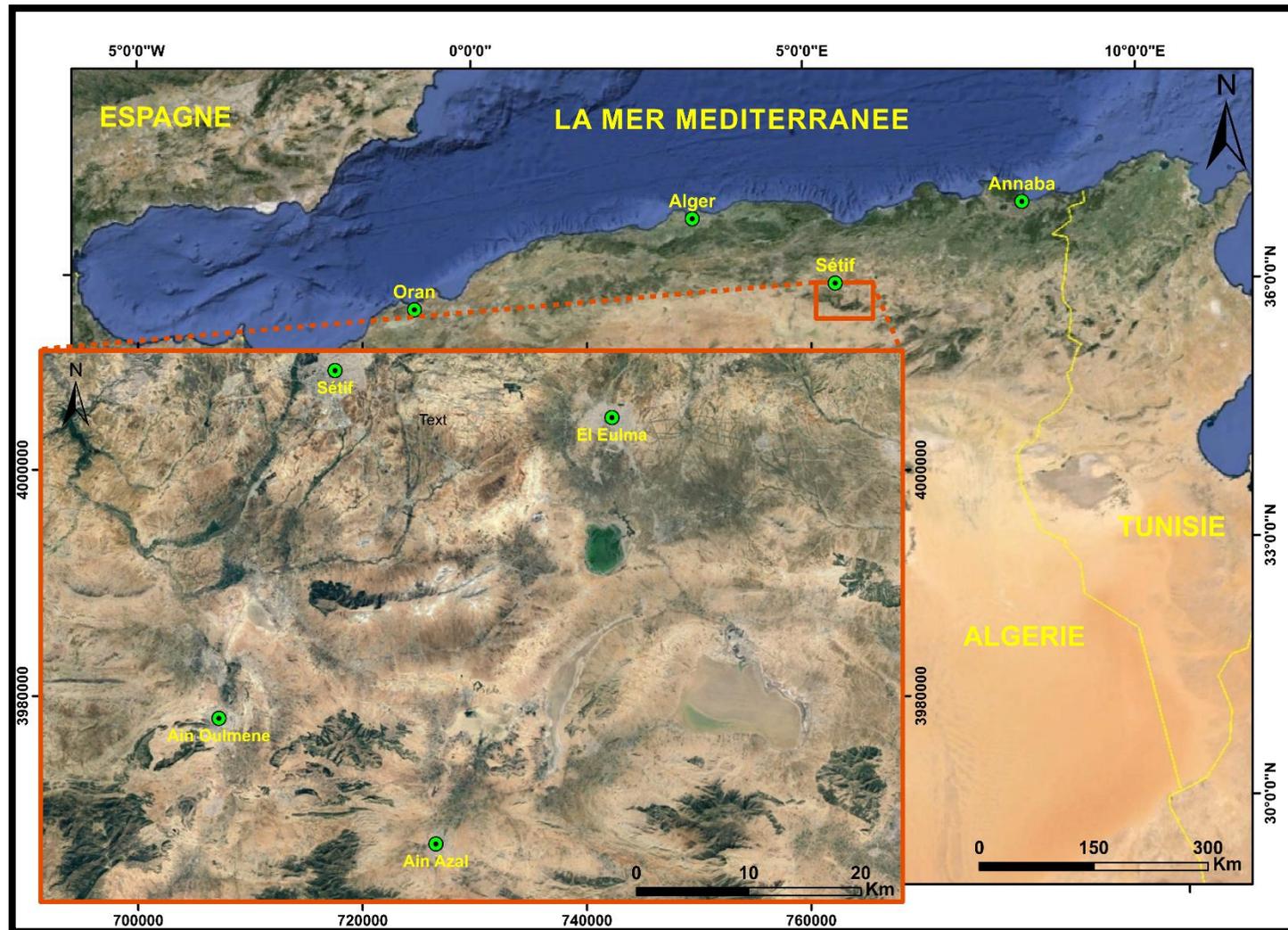


Figure 12. Localisation géographique des Hautes Plaines Sétifiennes (Google Earth, 2023).

Au Trias moyen, la région a connu une phase de distension marquée par une sédimentation lagunaire évaporitique et des accumulations intermittentes de carbonates (similaires à la partie supérieure du Trias), à laquelle a succédé le dépôt de roches vertes, de nature volcanique ou semi-effusive. Les formations évaporitiques du Trias ont joué un rôle tectonique important en facilitant le détachement de la couche post-Trias grâce à leur flexibilité.

### ▪ **Jurassique**

Le Lias inférieur se distingue par un dépôt intense de carbonates dans un bassin peu profond, avec des calcaires formés par l'activité animale et une dolomitisation occasionnelle causée par la diagenèse. Le Lias supérieur se distingue par la présence de couches marneuses. La différenciation se manifeste pour la première fois au Jurassique moyen et au Jurassique supérieur. Des roches dolomitiques ou calcaires contenant des *Dasycladaceae* constituent l'essentiel de la plate-forme Sétifienne, qui est essentiellement une zone énergétique. Les formations de nature pélagique et plus épaisses que les formations du sillon tellien constituent le domaine atlasique. Sur le plateau Sétifien, on trouve une surface durcie (Hard-ground) où s'opère la transition Jurassique-Crétacé (Malm-Berriasien). A l'intersection de ces deux domaines contrastés se trouve la série inférieure du Djebel Kalaoun.

### ▪ **Crétacé**

La période Néocomienne est caractérisée par des séries de la plateforme Sétifienne plus minces et à influence détritique, contrairement au domaine Hodnéen où la subsidence joue un rôle beaucoup plus important. Dans les régions méridionales, où il correspond parfois à une surface durcie, l'Albien inférieur n'est pas décrit.

Au début de l'Albien moyen, une nouvelle transgression marine se produit, rétablissant le régime pélagique du domaine Hodnéen. Les dépôts Bathyaux et néritiques sont entremêlés dans l'Albien supérieur. La sédimentation se développe en marnes et marno-calcaires dans le sillon Tellien au cours de l'Albien supérieur-Cénomaniens, avec des niveaux conglomératiques à influences néritiques. Au niveau septentrional de la plate-forme Sétifienne, le Cénomaniens contient de vastes séries néritiques contenant de la microfaune benthique.

Une formation à texture sableuse est présente dans l'ensemble du domaine Tellien au passage de la transition Cénomaniens-Turonien. Des faciès carbonatés, fréquemment à Rudistes, se déposent plus au sud dans le domaine Hodnéen et y sont nettement plus épais.

Le Sénonien représente une phase caractérisée par le maximum de différenciation. Dans le domaine Tellien, on observe une transition de séries marneuses à des séries de marnes pélagiques calcaires en allant du Nord au Sud, avec une augmentation progressive des composantes néritiques. La plate-forme Sétifienne présente une fine couche de marnes sénoniennes, d'environ 10 mètres d'épaisseur, dans la région occidentale (Koudiat Della). Dans la région orientale, (Djebel Tella, Kalaoun et Tafourer), il y a une couche plus épaisse de Sénonien supérieur sparitique. D'autre part, le domaine Hodnéen présente des séquences encore plus épaisses.

### ▪ Tertiaire

Au cours du Paléocène et de l'Eocène, qui inclut le Lutétien supérieur, les faciès du sillon Tellien se sont homogénéisés, permettant le dépôt de calcaires. C'est uniquement dans la région de Ain-Lahdjar que l'on connaît l'éocène de la plate-forme Sétifienne. Des faciès régressifs, comme la faune à Ostracodes, et des faciès littoraux, comme les biosparites et les couches à gelets Lutétiens, caractérisent cet Eocène extrêmement néritique. Pendant le Priabonien, le domaine Tellien a subi une structure en nappe et des plis se sont formés dans les domaines méridionaux (D'après Vila, 1980). Il s'agit de la première période de tectogenèse significative. La partie méridionale des nappes Telliennes, ainsi que les nappes parautochtones et autochtones du Hodna, semblent avoir été recouvertes par la mer du Miocène. Des dépôts de formations sablo-argileuses à microfaune littorale ont été effectués dans les autres domaines et au sud du domaine Tellien pendant les périodes Burdigalien à Tortonien. A la fin du Miocène, la plate-forme Sétifienne méridionale a progressé encore plus au sud.

### 3.1. Géologie de la région d'Ain Azel

Deux ensembles peuvent être différenciés (Fig. 15), comme l'ont affirmé de nombreux auteurs (Savornin, 1920 ; Glaçon 1967 ; Guiraud, 1973 ; Vila, 1980) :

- Le Djebel Boutaleb et Fourhal, deux sommets allongés des monts du Hodna, illustrent les formations Jurassiques et Crétacées autochtones du Sud, essentiellement carbonatées (Fig. 15).
- L'unité inférieure du Djebel Kalaoun et l'écaille du Djebel Sekrine constituent l'ensemble allochtone du Sud Sétifien dans la zone septentrionale des nappes de charriage.

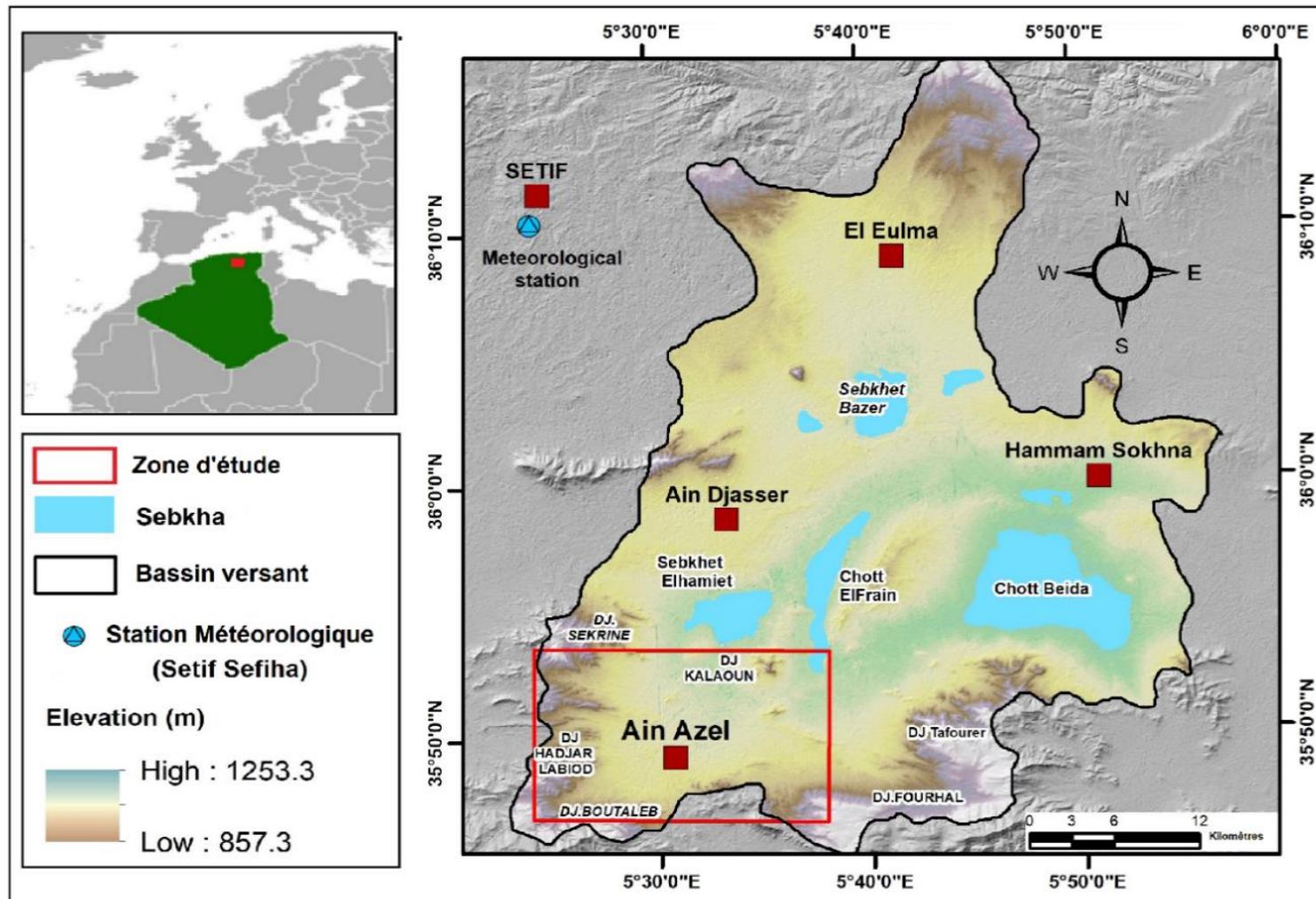


Figure 13. Localisation géographique de la région d'Ain-Azel.

### 3.3.1. Trias

Certaines parties des monts du Hodna présentent des affleurements triasiques caractérisés par des affleurement exotiques et chaotiques d'argiles bigarrées avec des blocs carbonatés, des roches vertes et des lentilles gypsifères ; Au Nord-ouest d'Ain Azel, (Koudiet el Bassour), au Nord d'Ain Azel et au front de l'allochtone Sud Sétifien, à l'Est de l'Oued Tebben (El Bahira) et dans Boutaleb (Annouel, Kef Sennar et El-Hamma). Au sud d'Ain Azel, le long de l'anticlinal Gouzi-Debba-Talkhempt, et au Sud-ouest du massif de Hadjar Labiod (Boutaleb, 2001).

### 3.3.2. Jurassique

A l'Est d'Ain-Azel, les affleurements jurassiques sont exceptionnellement développés et occupent une grande région. Guiraud (1973) les a classés comme essentiellement calcaro-dolomitiques, en les divisant en deux groupes : Jurassique inférieur-moyen (Lias) et Jurassique supérieur (Malm)- Bérriasien.

#### 3.3.2.1.Lias

D'une épaisseur d'environ 500 mètres, il est composé d'une séquence de dolomie et de calcaires dolomitiques gris foncé avec un litage très faible. La sédimentation ralentissant, la surface du ravin se forme à la fin. Le sous-système est complété par un niveau marneux peu profond (10-20m) de couleur variable qui contient des fossiles d'ammonites et de bélemnites du Toracien.

#### 3.3.2.2.Dogger-Malm-Berriasien

Le Djebel Sekrine, le Djebel Tafourer et le Djebel Youssef sont des montagnes de la région Sétifienne où le Dogger-Malm a été reconnu. Cette série est constituée de lentilles de calcaire gris à grains fins et à petits lits, contenant éventuellement des Ammonites et des Bélemnites.

Des formations calcaires atteignant 80 mètres d'épaisseur peuvent être trouvées près de l'extrémité occidentale du Dogger-Malm (Youssef, Sekrine, Tafourer et El-Hamma) et près de 300 mètres d'épaisseur à l'extrémité orientale du Dogger-Malm (Djebel Zana). La présence de Lamellibranches, de Polypiers et de Clypéina Jurassica dans les strates supérieures de cet assemblage calcaire permet d'établir son âge Jurassique.

Les calcaires fins à filaments, les calcaires à silex plus ou moins dolomitiques, les Ammonites, les Bélemnites, les calcaires oolithiques (exclusivement dans les massifs du Hodna oriental : Gouzi-Debba et Talkhempt) sont autant d'exemples du Dogger du Hodna. Il y en a pour cent à deux cents mètres.

L'Ammonitico rosso supérieur de l'Oxfordien forme la limite inférieure du Jurassique supérieur, qui est marqué par le Dogger. Cette profondeur (10-15 m) est corrélée à une strate argilo-calcaire contenant des Ammonites. Le groupe marno-calcaire (250-300 m d'épaisseur) se situe au-dessus du faciès supérieur de l'Ammonitico rosso. Cette marne décimétrique gris-bleu à grain fin est dominée par une alternance de couches calcaires.

On peut la dater de l'Oxfordien du Kimméridgien car elle contient des Radiolaires, des Saccocomes et des Ostracodes. La limite Jurassique terminal- Crétacé inférieur est délimitée par une succession de marnes calcaires de 300 mètres d'épaisseur qui suit cette formation.

Elle est constituée de fines couches d'interlits marno-calcaires et de calcaires gris-noirs. La présence d'Ammonites Calpionelles permet une datation entre le Tithonique inférieur et le Berriasien moyen. Les Ammonites et les Pygopes sont typiques de la faune du Berriasien supérieur.

### **3.3.3. Crétacé**

#### **3.3.3.1. Néocomien**

Le Néocomien est le début d'une nouvelle épisode argileuse ou marneuse. Dans le Sud Sétifien allochtone, il est très visible. Cet ensemble s'étend sur plusieurs mètres de profondeur. Des Ammonites ont été trouvées dans le Valanginien (Djebel Sekrine), et une faune d'Exogyra couloni et de Terebratulae a été découverte dans les massifs Sétifiens du Sud-ouest. Des microfaunes comme Lenticulina schreiteri ont été trouvées dans l'Hauterivien. Presque tous les épisodes de la série Néocomienne ont une base rocheuse.

Dans les massifs du Hodna, les dépôts Valanginiens se trouvent toujours dans des dépressions paysagères, souvent associées à des dépôts quaternaires. Sa limite inférieure est établie par la présence d'Ammonites pyritiques, mais sa limite supérieure est moins bien définie. La sédimentation est principalement marneuse, commençant par des marnes silteuses gris verdâtre contenant de rares intercalations calcaires et progressant vers le haut en grès à lits épais. Les dolomies rouges massives constituent l'Hauterivien dans le Hodna. Et ces roches

alternent avec des grès, des dolomies gréseuses et de l'argile. Ces dolomies sont corrélées à la formation « dolomi-grès » et sont souvent minéralisées (Pb-ZnFe-Ba). L'épaisseur totale des formations Néocomiennes peut dépasser un kilomètre. Le Djebel Azreg est le seul endroit des massifs méridionaux où l'on peut observer le début de la série Valanginienne =, qui commence par des argiles reposant sur un sol dur dans des niveaux carbonatés de la série Berriasienne (inférieure, probablement moyenne). Dans le Djebel Azreg, l'Hauterivien se distingue par deux faciès distincts : gréseux avec calcaire pistolithique algal dans la partie Sud-ouest du massif, et calcaire-gréseux et dolomitique dans la moitié Nord-est du massif (Guiraud, 1990).

### 3.3.3.2. Barrémien

Le Barrémien est une séquence variée de grès, d'argiles et de calcaires avec de minces intercalations d'argiles ou de marnes. L'épaisseur de cette couche varie de 100 à plus de 500 mètres du Nord au Sud, mais on la retrouve dans la quasi-totalité des massifs qui constituent l'ensemble allochtone du Sud Sétifien. *Salpingoporella dinarica*, *Orbitolinopsis capuensis* et *Choffatella decipiens* appartiennent à la moitié inférieure de cette série. *Palaeodictyoconua arabicus*, *Néotrocholina friburgensis* et *Palorbitolina lenticularias* marque le Barrémien supérieur de ce groupe (Guiraud, 1973). Le Barrémien inférieur-Aptien est une formation des monts du Hodna qui passe du grès à des strates ouvertement calcaires. Au sommet du Barrémien, la formation « argilo-calcaire-gréseuse » revient à une sédimentation gréso-argileuse (Guiraud, 1973). Elle est caractérisée par une faune supposée Barrémienne en son cœur. *Exogyra boussingantti* (Glaçon, 1967) fait partie de la faune Barrémienne ; le genre *Puchelnicères* (Guiraud, 1973) est révélateur de l'Aptien inférieur.

### 3.3.3.3. Aptien

L'Aptien débute par une fine ligne de base composée principalement de marnes jaunâtres dans la région du Sétifien. *Palorbitolina lenticularias* et *Glaxelinella flandrin* permettent de dater ces marnes de l'Aptien inférieur. L'épaisseur maximale de ces marnes est d'environ 60 mètres. Elles sont recouvertes par des couches de biospirates rudistes et de minces intercalations marneuses, suivies par des couches de calcaire de *Nerinea*, de biospirates rudistes et de calcaire d'Orbitoline, ainsi que par des marnes interstitielles.

Il y a une connexion d'*Orbitolina cf. subconcava* de *Cuneolina laurentii*, de *Sabaudia minuta*, de milioles et d'*Ovaléolina reicheli* dans ce dépôt épais qui mesure 250 à 300 mètres

au Nord. Marquer stratigraphique régional important, l'Aptien supérieur débute par une énorme barre calcaire-dolomitique dans la région du Hodna (Glaçon, 1967 ; Guiraud, 1973). Des calcaires, des argiles et des marnes alternent au sommet, avec des lumachelles (*Gastropodes*, *Toucasia* et *Nerinéés*) présentes à plus de 270 mètres de profondeur.

#### 3.3.3.4. Albien-Vraconien

Une unité dominée par les marnes, d'une épaisseur de 100 à 200 mètres, correspond à l'Albien et au Vraconien ; son sommet pourrait représenter le Cénomaniens inférieur. Des intercalations de l'Albien supérieur et du Vraconien avec *Pithonella ovalis* et *Favusella washitensis*. Lorsque la limite Albien-Vraconien est atteinte, les marno-gréseux apparaissent dans les monts du Hodna. Les parties inférieures de cette formation sont composées de grès pâle à grain moyen, stratifié obliquement, tandis que les parties supérieures sont dominées par un mélange de calcaire et de calcaire argileux. Elle s'épaissit de 150 mètres à 350 mètres en allant vers le Nord. Les faciès de l'Albien sont peu profonds à la base et profonds au sommet, contenant respectivement des Ammonites et des Bélemnites.

#### 3.3.3.5. Cénomano-Turonien

Une barre carbonatée débutant par des niveaux dolomitiques ou des biosparites à *Orbitolina conica* représente cette formation dont l'épaisseur est de 100 à 150 mètres dans la région Sétifiennne. La séquence culmine dans des calcaires micritiques caractérisés par un faciès à foraminifères benthiques. Au sud, on trouve des marnes à Ammonites du Cénomaniens inférieur. L'Aptien constitue une base solide sous cette structure au sommet du Djebel Guetiane. Plus haut dans la formation, on trouve des récifs à péri-récifs à Rudistes et *Caprinula*, qui passent à un assemblage calcaire-dolomitique et lumahellique (Glaçon, 1967).

Son épaisseur peut atteindre 100 à 150 mètres. La majeure partie de l'Aurès, en particulier au Nord-ouest et au Sud de l'anticlinal de Chélia est couverte d'affleurements Turoniens. Occasionnellement récifal, avec quelques rudistes isolés.

L'Aptien constitue une base solide sous cette structure au sommet du Djebel Guetiane. Plus haut dans la formation, on trouve des récifs à péri-récifs à Rudistes et *Caprinula*, qui passent à un assemblage calcaire-dolomitique et lumahellique (Glaçon, 1967). Son épaisseur peut atteindre 100 à 150 mètres. La majeure partie de l'Aurès, en particulier au Nord-ouest et au Sud

de l'anticlinal de Chélia est couverte d'affleurements Turoniens. Occasionnellement récifal, avec quelques rudistes isolés.

### 3.3.3.6. Sénonien

Le Sénonien inférieur de la région Sétifienne est constitué de placages bréchiques polygéniques qui contiennent des composants carbonatés Cénomaniens-Turoniens. Ce phénomène est unique au points même du Djebel Anini. Par corrélation avec des espèces de *Globo truncana* telles que *Globo truncana lapparenti*, *Globo truncana coronata*, *Globo truncana margigansi*, *Globo truncana gr. Arca* et *Globo truncana cf. angusta carinata* (Vila, 1980), ces brèches sont placées à l'époque du Coniacien supérieur.

Outre les oursins, on y trouve d'autres invertébrés marins communs tels que les hûtres, les plicataurs et les cérithes. En fait, elle n'apparaît que dans les massifs situés à l'Ouest du méridien d'Ain-Oulmène. Des barres de calcaire rouge du Maestrichtien avec *Orbitoides media*, *Rotalia sp.* Et *Nummofallotia crétacéa* peuvent être trouvées à Chouf et Tine.

Une série marneuse, abondante en intercalations de lumachelles d'*Ostracan* et en *Hemiaster fourneli* marque le début du Campanien près d'Ain Oulmène. Ces minéraux témoignent d'une percée diapirique et d'une activité tectonique à Boutaleb, car ils présentent des intercalations sableuses entre des quartz bipyramidés et des galets remaniés.

A l'Ouest du Hodna, où l'on trouve des calcaires gris compacts à intercalations marneuses, le Maestrichtien est transgressif. Les oursins, les Inocerames, les Gastéropodes et les Lamellibranches ne se marquent pas. Dans les calcaires du Maestrichtien, on trouve des fragments bioclastiques et bryozoaires et d'échinides.

Après un grand nombre de roches du Coniacien et du Santonien, une couche calcaire s'installe. Une extinction peu profonde marque la transition entre le Santonien et le Campanien. Un mince niveau de calcaire contenant des *Inocerames régularis* extrêmement consistants marque la transition entre le Santonien et le Campanien. Les roches du Campanien sont des calcaires marneux ou crayeux et sont riches en vie marine (Ammonites, oursins, huitres et plicatules).

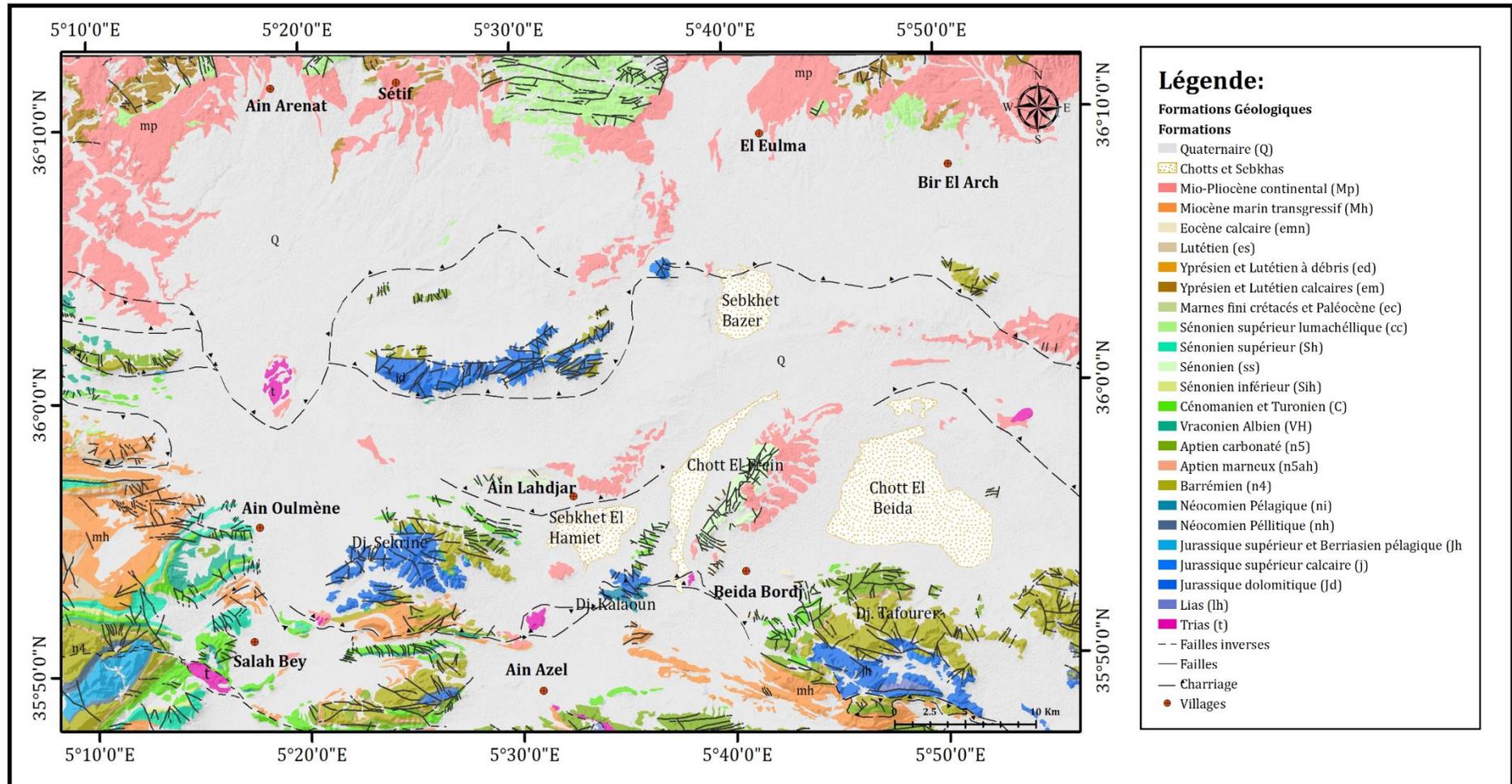


Figure 14. Carte géologique de la région des Hautes Plaines Sétifiennes (Extrait de la carte géologique de Sétif 1/200000), d'après Vila, 1977)

### 3.3.4. Paléocène-Eocène

Dix à vingt mètres de marnes à fragments d'*Exogyra overwegi* ou de *Globigerina pseudobulbooides* et de nombreux Ostracodes se rencontrent dans les régions du Chouf et Tine et du Koudiet Tella du Sud Sétifien allochtone. Au cours de l'Eocène calcaire, qui s'est déroulé dans le Sétifien, d'importants détruits de gastéropodes silicifiés et d'*Hemithersithea ventricosa* se sont déposés dans quelques mètres de calcaire à silex de couleur claire.

Des fragments de coquilles d'échinodermes, des phosphates, des galets inhabituels, des silex et des grains de quartz peuvent être trouvés dans ces biosparites. Les affleurements Pléistocènes et Eocènes sont limités aux massifs occidentaux du Hodna (Maadid et Ouled Tebben).

Des marnes sombres, datées du Dano-Montien, marquent le début du Tertiaire. Les lumachelles de la région comprennent le *Cardita beumonti* et l'*Exogyra overwegi*. *Ostréa aucapitenei* a son propre indicateur plus haut. La microfaune est composée de nombreux organismes benthiques différents, tels que les *Globigerines* cf. *belli* et les *Globorotalia Velascoensis*. Les niveaux phosphates et les calcaires à silex sont les éléments clés de l'Eocène calcaire. De petits galets de silex peuvent être présents dans ces derniers, qui ont un aspect conglomératique. Dans ces profondeurs, on trouve une grande variété de vertébrés, y compris des sélaciens comme *Myliobatis dixonii* et *Lamna oblique*.

Un panneau indicateur composé de nodules de calcédoine et de géodes de quartz surmonte cet ensemble. Pour lancer la série, la première séquence est une couche bréchouide phosphatée du Crétacé supérieur.

Le Lutétien supérieur est caractérisé par d'énormes niveaux dolomitiques recouverts par une séquence de calcaires marneux ou gréseux gris à jaunes qui sont souvent dolomités à des degrés divers alternant avec des marnes verdâtres ou grises.

*Thersithéa ponderosa*, *Hemithersithéa maroccana* et *Hedbergella ventricosa* se trouvent en abondance dans certains niveaux. Des strates lagunaires à galets irréguliers persistent localement dans cette série (Guiraud, 1976).

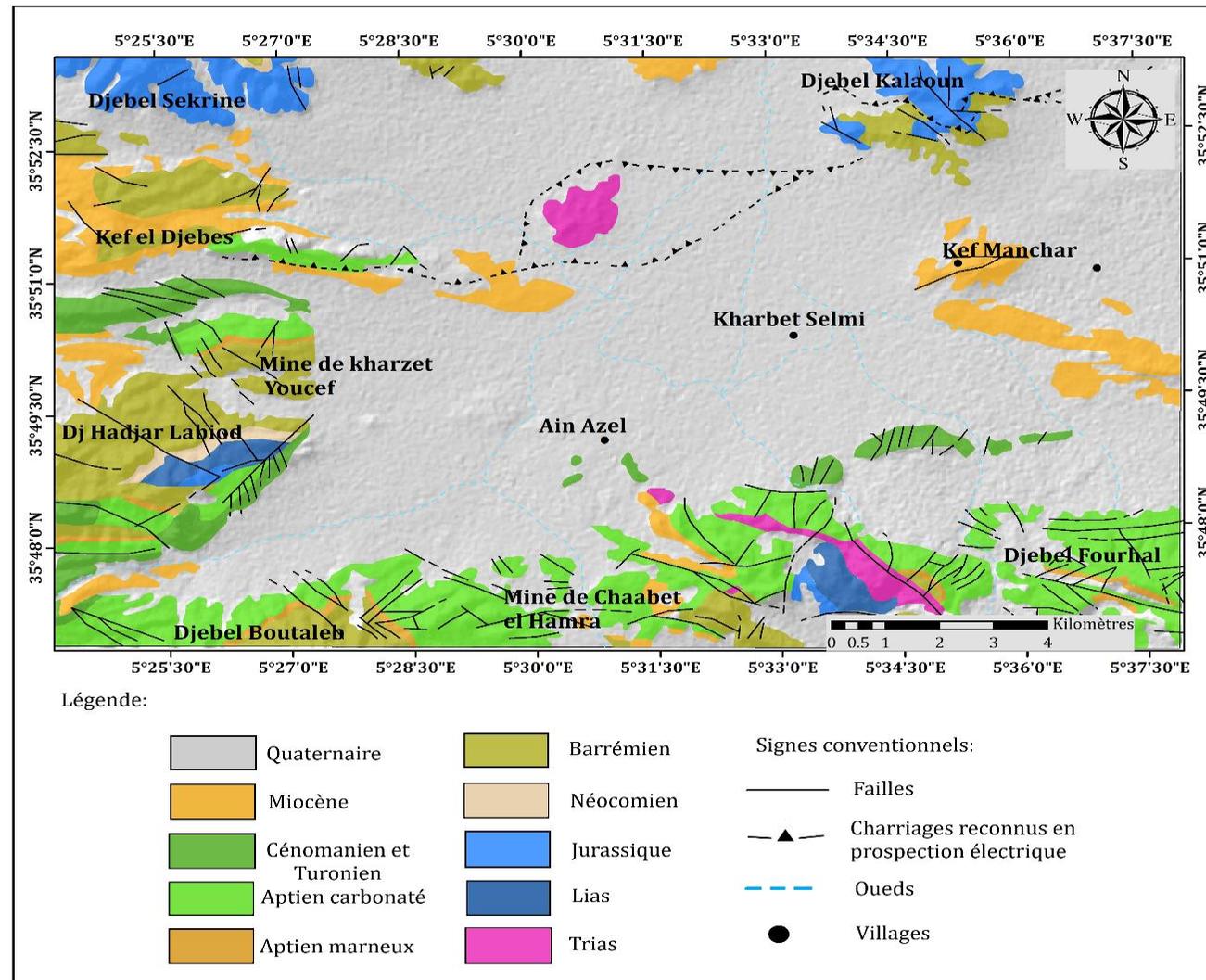


Figure 15. Carte géologique de la région d'étude (Extrait de la carte géologique de Sétif. 1/200000. Vila, 1980 modifiée)

### 3.3.5. Miocène transgressif

La couleur des roches du Miocène dans les massifs septentrionaux varie du calcaire gréseux et des marnes rougeâtres à la base aux conglomérats rougeâtres qui entaillent le socle rocheux. La discordance atteint le Barrémien et est d'environ 30° sur les pentes sud du Djebel Sekrine, où le Miocène est exposé. Les dépôts marneux contiennent de nombreux foraminifères benthiques, ce qui indique qu'ils sont au moins d'âge Burdigalien, et qu'ils sont riches en microfaunes Sénoniennes et Eocènes.

Les poudingues rouges, les grès pectinidés et les grès lithothamnidés marquent le début du Miocène dans le Hodna méridional. Les silex de l'Eocène et les silex de l'Eocène et les silex et calcaires du Crétacé supérieur (*Orbitoide et Laffiteine*) sont remaniés en blancs grossiers par les poudingues. Le Burdigalien supérieur débute à une centaine de mètres et se compose de calcaires gréseux fauves ou rouges qui abritent des espèces telles de *Pecten convexior*, *P. josslingi* et *Ostrea crassissima*. Une série marneuse robuste, comprenant des grès et des intercalations calcaires, se forme ensuite au-dessus, notamment le long de la marge Nord de la montagne de M'zita et du périphérique de Boutaleb. Des orbulines sont présentes, il s'agit donc vraisemblablement d'au moins Langhien. La séquence se poursuit jusqu'au point culminant invisible au Tortonien. Les unités allochtones qui sédimenteront plus tard le long de la marge septentrionale du Hodna se sont développées à cette époque. Bordure la plus septentrionale du Hodna.

### 3.3.6. Plio-Quaternaire

Les âges du Pliocène et du Miocène dans le Hodna sont généralement cohérents. De nombreux dépôts conglomératiques envahissent la partie supérieure de la séquence, qui était à l'origine détritique avec des affinités deltaïques, mais qui est maintenant plus marneuse. Les dépôts de pentes détritiques et les terres arables au pied des reliefs caractérisent le Quaternaire. Entre Ouled Tebbene et Djebel Boutaleb, on peut observer des traces de glaciaires dans les Hautes Plaines et d'anciennes terrasses dans les basses plaines. Les âges du Pliocène et du Miocène dans le Hodna sont généralement cohérents.

De nouveaux dépôts conglomératiques envahissent la partie supérieure de la séquence, qui était à l'origine détritique avec des affinités deltaïques, mais qui est maintenant plus marneuse. Les morts-terrains détritiques et les terres fertiles au pied des reliefs caractérisent le Quaternaire,

qui est par ailleurs principalement caractérisé par des dépôts de pente. Entre Ouled Tebbene et Djebel Boutaleb, on peut observer des traces de glacis dans les hautes plaines et d'anciennes terrasses dans les basses plaines.

- Glacis des hautes plaines : sont caractérisés par la présence de débris clastiques anguleux et plus grossiers à proximité des chaînes de montagnes. Au fond, ils se fragmentent en une multitude de petits morceaux. Les galets, les graviers et les petits blocs constituent l'essentiel du matériel, les silts-argiles comblant les lacunes.
- Terrasses des basses plaines : la fraction fine est fréquente dans les basses plaines. Couches d'argiles, de limons et de sables, avec des graviers intercalés ici et là.

### **3.4. La tectonique des Monts du Hodna**

Dans la région des monts du Hodna, deux ensembles distincts peuvent être identifiés (Fig. 2 ; annexe) :

- La zone allochtone sud-sétifienne au Nord, composée d'un grand ensemble d'écaillés liées à des cisaillements (Vila, 1980).
- La zone septentrionales (Autochtone Hodnéen), est principalement influencée par trois structures tectoniques associées à l'orogénèse alpine, à savoir (Fig. 17) :

#### **a. Les failles**

En examinant le réseau de failles, on peut identifier différents accidents tectoniques qui ont un impact sur les formations carbonatées du Jurassique et de Crétacé :

- Le Djebel Hadjat Labiod et le Djebel Boutaleb sont marqués par des failles distinctes, s'étendant dans les directions NE-SW et NW-SE.
- Des failles orientées Est-ouest ont principalement impacté les formations géologiques de Dj. Fourhal et Dj Hadjar Labiod. Ces failles ont évolué lors de la genèse du vaste anticlinal du Hodna.
- Une faille majeure orientée Nord-sud (Kharzet Youcef), impacte la formation du Crétacé du Dj. Hadjar Labiod du côté Est (Fig. 16).

#### **b. Les plis**

En règle générale, les plis se forment selon une orientation Est-ouest. Cependant, une orientation WNW-ESE indique la présence de synclinaux aux courbures importantes, créant des reliefs imposants aux axes suivants :

---

- Des orientations Nord-ouest – Sud-est similaires à celles constatées dans les régions du Dj. Gouzi, Dj. Sekrine, Dj Fourhal et Dj. Kalaoun.
- Les directions NE-SW se rejoignent au niveau du Dj. Boutaleb et Dj Hadjar Labiod (Fig. 3 ; annexe).

### c. Les relations du Trias :

Le Trias se localise en grande majorité sur les lignes de dislocation, leur relation structurale est bien différente. Au front de chevauchement, les affleurements Triasiques de Koudiat el Bassor, El Maafeur et Draa el Djebbas laissent supposer qu'ils auraient joué le rôle d'une semelle de glissement de nappes vers le sud.

En ce qui concerne les masses triasiques d'El Gouzi et du massif du Boutaleb, ils sont situés sur de vastes failles, et leur origine est clairement à la base des séries Hodnéennes (Vila, 1980), ce sont de vraies structures diapiriques (Bertraneu, 1955 ; Glaçon, 1967).

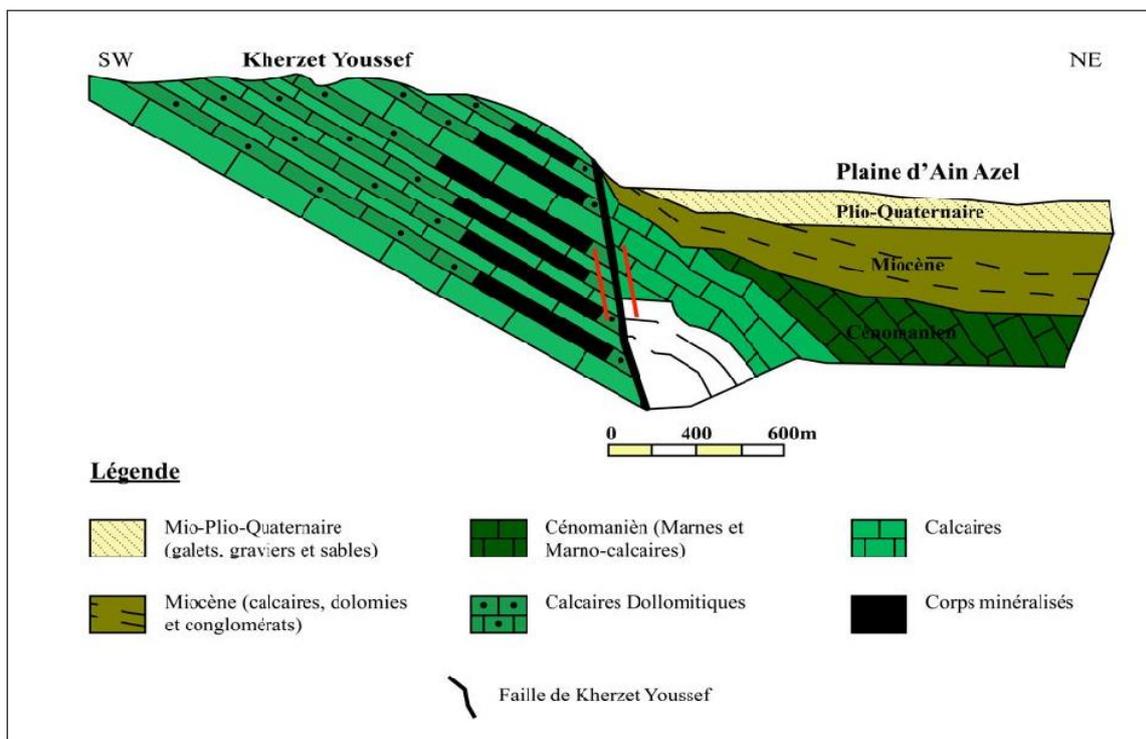
La mise en place du Trias est liée principalement à des contraintes compressives de direction N-S (Guiraud, 1973), c'est-à-dire la phase Priabonienne et la phase Tortonienne.

### 3.5. Les phases tectoniques

La configuration structurale actuelle de la région d'étude révèle les traces de différentes phases tectoniques du cycle alpin. Les phases tectoniques prédominantes responsables de la formation de la structure géologique actuelle sont les suivantes :

- **La phase anté-Sénonienne** : Cette phase est bien documentée dans le massif du Boutaleb depuis les études de Bertraneu (1952) et Guiraud (1990). Elle se caractérise par une compression NNW-SSE, entraînant des bombements accompagnés occasionnellement de cassures orientées au NW, NE ou à l'ENE. Ces cassures ont favorisé la remontée à la surface de formations triasiques telles que celles d'Annoual et d'El Hammam dans la région de Boutaleb.
- **La phase fini-Lutétienne** : Vers la fin du Luthétien, une phase de compression s'est produite, connue sous le nom de phase atlasique (Guiraud, 1973), et la phase priabonienne à vergence (Vila, 1980). Cette période aurait provoqué la formation de plis dans les séries Honéennes, et elle a marqué la fin des dépôts à la fin de l'Eocène (Vila, 1980).

- **La phase du Miocène basal** : Cette période est caractérisée par une interruption dans le processus de sédimentation, qui n'est interrompu que par l'avancée de la transgression du Burdigalien supérieur. Dans certaines régions, ce Burdigalien a préservé des structures plissées avec des flancs verticaux rappelant les plis coffrés observés au Sud du Djebel Sekrine.



**Figure 16.** Coupe géologique schématique de la région de Kharzet Youssef (Glaçon, 1956 ; Attoucheik, 2006)

- **La phase Alpine** : Elle est chargée d'importants chevauchements méridionaux dans lesquels le Miocène joue un rôle prépondérant. C'est la phase Tortonienne qui induit les rotations d'axes, les décrochements, les plissements à axes Est-Ouest et la formation des reliefs les plus marqués des Monts de Hodna.
- **La tectonique récente** : Elle est chargée de la configuration actuelle du relief et de la montée récente des gypses triasiques de Guellall (Vila, 1980), ce qui se traduit par des accidents cassants s'étendant d'est en ouest dans la partie méridionale de Djebel Sekrine. Ces accidents ont réactivé les décrochements de même orientation du Dj. Hadjar Labiod.

Système	LITHOSTRATIGRAPHIE		LITHOLOGIE	METALLO (Indices et gisements)
	Etage	Formation		
Crétacé inférieur	Albien	Calcaro-marno-gréseuse		
	Aptien	Calcaro-marneuse à Orbitolines		Barne Aptienne Pb-Zn
	Barrémien	Argilo-calcaro-gréseuse		Kherzet Youssef Pb-Zn
	Hauterivien	Dolomie gréseuse		Pb-Zn
	Berriasien sup Valanginien	Argilo-gréseuse		
Jurassique	Jurassique sup Barrémien inf	Marno-calcaire		
	Dogger	Dolomies et Calcaire à silex		Pb-Zn
	Lias	Dolomies et Calcaire Dolomitique		Pb-Zn-Fe-B
Trias				

Figure 17. Colonne lithostratigraphique synthétique des monts de Hodna (EREM, 1989).

#### **4. Conclusion**

Le site de recherche est situé dans l'Est de l'Algérie, précisément au Sud de la wilaya de Sétif. Cet endroit se caractérise par ses conditions climatiques semi-arides, les précipitations moyennes annuelles varient entre 200 et 300mm, et les températures moyennes annuelles sont d'environ 15°C. la majorité de la population est concentrée au centre de la ville d'Ain Azel, avec une densité d'environ 5 personnes/Km<sup>2</sup>. L'activité économique principale de cette région tourne autour de l'agriculture céréalière (orge, blé).

La zone d'étude englobe deux domaines géologiques distincts, dans la région méridionale, la présence des para-autochtone et autochtone Hodnéens est remarquable. Ils sont principalement composés de matériaux carbonatés et sont datés du Jurassique, du Crétacé et du Miocène. Ils sont principalement observés dans le Djebel Boutaleb, le Djebel Hadjar-Labioud et Fourhal. L'ensemble allochtone Sud Sétifien, composé de lithologies carbonatées du Jurassiques et du Crétacé, est visible dans la région Nord des Djebels Kalaoun et Sekrine. L'analyse litho-stratigraphique menée dans la région d'Ain-Azel a identifié la présence de deux formations distinctes :

- La première formation est composée de carbonates et de grès, avec une porosité de fracture d'environ 700m. cette formation est attribuée à la formation Barrémienne.
- La deuxième consiste en une formation alluviale d'une épaisseur de 250 mètres, qui correspond à la période Mio-Plio-Quaternaire. Cette formation est composée de divers matériaux géologiques tels que le sable, le gravier, les galets, le grès, l'argile et le conglomérat, et présente une porosité d'interstice.



**-CHAPITRE 03-**

---

**Étude MORPHOMÉTRIQUE ET  
HYDROLOGIQUE**

---



## **1. Introduction**

L'analyse des données climatiques permet de comprendre le comportement hydrologique des cours d'eau, les mécanismes d'alimentation et de circulation naturelle de l'eau. Il est donc essentiel d'estimer le bilan hydrique dans le but de mieux connaître le fonctionnement du système hydraulique ainsi que l'influence qu'il exerce sur la zone considérée. La quantité des précipitations et la température moyenne sont les deux aspects du climat les plus significatifs.

## **2. Régime climatique des Hautes Plaines Sétifiennes**

La morphologie et les caractéristiques de latitude et d'altitude des Hautes Plaines Sétifiennes déterminent leur régime climatique, une haute pression subtropicale les affecte en été. En conséquence, le temps devient chaud et sec. En hiver, les zones de haute pression sont forcées de descendre dans l'atmosphère par le front polaire incliné vers le sud. Une circulation d'ouest et des courants perturbés se forment alors que l'anticyclone des Açores disparaît partiellement. Il est conclu alors que la Méditerranée connaît trois types de perturbations distinctes au cours des mois de Décembre, Janvier et Février, sur la base d'une séquence d'évènements météorologiques qui se répètent régulièrement (Demdoum, 2010).

Une perturbation dans l'Atlantique Sud se déplace d'Ouest en Est vers le Nord-est, tandis qu'une perturbation dans l'Atlantique Nord se déplace du Nord à l'Ouest, du Sud au Sud-est. Pendant les mois de Mars et d'Avril, ainsi qu'Octobre et Novembre, la région est également touchée par des perturbations en provenance d'Afrique. En y regardant de plus près, il est aperçu qu'un grand nombre de circonstances uniques sont à l'origine de tous ces types de temps (Demdoum, 2010).

Les crêtes de la chaîne de la Kabylie agissent comme une barrière, obligeant les masses d'air humides en provenant de la mer à les traverser. Comme nous sommes dans une zone où le front polaire dérivant est souvent présent, les versants de la Kabylie orientés vers la mer recevront un très grand volume de précipitations et perdront ainsi beaucoup d'humidité. Les masses d'air se réchauffent en descendant vers les hautes plaines, grâce à l'effet de Föhn. Lorsque les chaînes du Hodna et des Aurès sont traversées et que les fronts méditerranéens I et II sont présents, les précipitations s'élèvent plus au sud.

D'autre part, les montagnes du Hodna et des Aurès créent des passages ouverts qui laisseront les influences sahariennes se déplacer vers le Nord. En tant que climat de montagne,

les plaines Sétifiennes de haute altitude connaissent des journées chaudes et des nuits froides. De même, la neige est fréquente et les hivers sont froids. Tout comme à Ain-Lahdjar, El-Eulma connaît ses mois les plus pluvieux de septembre à juin, les mois les plus secs étant juillet et août (Demdoum, 2010). De nombreuses recherches ont été menées par de multiples auteurs pour analyser le climat de la région des hautes plaines sétifiennes dont on cite : Demdoum, 1996,2010 ; Boudoukha, 1998, Athamna, 2006 ; Bellouche, 2018 ; Kada, 2022.

Boudoukha (1998) précise que l'infiltration directe à partir du sol est quasi inexistante, ce qui explique en partie l'épuisement de l'aquifère superficiel. Néanmoins, les aquifères du complexe Sud-Sétifien qui possède une porosité secondaire de fissure, sont principalement alimentés par les précipitations. Dans ce scénario, l'infiltration est assimilée à un excès en raison du mouvement et de l'infiltration à travers les roches carbonatées qui ont développé une perméabilité de fissure substantielle.

### **2.1. Quelques études antérieures sur l'évolution des précipitations dans les hautes plaines Sétifiennes**

a. Une étude climatologique a été menée par Boudoukha (1998) sur l'évolution temporelle des précipitations, à partir des données climatiques anciennes et récentes de six stations (Bougâa, Ain-Roua, Setif, El Eulma, Tadjnanet, A.Oulmène), qui a abouti aux résultats suivants (Tab. 7) :

- Faible amplitude de variations entre les régimes pluviométriques anciens et récents exceptés pour les stations de l'extrême Nord où l'écart est important.
- A l'exception également des deux stations de Ain-Oulmène et d'El-Eulma, le régime pluviométrique récent est caractérisé par de faibles précipitations traduisant très probablement un cycle de sécheresse.
- Il est remarqué que lorsque le cycle ancien l'emporte sur le cycle récent, ce sont les précipitations hivernales qui prédominent. Dans le cas contraire, ce sont les précipitations orageuses des mois de Mai et Juin qui l'emportent.

b. Demdoum (1996 ;2010) a utilisé trois séries chronologiques (anciennes et récentes) pour étudier l'évolution des précipitations au fil du temps.

#### **❖ Série de seltzer 1913-1938**

Les stations du Nord (Sétif et El-Eulma) enregistrent un maximum de précipitations en janvier, alors que les stations du Sud atteignent leur maximum en octobre.

Il apparaît que toutes les stations connaissent un maximum secondaire en Mai.

**Tableau 7.** Précipitations moyennes mensuelles interannuelles en mm (Boudoukha, 1998).

Stations	Période	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juill	Aou	Année
<b>Bougâa</b>	1924-38	33	49	72	82	94	61	57	50	54	21	7	12	592
	1970-89	30	34	48	30	62	40	44	67	32	7	7	4	410
<b>Ain-Roua</b>	1927-38	40	54	57	110	111	83	81	67	56	30	10	11	710
	1989-93	45	26	65	90	53	26	49	53	79	12	16	10	510
<b>Sétif</b>	1913-68	34	38	43	51	52	38	38	35	44	28	11	17	429
	1972-93	34	36	33	49	35	35	40	40	52	23	13	16	406
<b>El Eulma</b>	1913-52	28	29	34	43	47	37	32	31	41	21	8	12	363
	1971-93	41	25	31	35	47	47	54	55	45	22	4	15	421
<b>Tadjanet</b>	1913-18	26	36	41	40	50	41	38	38	50	21	14	13	408
	1968-93	26	27	21	32	24	25	33	35	35	13	8	11	290
<b>A.Oulmène</b>	1919-62	30	39	32	33	34	24	32	34	36	24	11	10	339
	1987-91	22	30	31	46	18	18	29	42	48	37	13	21	355

#### ❖ Série 1930-1960

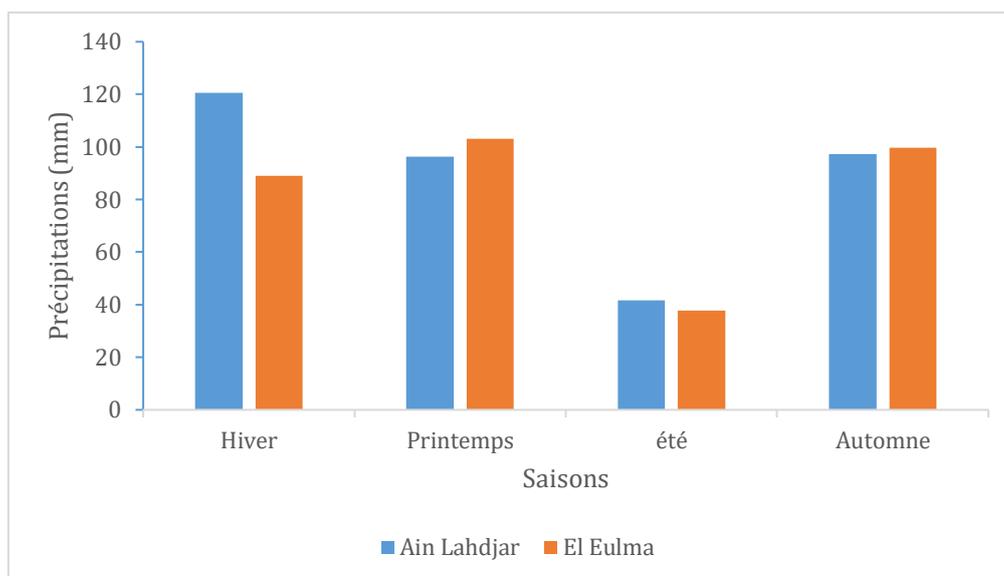
Il est noté que l'hiver est la saison où les précipitations sont les plus importantes, représentant 34% du total. Plus précisément, c'est en Décembre que les précipitations sont plus importantes (12.3%) à la station d'El-Eulma (Tableau. 1 ; annexe).

En revanche, à la station d'Ain-Lahdjar, le printemps reçoit plus de précipitations que l'hiver, avec un taux de précipitations de 31.8%. Les deux stations connaissent un climat constamment aride pendant la saison estivale (Fig. 18).

#### ❖ Série 1970-1986

C'est au printemps que les régions de Sétif et d'El Eulma connaissent les mois les plus humides, le mois de mars étant le plus arrosé avec respectivement 13.5% et 13.7% des précipitations (Tab. 08).

En comparant les données du tableau ci-dessous, on remarque une diminution des précipitations moyennes annuelles pour les différentes stations au fil du temps.



**Figure 18.** Précipitations saisonnières en mm des stations (Ain-Lahdjar- El-Eulma).

**Tableau 08.** Précipitations moyennes annuelles en mm (Demdoun, 1996 ; 2010)

Stations	Série de Seltzer 1913-1938	Série 1930-1960	Série 1970-1986
<b>Ain-Azel</b>	427	/	/
<b>Ain-Lahdjar</b>	325	329.7	/
<b>Sétif</b>	486	/	381.3
<b>El-Eulma</b>	496	355.7	414.3

Pour la station de Sétif (Tab. 09), les taux d'infiltration dans la région de Sétif indiquent une nette diminution de l'infiltration induite par les précipitations, comme le montre la diminution de l'infiltration de 33.12 mm (6.67% des précipitations) pour l'ancienne série (1913-1938) à 11.51 mm (2.78% des précipitations) pour les séries les plus récentes (1970, 1986).

**Tableau 09.** Les différents paramètres du bilan hydrogéologique de la station de Sétif (Demdoun, 2010).

Paramètres	Série ancienne (1913-1938)	Série récente (1970-1986)
<b>P (mm)</b>	496	414
<b>ETR (mm)</b>	383.5	381.25
<b>R (mm)</b>	79.23	39.19
<b>I (mm)</b>	33.12	11.51

- c. La variabilité des précipitations a été étudiée par Athamena (2006), en se basant sur les données collectées auprès de sept stations météorologiques (Ain Azel, A.Oulmène, Bougâa, El- Eulma, Oued-El-Ma, Tadjnanet, Sétif) (Tab .10). La figure 19 représente une variation des précipitations moyennes annuelles pour les séries anciennes et récentes, où on remarque une diminution du régime pluviométrique au fil du temps pour les différentes stations des Hautes Plaines Sétifiennes.

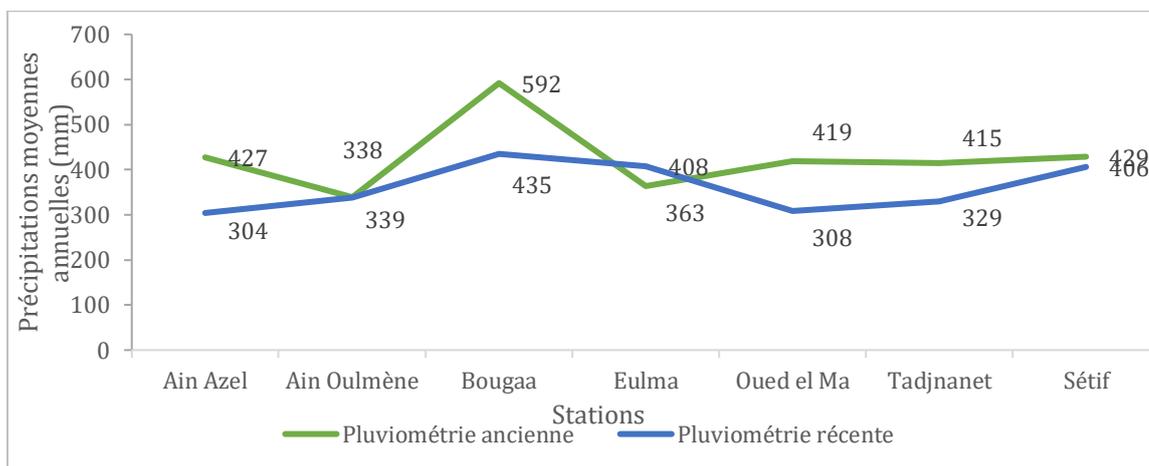


Figure 19. Variations des précipitations moyennes annuelles (Athamena, 2006).

Tableau 10. Précipitations moyennes mensuelles interannuelles en mm (Athamena, 2006).

Stations	Période	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juill	Aou	Année
Ain-Azel	1914-38	32	57	41	39	41	35	45	29	51	31	9	17	427
	1990-04	33	29	26	26	36	18	28	30	43	19	3	13	304
Bougâa	1924-38	33	49	72	82	94	61	57	50	54	21	7	12	592
	1970-03	35	30	50	43	66	49	39	60	41	9	4	10	435
Sétif	1913-68	34	38	43	51	52	38	38	35	44	28	11	17	429
	1972-93	34	36	33	49	35	35	40	40	52	23	13	16	406
El-Eulma	1913-52	28	29	34	43	47	37	32	31	41	21	8	12	363
	1971-04	42	25	33	43	51	42	42	44	39	24	4	19	408
Tadjnanet	1909-53	33	41	36	42	48	40	38	39	47	24	12	15	415
	1970-04	33	23	28	36	31	24	33	38	39	18	8	18	329
A.Oulmene	1919-62	30	39	32	33	34	24	32	34	36	24	11	10	339
	1987-04	32	27	27	41	29	21	26	34	44	30	11	17	338
Oued El Ma	1922-58	36	44	40	45	48	34	48	43	43	19	7	12	419
	1976-03	24	27	34	36	34	28	28	34	33	18	1	11	308

### 3. Caractéristiques morphométriques de la région

La réponse hydrologique du bassin est fortement influencée, en particulier, par le régime d'écoulement, qui est façonné par les propriétés morphométriques du bassin.

#### 3.1. Le bassin versant de la zone d'étude

Les hautes plaines Sétifiennes sont divisées en trois sous-bassins versants (Chott El Beida, Oued-Rhumel amont et Bousselam amont) en fonction des caractéristiques topographiques et géomorphologiques. Ces bassins versants ont deux systèmes de drainage : l'un est endoréique et l'autre exoréique. La région de Ain-Azel est une composante d'un bassin hydrologique beaucoup plus vaste qui possède une superficie totale de 9578 Km<sup>2</sup>. Ce bassin est nommé « les Hauts Plateaux Constantinois » et il s'étend de la région d'Ain-Beida à l'Est à la région d'El Eulma à l'Ouest (Fig. 20). Il est limité au Nord par le bassin du Kébir-Rhummel et de Seybouss, au Sud par le bassin de Chott-Melhrir, à l'ouest par le bassin du Soummam et du Hodna et à l'Est par le bassin de Medjerda. La région d'étude est située dans le sous bassin de Chott el Beida portant le numéro 07-01, qui est le sous bassin le plus occidental.

#### 3.2. Paramètres de forme

Le bassin versant désigne la région géographique qui recueille des précipitations et alimente ensuite un cours d'eau par le processus de ruissellement. Il est essentiel d'étudier la forme du bassin versant car elle influence directement le temps de réponse du bassin versant aux précipitations, qui est défini comme le temps requis pour que le ruissellement de surface débute et que l'eau s'écoule à travers le système de drainage.

##### 3.2.1. Indice de compacité de Gravelius

Divers paramètres morphologiques peuvent être employés afin de caractériser l'environnement, permettant ainsi la comparaison entre les différents bassin versants. L'indice de Gravelius, datant de 1914, est encore largement utilisé. Il s'agit du rapport entre le diamètre d'un cercle de même surface et le diamètre d'in bassin. Il illustre la disposition géométrique du bassin.

Le coefficient est obtenu en appliquant la formule prescrite :

$$K_C = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 2.08 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Avec :

$K_C$ : indice de compacité de Gravelius ;

A : surface du bassin versant ( $Km^2$ ) ;

P : périmètre du bassin versant (Km) ;

Si :

$K_C \leq 1$ : Bassin versant de forme circulaire.

$K_C = 1.12$ : Bassin versant de forme carrée.

$K_C > 1.12$ : Bassin versant de forme allongée.

L'indice de compacité ( $K_C$ ) pour les trois sous-bassins étudiés est supérieur à 1.12, ce qui indique que leur forme versant est allongée (Tab. 11). Par rapport à un bassin compacté, le ruissellement de surface ou le temps qu'il met à passer dans le système de drainage sera plus long.

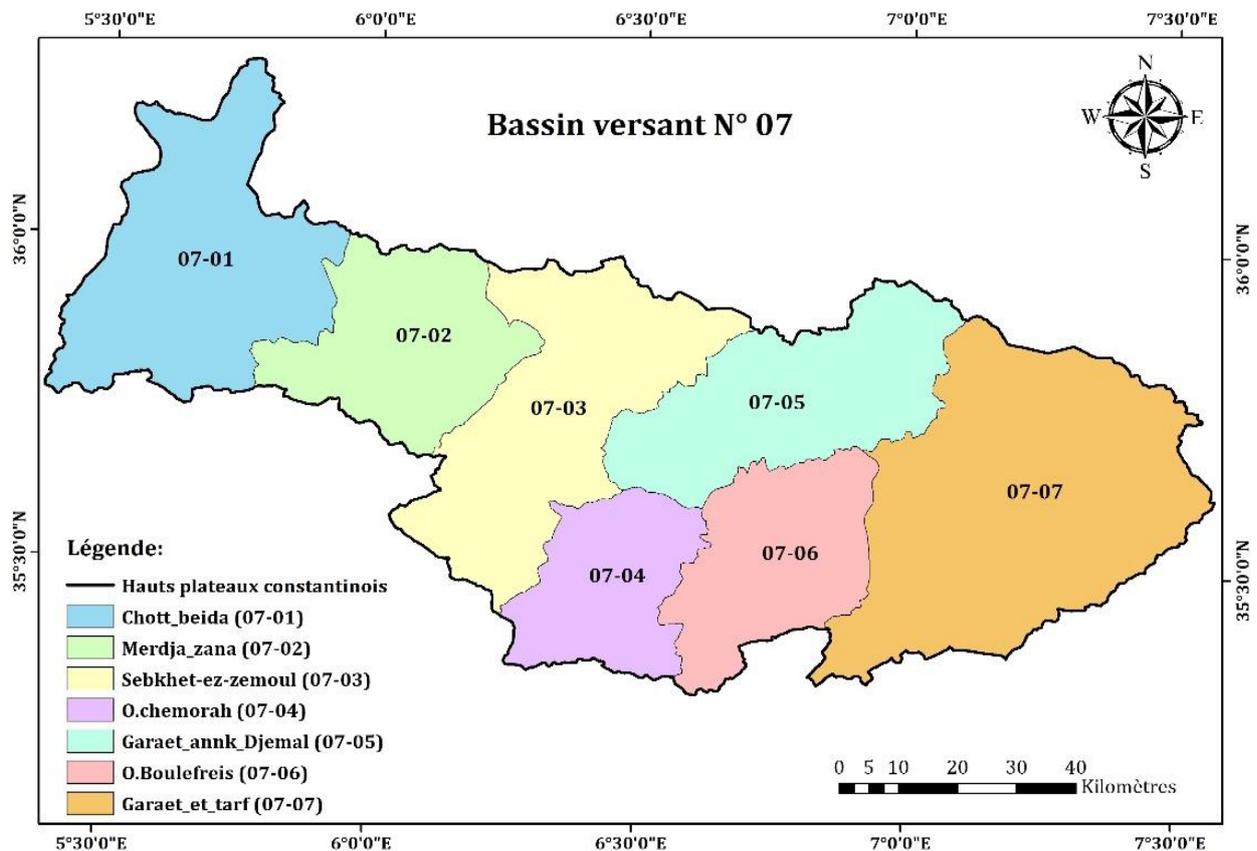


Figure 20. Carte du bassin versant des Hauts Plateaux Constantinois.

**Tableau 11.** L'indice de compacité de Gravelius ( $K_c$ ) du sous – bassin de la zone d'étude.

SBV	A (Km <sup>2</sup> )	P (Km)	$K_c$
Chott-El-Beida	1603.79	242.82	1.70
Oued-Rhumel-amont	1218.05	162.64	1.30
Bousselam amont	1785	175	1.15

### 3.2.2. Rectangle équivalent

Cette idée a été développée afin de pouvoir comparer les différences de caractéristiques des bassins versants entre eux.

Si l'on admet que l'écoulement d'un bassin versant donné est à peu près équivalent à celui d'un rectangle de même surface ayant le même coefficient de Gravelius et la même distribution altimétrique dans les mêmes conditions climatiques, on peut être assuré que le sol, la végétation et la densité de drainage dans différentes régions intermédiaires de la courbe horizontale sont préservés (Roche, 1963). Le périmètre (P) et la surface (A) du sous bassin versant sont représentés par la longueur (L) et la largeur (I) du rectangle, on a :

$$L = \frac{KG\sqrt{A}}{1.12} \cdot \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{Kg}\right)^2}\right) \dots \text{(Eq.1)}$$

$$I = \frac{KG\sqrt{A}}{1.12} \cdot \left(1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{Kg}\right)^2}\right) \dots \text{(Eq.2)}$$

Le tableau ci-dessous présente les valeurs de la longueur et de la largeur équivalentes :

**Tableau 12.** Longueur équivalente et largeur équivalente des sous-bassins versants (Chott El Beida, Oued Rhumel amont, Bousselam amont).

SBV	A (Km <sup>2</sup> )	$K_c$	L (Km)	I (Km)
Chott El Beida	1604.79	1.70	41.6	14.03
Oued Rhumel amont	1218.05	1.30	61.52	19.80
Boussellam amont	1785	1.15	53.22	33.53

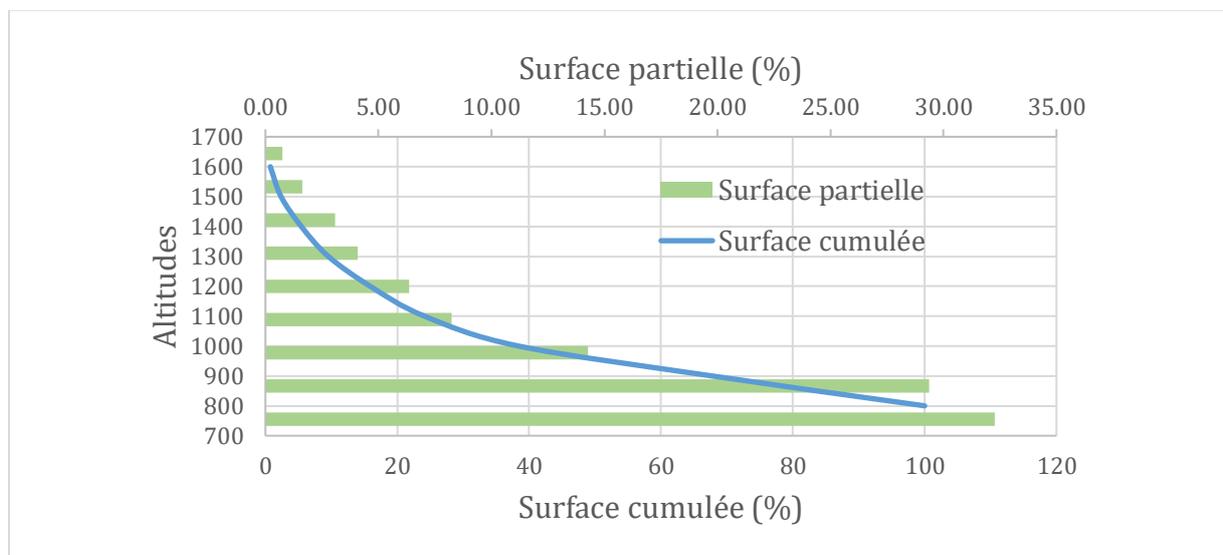
### 3.3. Paramètres de relief

#### 3.3.1. La courbe hypsométrique

La création d'une courbe hypsométrique est importante en raison de la dépendance de la plupart des facteurs météorologiques et hydrologiques à l'égard de l'altitude. Cette courbe représente la distribution de la surface du bassin versant en fonction de l'altitude. L'altitude est indiquée par l'axe des ordonnées et la superficie par l'axe des abscisses. Il est toujours possible de comparer différents bassins ou parties d'un même bassin à l'aide des courbes hypsométriques.

- **Chott El Bieda**

L'analyse de la courbe hypsométrique du sous bassin versant Chott El Beida (Fig. 21) révèle que les plages d'altitude 800-900 m et 900-1000 m présentent les tranches les plus élevées (Tab. 13). Cette observation suggère la prédominance d'un terrain plat avec des pentes douces, indiquant la présence d'un sous-bassin mature caractérisé par un relief atténué et une rareté de petites collines.



**Figure 21.** Courbe hypsométrique du sous-bassin versant Chott El Beida.

- **Boussellam amont**

La surface du bassin qui se trouve à une altitude supérieure à 1600m est peu étendue, puisqu'elle ne constitue que 0.57% de la surface totale. Cette zone est principalement occupée par la montagne connue sous le nom de Djebel Megris, qui se localise au Nord du bassin et atteint une hauteur de 1737m (Fig. 04 ; annexe).

D'une superficie de 151.31 km<sup>2</sup>, soit environ 8.47% du territoire, les zones d'altitudes comprises entre 1200 et 1600m marquent les flancs sud des monts de Matrouna, Medjounes, Megris, Aissel et Tatmrnount. Les régions dont l'altitude est comprise entre 1000 et 1200m représentent 557.15 km<sup>2</sup>, soit 31.21% du territoire. La zone comprise entre 800 et 1000m d'altitude occupe 1066.28 km<sup>2</sup> (soit 59.73%) et se compose essentiellement de la vallée de Boussellam, représentée par les vastes plaines qui s'étendent jusqu'au barrage de Ain Zada (Boulgueraguer, 2009).

**Tableau 13.** Distribution de la surface en fonction de l'altitude du sous-bassin versant Chott El Beida.

Classe d'altitude (m)	Surface partielle (%)	Surface cumulée (%)
1600-1700	0.74	0.74
1500-1600	1.63	2.37
1400-1500	3.08	5.45
1300-1400	4.09	9.54
1200-1300	6.35	15.90
1100-1200	8.23	24.12
1000-1100	14.26	38.39
900-1000	29.36	67.74
800-900	32.26	100

- **Oued Rhumel amont**

L'hypsométrie du sous-bassin versant de l'Oued Rhumel amont présente une grande diversité, avec des altitudes allant de 690 à plus de 1200m. La zone la plus élevée se situe au Nord-est, autour du Djebel Grouz, tandis que les zones les plus basses se situent entre 800 m et 900 m d'altitude représentant les plaines de Tadjnanet et Chelghoum Laid (Fig. 5 ; annexe).

### 3.3.2. Caractéristiques des altitudes

#### 3.3.2.1. Altitude maximale et minimale

Ces altitudes sont déterminées par la lecture directe des cartes topographique, l'altitude maximale correspond au point culminant du bassin versant, tandis que l'altitude minimale correspond au point le plus bas du bassin versant (Fig. 22). Ces deux facteurs sont utilisés pour calculer la pente et déterminer l'amplitude altimétrique du bassin-versant (Tab. 14).

### 3.3.2.2. Altitude médiane

La hauteur médiane est définie comme l'altitude correspondant au point de la courbe hypsométrique où se situe la moitié de la surface totale du bassin. La valeur susmentionnée se rapproche de l'altitude moyenne en fonction de la pente de la courbe (Tab. 14).

### 3.3.2.3. L'altitude H95%

Cette altitude se trouve sur la courbe hypsométrique à l'abscisse qui représente 95% de la surface totale du bassin (Tab. 14).

### 3.3.2.4. L'altitude H5%

Sur la courbe hypsométrique, l'altitude H5% est égale à l'altitude lue en abscisse correspondant à 5% de la surface totale du bassin (Tab. 14).

### 3.3.2.5. La dénivelée simple

La différence entre les élévations minimale et maximale (H5% et H95%) est appelée la dénivelée simple D (Tab. 14).

**Tableau 14.** Altitudes caractéristiques par sous-bassin versant.

Sous bassin versant	Code SBV	Altitude Minimale (m)	Altitude Maximal e (m)	Altitude Moyenne (m)	Altitude médiane	Altitude H95%	Altitude H 5%	Dénivelée simple
<b>Chott El Beida</b>	07-01	897	1737	994.26	1065.17	926.75	1341.44	414.25
<b>Boussella m amont</b>	15-06	850	1737	1000	1080	910	1370	460
<b>O. Rhumel amont</b>	10-03	695	1281	903.16	994.20	842.28	1173.10	330.82

### 3.3.3. Les indices des pentes

Les indicateurs de pentes sont calculés sur la base des informations connues sur le bassin versant et sa distribution. Ils peuvent être identifiés grâce à l'utilisation de l'indice de pente global, qui est défini par la relation :

$$I_g = \frac{D}{L}$$

Sur la courbe hypsométrique préalablement tracée, les points sont sélectionnés de sorte que la surface inférieure ou supérieure représente 5% de la surface totale.

Avec :

D : la différence d'altitude entre les niveaux correspondant à 5% et 95% de la surface du bassin versant tels qu'indiquée sur la courbe hypsométrique (m) ;

L : longueur du rectangle équivalent (m) ;

Le tableau ci-dessous montre la classification du relief selon l'ORSTOM

**Tableau 15.** La classification du relief selon l'ORSTOM

Type du relief	Indice de pente global
Relief très faible	$I_g < 0.002 \text{ m/ Km}$
Relief faible	$0.002 < I_g < 0.005$
Relief assez faible	$0.005 < I_g < 0.01$
Relief modéré	$0.01 < I_g < 0.02$
Relief assez fort	$0.02 < I_g < 0.05$
Relief fort	$0.05 < I_g < 0.5$
Relief très fort	$I_g > 0.5 \text{m/ Km}$

Les données présentées dans le tableau 16 indiquent, selon la classification de l'ORSTOM, que les sous-bassins versants de Chott el Bieda, Boussellam amont et Oued-Rhumel amont sont classés dans les catégories de relief faible et assez faible, respectivement.

**Tableau 16.** L'indice de pente global  $I_g$  des sous-bassins versant de la région d'étude.

SBV	Ds	$I_g$	Relief
Chott El Beida	156.19	0.003	faible
Boussellam amont	365	0.008	Assez faible
O.Rhumel amont	187.68	0.005	Assez faible

### **3.3.4. La carte des pentes**

L'observation de la carte des pentes (Fig. 23) des sous-bassins de la zone d'étude permet d'en déduire que le sous bassin de Chott el Beida présente un relief âgé, avec des pentes allant de 4% à 13% sur l'ensemble de la zone et particulièrement marquées dans sa moitié médiane. La partie sud de cette entité est caractérisée par des pentes fortes de 20 à 47%. Les chotts et les sebkhas abritent des pentes plus douces de 2%.

Dans le sous bassin versant de Boussellam amont, les pentes fortes sont représentées par les sommets des monts (Dj Medjounes, Megris, Metrone, Aissel, Sekrine, Kef Boudjemline, Merouane, Kef el Ahmer, Kef Della, Youssouf, Sattor, et Hassane). Les pentes faibles sont marquées par les hautes plaines qui s'étendent des piémonts des monts au nord et au sud jusqu'au barrage de Ain Zada à l'ouest (Boulgueraguer, 2009)

Le centre du sous bassin versant de l'Oued Rhumel amont est caractérisé par des pentes douces allant de 2 à 8°. Les pentes fortes sont situées dans la partie Est du sous-bassin (djebel Grouz) ainsi qu'au Sud de la région.

### **3.3.5. Réseau hydrographique**

Le réseau hydrographique est constitué de toutes les voies d'eau permanentes et temporaires, qu'elles soient naturelles ou artificielles. De nombreux facteurs influent sur la quantité d'eau drainée par le réseau hydrographique, dont d'aspect peut donc varier considérablement. Parmi ces facteurs figurent la géologie du sol, la pente du terrain et les conditions climatiques locales.

Le réseau hydrographique du sous bassin de Chott el Beida a été perturbé par l'influence combinée des processus tectoniques et de l'aridification de l'environnement. Ceci élucide la présence de phénomènes endoréiques dans les hautes plaines (Fig. 24), qui étaient auparavant traversées par les affluents supérieurs de l'Oued Rhumel, notamment l'Oued Dehamcha et l'Oued Dehab (Demdoun, 2010).

Le régime hydrologique d'une rivière est influencé par plusieurs caractéristiques importantes, notamment la densité de drainage, la fréquence des talwegs, le coefficient torrentiel, le rapport de confluence, le rapport de longueur et le temps de concentration.

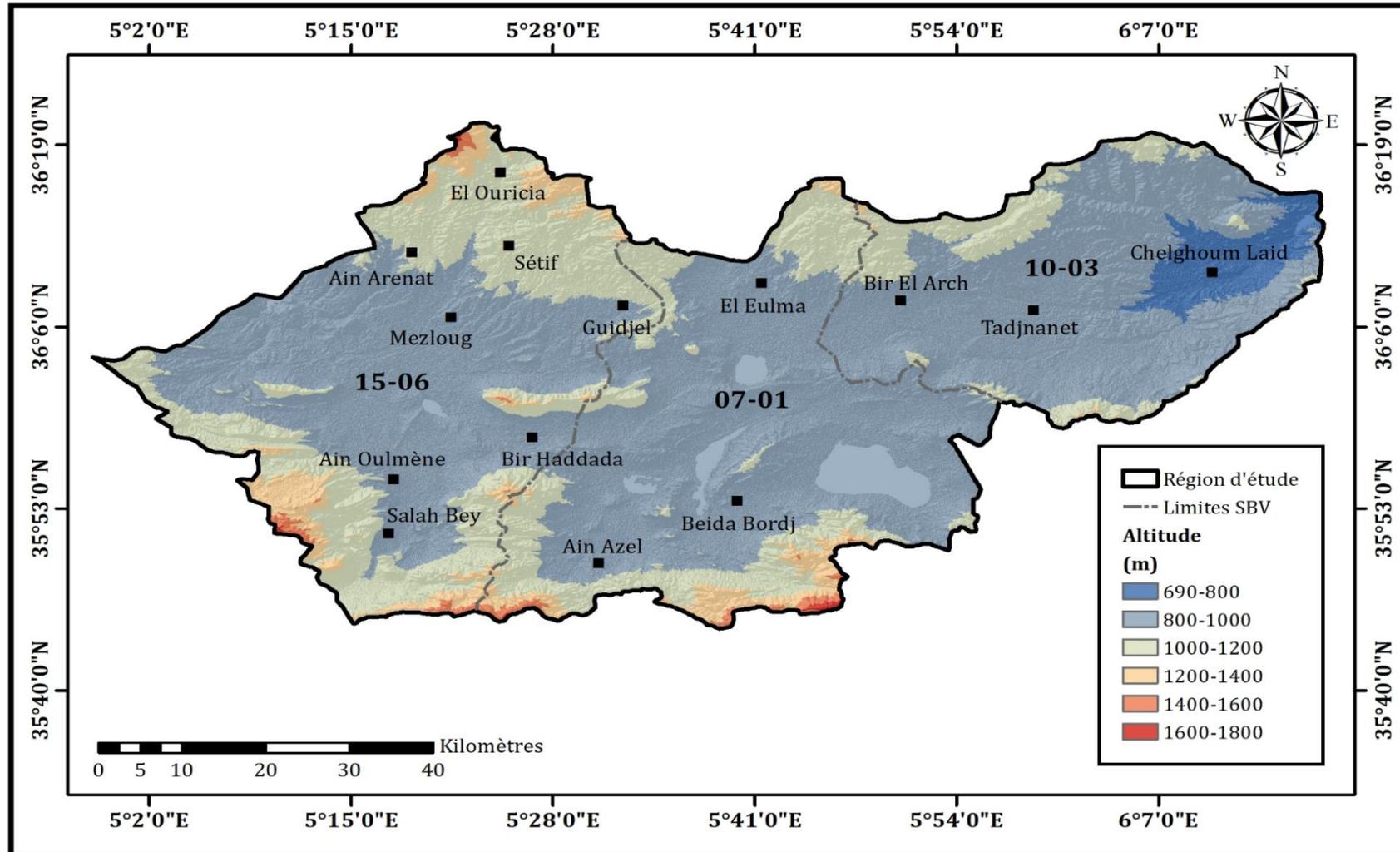


Figure 22. Carte d'altitudes de la région d'étude.

A son extrémité Nord, le sous bassin de l’oued Boussellam draine de diverses régions depuis les hauteurs, à son extrémité sud, il traverse un relief accidenté où les écoulements sont torrentiels, contrastant avec le régime lent des plaines de Mezloug et Hammam Ouled Yelles. Le bassin perd un peu de son caractère torrentiel et de sa charge solide à la sortie du secteur de Mezloug, grâce au profil longitudinal irrégulier du talweg principal (Oued Boussellam) et de ses principaux affluents (Boulgueraguer, 2009).

**a. Densité de drainage**

La densité de drainage d’une région est influencée par divers facteurs, notamment la géologie (structure et lithologie), les caractéristiques topographiques du bassin versant et les conditions climatiques et anthropiques. La valeur de la densité de drainage tend à être inversement proportionnelle au relief, les valeurs les plus faibles étant observées dans les zones à faible relief et les valeurs les plus élevées étant associées aux zones à fort relief (Vogt et al., 2003).

La densité de drainage est calculée en appliquant la formule suivante :

$$Dd = \frac{\sum L}{A}$$

Avec :

Dd : densité de drainage (Km/Km<sup>2</sup>) ;  $\sum L$  : Somme des longueurs de tous les cours d’eau (Km) ;

A : Surface du bassin drainé (Km<sup>2</sup>) ; Ddp : densité de drainage permanent (Km/Km<sup>2</sup>) ;

Ddt : Densité de drainage temporaire (Km/Km<sup>2</sup>) ;

Le tableau ci-dessous présente les valeurs de la densité de drainage pour les sous-bassins versants de la région étudiée.

**Tableau 17.** Caractéristiques du réseau hydrographique du sous-bassins versants de la zone de recherche.

Sous-bassin	Ddp	Ddt	Dd
Chott el Beida	0.03	0.49	0.52
Boussellam amont	-	-	0.61
O.Rhumel amont	0.10	0.62	0.72

### b. Fréquence des Thalwegs

L'Oued Rhumel et Oued Endja sont les deux principaux oueds du sous-bassin versant 10-03, et sont reliés par des affluents. Ce bassin présente également des châabats plus denses l'ouest et au sud. En raison de l'abondance des cours d'eau, une grande partie du territoire est drainée par ces canaux. Le réseau a été affecté par l'activité tectonique de la région.

Horton (1945) a défini la fréquence des thalwegs comme le rapport entre le nombre des Oueds et la superficie du bassin versant :

$$F = \frac{\sum N}{A}$$

Avec :

F : Fréquence des thalwegs (Km<sup>-2</sup>) ;

N : Nombre des cours d'eau ;

A : Surface du bassin versant (Km<sup>2</sup>) ;

**Tableau 18.** Fréquence des thalwegs des sous-bassins versants de la région d'étude.

Sous-bassin versant	Fréquence du thalweg
Chott el Beida	0.16
Oued Rhumel amont	0.17

### c. Coefficient de torrentialité

Ce descripteur a le potentiel d'être plus informatif et illustratif que la densité de drainage. L'augmentation de la torrentialité s'accompagne d'une augmentation de l'intensité des précipitations.

Le coefficient de Torrentialité est calculé par la formule suivante :

$$CT = Dd \cdot F$$

Avec :

Dd : Densité de drainage ;

F : Fréquence des Thalwegs ;

**Tableau 19.** Coefficient de torrentialité des sous-bassins versants Chott el Bieda et l'Oued Rhumel amont

Sous-bassin versant	Coefficient de torrentialité	Type de texture
Chott el Beida	0.08	Grossière
Oued Rhumel amont	0.19	Grossière

La valeur de torrentialité des sous bassin versants Chott el Beida et l'oued Rhumel amont est inférieure à 4, ce qui indique une texture de drainage grossière selon la classification de Smith (1950) (Tab. 20).

**Tableau 20.** Classification de la texture (Smith, 1950)

Type de texture	Valeur de $C_T$
Grossière	< 4
Intermédiaire	4 à 10
Fine	10 à 15
Ultra Fine	> 15

#### d. Rapport de confluence et rapport de longueur

En utilisant leurs théories sur la classification des cours d'eau, Horton et Strahler (1957) ont proposé des lois sur le rapport entre le nombre de cours d'eau et leur longueur moyenne.

Soit ( $N_i$ ) le nombre de rivières d'ordre  $i$  que l'on trouve dans un bassin versant, et soit ( $L_i$ ) la longueur moyenne des rivières d'ordre  $i$ .

Selon Horton, deux corrélations sont visibles quel que soit l'ordre  $i$  :

Loi des nombres (Schumm, 1956) :

$$Rc = \frac{N_i}{N_i + 1}$$

Loi des longueurs (Horton, 1945) :

$$Rl = \frac{L_i + 1}{L_i}$$

Les valeurs du rapport de confluence  $R_c$  et du rapport de longueur  $R_l$  calculées sont représentés dans le tableau suivant :

**Tableau 21.** Rapport de confluence / longueur des sous-bassins versants de la zone d'étude.

<b>Sous-bassin versant</b>	<b>Rapport de confluence</b>	<b>Rapport de longueur</b>
<b>Chott el Beida</b>	3.82	1.50
<b>Oued Rhumel amont</b>	3.97	1.19

**e. Temps de concentration**

C'est le temps qu'il faut à une particule d'eau provenant de la partie la plus éloignée du bassin pour atteindre l'exutoire. Il est calculé selon la formule de GIONDOTTI.

$$T = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8\sqrt{H_{moy}} + H_{min}}$$

Avec :

T : temps de concentration (Heure) ;

A : Superficie du bassin (Km<sup>2</sup>) ;

L : Longueur du talweg principal (Km) ;

H<sub>moy</sub> : altitude moyenne H<sub>min</sub> (m) ;

H<sub>min</sub> : altitude minimale (m) ;

Le temps de concentration présenté par les sous-bassins versants de la zone d'étude est mentionné dans le Tableau 22.

**Tableau 22.** Temps de concentration calculé pour les sous bassins versants de la zone d'étude.

<b>Sous bassin versant</b>	<b>Temps de concentration (h)</b>
<b>Chott el Bieda</b>	4.71
<b>Boussellam amont</b>	2.71
<b>Oued Rhumel amont</b>	5.19

**4. Contexte hydroclimatologique de la zone d'étude**

Les études climatologiques revêtent une grande importance car elles facilitent l'analyse d'éléments cruciaux, tels que la température et les précipitations, qui ont une influence sur le bilan hydrologique et la recharge des aquifères.

#### 4.1. Généralités sur le climat de la zone d'étude

Le sud de la région de Sétif se caractérise par un climat semi-aride, avec des hivers modérés et des étés secs et brûlants. La saison des pluies dans cette région dure généralement de Septembre, lorsque les premières pluies d'automne arrivent, jusqu'à Avril ou Mai, lorsque la saison de pluies se termine et que la saison sèche commence.

La région considérée présente une variabilité interannuelle des régimes de précipitations, une grande partie des précipitations se produisant sous forme d'averses intermittentes sur une période de plusieurs semaines, suivies de périodes prolongées de sécheresse.

Le sous-bassin versant de la zone d'étude est entouré de plusieurs stations météorologiques, telles que Ain-Azel, Ain-Djasser et El-Eulma, ce qui facilitera la caractérisation de la climatologie.

Néanmoins, en raison du manque de cohérence des données collectées dans ces stations, seules les données de la station météorologique de Sétif seront utilisées pour caractériser le climat de la zone d'étude. Ces dernières sont sélectionnées durant la période de 63 ans (1958-2021).

Les caractéristiques géographiques de la station de Sétif sont mentionnées dans le Tableau ci-dessous :

**Tableau 23.** Coordonnées de la station météorologique Sétif (Source : ONM).

Station	Code	X (Km)	Y (Km)	Longitude	Latitude	Altitude (m)
Sétif	15-06-12	740.10	321.85	5°20'50''E	36°10'16''	970

#### 4.2. Les précipitations

L'étude des précipitations est l'un des aspects les plus importants de l'hydrologie. Son objectif premier est de déterminer les quantités de précipitations qui sont alors accessibles pour être transportées vers l'une des trois destinations distinctes : l'infiltration, le ruissellement et l'évapotranspiration. La zone de recherche est classée parmi les endroits où les précipitations sont les plus faibles, avec une moyenne annuelle de 350mm (Fig. 06 ; annexe).

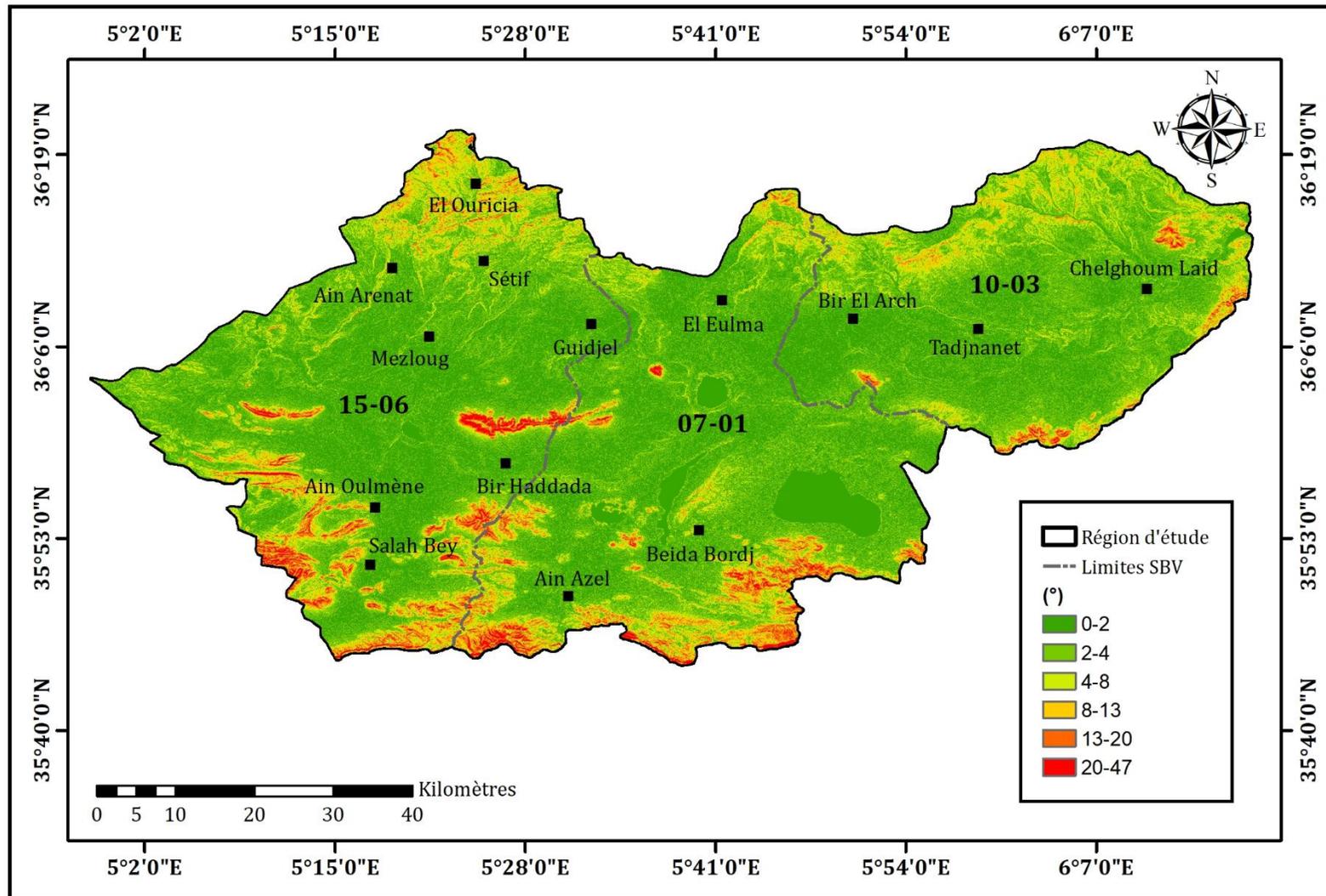


Figure 23. Carte des pentes de la région étudiée.

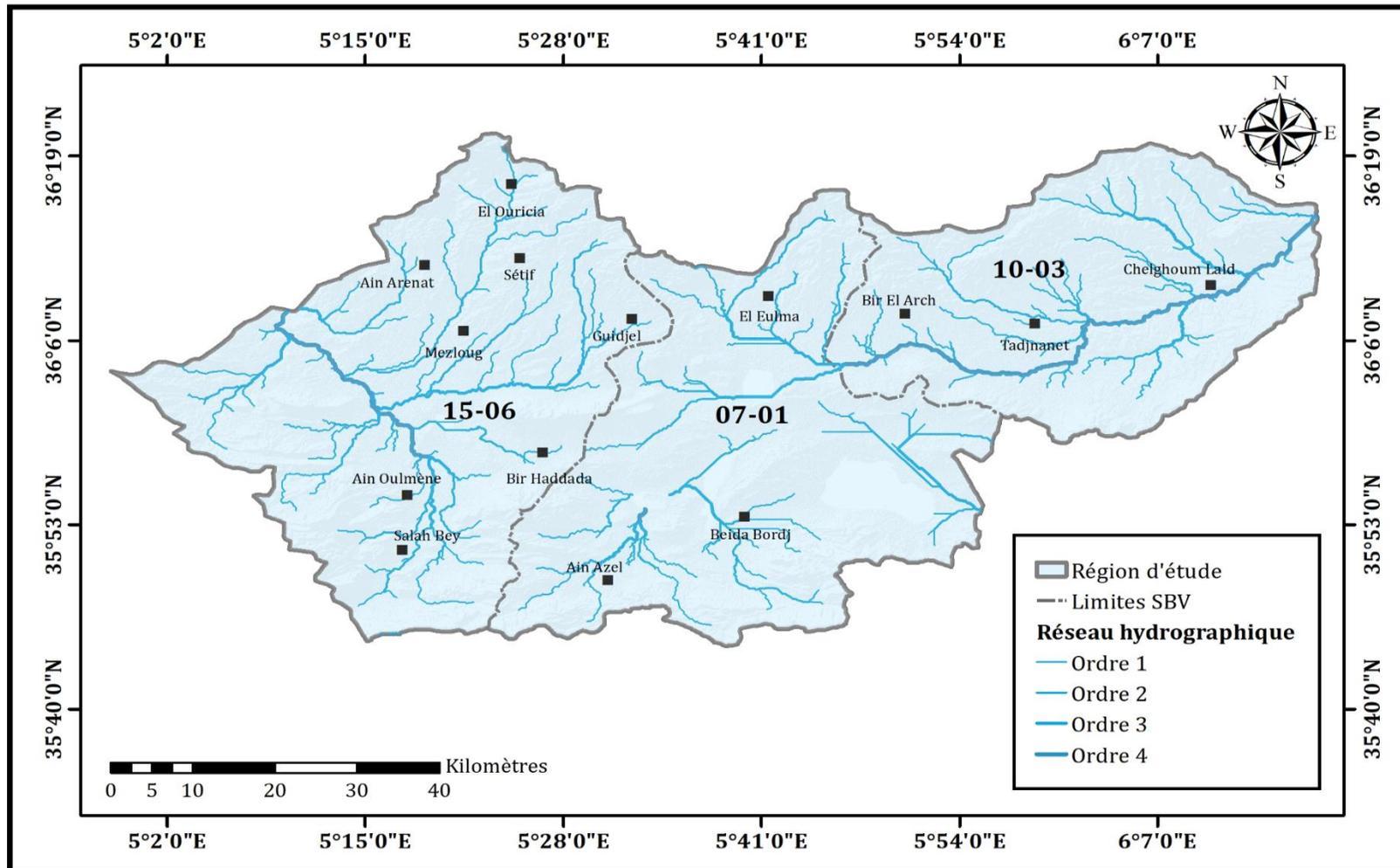
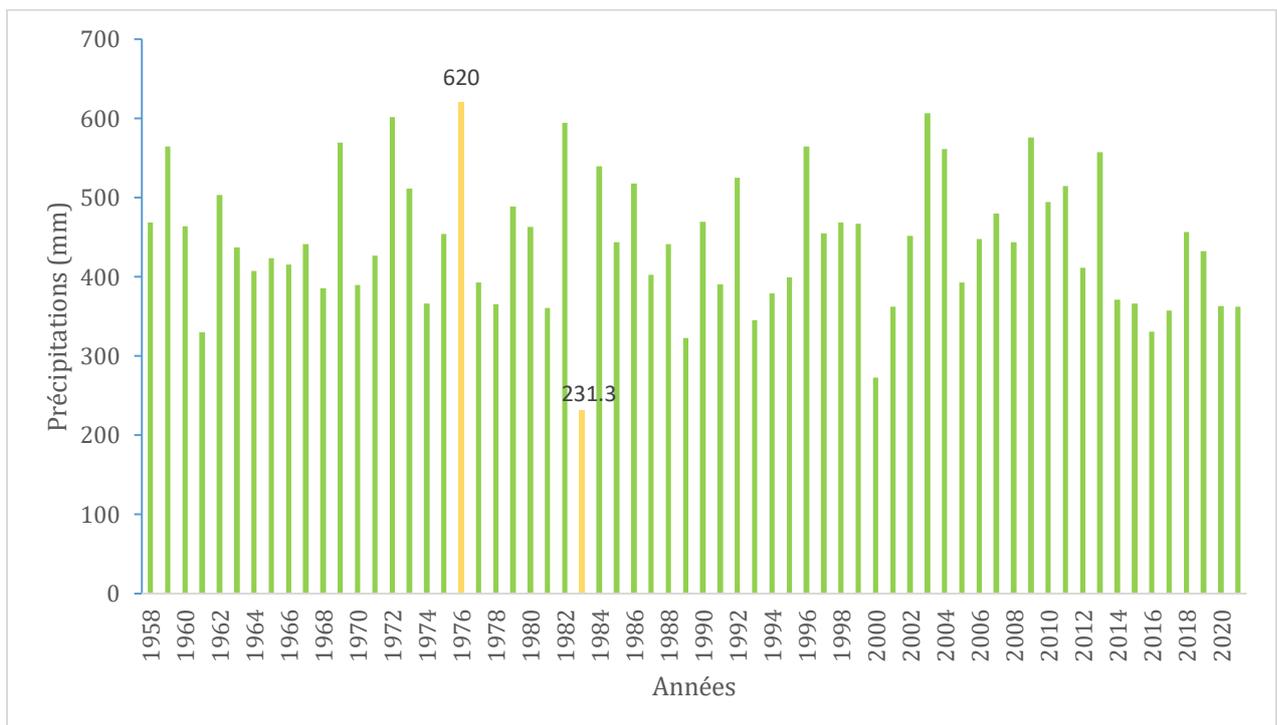


Figure 24. Carte du réseau hydrographique de la région d'étude.

#### 4.2.1. Variations moyennes annuelles des précipitations

Le graphique (Fig. 25) illustre les fluctuations moyennes annuelles des précipitations sur une période de 63 ans (1958-2021). Il est évident que les années 1984 et 2000 ont connu des niveaux de précipitations relativement faibles, avec des valeurs enregistrées de 231.3 et 272.6 mm, respectivement.

Inversement, les années 1976 et 2003 ont connu des niveaux de précipitations les plus élevés, avec des valeurs enregistrées de 620 et 606.7mm, respectivement. La moyenne interannuelle estimée des précipitations est de 444.02mm.

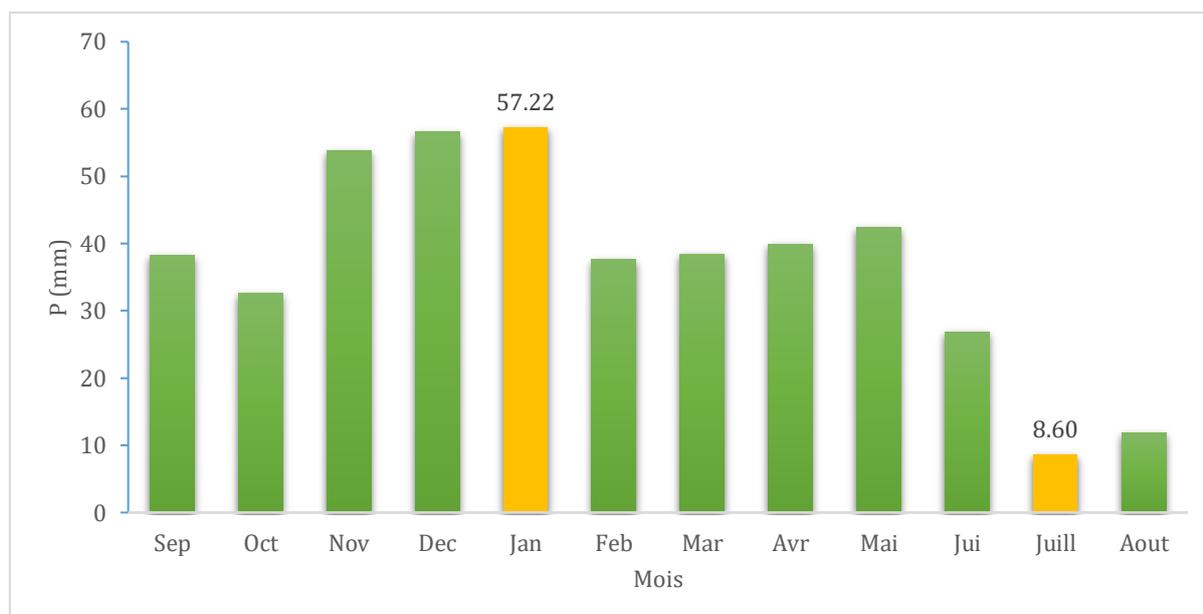


**Figure 25.** Variations moyennes annuelles des précipitations de la station de Sétif (Période :1958-2021).

#### 4.2.2. Variations moyennes mensuelles des précipitations

Les estimations des précipitations moyennes mensuelles pour la période d'observation (1958-2021) sont présentées dans la Figure 26.

Les précipitations fluctuent dans le temps, comme le montre le graphique, le mois de Janvier étant le plus arrosé (environ 57.22 mm) et le mois de Juillet le moins arrosé (environ 8.60 mm).



**Figure 26.** Histogramme des précipitations moyennes mensuelles de la station de Sétif (Période :1958-2021).

### 4.3. Température :

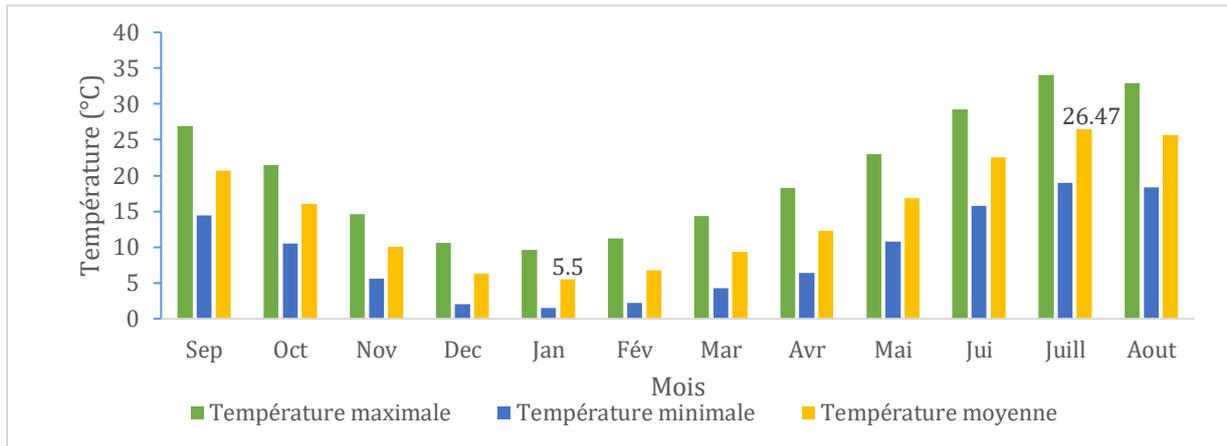
Lors de l'analyse du climat d'une région, la température est le deuxième facteur le plus important à prendre en compte. Pour déterminer le bilan hydrique, elle joue un rôle essentiel dans le processus d'estimation et de calcul de la quantité d'évaporation et d'évapotranspiration qui se produit.

#### 4.3.1. Variations moyennes mensuelles des températures

La distribution de la température moyenne mensuelle présente une irrégularité significative, l'analyse de la série (1958-2021) montre que le mois de Janvier marque la plus basse température (5.5°C) (Tab. 24), et le mois de Juillet présente la valeur la plus élevée de la température moyenne estimée à 26.47 °C (Fig. 27).

**Tableau 24.** Variations des températures moyennes, maximales et minimales de la station de Sétif (1958-2021).

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Jui	Juill	Aout
<b>Tmax</b>	26.8	21.4	14.62	10.5	9.58	11.2	14.35	18.22	22.9	29.2	29.24	32.9
<b>Tmin</b>	14.4	10.5	5.5	2.05	1.52	2.2	4.26	6.44	10.8	15.7	18.94	18.3
<b>Tmoy</b>	20.6	16.1	10.09	6.3	5.5	6.73	9.3	12.3	16.8	22.5	26.47	25.6



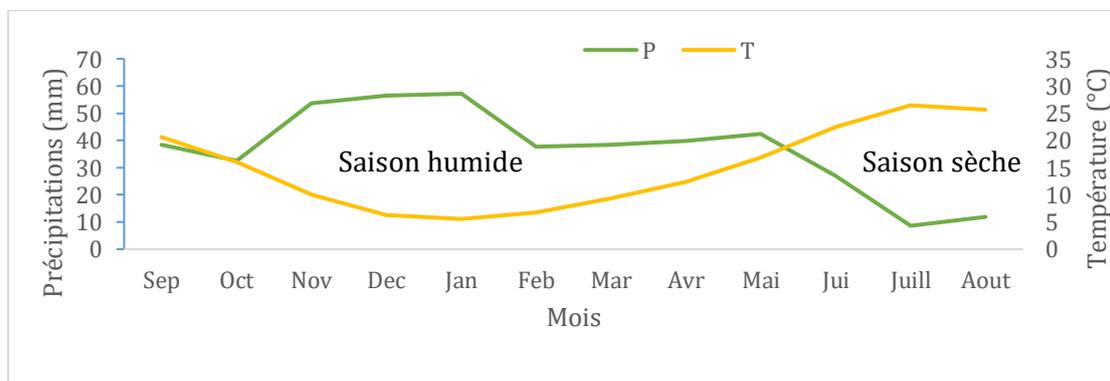
**Figure 27.** Histogramme des fluctuations des températures minimales, maximales et moyennes pour la période (1958-2021).

#### 4.4. Type de climat

##### 4.4.1. Diagramme ombro-thermique (Relation précipitation- température)

Bagnouls et Gausson (1957) ont proposé un système de classification des climats dépendant des régimes ombrothermiques. La végétation dépend fortement du bilan hydrique annuel, il est donc essentiel de connaître la durée de la période sèche. Un mois biologiquement sec est un mois au cours duquel les précipitations totales  $P$  (mm) sont égales ou inférieures au double de la température mensuelle moyenne exprimée en ( $^{\circ}\text{C}$ ). Deux saisons distinctes sont représentées dans le diagramme suivant :

- Une saison humide, qui se caractérise par une augmentation notable des précipitations et s'étale du début d'Octobre jusqu'au mois de Mai.
- Le reste des mois de l'année se caractérisent par une saison sèche et chaude, avec de faibles précipitations. (Fig. 28).



**Figure 28.** Diagramme ombrothermique, station de Sétif (1958-2021).

#### 4.4.2. Évaluation de l'humidité du sol (Méthode d'Euverte)

La méthode proposée par Euverte repose sur deux variables fondamentales, à savoir la température et les précipitations. Les précipitations mensuelles et le rapport P/T servent d'indicateurs pour suivre l'évolution de l'humidité du sol dans le temps. L'utilisation du rapport permet également de définir quatre types distincts de régimes :

$(P/T) < 1$  : le régime est très sec ;

$1 < (P/T) < 2$  : le régime est sec ;

$2 < (P/T) < 3$  : le régime est sub-humide ;

$(P/T) > 3$  : le régime est humide ;

Le Tableau 25 résume les résultats du rapport (P/T), qui révèle que la période humide s'étend du mois de Novembre jusqu'au mois d'Avril, la période subhumide s'étend sur les mois d'Octobre et Mai et la période sèche s'étend sur les mois de Juin et Septembre. Les mois de Juillet et Août sont les plus secs de l'année.

**Tableau 25.** Évolution des valeurs du rapport (P/T) pour la station de Sétif (1958-2021),  
D'après la méthode d'Euverte.

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juill	Aou
<b>P(mm)</b>	38.3	32.6	53.8	56.6	57.2	37.6	38.4	39.9	42.2	26.9	8.6	11.8
<b>T(°C)</b>	20.6	16	10.1	6.3	5.6	6.7	9.3	12.3	16.9	22.5	26.5	25.6
<b>P/T</b>	1.9	2	5.3	9	10.3	5.6	4.1	3.2	2.5	1.2	0.3	0.5

#### 4.4.3. Calcul de l'indice d'aridité

L'indice d'aridité a été établi par [De-Martonne \(1923\)](#) en tenant compte de l'interaction entre les précipitations et la température, qui peut être exprimé comme suit :

$$A = \frac{P}{(T + 10)}$$

Avec :

A : Indice de De-Martonne ;

P : Précipitations moyennes annuelles (mm) ;

T : Températures moyennes annuelles (°C) ;

Selon De Martonne :

$20 < I < 30$  : le climat est tempéré.

$10 < I < 20$  : le climat est semi –aride.

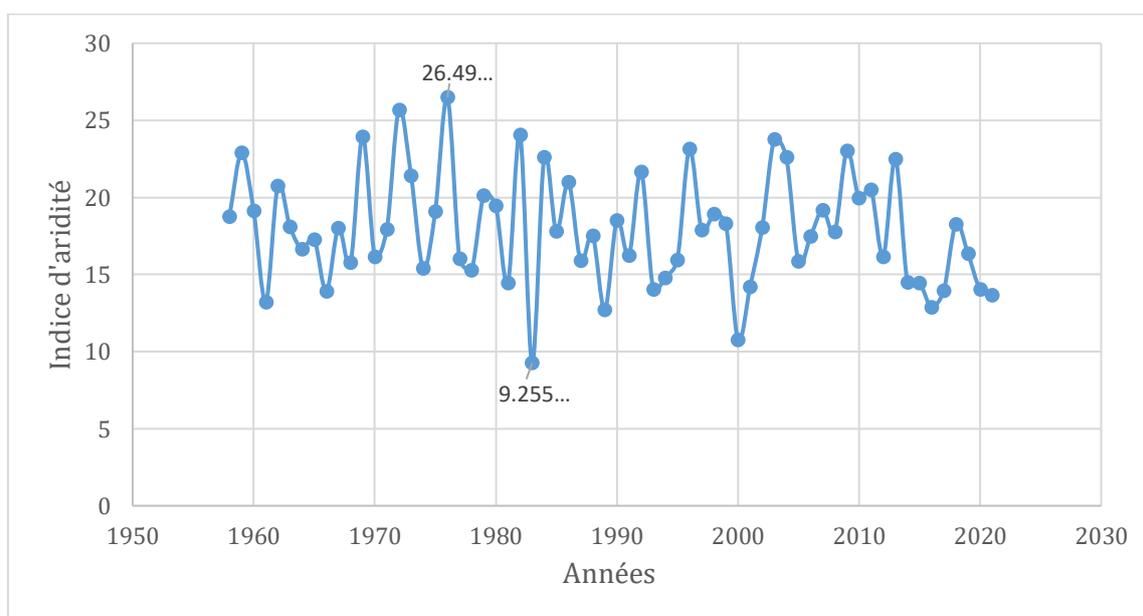
$7.5 < I < 10$  : le climat est steppique.

$5 < I < 7.5$  : le climat est hyper aride.

**Tableau 26.** Calcul de l'indice d'aridité de De- Martonne.

Station	P (mm)	T (°C)	A
Sétif	444.025	14.87	17.85

D'après la Figure 29, les conditions climatiques de la région d'étude présentent des fluctuations annuelles significatives, principalement attribuées à la variabilité interannuelle prononcée des précipitations. En règle générale, le climat oscille entre des conditions semi-arides et tempérées. Les cycles hydrologiques de 1972/1973 et 1976/1977 ont présenté des excédents importants et ont été classés dans la catégorie des climats tempérés. Au contraire, les conditions climatiques des cycles 1983/1984 et 2000/2001 ont été classées de déficitaires. Généralement, la station de Sétif présente une tendance vers un climat semi-aride dans son schéma climatique global (Tab. 26).



**Figure 29.** Evolution interannuelle de l'indice d'aridité durant la période 1958-2021.

#### 4.5.L'évapotranspiration potentielle et réelle

Le terme « évapotranspiration » désigne les deux processus d'évaporation et de transpiration qui se produisent simultanément sur les surfaces terrestres et aquatiques. Le processus d'évapotranspiration est crucial pour l'hydrologie, car il contribue à l'équilibre du cycle de l'eau (Kouadra, 2022).

L'évapotranspiration potentielle et l'évapotranspiration réelle sont deux types différents d'évapotranspiration dont on parle souvent.

##### 4.5.1. Evapotranspiration potentielle

« ETO », correspond à l'évapotranspiration potentielle, également appelée évapotranspiration de référence. Thornthwaite (1948) et Penman (1948) ont été les premiers à proposer l'idée de l'évapotranspiration potentielle. Cette notion fait la différence entre le volume d'eau qui est réellement évapotranspiré et celui qui a le potentiel d'être évapotranspiré.

Plusieurs chercheurs (Criddle, Blaney, Thornthwaite, Turc, ...) ont proposé des méthodes pour estimer ce paramètre ; cependant, nous n'avons pu utiliser que la formule de Thornthwaite en raison du manque de données nécessaires à son application.

Sur la base de la corrélation établie par Thornthwaite entre l'évapotranspiration potentielle et la température moyenne mensuelle, nous pouvons calculer la capacité d'évaporation mensuelle en utilisant la formule ci-dessous :

$$ETP = 16 * (10 * T/I)^a$$

Avec :

ETP : l'évapotranspiration potentielle (mm) ;

T : la température moyenne mensuelle (°C) ;

I: l'indice thermique annuel;

i: l'indice thermique mensuel,  $i = (t/5)^{1.5}$ ;

a: est un exposant climatique,  $a = \left(\frac{1.5}{100}\right) * I + 0.5$

Les valeurs de l'ETP calculées pour mensuellement sont ajustées par un coefficient K (Tab. 27) prenant en considération le nombre de jours :

$$ETP_c = ETP * K.$$

**Tableau 27.** Tableau des coefficients de correction (K) de chaque mois.

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juill	Aou
<b>K</b>	1.03	0.97	0.86	0.84	0.87	0.85	1.03	1.1	1.21	1.22	1.24	1.16

Les résultats de l'évapotranspiration potentielle et l'évapotranspiration potentielle corrigée calculés par la méthode de Thornthwaite sont présentées dans le tableau ci-dessous :

**Tableau 28.** Evapotranspiration potentielle (ETP) selon Thornthwaite.

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juill	Aou
<b>P(mm)</b>	38.3	32.6	53.8	56.6	57.2	37.6	38.4	39.9	42.4	26.9	8.6	11.8
<b>T(°C)</b>	20.6	16	10.1	6.3	5.6	6.7	9.3	12.3	16.9	22.5	26.5	25.6
<b>i</b>	8.6	5.8	2.9	1.4	1.2	1.6	2.6	3.9	6.3	9.8	12.5	11.9
<b>ETP</b>	94	62.6	30	14.1	11.5	15.6	26.2	41.2	68.1	108	139.9	132.9
<b>K</b>	1.03	0.97	0.86	0.84	0.87	0.85	1.03	1.1	1.21	1.22	1.24	1.16
<b>ETPc</b>	96.8	60.7	25.8	11.8	10	13.3	27	45.3	82.3	131.8	173.5	154.1

#### 4.5.2. Evapotranspiration réelle

Egalement connue sous le nom de déficit d'écoulement (De), ce terme désigne la quantité d'eau perdue par évaporation ou transpiration, qui dépend des conditions météorologiques actuelles et la disponibilité des réserves de l'eau tels que la surface libre, le sol et la végétation.

L'écart entre le taux d'évapotranspiration (ETR) et l'évapotranspiration potentielle (ETP) est influencé par les caractéristiques des surfaces d'évaporation, telles que le sol et les plantes.

En termes précis, le déficit d'écoulement moyen annuel (De) correspond à la disparité entre les précipitations et le ruissellement :

$$De = P - Q$$

Avec :

P : la hauteur moyenne annuelle des précipitations tombées sur le bassin versant ;

Q : la hauteur moyenne annuelle de la lame d'eau ruisselée.

Plusieurs formules ont été établies par différents auteurs, parmi lesquelles, nous avons retenu :

**a) Formule de Turc**

Après avoir confirmé l'hypothèse qu'il existe une limite supérieure à l'évaporation en fonction de la température, L. Turc (1951) a publié une formule empirique qui est fonction des précipitations annuelles et de la température, elle peut donc être utilisée dans n'importe quel climat.

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

Avec :  $L = 300 + 25T + 0.05T^2$

Où : P : pluie moyenne annuelle (mm) ; L : paramètre de température (mm) ; T : température moyenne annuelle (°C).

**Tableau 29.** Calcul de l'ETR par la formule de Turc.

Station	P (mm)	T (°C)	L (mm)	ETR (mm)
Sétif	444.025	14.87	836.15	351.133

**b) Méthode de Wundt**

L'abaque développé par Wundt, et modifié par Coutagne, peut être utilisée comme outil pour déduire la valeur de l'ETR en tenant compte de la température moyenne annuelle (°T) et des précipitations annuelles. La valeur obtenue à la station de Sétif est 350mm (Fig. 7 ; annexe).

**4.6. Bilan hydrique**

**4.6.1. Bilan hydrique selon Thornthwaite**

En utilisant une évaluation théorique de l'évapotranspiration potentielle basée sur la température et la durée d'insolation, Thornthwaite (1948) a développé une méthode visant à calculer le bilan hydrique moyen annuel et mensuel, permettant ainsi de catégoriser les

différents types de climats à l'échelle mondiale. L'évapotranspiration potentielle peut être utilisée comme donnée d'entrée dans cette approche, ce qui permet d'obtenir un certain nombre de mesures utiles du bilan hydrique, y compris l'évapotranspiration réelle (déficit de ruissellement réel). Les hydrologues utilisent couramment cette méthode en raison de son efficacité à générer un rapport mensuel sur le bilan hydrique. Ce rapport comprend les paramètres essentiels pour chaque mois, à savoir : la réserve facilement utilisable, l'excédent, le déficit agricole, et l'évapotranspiration réelle.

Selon Thornthwaite, afin de déterminer l'évapotranspiration réelle, il faut prendre en considération la réserve facilement utilisable :

- Lorsque  $P > ETP \Rightarrow ETR = ETP$ .
- Lorsque  $P < ETP$ , et  $(P+RFU) < ETP \Rightarrow ETR = l'ETP$ . En revanche, si  $(P+RFU) < ETP \Rightarrow ETR = (P+RFU)$ .
- Si  $P < ETP$ , et  $RFU = 0 \Rightarrow ETR = P$ .

Le déficit agricole peut être déterminé à l'aide de la formule suivante :

$$Da = ETP_i - (P - RFU)_{(i-1)}$$

Le calcul débute en supposant que la Réserve Facilement Utilisable est nulle. Dans notre étude, nous fixons la RFU maximale à 100 mm.

**Tableau 30.** Bilan hydrologique de la station de Sétif (1958-2021), méthode de Thornthwaite

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juill	Aou	Année
<b>P</b> (mm)	38.3	32.6	53.8	56.6	57.2	37.6	38.4	39.9	42.4	26.9	8.6	11.8	<b>444.02</b>
<b>ETP</b> (mm)	96.8	60.7	25.8	11.8	10	13.3	27	45.3	82.3	131.8	173.5	154.1	<b>832.4</b>
<b>RFU</b> (mm)	0.0	0.0	28.0	72.7	100	100	100	94.6	54.6	0.0	0.0	0.0	<b>549.9</b>
<b>ETR</b> (mm)	38.3	32.6	25.8	11.8	10	13.3	27	39.9	42.4	81.5	8.6	11.8	<b>343</b>
<b>De</b> (mm)	58.5	28.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	50.3	164.9	142.3	<b>440.1</b>
<b>EXC</b> (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	20	24.4	11.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	<b>55.8</b>

L'analyse des résultats du bilan hydrique (Tab. 30 ; Fig. 30) montre que :

- Le déficit agricole atteint souvent son maximum au cours des mois de Juillet et d'Août, avec une moyenne de 440.1 mm.
- Un excédent de l'ordre de 55.8 mm, en particulier pendant les mois de Janvier, Février et Mars.
- L'évapotranspiration réelle (ETR) est de 343mm, ce qui représente 77.24% des précipitations totales.

▪ **Bilan hydrologique**

Le bilan hydrologique est un concept fondamental qui représente l'équilibre entre les apports et les pertes d'eau. Ce bilan est mesuré au cours de périodes de durées différentes. La formule du bilan hydrique peut être exprimée comme suit :

$$P = ETR + R + I + W$$

Avec :

P : précipitation moyenne annuelle en mm ; ETR : l'évapotranspiration réelle en mm ;

R : le ruissellement en mm ; I : l'infiltration en mm ; W : la variation des réserves (qui peut être négligeable) en mm ;

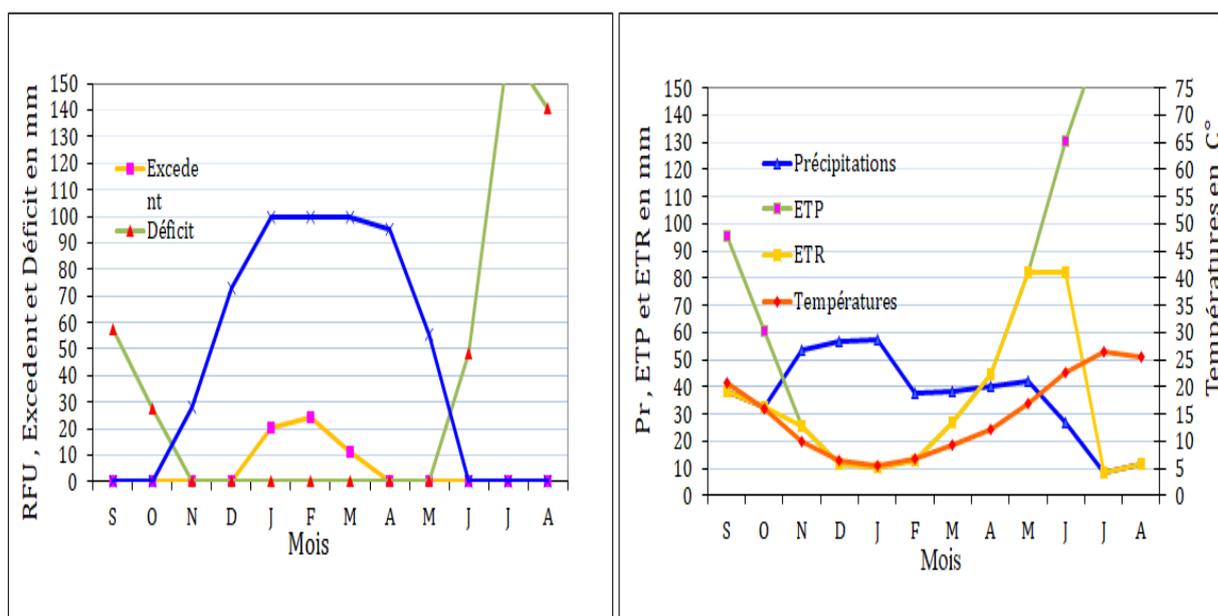


Figure 30. Paramètres mensuels du bilan hydrique de Thornthwaite, station de Sétif (1958-2021).

#### 4.6.1.1. Ruissellement

La relation suivante peut être utilisée pour estimer le ruissellement à l'aide de la formule de Tixeront-Berkaloff qui convient aux régions semi-arides :

$$R = \frac{P^3}{3 * ETP^2}$$

Avec :

R : ruissellement annuel en mm ;

P : précipitations moyennes annuelles en mm ;

ETP : évapotranspiration potentielle annuelle en mm ;

Le ruissellement est égal à 42.11 mm soit 9.48% des précipitations.

#### 4.6.1.2. Infiltration

Selon G. Castany et J.Margat (1977), l'infiltration est le processus par lequel l'eau se déplace vers le bas à travers la surface du sol, de la zone non saturée à la zone saturée.

L'équation suivante permet d'estimer ce paramètre :

$$I = P - (ETR + R)$$

I = 58.91 mm, soit 13.26% des précipitations.

#### 4.6.1.3. Lamme d'eau écoulée (E)

$$E = R + I$$

E = 101.02 mm soit 22.74% des précipitations.

L'ensemble de la lamme d'eau ruisselée et infiltrée s'élève à 101.02%, ce qui correspond à 22.74% des précipitations annuelles moyennes enregistrées dans la région de Sétif.

### 5. Impact du changement climatique sur le climat local de la région d'étude

#### 5.1. Source et collecte de données climatiques

Les données climatiques utilisées dans le présent travail sont des mesures qui viennent de l'Office National Météorologique (ONM). Des séries mensuelles et annuelles de données observées de précipitations, températures minimales, maximales et moyennes sont utilisées

pour étudier la variation climatique dans le temps ainsi qu'à son impact sur les régimes climatiques annuels et mensuels. Ces dernières sont sélectionnées durant la période de 63 ans (1958-2021).

## 5.2. Méthodes d'étude de la variabilité climatique

Pour avoir une interprétation précise de données climatiques, certains logiciels et méthodologies ont été utilisés. La version d'essai du logiciel XLSTAT a été utilisée pour réaliser l'analyse statistique des données collectées. Cette analyse a consisté en l'application de divers tests, tels que le test statistique d'homogénéité de Pettitt (détection des ruptures) et le test statistique de tendance de Mann-Kendall :

### 5.2.1. Test de Pettitt

Le test de Pettitt, développé en 1979, est un test statistique non paramétrique utilisé pour détecter la présence d'une rupture dans une série temporelle ( $x_i$ ) avec un échantillon de taille  $n$ . ce test est dérivé de la formulation du test de Mann-Whitney, introduit en 1947. L'évaluation repose sur le calcul de la variable  $U_{t,T}$  comme le stipule l'équation :

$$U_{t,T} = \sum_i^T = 1 \sum_j^T = I + 1 D_{ij}$$

Où :

$$D_{ij} = -1 \text{ si } (x_i - x_j) > 0 ;$$

$$D_{ij} = 0 \text{ si } (x_i - x_j) = 0 ;$$

$$D_{ij} = 1 \text{ si } (x_i - x_j) < 0 ;$$

### 5.2.2. Test de Mann-Kendall

Le test de Mann-Kendall, introduit par Mann en 1945 et développé par Kendall en 1975, est un test statistique non paramétrique utilisé pour identifier l'existence ou la non-existence d'une tendance linéaire dans une série temporelle. La normale standard multivariée UMK est définie par cette approche, étant donné la série  $A_i (a_1, a_2, \dots, a_n)$  :

$$U_{MK} = \frac{S}{\sqrt{Var(s)}}$$

Avec:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(a_j - a_i)$$

$$\text{Var}(s) = \frac{n(n-1)(2n-5)}{18}$$

n :le nombre de données de la série ;

Le coefficient statistique «  $U_{MK}$  » permet de définir le sens de l'évolution de la tendance. Lorsque  $U_{MK}$  est supérieur à zéro, la tendance est à la hausse ; lorsqu'il est inférieur à zéro, la tendance est à la baisse.

### 5.2.3. Indice Standardisé des Précipitations

Pour estimer les périodes humides et les périodes sèches, [McKee et al](#) ont créé l'indice de précipitations normalisé (SPI).

L'indice SPI a été adopté par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) en 2009, et il a été utilisé pour évaluer la sécheresse dans plusieurs études, où il est considéré comme l'un des indicateurs les plus importants utilisés pour l'analyse de la sécheresse ([Azizi et Nejatian, 2022](#) ; [Huang et al., 2016](#) ; [Moazzam et al., 2022](#)).

L''SPI est le résultat de la division de la différence par rapport à la moyenne des précipitations sur la période spécifique par l'écart-type :

$$SPI = \frac{(P_i - P_m)}{\sigma}$$

Avec :

$P_i$  : Pluie de mois ou de l'année  $i$  ;  $P_m$  : la pluie moyenne de la série sur l'échelle temporelle considérée ;  $\sigma$  : l'écart-type de la série sur l'échelle temporelle considérée ;

La classification des valeurs SPI est présentée dans le Tableau 31.

## 5.3. Résultats et discussion

### 5.3.1. Pluviométrie

La quantité de précipitations qu'une région reçoit est le facteur le plus important pour déterminer son climat, en particulier dans les régions arides et semi-arides. C'est également le facteur le plus important pour déterminer le régime hydrologique.

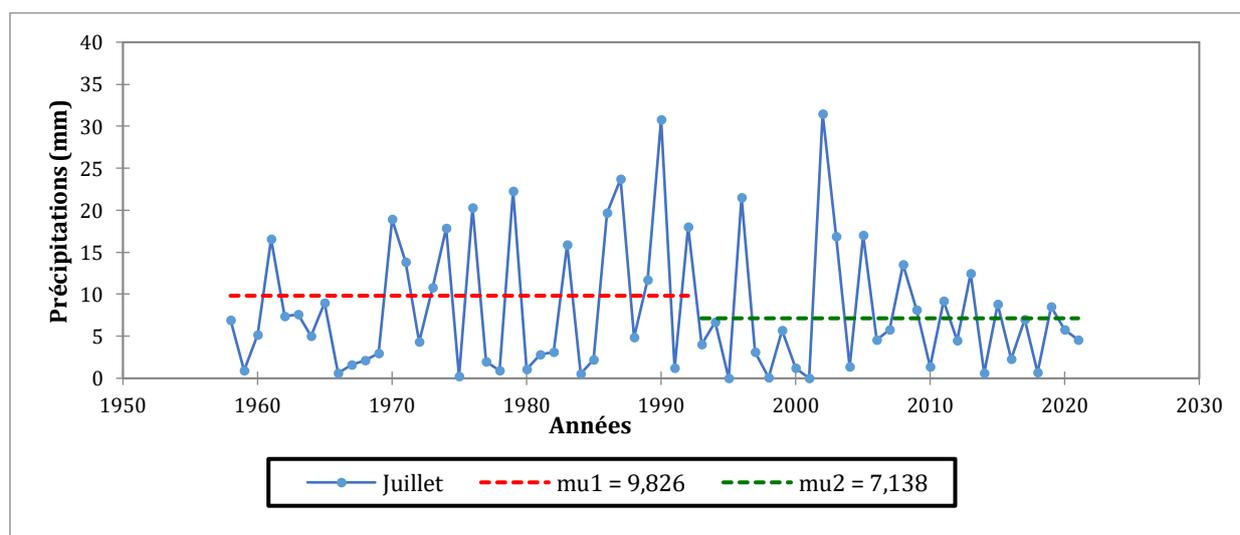
**Tableau 31.** Valeurs de l'indice de précipitation standardisé (SPI) et catégories de sécheresse associées (McKee et al, 1993).

Classes de l'SPI	Catégorie de sécheresse
$SPI > 2$	Extrêmement humide
$1.5 < SPI < 1.99$	Très humide
$1 < SPI < 1.49$	Modérément humide
$-0.99 < SPI < 0.99$	Près de la normale
$-1 < SPI < -1.49$	Modérément sec
$-1.5 < SPI < -1.99$	Très sec
$SPI < -2$	Extrêmement sec

### 5.3.1.1. Niveau mensuel :

L'analyse des précipitations moyennes mensuelles pour la période allant de 1958 à 2021 révèle un schéma aléatoire pour tous les mois, à l'exception des mois de Juin et Juillet, qui présentent des ruptures distinctes au cours des années 1990.

Au mois de juin, le test de tendance de Mann-Kendall permet de rejeter l'hypothèse nulle ( $H_0$ ) à un niveau de signification de 1.81% (Tab. 32). De même, au mois de Juillet, le test d'homogénéité de Pettitt indique un changement significatif en 1992 à un niveau de signification de 1.56%. Ce changement se caractérise par une réduction de la moyenne d'environ 2.68mm entre les deux segments (Fig. 31).



**Figure 31.** Analyse des précipitations moyennes mensuelles par le test de Pettitt (Mois de juillet).

**Tableau 32.** Résultats du test de Mann-Kendall sur les précipitations moyennes mensuelles (Station de Sétif ; 1958-2021).

<i>Test de Mann-Kendall (Précipitations moyennes mensuelles)</i>				
Mois	P-value	alpha	U <sub>MK</sub>	Tendance
Jun	0.018	0.05	-2.36	à la baisse
Juillet	0.903	0.05		Absence de tendance

### 5.3.1.2. Niveau annuel

L'application du test d'homogénéité (Pettitt), avec un degré de confiance de 65%, indique la présence d'une rupture dans la série 2013/2014. La moyenne pluviométrique annuelle avant et après la rupture est égale à 452.7 et 386.1 mm, respectivement. Ceci nous permet d'estimer un déficit pluviométrique de l'ordre de 15% (Fig. 32). Les résultats du test de tendance de Mann-Kendall indiquent que la normale standard multivariable  $U_{mk}$  calculée est négative, soit -1.73, ce qui signifie une tendance à la baisse des précipitations (Tab. 33). Ce résultat s'aligne sur les résultats du test de Pettitt, validant ainsi la tendance à la baisse observée.

**Tableau 33.** Résultats du test de Mann-Kendall sur les précipitations moyennes annuelles (Station de Sétif ; 1958-2021).

<i>Test de Mann-Kendall (Précipitations moyennes annuelles)</i>				
Station	P-value	Alpha	U <sub>MK</sub>	Tendance
Sétif	0.0411	0.05	-1.73	à la baisse

## 5.3.2. Températures moyennes

### 5.3.2.1. Niveau mensuel

Pour les mois de Septembre et octobre, ainsi que pour les mois d'Avril, Juin, Juillet et Août, les tests statistiques révèlent des distributions non aléatoires et des ruptures :

- Une rupture est marquée en 1985 au seuil de 3% pour le mois de Septembre, avec une baisse dans la température moyenne estimée à 0.9°C (Fig. 33). Ceci est confirmé par le test de tendance de Mann-Kendall (Tab. 34).
- Concernant le mois d'Octobre, le test de Pettitt affirme une rupture en 1984 avec une diminution de la température moyenne de 1.2°C (Fig. 33).

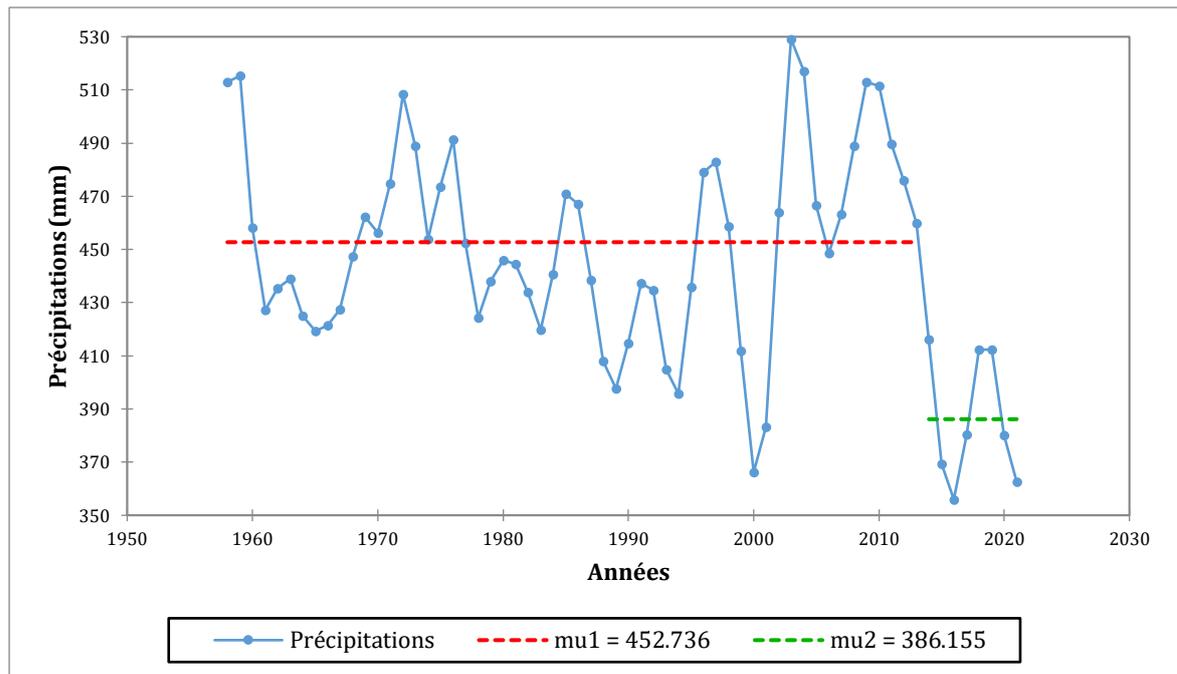
De même, le test de tendance de Mann-Kendall a permis de rejeter l'hypothèse nulle ( $H_0$ ), à un niveau de signification de 1% (Tab. 34).

- L'ensemble des tests de tendance et d'homogénéité affirment le caractère non aléatoire de la série d'Avril au seuil de 1%, présence d'une rupture en 1992 avec une baisse de température estimée à 1.2°C.
- Le test de l'homogénéité de Pettitt a détecté un changement significatif au seuil de 1% au cours de l'année 1996. Ce changement se caractérise par une diminution notable de 1.5°C de la température moyenne au cours du mois de Juin.
- Le test de Pettitt a permis d'identifier l'année 1981 comme l'année de rupture dans la série des températures moyennes de Juillet.  
En effet, le test de tendance de Mann-Kendall révèle d'existence d'une tendance à la hausse dans les températures moyennes annuelles.
- La série du mois d'Août présente un caractère non aléatoire, comme en témoignant les résultats des différents tests de tendance et d'homogénéité.  
Néanmoins, le test de Pettitt effectué à un niveau de signification de 1% révèle une rupture perceptible dans la série, caractérisée par une diminution de 1.5°C de la température moyenne pour l'année 1985.

Les tendances pour les autres mois sont toutefois aléatoires.

**Tableau 34.** Résultats des statistiques appliquées aux séries des températures (Niveau mensuel)

<i>Test de Mann-Kendall (Températures moyennes mensuelles)</i>				
Mois	P-value	Alpha	$U_{MK}$	Tendance
Septembre	0.03	0.05	+2.17	à la hausse
Octobre	0.005	0.05	+2.80	à la hausse
Avril	0.00<1	0.05	+3.77	à la hausse
Juin	<0.0001	0.05	+4.02	à la hausse
Juillet	<0.0001	0.05	+4.95	à la hausse
Août	<0.0001	0.05	+4.48	à la hausse



**Figure 32.** Evolution des précipitations moyennes annuelles à la station de Sétif (1958-2021).

### 5.3.2.2. Niveau annuel (Températures minimales, maximales et moyennes)

Comme le montre la Figure 08 (annexe), le test de Pettitt conclut qu'il y a des ruptures significatives dans les températures maximales, minimales et moyennes annuelles en 1986, 1984 et 1986, respectivement.

Le test de Mann-Kendall confirme également ce résultat avec une tendance à la hausse (Tab. 35).

Cette augmentation des températures de l'air entraîne une augmentation de l'évapotranspiration, ce qui provoque un effet direct sur la recharge des eaux souterraines.

### 5.3.3. L'indice Standardisé des précipitations SPI

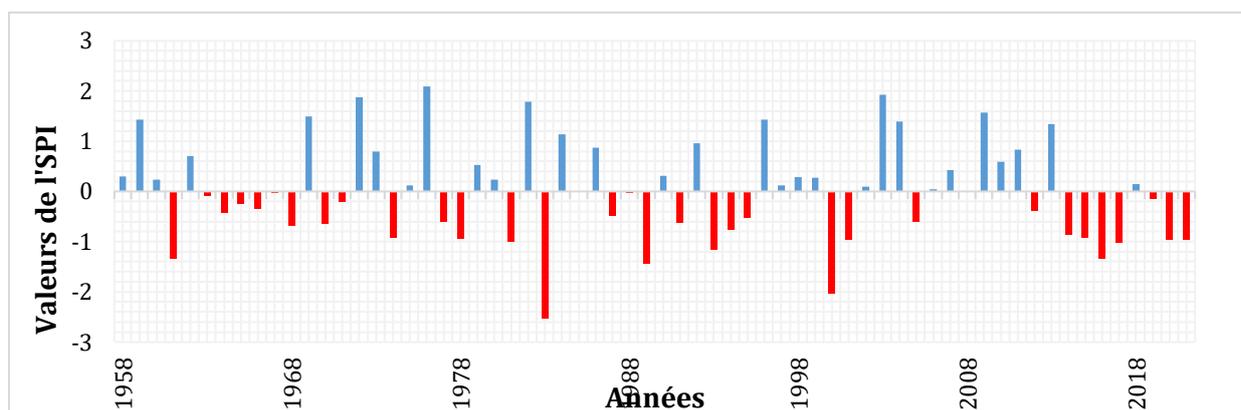
La Figure 34 montre la variabilité interannuelle des précipitations en fonction de l'indice standardisé des précipitations (SPI). Cette variabilité est caractérisée par l'alternance des périodes humides, sèches et des périodes proches de la normale. Selon l'indice de sécheresse (SPI), 73% des années appartiennent à la classe proche de la normale, alors que les années 1976 et 1983 ont été choisies comme exemples pour présenter respectivement les conditions extrêmement humides et extrêmement sèches.

**Tableau 35.** Résultats des statistiques appliquées aux séries des températures (niveau annuel)

<b>Test de Pettitt</b>				
<b>Station</b>	<b>P-value (%)</b>	<b>Alpha</b>	<b>Date de rupture</b>	<b>Réchauffement</b>
<i>Températures minimales</i>				
<b>Sétif</b>	<0.0001	0.05	1984	1.05°C
<i>Températures maximales</i>				
<b>Sétif</b>	<0.0001	0.05	1986	0.8°C
<i>Températures moyennes</i>				
<b>Sétif</b>	<0.0001	0.05	1984	0.6°C
<b>Test de Mann-Kendall</b>				
<b>Station</b>	<b>P-value</b>	<b>alpha</b>	<b>U<sub>MK</sub></b>	<b>Sens de la tendance</b>
<i>Températures minimales</i>				
<b>Sétif</b>	<0.0001	0.05	+4.51	à la hausse
<i>Températures maximales</i>				
<b>Sétif</b>	<0.0001	0.05	+6.28	à la hausse
<i>Températures moyennes</i>				
<b>Sétif</b>	<0.0001	0.05	+5.29	à la hausse



**Figure 33.** Analyse des températures moyennes mensuelles de la station de Sétif par le test de Pettitt (Mois de Septembre, octobre, Juin, Juillet et Août).



**Figure 34.** Variation de l'Indice Standardisé des Précipitations (SPI) pour la station de Sétif (1958-2021).

#### 5.4. Projections futures

Pour cette étude, les températures maximales et minimales journalières ainsi que les précipitations journalières enregistrées entre 1981 et 2021 ont été considérées comme des variables prédictives. Le modèle employé dans cette recherche est le CanESM2, le Modèle canadien du deuxième génération, conçu par le Centre Canadien de modélisation et d'analyse du Climat (CCmaCC).

La raison principale de l'utilisation de ce modèle dans cette étude réside dans le fait qu'il est le seul à permettre l'accès directe aux variables prédictives quotidiennes pour être intégrées dans le logiciel SDSM. Les données du modèle CanESM2 ont été extraites pour les trois scénarios climatiques : RCP2.6, RCP4.5 ET RCP8.5 (Tab. 36).

**Tableau 36.** Les divers scénarios de changement climatique (GIEC, 2014).

Scénario	Description
<b>RCP 2.6</b>	Scénario visant en sorte que le réchauffement de la planète reste inférieur à 2° C au-dessus des températures de l'époque préindustrielle. Il représente le point culminant du forçage radiatif, soit environ 3 W/m <sup>2</sup> du siècle, suivi d'une baisse jusqu'à 2.6 W/m <sup>2</sup> d'ici 2100.
<b>RCP 4.5</b>	Scénario tente à garder le forçage radiatif à environ de 4.5 W/m <sup>2</sup> après 2100.
<b>RCP 8.5</b>	Scénario à fortes émissions représentant une augmentation du forçage radiatif jusqu'à 8.5 W/m <sup>2</sup> en 2100.

La sélection du modèle SDSM s'explique par le fait qu'il est considéré comme le plus performant pour la projection des changements climatiques locaux (Parvase et al, 2016). De plus, des prédicteurs atmosphériques à grande échelle issus du projet des "Centres nationaux pour la prédiction environnementale" (NCEP) / "Centre national pour la recherche atmosphérique" (NCAR) a été employés afin de créer une corrélation statistique avec les données observées.

Les résultats obtenus à partir du modèle CanESM2 ainsi que les données provenant du projet NCEP/NCAR (Box\_003x\_45y, dans le cas de notre zone d'étude) ont fourni les variables prédictives mentionnées dans le tableau 37.

Le choix des prédicteurs pour cette étude implique l'évaluation conjointe du coefficient de corrélation ( $r^2$ ), du coefficient de détermination ( $R^2$ ) et la valeur p entre ces prédicteurs et prédicants. Suite à une procédure standard de sélection des variables prédictives, intervient la phase d'étalonnage et de validation.

#### **5.4.1. Sélection des prédicteurs**

La méthode utilisée pour cette sélection repose sur la régression linéaire, en prenant en considération les 26 prédicteurs (Tab. 38) et en analysant les paramètres statistiques résultants afin de déterminer les prédicteurs ayant une relation la plus significative avec les prédicants de la station de Sétif.

Les données exposées dans le Tableau 38 montrent que les variables prédictives suivantes : l'Accumulation des précipitations (prcp), la composante méridienne de vitesse à la surface (p1\_v), la divergence à 850 hPa (p8\_zh) et la direction du vent à 500 hPa (p5th) sont fortement corrélées avec les précipitations locales. En ce qui concerne les températures, il a été observé que la composante méridienne de vitesse à la surface (p1\_v), la composante méridienne de la vitesse à 500 hPa (p5\_v), l'humidité spécifique près de la surface (shum) et la température moyenne à 2 m (temp) présentent les corrélations les plus significatives avec les températures de la zone d'étude.

Toutefois, divers prédicteurs atmosphériques influencent les variables climatiques locales. En réalité, les températures sont influencées par les paramètres atmosphériques e surface et de près de la surface. En ce qui concerne les précipitations, les facteurs prédictifs qui les influencent se trouvent à l'altitude de 850 hPa.

**Tableau 37.** Liste des variables prédicteurs du centre national de prévision environnementale (NCEP).

<b>Variables</b>	<b>Prédicteurs</b>	<b>Description</b>	<b>Variables</b>	<b>Prédicteurs</b>	<b>Description</b>
<b>1</b>	p1_f	Vitesse d'écoulement géostrophique à la surface	<b>14</b>	p8_u	Composante zonale de vitesse à 850 hPa
<b>2</b>	p1_u	Composante zonale de vitesse à la surface	<b>15</b>	p8_v	Composante méridienne de vitesse à 850 hPa
<b>3</b>	p1_v	Composante méridienne de vitesse à la surface	<b>16</b>	p8_z	Tourbillon à 850 hPa
<b>4</b>	p1_z	Tourbillon à la surface	<b>17</b>	p8_th	Direction du vent à 850 hPa
<b>5</b>	p1_th	Direction du vent à la surface	<b>18</b>	p8_zh	Divergence à 850 hPa
<b>6</b>	p1_zh	Divergence à la surface	<b>19</b>	p500	Hauteur géopotentielle à 500 hPa
<b>7</b>	p5_f	Vitesse d'écoulement géostrophique à 500 hPa	<b>20</b>	p850	Hauteur géopotentielle à 850 hPa
<b>8</b>	p5_u	Composante zonale de vitesse à 500 hPa	<b>21</b>	prcp	Accumulation des précipitations
<b>9</b>	p5_v	Composante méridienne de vitesse à 500 hPa	<b>22</b>	s500	Humidité spécifique à 500 hPa
<b>10</b>	p5_z	Tourbillon à 500 hPa	<b>23</b>	s850	Humidité spécifique à 850 hPa
<b>11</b>	p5_th	Direction du vent à 500 hPa	<b>24</b>	shum	Humidité spécifique près de la surface
<b>12</b>	p5_zh	Divergence à 500 hPa	<b>25</b>	temp	Température moyenne à 2 m
<b>13</b>	P8_f	Vitesse d'écoulement géostrophique à 850 hPa	<b>26</b>	mlsp	Pression au niveau moyen de la mer

**Tableau 38.** Les résultats de l'analyse de régression linéaire en utilisant l'intégralité des prédicteurs du NCEP.

Prédicteurs	R	p-value	
<b>Précipitations</b>	p1-v	0.638	<0.0001
	p5_th	0.548	<0.0001
	p8_zh	0.678	<0.0001
	prcp	0.685	<0.0001
<b>Tmax</b>	P1_v	0.615	<0.0001
	P5_v	0.660	<0.0001
	shum	0.578	<0.0001
	temp	0.690	<0.0001
<b>Tmin</b>	P5_v	0.650	<0.0001
	P500	0.852	<0.0001
	shum	0.771	<0.0001
	temp	0.842	<0.0001
<b>Tmoy</b>	P1_th	0.683	<0.0001
	P500	0.780	<0.0001
	shum	0.790	<0.0001
	temp	0.895	<0.0001

#### 5.4.2. Calibration et validation

La phase d'étalonnage et de validation a lieu. Les données relatives aux précipitations et aux températures, collectées sur une période de 40 ans (1981-2021), ont été subdivisées en deux sous périodes. Les vingt-cinq premières années, de 1981 à 2006, ont été consacrées au calibrage, tandis que les quinze années suivantes, de 2007 à 2021, ont été dédiées à la validation.

L'évaluation de la performance du modèle SDSM a été réalisée en utilisant diverses méthodes statistiques telles que le RMSE (Root Mean Square Error), R et R<sup>2</sup> (Tab. 39). Les résultats issus de ces critères d'évaluation ont démontré l'efficacité de l'SDSM dans la réduction d'échelle des précipitations et des températures.

Selon les graphiques présentés (Fig. 35), les températures simulées correspondent étroitement aux températures observées, de même que les précipitations. Néanmoins, les résultats obtenus se révèlent satisfaisants en ce qui concerne la simulation des données futures.

**Tableau 39.** Evaluation statistique de la performance du SDSM durant la phase de calibration et de validation à la station de Sétif.

RMSE		R		R <sup>2</sup>	
1981-2006	2007-2021	1981-2006	2007-2021	1981-2006	2007-2021
<b>Tmax</b>					
3.18	2.65	0.88	0.84	0.77	0.80
<b>Tmoy</b>					
2.20	1.72	0.90	0.93	0.86	0.89
<b>Tmin</b>					
3.00	1.64	0.86	0.93	0.72	0.89
<b>Précipitations</b>					
4.65	3.20	0.85	0.88	0.70	0.73

#### 5.4.3. Précipitations et températures futures

L'analyse des températures maximales, minimales et moyennes annuelles pour la période étudiée comparée à celles issues des scénarios RCP révèle une tendance à la hausse vers 2080 pour les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5.

Selon les scénarios RCP4.5 et 8.5, il est prévu que la température maximale augmente respectivement de 0.3 et 0.42 °C pour la région étudiée. De même, en ce qui concerne la température minimale, les projections indiquent une tendance à la hausse des températures, cette hausse est estimée à environ 0.17 et 0.30°C selon les scénarios RCP4.5 et 8.5, respectivement. Pour les températures moyennes annuelles, une hausse de 0.22 à 0.35°C est prévue sous les scénarios RCP4.5 et 8.5. Toutes ces augmentations sont validées par le test de Pettitt (Fig. 36).

L'accroissement des températures selon le scénario RCP8.5 par rapport au scénario RCP4.5 est également justifié, étant donné que le RCP8.5 est caractérisé comme le scénario d'émissions de gaz à effet de serre, tandis que le RCP4.5 est considéré comme le scénario de stabilisation impliquant généralement des niveaux d'émissions inférieurs au RCP8.5 (Thomson et al, 2011).

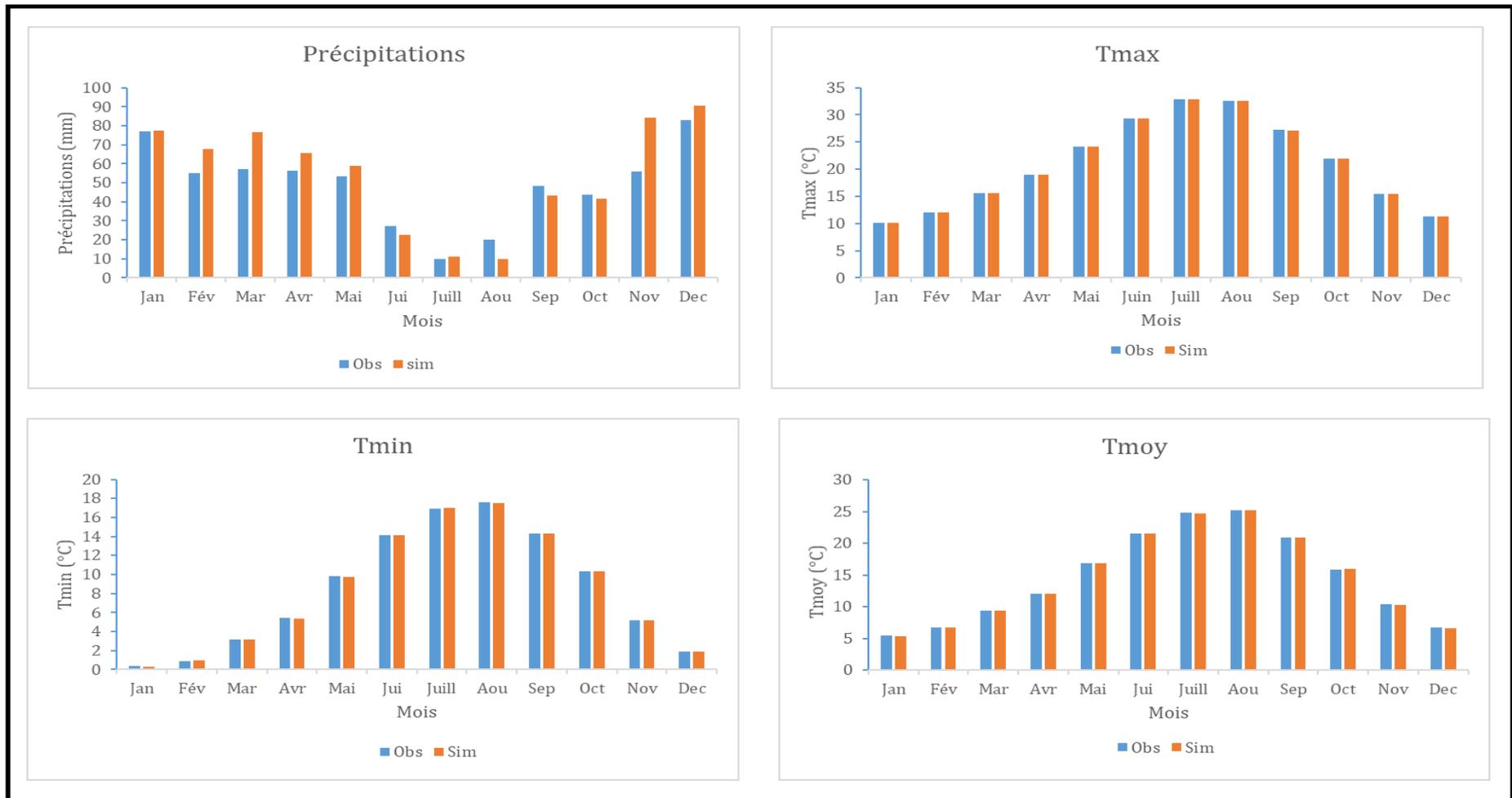
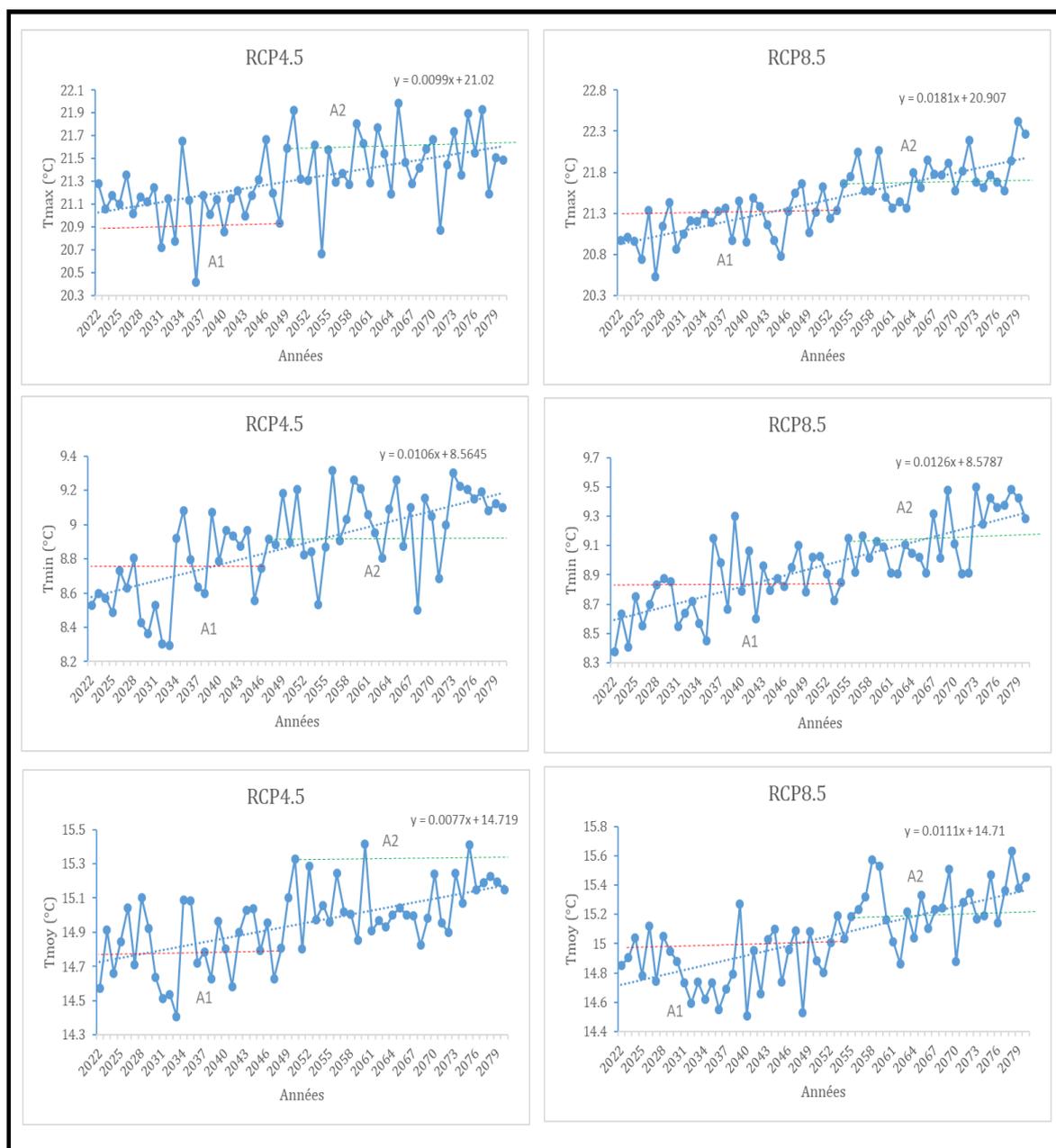
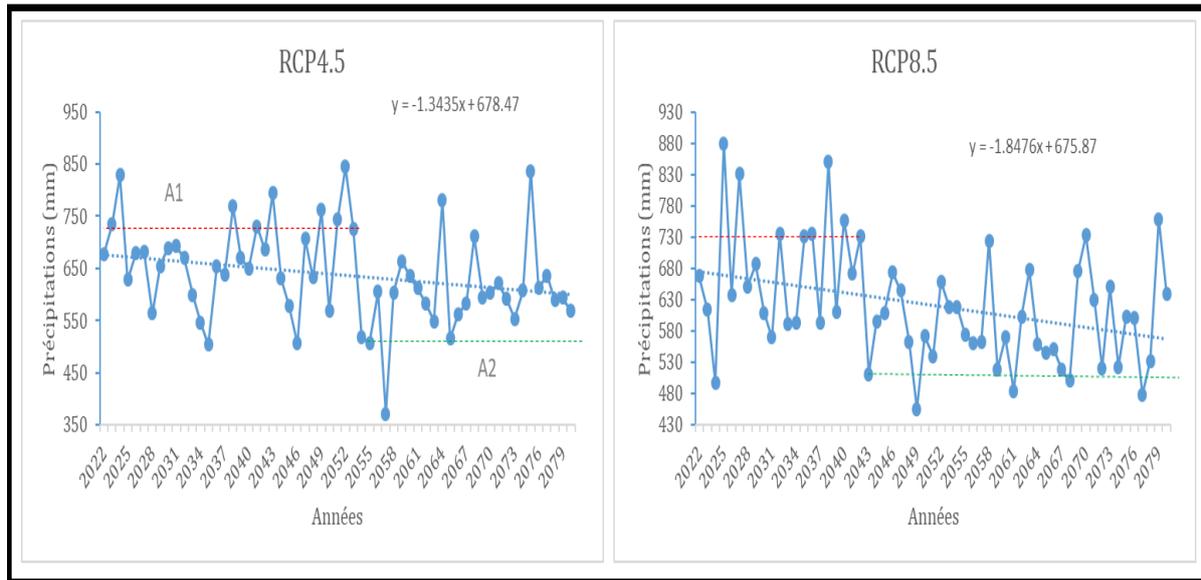


Figure 35. Calibration et validation du modèle SDSM obtenu pour la station de Sétif.



**Figure 36.** Projection des températures futures pour la période 2022-2080 (Station de Sétif).

La Figure 37 montre les résultats de la prévision des précipitations selon les différents scénarios RCP pour la période 2022-2080. Les deux scénarios RCP4.5 et 8.5 montrent une tendance à la baisse vers 2080, ce qui est bien illustré par la moyenne annuelle des précipitations. La série des précipitations futures sous le scénario RCP4.5 indique une diminution progressive de 28%, avec une année critique prévue en 2053. L'analyse effectuée à l'aide du test de Pettitt révèle l'existence d'une rupture en 2042, entraînant une diminution d'environ 30% selon le scénario RCP8.5.



**Figure 37.** Projection des précipitations futures pour la période 2022-2080 (Station de Sétif).

## 6. Conclusion

La zone d'étude présente un environnement sec et semi-aride, avec des précipitations moyennes annuelles de 444.025 mm et des températures moyennes annuelles de 14.87°C. L'évapotranspiration réelle retenue est estimée à 351.133 mm et qui représente 79.07% des précipitations, et l'évapotranspiration est estimée à 832.4 mm, et le déficit est estimé à 481.28 mm. Le ruissellement et l'infiltration représentent respectivement 9.48% et 22.74% des précipitations, ce qui contribue de manière significative à la recharge des aquifères de la région.

Les résultats de l'examen de la série chronologique des précipitations annuelles à l'aide de l'approche graphique de l'Indice Standardisé des Précipitations (SPI) et les tests statistiques, tels que les tests de Pettitt et de Mann-Kendall, ont indiqué la présence d'une tendance à la baisse des précipitations dans la région étudiée.

La réduction observée des précipitations moyennes annuelles est concomitante à une augmentation de la température et de l'évapotranspiration, montrant une ampleur de réchauffement notable d'environ 0.6° C. Cette observation démontre l'influence d'un climat continental sur les schémas de température dans la région étudiée. L'analyse de l'évolution spatio-temporelle de l'indice d'aridité révèle une tendance significative à l'aridité dans la région étudiée.

L'analyse des modèles climatiques révèle une augmentation des températures prévue dans les scénarios RCP4.5 et 8.5, avec un réchauffement estimé à environ 0.3°C. en ce qui concerne les précipitations, on observe une diminution sous les deux scénarios RCP4.5 et 8.5, avec des déficits d'environ 28 et 30 mm, respectivement.



**-CHAPITRE 04-**

---

# **Étude HYDROGÉOLOGIQUE**

---



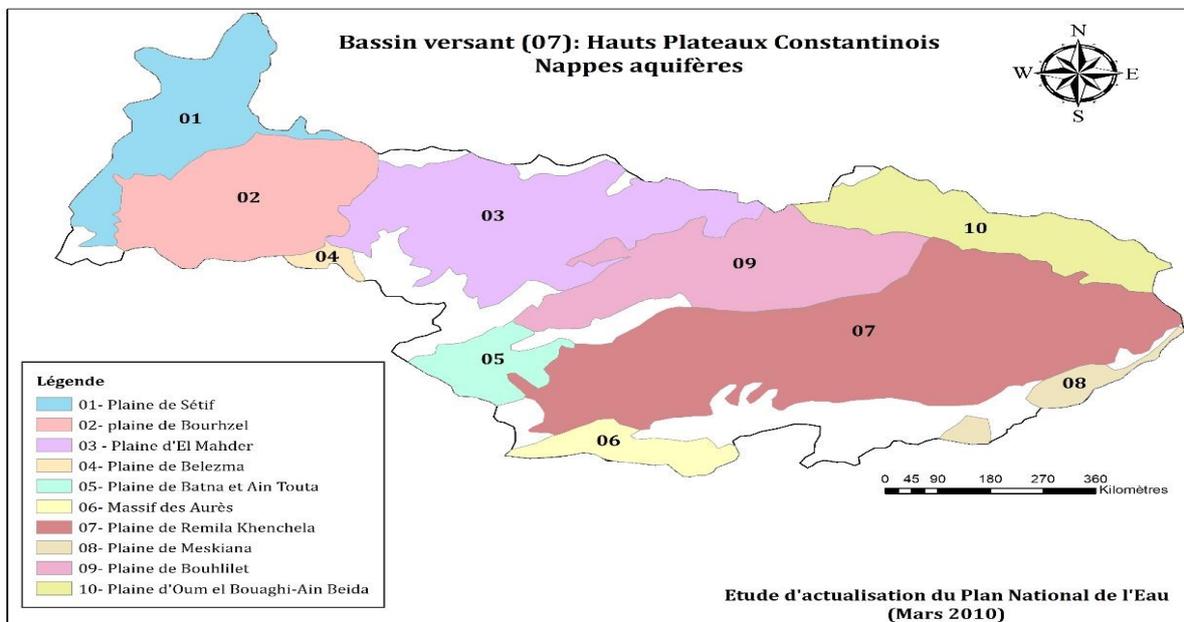
## 1. Introduction

L'étude hydrogéologique permet d'évaluer la distribution et le mouvement des eaux souterraines dans un aquifère, cette information est essentielle pour la planification de l'approvisionnement en eau potable, de l'irrigation et de diverses utilisations de l'eau. L'étude hydrogéologique nécessite l'exécution des procédures suivantes : la réalisation de mesures sur le terrain des niveaux piézométriques à différents points d'eau, la création d'une carte piézométrique basée sur les données collectées, l'analyse et l'interprétation des informations présentées sur la carte piézométrique et la recherche des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère.

## 2. Aperçu sur l'hydrogéologie de la région de Sétif

### a. Situation géographique

La plaine de Sétif (Fig. 38), se compose de plusieurs plaines connues sous le nom des Hautes plaines Sétifiennes. Ces plaines englobent les zones entourant la ville de Sétif et s'étendent en direction du Sud. La région considérée est géographiquement délimitée par les contreforts des des Monts Hodna au Sud, les contreforts des Babors au Nord, et englobe la région des Chotts, qui comprend Chott Beida, Chott el Frain, Chott Mallah, Sebket Bazer et Sebket Melloul. La superficie totale de cette plaine est de 3782.4 Km<sup>2</sup>.



**Figure 38.** Situation de la plaine de Sétif dans le bassin versant des Hauts plateaux Constantinois (Source : PNE 2010).

## **b. Hydrogéologie des Hautes plaines Sétifiennes**

Les Hautes Plaines Sétifiennes englobent une variété d'unités hydrogéologiques, qui comprennent :

- Calcaires et dolomies du Jurassique moyen et supérieur.
- Calcaires, calcaires organo-détritiques et lumachéliques, dolomies et grès du Crétacé.
- Calcaires lacustres du Villafranchien.

### **• L'aquifère du Jurassique :**

L'aquifère est composé de calcaires et de dolomies du Jurassique moyen et supérieur, situés au-dessus des marnes et des marno-calcaires de la formation du Lias supérieur. Les strates susmentionnées sont largement réparties dans la région du Djebel Youcef et descendent ensuite rapidement sous la couche sédimentaire Mio-Plio-Quaternaire pour atteindre des profondeurs d'environ 1000 m dans les extensions nord et sud du Djebel.

L'exploitation de cet aquifère, caractérisé par des fractures et des canaux perméables, est limitée à la base des massifs. Son épaisseur moyenne est d'environ 200 mètres.

Le substratum de cet aquifère est constituée de marnes du Lias et de marno-calcaires. Le mode d'alimentation primaire se fait principalement par l'impluvium (PNE, 2010).

### **• L'aquifère du Crétacé**

Cet aquifère est composé de calcaires organo-détritiques et lumachéliques, de dolomies et des grès de l'Aptien terminal-Albien, ainsi que des calcaires Cénomaniens-Turonien.

Les formations observées dans Djebel Zdimm consistent principalement en deux aquifères distincts caractérisés par des fissures et des canaux poreux qui peuvent être exploités près des affleurements. Le substratum de l'aquifère Albo-Aptien est caractérisé par des marnes Aptiennes sous-jacentes, tandis que le substratum de l'aquifère Cénomano-Turonien est composé des marnes Vraconiennes-Cénomaniennes inférieures. Le processus d'alimentation implique principalement l'infiltration des eaux de pluies dans les cours d'eau (PNE, 2010).

### **• L'aquifère du Villafranchien**

#### **▪ Description de l'aquifère**

Les calcaires lacustres de la formation du Villafranchien sont la seule formation aquifère accessible par forage dans la région de Mezloug, et leur importance est minime. Dans la région

de Guellal, leur épaisseur est de 30 mètres, et elle augmente légèrement vers le nord, atteignant 40 mètres à Mezlug. Le reste des sédiments du Plio-Quaternaire est constitué de limons, de sables et d'argiles. De nombreux forages sont utilisés pour capter le calcaire lacustre dans la région de Guellal. Le forage de la ferme Es Safih, par exemple, a permis d'obtenir un débit d'environ 50l/s.

Les calcaires de la région de Mezlug étant plus compacts que ceux de la région de Guellal, il y a une variation de débit entre les deux forages qui captent la même formation géologique.

Les essais de débit ont fourni des données qui ont permis de déterminer la transmission et la perméabilité des calcaires lacustres. ( $T = 10^{-3}$  m/s ;  $K = 6 \cdot 10^{-5}$  m/s). Par ailleurs, outre la présence des calcaires lacustres, les alluvions de l'Oued Guellal sont captés par de multiples puits, ce qui se traduit par des débits d'eau relativement faibles. L'essai d'écoulement réalisé sur l'un de ces puits a donné un taux de transmission de  $1.8 \cdot 10^{-3}$  m/s et une perméabilité estimée à environ  $2 \cdot 10^{-3}$  m/s.

#### ▪ **L'alimentation**

Les nappes (composées de calcaire lacustre et d'alluvions, ainsi que d'affleurement alluviaux) sont alimentées par l'impluvium. En outre, des cours d'eau tels que les Oueds Guellal, Ben Diab et Mallah, ainsi que des affleurements sur des terrains élevés tels que Djebel Youcef et Zdimm, contribuent à l'alimentation de la nappe phréatique.

#### ▪ **L'exutoire**

La nappe phréatique du Plio-Quaternaire présente un écoulement Sud-Sud-ouest, provenant des régions élevées du Nord. Les pentes de cet écoulement dépassent 1%. Le schéma de drainage présente un écoulement constant vers la plaine de Mezlug-Guellal sur un front d'environ 20 kilomètres.

Dans la région Sud, l'écoulement des eaux est limité par l'existence du diapir triasique, qui constitue une barrière étanche. Par conséquent, une partie de l'eau est dirigée vers Sebkheth Melloul, tandis qu'une autre partie est dirigée vers Chott El Malah. Par conséquent, l'exutoire se compose principalement des dépressions caractérisées par les sebkhas et les Chotts, qui constituent des systèmes d'évaporation.

#### ▪ **Les paramètres hydrodynamiques**

Les résultats des essais d'écoulement ont été analysés afin de déterminer les caractéristiques de transmissivité et de perméabilité des calcaires lacustres. Les valeurs mesurées pour T et K sont respectivement de  $10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s et  $6.10^{-5}$  m/s. Par ailleurs, les calcaires lacustres sont accompagnés par les alluvions de l'Oued Guellal qui sont exploitées par plusieurs puits qui donnent des débits modérés. La transmissivité de l'un de ces puits a été déterminée lors d'un essai d'écoulement comme étant de l'ordre de  $1,8 \times 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s. La perméabilité est d'environ  $2 \times 10^{-3}$  m/s.

### ▪ Ressources exploitables

L'estimation des ressources exploitables dans les Hautes plaines Sétifiennes a été réalisée par l'ANRH et ENergoprojekt en 2009. Selon leurs résultats, le volume estimé des ressources disponibles est de 123 Hm<sup>3</sup> par an. Le Tableau 40 résume les formations, l'extension ainsi que la capacité des ouvrages existants dans chacun des aquifères de la plaine de Sétif.

### c. Contexte hydrogéologique de la région d'Ain Azel

Plusieurs études hydrogéologiques ont été menées dans la région de Sétif, d'El Eulma à Ain Azel dont la région d'étude fait partie (Kada & Demdoug, 2020 ; Kada, 2014 ; Bellouche, 2016,1996 ; Demdoug, 2010 ; Demdoug & Djebbar, 2009). La région étudiée comprend des unités hydrogéologiquement importantes telles que :

#### • L'aquifère superficiel du Mio-Plio-Quaternaire

La couverture du Mio-Plio-Quaternaire est un exemple d'un aquifère hétérogène et peu profond, constitué principalement d'alluvions récentes et anciennes, de terres arables, de glaciaires polygéniques, de calcaires villafranchiens, de calcaires lacustres et de galets du Pliocène, de sables, de limons et de conglomérats du Miocène. L'épaisseur de ces formations varie en fonction de leur localisation.

#### • L'aquifère Profond (Crétacé inférieur)

Les niveaux aquifères sont caractérisés par une tectonisation, une fissuration et une karstification importantes des couches carbonatées, ce qui leur confère une capacité de rétention d'eau considérable. Les aquifères susmentionnés possèdent une porosité secondaire et se sont développés dans des formations profondes du Crétacé.

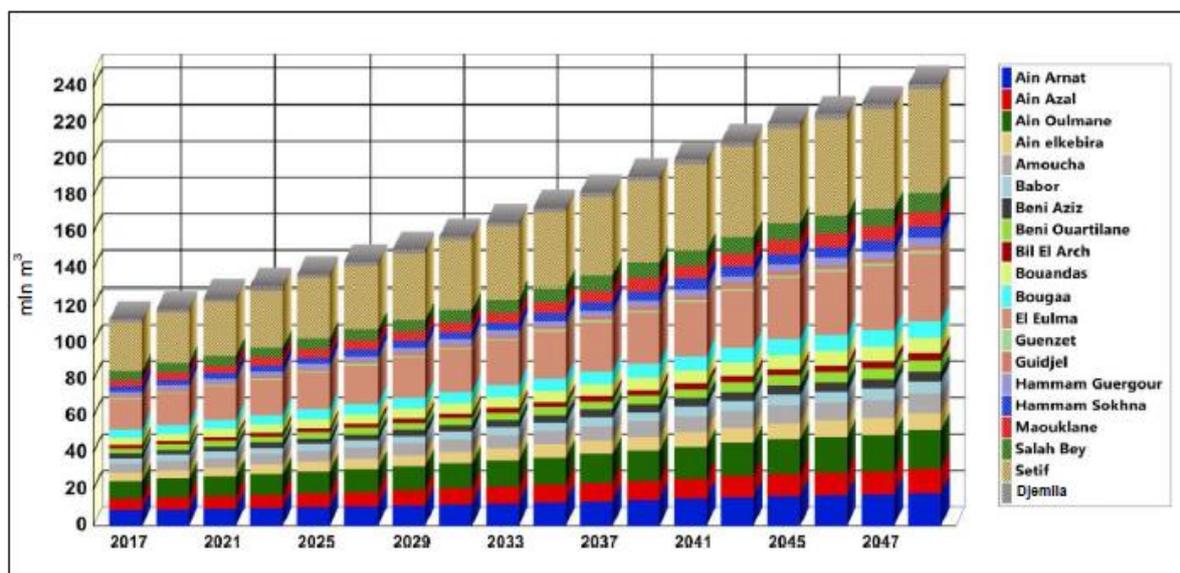
**Tableau 40.** Les formations, l'extension et la capacité des ouvrages existants dans les aquifères de la plaine de Sétif (PNE, 2010).

Aquifères	Formation des aquifères	Extension des aquifères	des ouvrages existants
<b>Aq.1</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>L'aquifère du Quaternaire (Sables, graviers et argiles).</li> <li><math>K = 10^{-4}</math> m/s</li> </ul>	Occupe la majeure partie de la plaine	<ul style="list-style-type: none"> <li>Puits.</li> <li><math>Q = 0</math> à 3 l/s.</li> </ul>
<b>Aq.2</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>L'aquifère du Mio-Pliocène (Calcaires lacustres et conglomérats).</li> <li><math>K = 5 \cdot 10^{-5}</math> m/s.</li> </ul>	Occupe la majeure partie de la plaine.	<ul style="list-style-type: none"> <li>Forages</li> <li><math>Q = 57</math> l/s</li> <li>NS= 12m</li> <li>ND= 15m</li> </ul>
<b>Aq.3</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>L'aquifère de l'Eocène inférieur (Calcaires à silex et marnes).</li> <li><math>T = 3</math> à <math>8 \cdot 10^{-3}</math> m<sup>2</sup>/s</li> <li><math>S = 10^{-4}</math></li> </ul>	Au sein de la zone centrale de la plaine avec une extension NE-SW	$Q_{\text{moy}} = 15$ à 30 l/s
<b>Aq.4</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>L'aquifère du Crétacé supérieur (Calcaire datant du Campanien et Maestrichtien)</li> </ul>	Dans la partie centrale de la plaine avec une extension NE-SW	<ul style="list-style-type: none"> <li><math>Q = 10</math> à 20 l/s (Maestrichtien)</li> <li><math>Q = 30</math> à 80 l/s (Sénonien)</li> </ul>
<b>Aq.5</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>L'aquifère du Crétacé inférieur et du Jurassique à caractère carbonaté.</li> </ul>	Le long des limites méridionales de la plaine.	<ul style="list-style-type: none"> <li><math>Q = 20</math> à 200 l/s (Barrémien : forages de la mine de Ain Azel).</li> </ul>

### 3. Demande en eau

De multiples facteurs, dont la croissance démographique, le statut socio-économique et les conditions climatiques, influencent la demande en eau dans la région des Hautes Plaines Sétifiennes. En raison de l'absence d'un réseau d'assainissement suffisant et opérationnel, une pénurie d'eau et une augmentation des rejets d'eaux usées se produisent dans certaines agglomérations à cause de l'instabilité des ressources en eau causée par ces différentes variables. Les rejets à moyen et long terme peuvent se traduire par une eau de qualité variable.

Afin de prédire la disponibilité future de l'eau et les estimations des rejets à différents endroits de la région de Sétif, Bouznad et al (2020) ont utilisé un modèle de gestion intégrée de l'eau appelé WEAP pour prévoir la demande en eau. En raison du nombre croissant des personnes vivant dans les zones urbaines, le scénario de référence prévoit que la demande en eau potable augmentera de 2016 à 2050 à un taux de 120 millions de m<sup>3</sup> par an, atteignant 153 millions de m<sup>3</sup> en 2030 et 247 millions de m<sup>3</sup> en 2050. La Figure 39 montre que les quatre communes ayant les taux de consommation d'eau domestique les plus élevés sont Sétif, Eulma, Salah Bey et Hammam Sokhna. Cela s'explique par la forte population de ces villes (Bouznad et al, 2020).

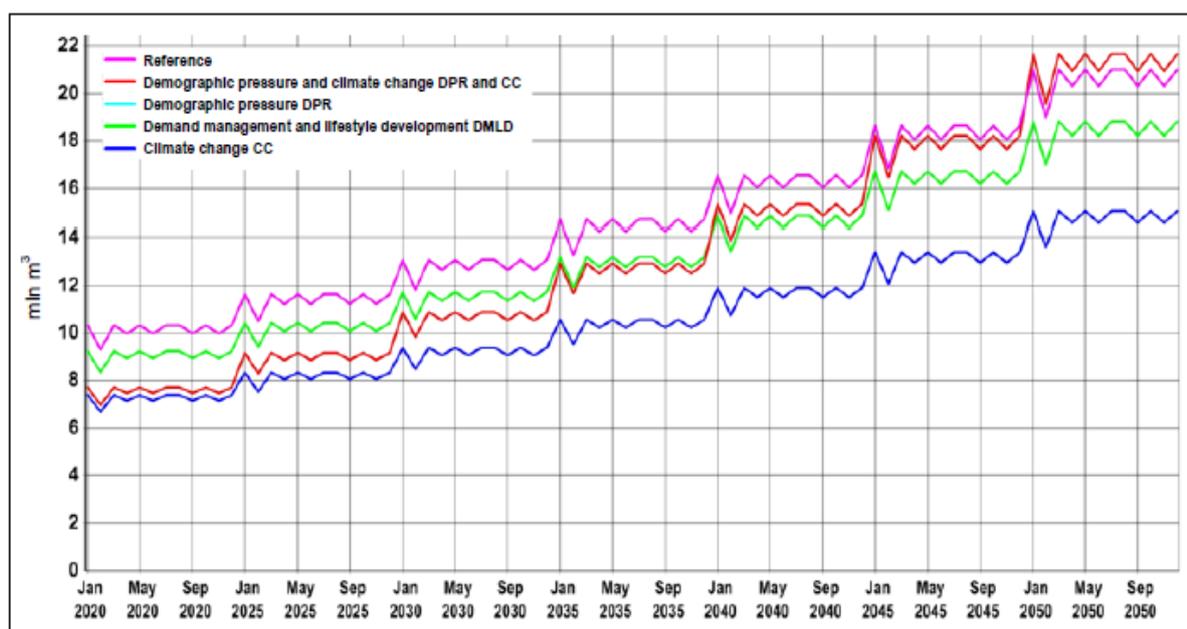


**Figure 39.** Evolution de la demande en eau dans la wilaya de Sétif – scénario de référence (2016-2050) (Bouznad et al, 2020).

La demande en eau globale mensuelle affiche un taux de croissance constant de 2016 à 2050 dans tous les scénarios, en particulier pendant la période allant de Mai à Septembre. Cette

augmentation peut être attribuée à l'utilisation intensive de l'eau pendant la saison estivale et à l'épuisement des ressources causé par le changement climatique. Les résultats indiquent qu'en Janvier 2020, la demande en eau était comprise entre 7.4 Mm<sup>3</sup> pour le scénario de Changement Climatique (CC) et 10.30 Mm<sup>3</sup> pour le scénario de référence (Fig. 40). La demande augmentera progressivement avec le temps, atteignant 15 Mm<sup>3</sup> pour le scénario (CC) et 21 Mm<sup>3</sup> pour le scénario de référence.

La demande en eau pour les scénarios pression démographique (DPR) et changement climatique (CC) présente une augmentation significative à partir du Janvier 2040, atteignant 14,85 Mm<sup>3</sup>, dépassant la demande en eau du scénario : gestion de la demande et développement du style de vie (DMLD). L'évolution devrait augmenter régulièrement et atteindre un volume de 21,66 Mm<sup>3</sup> en Janvier 2050, dépassant les valeurs du scénario de référence. L'augmentation progressive de la demande en eau dans cette situation résulte de ces deux facteurs : la croissance démographique et la rareté des ressources en eau causée par le changement climatique (Bouznad et al, 2020).



**Figure 40.** Evolution de la demande mensuelle en eau dans la wilaya de Sétif (2016-2050) (Bouznad et al, 2020).

#### 4. Demande non satisfaite

La demande en eau non satisfaite est la différence entre la quantité d'eau nécessaire et la quantité d'eau distribuée. Ce ratio est utile pour comprendre l'ampleur de la pénurie.

La Figure 41 montre que tous les scénarios indiquent une pénurie d'eau potable sur la base des données relatives à la demande non satisfaite. La demande non satisfaite augmente constamment sur l'ensemble du scénario, à partir de l'année de référence. Le déficit est évident dans le scénario de référence, puisque la demande n'est pas satisfaite sur toute la période de simulation. Le déficit atteint des niveaux significatifs, avec environ 100 Mm<sup>3</sup> en 2017, passant à 140 Mm<sup>3</sup> en 2035 et dépassant les 200 Mm<sup>3</sup> en 2050.

La courbe du scénario du changement climatique (CC) indique que le déficit devient de plus en plus important pendant une période de sécheresse, entraînant une diminution de 10% des précipitations. Le volume atteint 120 Mm<sup>3</sup> en 2035 et dépasse 180 Mm<sup>3</sup> en 2050. C'est l'impact direct du changement climatique sur l'approvisionnement en eau, en particulier en termes de sécheresse (Bouznad et al, 2020).

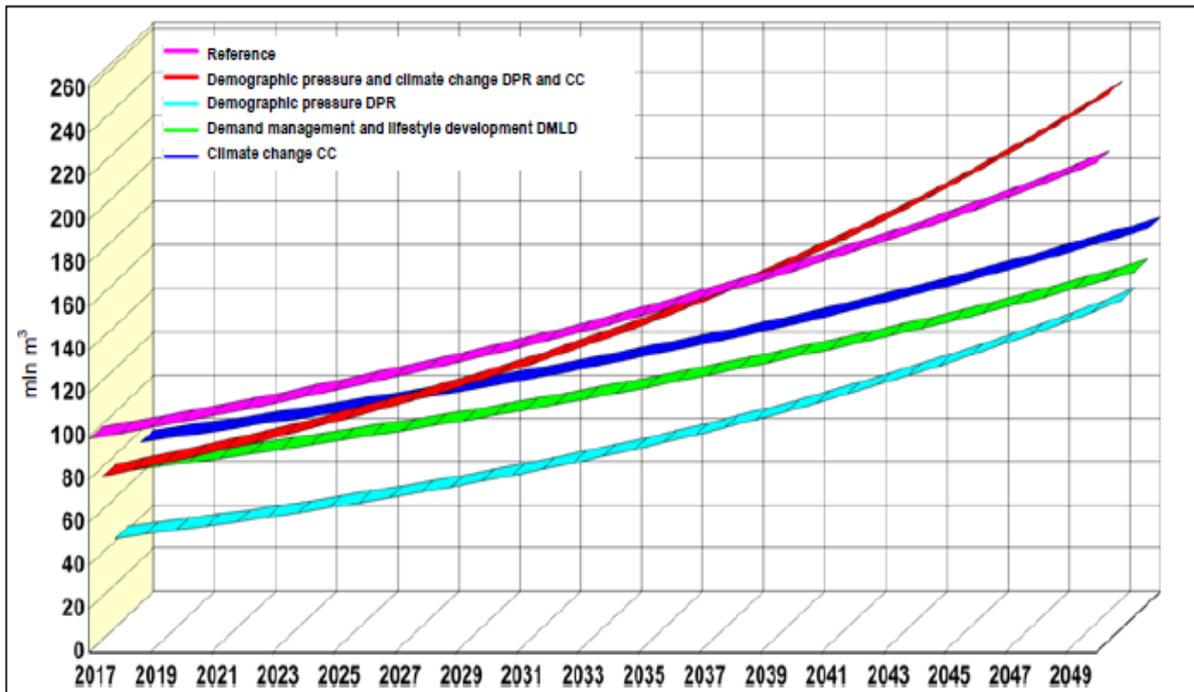


Figure 41. Evolution de la demande en eau non satisfaite dans la wilaya de Sétif (Bouznad et al, 2020).

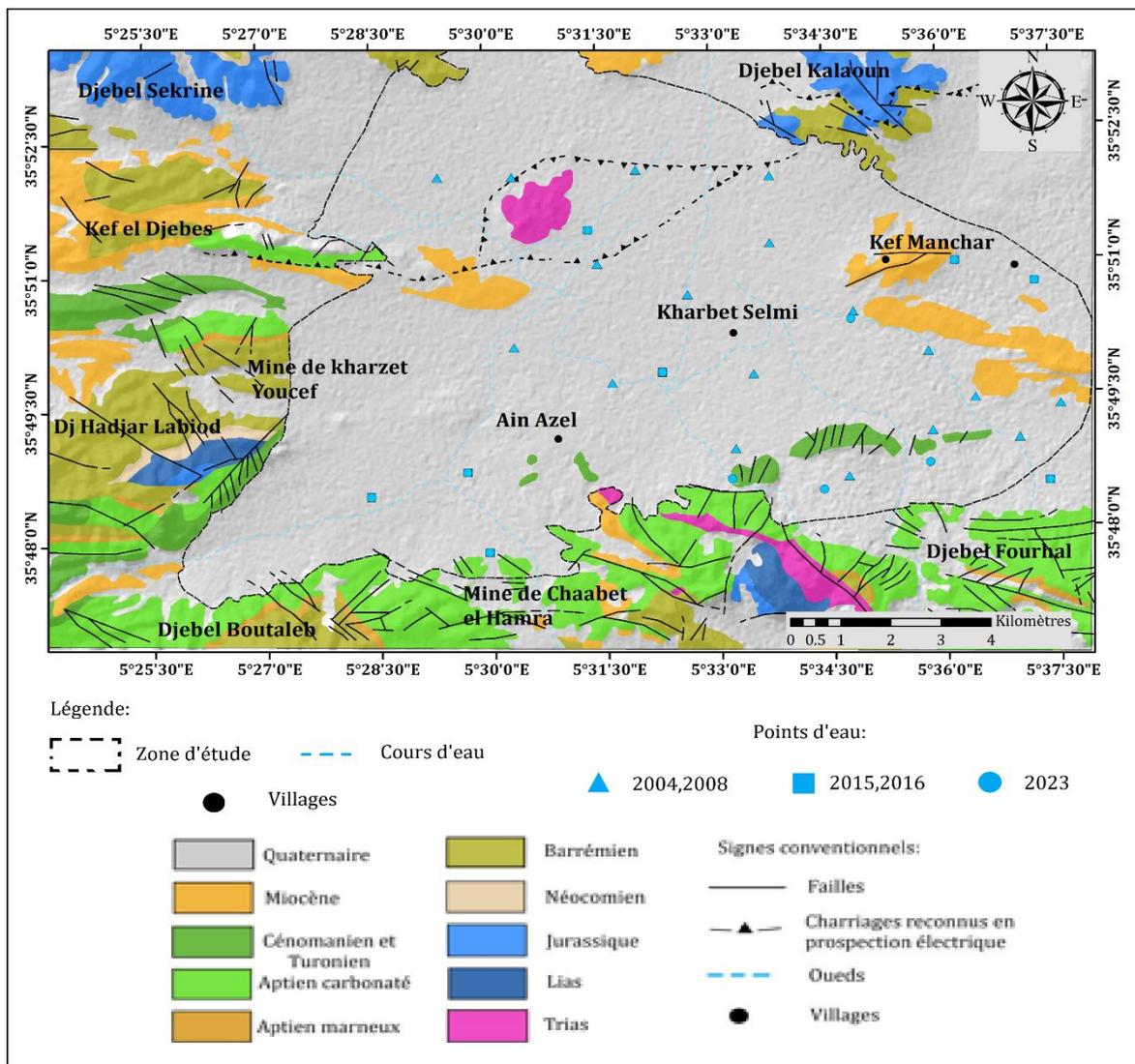
## 5. Inventaire des points d'eau

L'étude des variations spatiales et temporelles de la piézométrie permet de mieux comprendre les mécanismes qui régissent les écoulements des hydrosystèmes. Pour ce faire, les cartes piézométriques ont été utilisées pour surveiller les niveaux piézométriques en fonction des changements climatiques.

Dans le cadre de ce travail, cinq campagnes piézométriques ont été effectuées permettant d’inventorier 53 points d’eau de la nappe superficielle du Mio- Plio-Quaternaire (Tab. 41 ; Fig. 42). La profondeur du niveau d’eau des points ayant connu la mesure a été faite à l’aide d’une sonde piézométrique sonore de 200 m.

**Tableau 41.** Inventaire des points d’eau pour chaque campagne.

Campagnes	2004 (Belkhiri, 2005)	2008 (Belkhiri, 2010)	2015 (Kada, 2022)	2016 (Kada, 2022)	2023 (Aouati, 2023)
Nombre des points d’eau	18	18	11	11	24



**Figure 42.** Carte d’inventaire des points d’eau dans la région de Ain Azel.

## 6. Interprétation des cartes piézométriques

Les cartes piézométriques établies à partir des données de campagnes (2004, 2008, 2015, 2016 et 2023) ont permis de caractériser les directions d'écoulement des eaux souterraines et l'évolution spatiale et temporelle de la surface piézométrique de l'aquifère alluvial de la plaine de Ain Azel. Les cartes piézométriques de l'aquifère alluvial de la plaine de Ain Azel (Fig. 9 ; annexe ; Fig. 43) montrent que les eaux souterraines s'écoulent généralement du Sud-Est au Nord-Ouest, où l'eau souterraine conserve la même direction d'écoulement avec une diminution progressive du niveau piézométrique vers la plaine. Il n'y a pas de différence perceptible dans la forme ou l'espacement des courbes piézométriques lorsque l'on compare les cartes piézométriques mais les cotes piézométriques montrent un rabattement significatif expliqué par la tendance à la baisse des précipitations durant cette dernière décennie sous l'effet du changement climatique, et à la surexploitation qu'a connue la région. Un gradient hydraulique élevé a été observé dans la partie Sud, ce qui peut s'expliquer par une forte pente du substratum, un débit élevé ou une faible perméabilité. Par contre, les parties centre et la partie Nord présentent de faibles gradients hydrauliques causés par de faibles pentes du substratum, de faibles débits ou de forte perméabilité (Tab. 42).

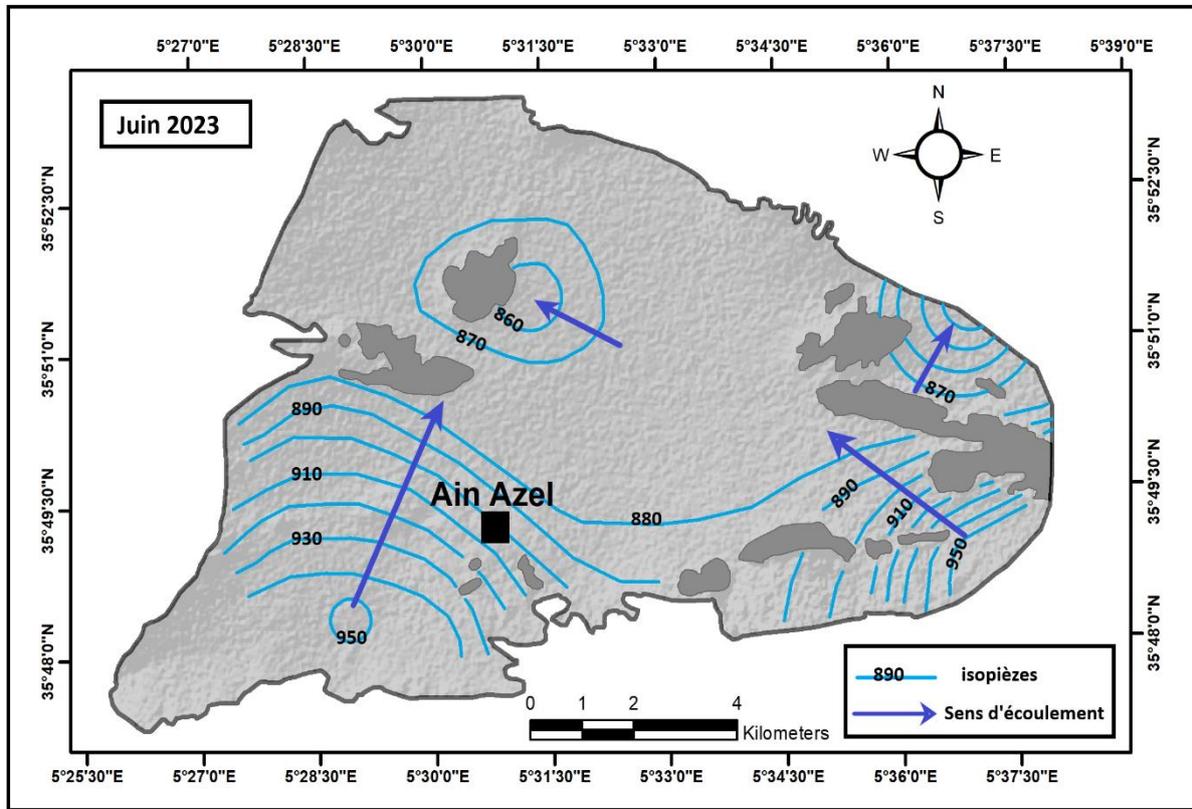
**Tableau 42.** Calcul du gradient hydraulique de la région d'étude

Périodes	H1 (m)	H2 (m)	L (m)	I	I (%)
<b>Décembre 2004</b>	980	900	2500	0.032	3.2
	900	890	3000	0.003	0.3
<b>Juin 2015</b>	970	890	2500	0.032	3.2
	870	860	2000	0.005	0.5
<b>Juin 2023</b>	950	900	2000	0.025	2.5
	880	860	2500	0.008	0.8

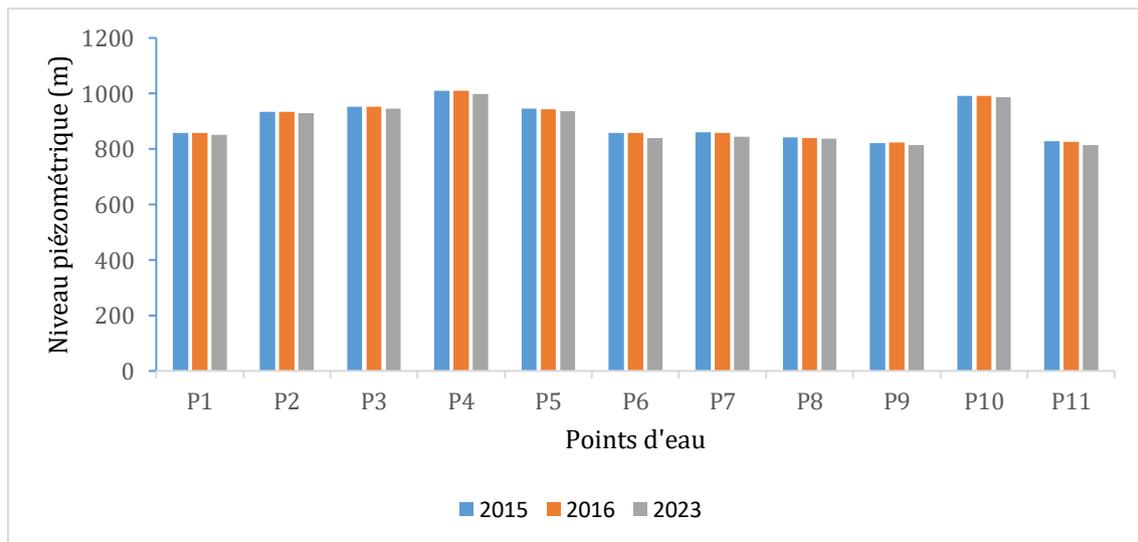
### ▪ Evolution piézométrique

Une analyse a été menée pour comparer les tendances des niveaux piézométriques des puits avec les mesures de niveau d'eau sur les quatre campagnes de 2008, 2015, 2016 et 2023 (Fig. 44 ; 45). Cette comparaison met en évidence une baisse des niveaux piézométriques sur l'ensemble des puits ; elle est variable d'un puits à l'autre. A titre d'exemple, la diminution du

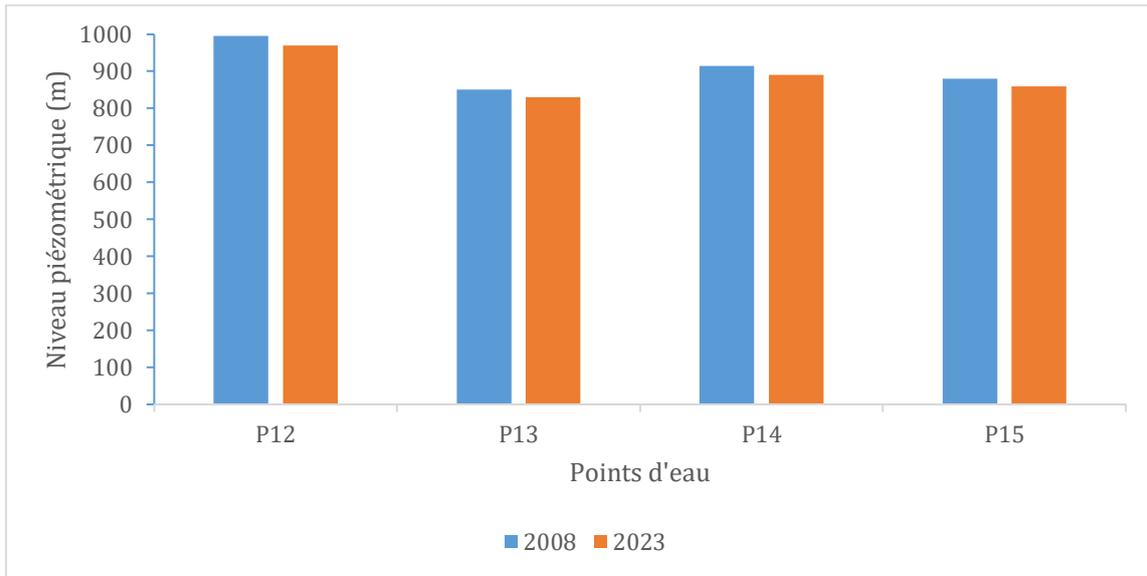
niveau piézométrique atteint 5.6m au niveau du puits P1 et 12.6 au niveau du puits P11, et ce entre 2015 et 2023 (Fig. 44).



**Figure 43.** La carte piézométrique de l'aquifère alluvial de la plaine de Ain Azel (Juin 2023).

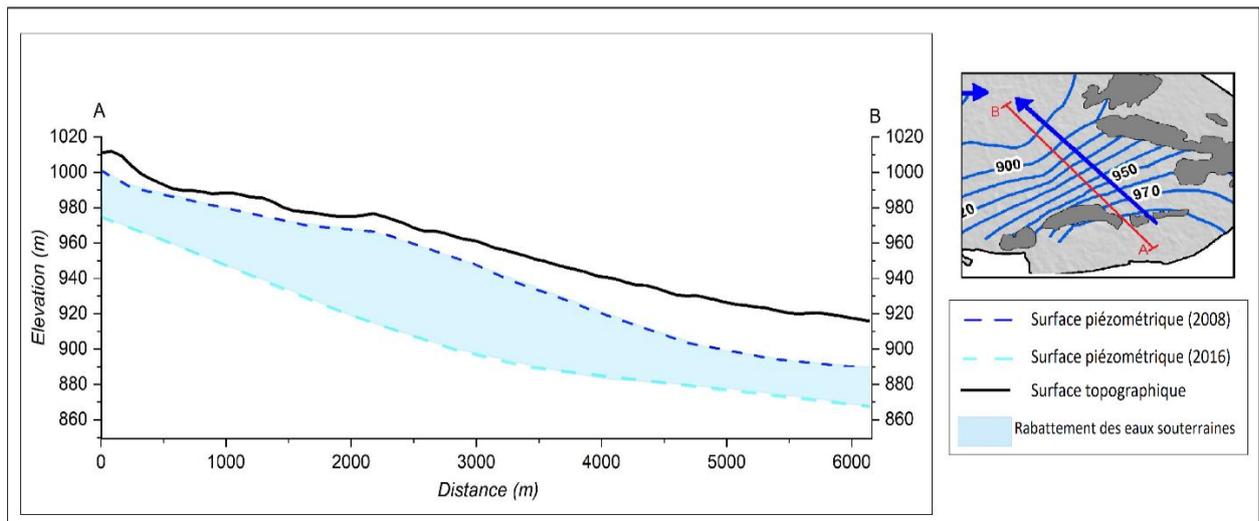


**Figure 44.** Evolution temporelle du niveau piézométrique de certains puits captant l'aquifère alluvial de la plaine de Ain Azel (Périodes 2015, 2016, 2023).



**Figure 45.** Evolution temporelle du niveau piézométrique de certains puits captant l'aquifère alluvial de la plaine de Ain Azel (Périodes 2008, 2023).

La figure 46 montre une baisse générale évidente du niveau des eaux souterraines entre 2008 et 2016 dans la région. D'une part, cela peut s'expliquer par la surexploitation des eaux souterraines, qui constituent la seule source d'approvisionnement en eau de la région. Une augmentation significative du nombre de puits forés a entraîné un pompage continu et intensif pour l'irrigation et l'usage industriel. D'autre part, la réduction significative du volume des précipitations est considérée comme un facteur important affectant les niveaux des eaux souterraines dans la région étudiée.



**Figure 46.** Un profil à travers les formations alluviales de la plaine de Ain Azel.

## 7. Les paramètres hydrodynamiques

Afin de déterminer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère Mio- Plio- Quaternaire de Ain Azel, situé au Sud de la wilaya de Sétif, nous avons exploité les résultats des derniers sondages réalisés par la Direction des Ressources en Eau (DRE) de Sétif. Ces essais ont été réalisés afin de déterminer la transmissivité (T) et la perméabilité (K) de l'aquifère (Tableau. 43).

La représentation graphique (Fig. 10, 11 ; annexe) est dérivée de la formulation de l'approximation logarithmique proposée par C.E. Jacob (1950) :

$$s = \frac{0.183Q}{T} \log 2.25 \frac{T_t}{x^2 S}$$

Où :

s : rabattement observé en fonction du temps (m) ;

Q : débit du pompage (m<sup>3</sup>/s) ;

T : transmissivité de l'aquifère (m<sup>2</sup>/s) ;

T : durée du pompage (s) ;

S : coefficient d'emménagement ;

X : distance séparant le puits du pompage du puits d'observation (m) ;

- **La transmissivité**

Le coefficient de perméabilité « k » et l'épaisseur « H » d'un aquifère influencent la productivité du captage. C'est pourquoi qu'il est nécessaire d'introduire un autre paramètre appelé « T ».

La transmissivité T d'un aquifère est le débit d'eau par unité de largeur « L » de l'aquifère sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique « i ».

La méthode permettant d'obtenir l'équation de Jacob consiste à la résoudre graphiquement. Pour ce faire, les rabattements, exprimés en mètres, sont représentés en ordonnées arithmétiques sur du papier semi-logarithmique.

Le temps de pompage, indiqué en secondes. Est représenté sous forme d'abscisses logarithmiques.

La détermination de la transmissivité en mètres carrés par seconde est obtenue en calculant la pente de la ligne de régression linéaire dérivée d'un cycle logarithmique, à l'aide de la formule suivante :

$$T = \frac{0.183Q}{C}$$

Avec :

T : transmissivité de l'aquifère (m<sup>2</sup>/s) ;

Q : débit du pompage (m<sup>3</sup>/s) ;

C : pente de la droite ;

- **La perméabilité**

Selon [Castany \(1982\)](#), la perméabilité est définie comme la capacité d'un réservoir à laisser passer l'eau tout en étant soumis à l'influence d'un gradient hydraulique.

Elle est évaluée notamment par le coefficient de perméabilité « K », défini par la loi de Darcy comme le volume d'eau gravitaire qui traverse en une seconde une unité de section perpendiculaire à l'écoulement sous influence d'une unité de gradient hydraulique.

La formule suivante permet de calculer la perméabilité « K » en termes de mètres par seconde :

$$K = \frac{T}{e}$$

Avec :

K : désigne la perméabilité en m/s ;

T : désigne la transmissivité en m<sup>2</sup>/s ;

e : désigne l'épaisseur de la couche aquifère ;

**Tableau 43.** Quelques valeurs des paramètres hydrodynamiques (T) et (K).

Système aquifère	Forages	Palier/ long durée	T(m <sup>2</sup> /s)	K (m/s)
Mio-Plio- Quaternaire	P1	Long duré	1.69*10 <sup>-1</sup>	1.13*10 <sup>-3</sup>
	P2	Long duré	2.14*10 <sup>-1</sup>	1.43*10 <sup>-3</sup>
	P3	Palier 1	10 <sup>-3</sup>	6.67*10 <sup>-5</sup>
		Palier 2	10 <sup>-3</sup>	6.67*10 <sup>-5</sup>
	P4	Long duré	1.39*10 <sup>-2</sup>	9.28*10 <sup>-5</sup>
		Palier 1	5.78*10 <sup>-2</sup>	3.85*10 <sup>-4</sup>
		Palier 2	3.16*10 <sup>-4</sup>	4.74*10 <sup>-4</sup>
		Long duré	3.55*10 <sup>-5</sup>	2.37*10 <sup>-4</sup>
	P5	Palier 1	1.17*10 <sup>-1</sup>	7.77*10 <sup>-4</sup>
		Palier 2	2.45*10 <sup>-3</sup>	1.63*10 <sup>-5</sup>
P6	Palier 1	4.62*10 <sup>-3</sup>	3.08*10 <sup>-5</sup>	
	Palier 2	2.33*10 <sup>-3</sup>	1.55*10 <sup>-5</sup>	
	Palier 3	6.95*10 <sup>-4</sup>	4.63*10 <sup>-5</sup>	
	Long duré	4.56*10 <sup>-3</sup>	3.04*10 <sup>-5</sup>	
P7	Long duré	5.69*10 <sup>-4</sup>	3.79*10 <sup>-6</sup>	

## 8. Conclusion

L'étude hydrogéologique a montré que la région d'étude comprend deux unités hydrogéologiques disposant un potentiel hydrique très important et qui sont : l'aquifère superficiel du Mio- Plio-Quaternaire et le complexe des aquifères profonds du crétacé inférieur.

L'étude piézométrique a montré que le sens général d'écoulement des eaux souterraines de l'aquifère superficiel du Mio-Plio-Quaternaire s'effectue du SE vers le NW.

Le suivi de la piézométrie sur une période de 19 ans (2004-2023) montre un rabattement continu de l'aquifère qui dépasse 20m par endroit. Le déclin général du niveau piézométrique pourrait être expliqué par la baisse des précipitations durant ces dernières décennies sous l'effet du changement climatique, et par la surexploitation afin de combler les besoins en eau potable.

A son tour, ce rabattement engendrerait sans doute une dégradation de la qualité chimique des eaux souterraines en augmentant leur salinisation.



**-CHAPITRE 05-**

---

**Étude**  
**HYDROGÉOCHIMIQUE**

---



## 1. Introduction

L'utilisation de l'approche hydrogéochimique est un outil important dans le processus de caractérisation des eaux souterraines. Cette méthode d'investigation hydrogéologique facilite la caractérisation de la composition chimique des niveaux aquifères distinctes. Divers facteurs exercent une influence significative sur la chimie des eaux, notamment les propriétés des formations rocheuses encaissantes, l'hydrodynamique des aquifères et les conditions climatiques qui prévalent.

L'analyse hydrogéochimique dans cette étude a été menée pour mieux comprendre les mécanismes géochimiques responsables de la minéralisation des eaux souterraines et pour fournir une évaluation qualitative des eaux souterraines dans la zone d'étude. Pour cela, nous avons adopté les méthodes géochimiques en occurrence : l'étude de l'évolution de la salinité au fil du temps, les diagrammes chimiques, les couples (Na,Cl) ; (Ca,Mg) ; (Ca,SO<sub>4</sub>). Cinq campagnes distinctes (2002, 2008, 2017, 2018 et 2023) ont été réalisées afin d'achever cet objectif (Fig. 53).

## 2. Méthodes d'analyses

Dans cette étude, la qualité des eaux souterraines de la région d'Ain Azel a été évaluée dans le contexte du changement climatique à partir des résultats de cinq campagnes réalisées à différentes périodes. En 2002, 2017 et 2023, des analyses portant sur 20, 15 et 24 échantillons respectivement ont été effectuées par le Laboratoire d'Hydrogéologie de la Faculté des sciences de la terre (Université Constantine 01). En 2008, des données physicochimiques de 18 échantillons d'eau souterraine ont été obtenues selon l'étude de Belkhiri et al.(2010). En 2018, le Laboratoire de l'Algérienne des eaux (ADE) de Sétif a réalisé des échantillons sur 39 échantillons d'eau souterraine (Fig. 47 ; TAB. 44).

## 3. Les principaux paramètres physico-chimiques

### 3.1. Caractéristiques physiques de l'eau

#### 3.1.1. Température

L'influence de la température sur l'activité chimique, l'activité bactérienne et l'évaporation de l'eau est significative. La température de l'eau est sujette à des fluctuations basées sur des facteurs externes tels que la température de l'air ambiant, les variations saisonnières, les conditions géologiques et la profondeur relative de la nappe phréatique par rapport à la surface de la terre.

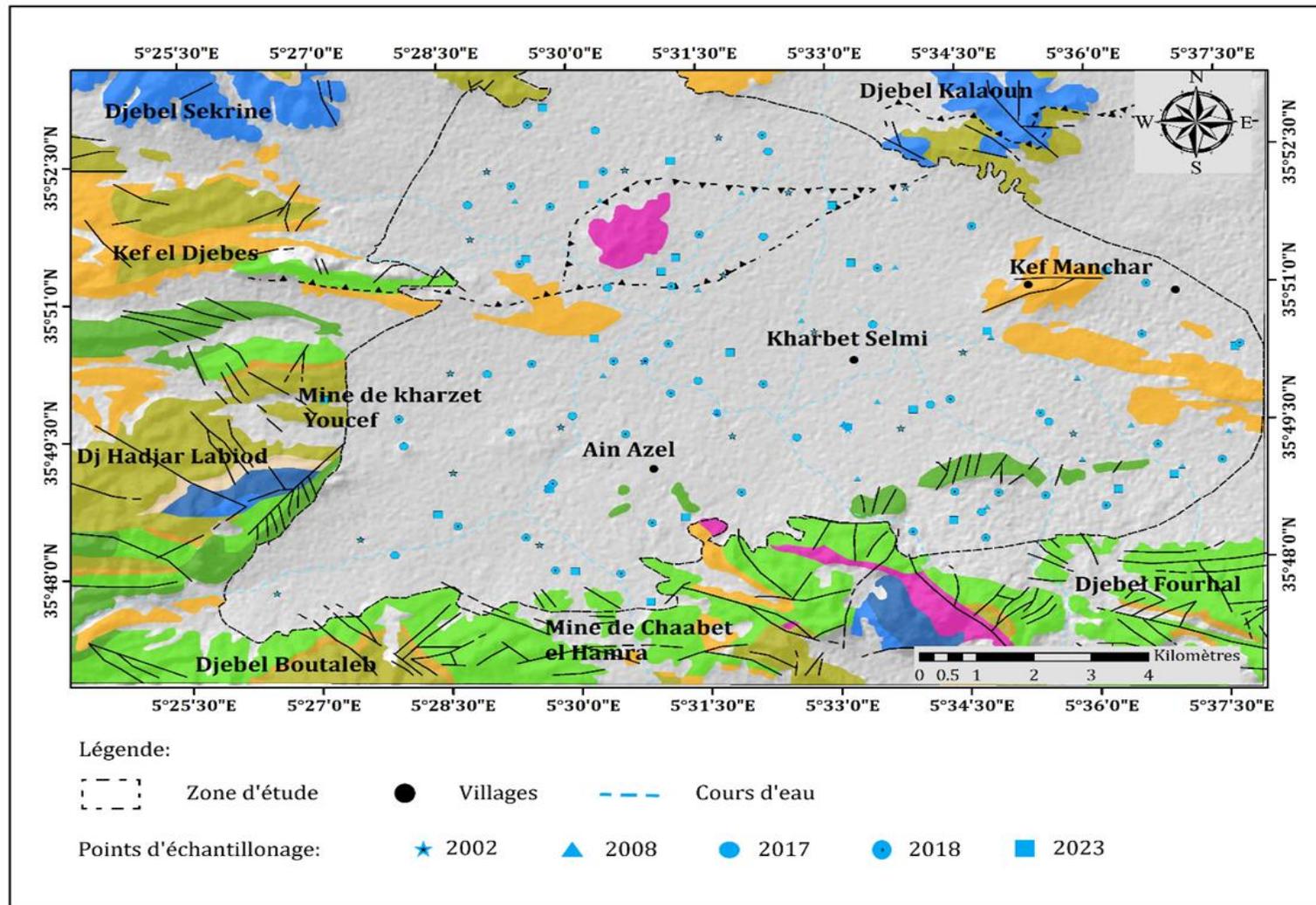


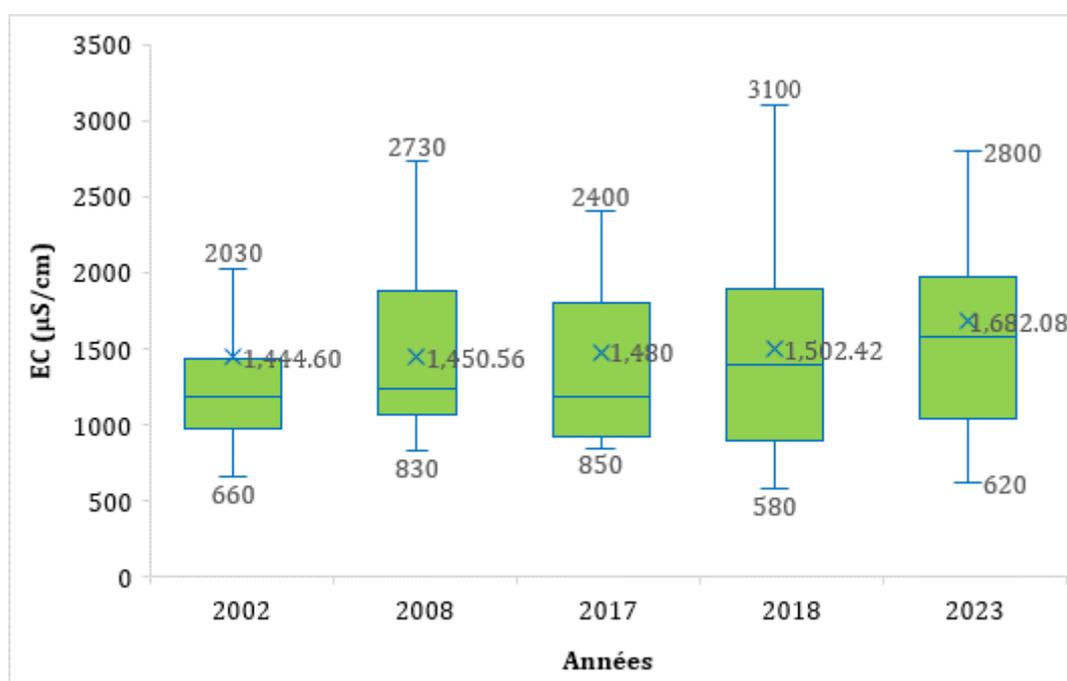
Figure 47. Localisation des puits testés de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire sur la carte géologique de la zone d'étude.

Les températures des eaux souterraines enregistrées durant les périodes de prélèvement pour les campagnes 2008 et 2023 oscillent entre 14 et 19°C, et ne dépassent pas la norme fixée par l'organisation mondiale de la santé (25°C) (OMS). Le Tableau 45 fournit un résumé de valeurs de températures observées.

### 3.1.2. Conductivité électrique CE

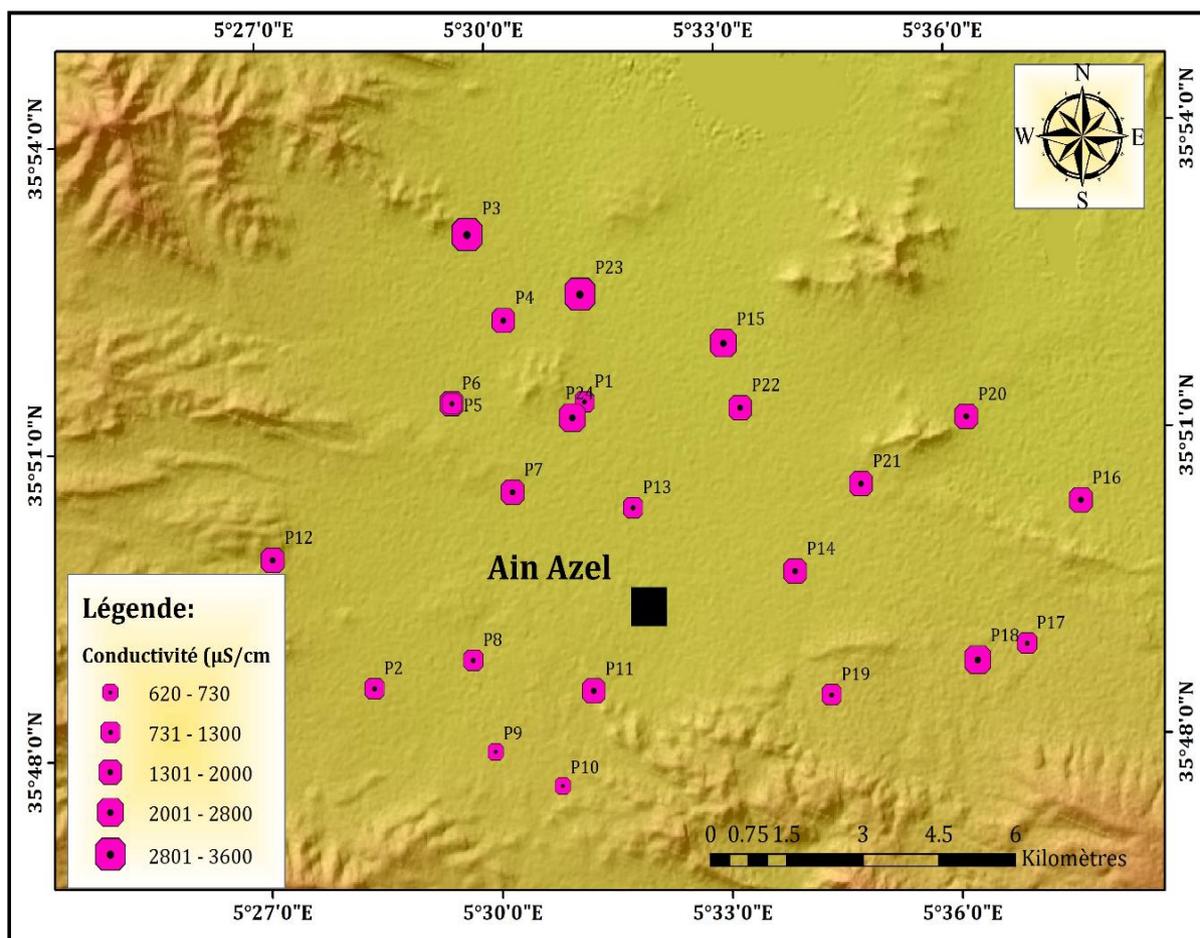
Il s'agit de la conductance sur une distance d'un centimètre entre deux électrodes métalliques d'une surface combinée d'un centimètre carré. La mesure de la conductivité de l'eau peut être utilisée pour déduire sa minéralisation ou sa concentration, elle est liée à la nature lithologique du terrain, le sens d'écoulement d'une nappe ainsi que le temps de séjour d'une eau. Ce paramètre varie d'une façon linéaire en fonction de la température.

Les valeurs de CE varient entre 580 et 3700 $\mu$ S/cm pour toutes les campagnes, certains échantillons ont montré des valeurs de CE supérieures à 2000  $\mu$ S/cm. Les valeurs deviennent de plus en plus élevées vers le Nord et le Nord-ouest, ceci s'explique par l'influence des terrains triasiques gypsifères dans la région (Fig.48 ; Fig. 12 ; annexe).



**Figure 48.** Boîte à moustaches de la conductivité électrique des échantillons analysés.

La conductivité électrique de 54% des eaux analysées en 2023 s'inscrit dans des classes supérieures à 1500 $\mu$ S/cm. Cette augmentation peut être le résultat de la diminution des précipitations que connaît le secteur d'étude ces dernières décennies (Fig. 49).



**Figure 49.** Variabilité spatiale de la conductivité électrique (µS/cm) (Campagne 2023).

### 3.1.3. Potentiel hydrogène pH

Une multitude de calculs d'équilibre géochimique et de solubilité peuvent être déterminés en utilisant le pH de l'eau, qui est un indicateur essentiel de sa qualité (Hem, 1986).

Le pH d'une solution exprime la concentration en ions ( $H^+$ ) dans la solution, il est utilisé pour représenter l'acidité ou l'alcalinité de la chimie d'un milieu, il est exprimé comme le logarithme décimal de l'inverse de cette concentration comme le démontre la formule suivante :

$$pH = -\log [H_3 O^+]$$

Les pH dans la plaine de Ain Azel varient entre 6.8 et 9.6 pour l'ensemble des points d'eau de la plaine pendant toutes les campagnes. Ceci est dû à l'interférence de plusieurs processus géochimiques tels que l'interaction eau-roche, la mise en solution du carbone et l'oxydo-réduction (Tab. 45).

**Tableau 44.** Données physicochimiques et procédures d'analyse des échantillons d'eau souterraine de la zone d'étude.

Année	Données physico-chimiques	Procédures d'analyses
2002 2017 2023	<ul style="list-style-type: none"> <li>Données physico-chimiques de 20 (Malki, 2002), 15 (Merabet, 2017) et 24 (Aouati, 2023) échantillons d'eau respectivement.</li> </ul> <p>(Laboratoire d'hydrogéologie, Faculté des sciences de la terre, Université Constantine 1)</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>pH, EC in-situ par un conductivimètre portable (multiparamètre HANNA HI-9813).</li> <li>Ca, Mg, HCO<sub>3</sub>, Cl par titrage volumétrique.</li> <li>SO<sub>4</sub>, en utilisant par un colorimètre Jenway 6051.</li> <li>Na, K, par spectromètre d'absorption atomique.</li> </ul>
2008	<ul style="list-style-type: none"> <li>Données physicochimiques de 18 échantillons d'eau souterraine (Belkhiri et al, 2010)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>pH, EC in-situ à l'aide d'un multiparamètre WTW ( P3 MultiLine pH/ LF-SET).</li> <li>Ca, Mg, HCO<sub>3</sub>, Cl par titrage volumétrique.</li> <li>Na, K, à l'aide d'un photomètre à flamme (Modèle : Systronics Flame Photometer 128).</li> <li>SO<sub>4</sub> par méthode turbidimétrique.</li> </ul>
2018	<ul style="list-style-type: none"> <li>Données physicochimiques de 39 échantillons d'eau souterraine.</li> </ul> <p>(Laboratoire de l'Algérienne des Eaux, ADE, Sétif Algérie).</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>pH, EC in-situ, en utilisant un multiparamètre de type HANNA HI 76/98195.</li> <li>Ca, Mg, HCO<sub>3</sub>, Cl par titrage volumétrique.</li> <li>SO<sub>4</sub> par chromatographie ionique.</li> <li>Na, K par spectromètre à flamme (Jenway clinical PFP7)</li> </ul>

### 3.2. Caractéristiques chimiques de l'eau (Campagne 2023)

#### 3.2.1. Cations

##### 3.2.1.1. Calcium ( $\text{Ca}^{2+}$ )

Deux processus naturels primaires sont responsables de la créations d'ions de calcium dans l'eau : le premier est la dissolution des formations carbonatées ( $\text{CaCO}_3$ ), et le second est la dissolution des formations gypseuses ( $\text{CaSO}_4$ )



Les teneurs du calcium sont très variables, elles varient d'une valeur minimale de 21 mg/l (P19) à une valeur maximale de 358 mg/l (P3) au niveau des eaux souterraines de la zone d'étude. Les concentrations observées suggèrent que la composition de ces eaux est affectée par la dissolution des formations carbonatées et les formations gypseuses (Fig. 50).

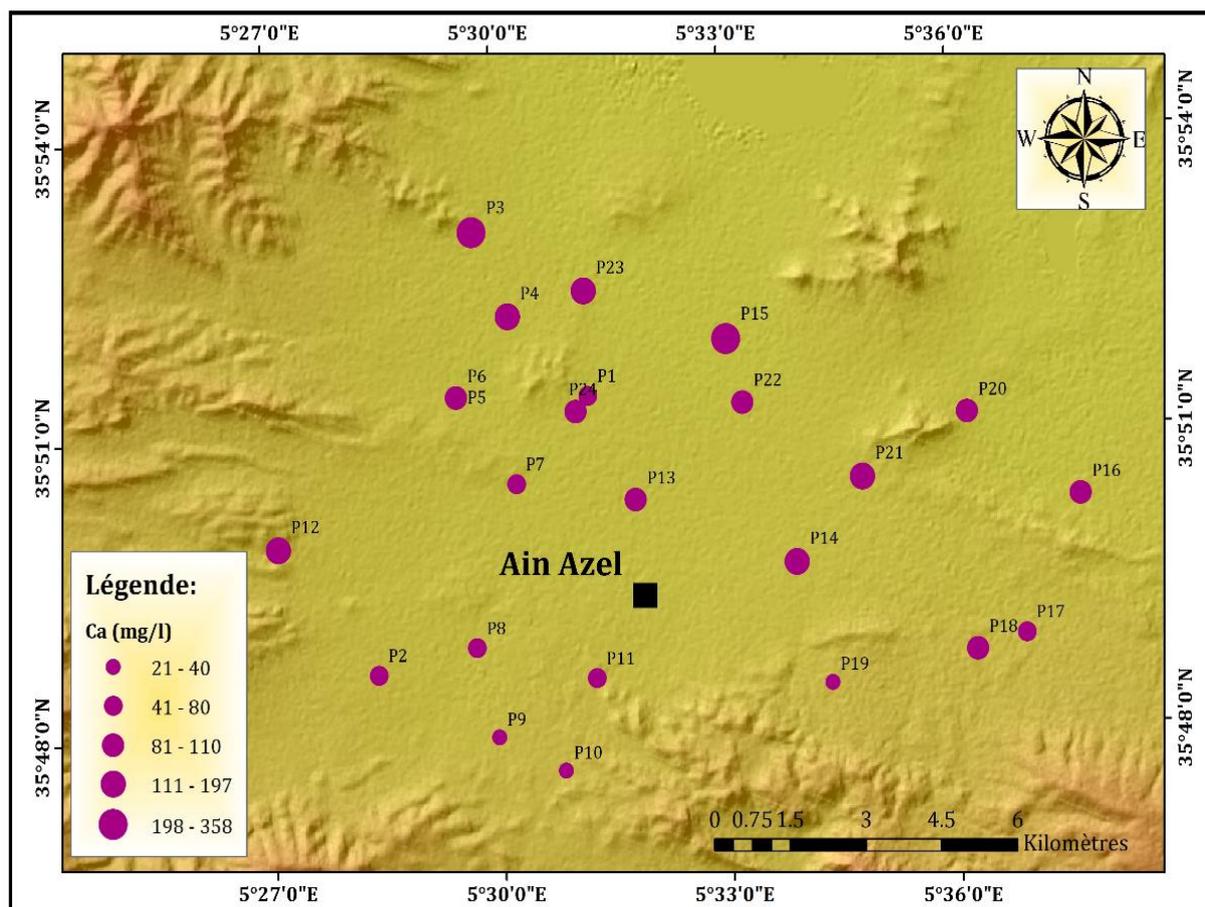
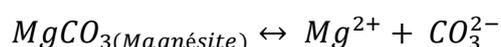
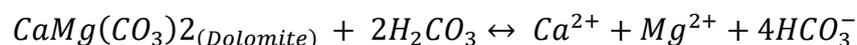


Figure 50. Variabilité spatiale du calcium (mg/l).

### 3.2.1.2. Magnésium ( $Mg^{2+}$ )

Le magnésium et le calcium peuvent avoir une origine commune, puisque le magnésium est issu de la dissolution de roches carbonatées contenant de grande teneur en magnésium, telles que la magnésite et la dolomite.



Il n'y a pas de solubilité préférentielle du calcium ou du magnésium lorsque la dolomie est attaquée. Cependant, si les teneurs en calcium sont plus élevées que les teneurs en magnésium, l'eau a probablement été minéralisée par contact avec le calcaire. En revanche, un taux de magnésium élevé peut être le résultat d'un lessivage des minéraux magnésiens ou d'une contamination d'eau de mer.

Dans le secteur d'étude, les teneurs en magnésium dans les eaux oscillent entre 25 et 153 mg/l, avec une moyenne de 64.8 mg/l (Fig. 51).

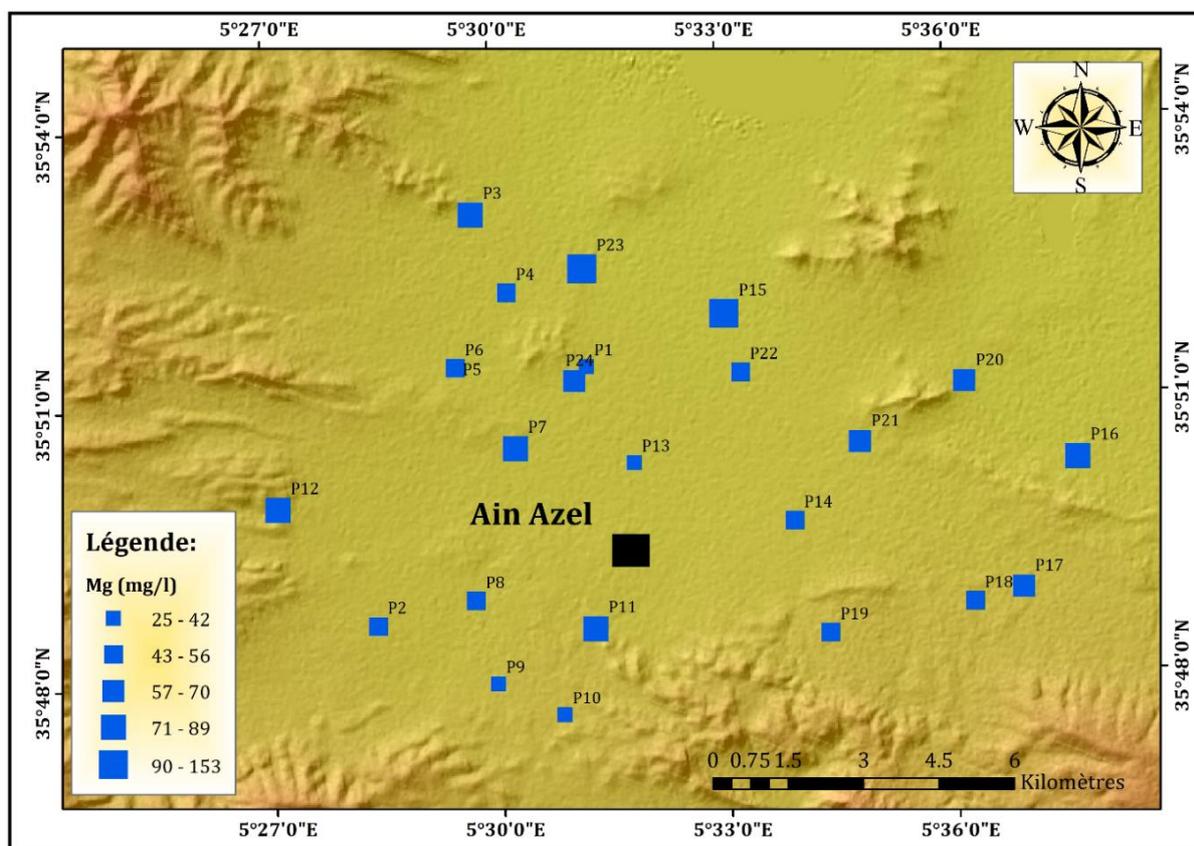


Figure 51. Variabilité spatiale du magnésium (mg/l).

### 3.2.1.3. Sodium et Potassium (Na+k)

Les eaux naturelles contiennent toujours du sodium et du potassium, mais les quantités varient considérablement en raison du lessivage des formations géologiques contenant des concentrations élevées de chlorure et de sodium, le processus de décomposition des sels minéraux présents dans les sols argileux et les déchets des eaux usées provenant de sources industrielles et domestiques. Les valeurs du sodium dans les eaux varient de 18 à 366 mg/l pour les puits (P9) et (P3) respectivement. Les fortes teneurs se localisent au Nord-ouest de la zone d'étude, indiquant une salinité apportée par les dépôts d'évaporites des Sebkhas (Fig. 52).

### 3.2.2. Anions

#### 3.2.2.1. Les chlorures (Cl)

Les chlorures sont toujours présents dans l'eau, mais en quantités très variables. L'eau provenant des régions granitiques présente souvent des concentrations de chlorures plus faibles, tandis que l'eau provenant de régions sédimentaires a tendance à présenter des teneurs en chlorures plus élevées. Le chlorure est formé principalement par la dissolution des dépôts de sel. L'origine essentielle de cet élément est les évaporites.

Il peut également provenir de la salinité de la mer, des bassins endoréiques, du salage des routes et de l'adoucissement des eaux par les résines. Les concentrations en chlorures présentent en général des valeurs variables parfois supérieures aux normes OMS (250mg/l), avec une teneur variant entre 35 et 488 mg/l pour les eaux des puits (P9) et (P3), respectivement.

Les teneurs élevées en chlorures s'expliquent par la présence des formations évaporitiques liées à la présence du Sebkha au Nord-ouest de la zone d'étude (Fig. 53).

#### 3.2.2.2. Les sulfates (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>)

L'origine des sulfates dans l'eau naturelle est attribuée au processus de lessivage des roches évaporitiques, en particulier l'anhydrite et le gypse. Diverses autres voies d'oxydation du soufre peuvent provenir des activités industrielles, tandis que la solubilité de la pyrite (FeS) contribue également à ce phénomène.

Dans la plaine d'Ain Azel, les teneurs en sulfates dans les eaux souterraines oscillent entre 70 et 967 mg/l (P13, P23 respectivement). Les fortes teneurs en sulfates sont dues à la solubilité des sulfates de calcium dans les roches gypseuses (Fig. 54).

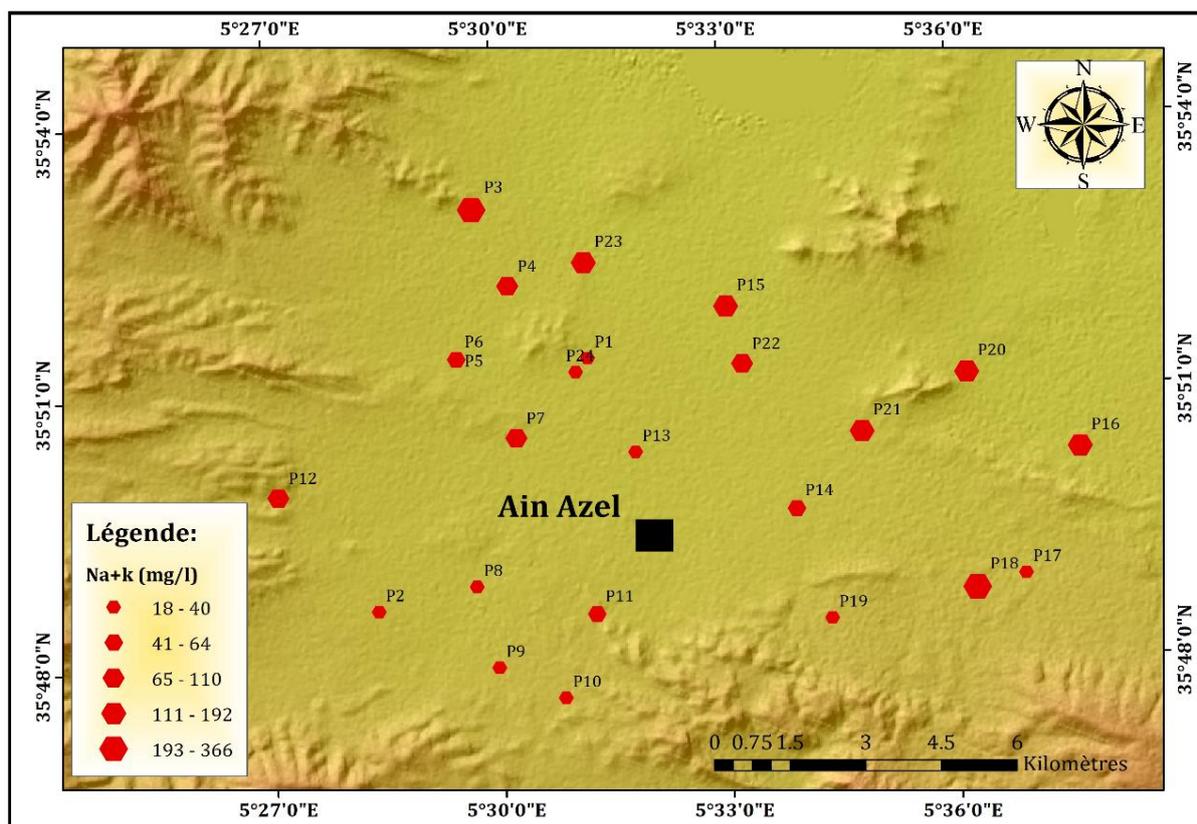


Figure 52. Variabilité spatiale du sodium + Potassium (mg/l).

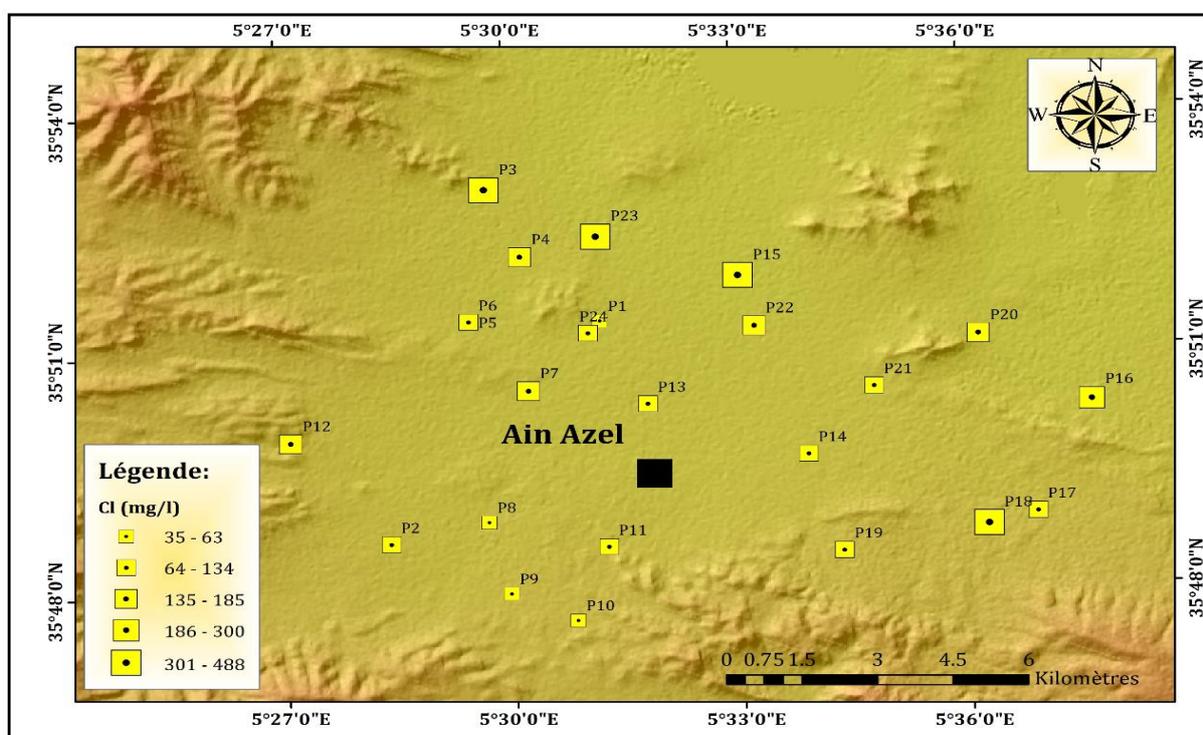
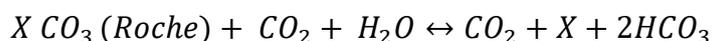


Figure 53. Variabilité spatiale des chlorures (mg/l).

### 3.2.2.3. Les bicarbonates ( $\text{HCO}_3^-$ )

Les bicarbonates se forment à la suite de l'équilibre physico-chimique entre la roche, l'eau et le dioxyde de carbone, comme le décrit l'équation générale :



Le dioxyde de carbone dissous ( $\text{CO}_2$ ), la température de l'eau et la nature du terrain traversé influencent la concentration de bicarbonates dans l'eau, dont la majorité est issue de la dissolution des formations carbonatées.

Les teneurs en bicarbonates dans les eaux sont très variables, elles varient d'une valeur minimale de 95 mg/l à une valeur maximale de 720 mg/l. la présence de cet élément dans les eaux souterraines est liée à la dissolution des formations calcaires existant dans la région d'étude (Fig. 13 ; annexe).

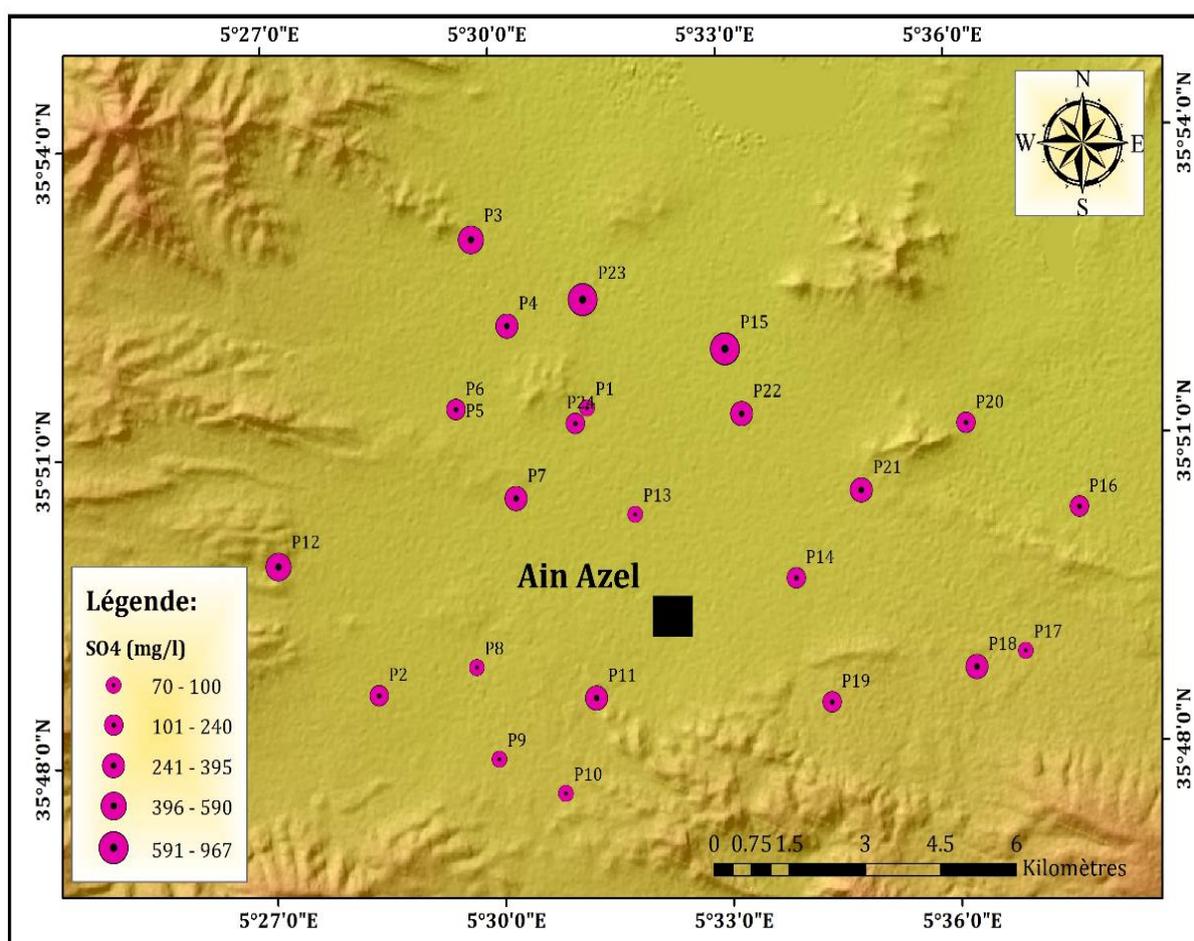


Figure 53. Variabilité spatiale des sulfates (mg/l).

### 3.2.3. Evolution temporelle des éléments majeurs des échantillons analysés (2002-2023)

Les concentrations de calcium varient entre 74.15 et 258.52 mg/l avec une moyenne de 145.03 mg/l pour les échantillons de 2002 et de 21 à 197 mg/l, avec une moyenne de 118.50 mg/l pour la campagne de 2023 (Fig. 54).

Quant aux teneurs en Mg, elles varient entre 20 et 150.7 mg/l avec une moyenne de 74.26 mg/l pour la campagne 2002 et de 25 et 115 mg/l pour les échantillons de la campagne 2023 avec une moyenne de 64.79 mg/l (Fig. 54).

Les teneurs en Na+ k sont comprises entre 17.4 et 161.5 mg/l (moyenne : 74.62 mg/l) pour les échantillons analysés de 2002, et entre 18 et 192 mg/l pour la campagne 2023 (moyenne : 98.54 mg/l) (Fig. 54).

La teneur en Cl est comprise entre 39 et 436 mg/l avec une moyenne de 167.88 mg/l pour la campagne de 2002 et entre 35 et 300 mg/l pour les échantillons de 2023 avec un taux moyen de 176.58 mg/l (Fig. 54).

Les concentrations en HCO<sub>3</sub> oscillent entre 153 et 249 mg/l pour la campagne de 2002, et entre 95 et 370 mg/l pour les échantillons de 2023 avec des moyennes de 186.15 et 276.27, respectivement (Fig. 54).

En 2002, les teneurs en SO<sub>4</sub> ont varié entre 38.4 et 752.3 mg/l (moyenne : 287.56), et entre 70 et 590 mg/l (moyenne : 279.33) pour l'année 2023 (Fig. 54).

Les sulfates et les chlorures pénètrent dans les eaux souterraines par la dissolution des formations géologiques du réservoir ou par apport d'eaux météoriques, d'engrais chimiques et des rejets industriels ; la conductivité mesure la concentration en sels minéraux dans l'eau, ce qui est un indicateur de minéralisation.

Les concentrations de ces éléments peuvent varier, et il est difficile d'expliquer avec précision leurs fluctuations. Notre objectif est de déterminer la relation entre les précipitations et la chimie de l'eau que pourrait survenir à la suite des changements des précipitations.

Les concentrations de chlorures, de sulfates et de conductivité électrique dans les eaux souterraines de certains puits ont été comparés aux précipitations moyennes annuelles des années 2002 et 2023, et les résultats ont été les suivants (Fig. 55) :

**Tableau 45.** Récapitulatif statistique des paramètres hydrochimiques des eaux souterraines de la région d'étude.

	<b>CE</b>	<b>pH</b>	<b>Ca</b>	<b>Mg</b>	<b>Na</b>	<b>K</b>	<b>HCO<sub>3</sub></b>	<b>SO<sub>4</sub></b>	<b>Cl</b>	<b>T</b>
<b>Campagne 2023 (n = 24)</b>										
<b>Min</b>	620	7.1	21	25	18	1	95	70	35	14
<b>Max</b>	3600	8.5	358	153	366	15	720	967	488	19
<b>Moy</b>	1682.08	7.62	118.5	64.79	98.54	4.85	276.29	279.33	176.58	15.25
<b>SD</b>	787.05	0.35	87.09	27.61	90.06	3.83	119.13	228.56	142.01	0.86
<b>Campagne 2018 (n = 39)</b>										
<b>Min</b>	580	6.8	18	16	14	1	73	64	25	15
<b>Max</b>	3700	9.6	375	104	3.9	10.3	671	750	705	18.5
<b>Moy</b>	1502.41	7.76	117.33	57.98	95.55	4.36	251.53	233.33	193.87	16.28
<b>SD</b>	745.64	0.54	84.47	23.67	80.91	2.97	93.23	160.15	165.49	0.94
<b>Campagne 2017 (n = 15)</b>										
<b>Min</b>	850	7	74	31	19	1.1	152	72	50	14.2
<b>Max</b>	3500	8.1	162	73	176	7.9	323	272	350	17.8
<b>Moy</b>	1480.33	7.44	103.4	51	84.46	3.74	233.73	178	154.66	15.12
<b>SD</b>	739.23	0.37	23.35	12.42	56.42	2.54	44.01	76.79	91.54	0.74
<b>Campagne 2008 (n = 18)</b>										
<b>Min</b>	830	6.9	8.16	26.88	37.95	2.13	164.7	180	42.6	14
<b>Max</b>	2730	7.9	184.36	143.38	155.25	10.03	427	600	337.25	17
<b>Moy</b>	1450.55	7.41	119.61	61.75	93.72	25.48	302.63	298.33	146.14	16
<b>SD</b>	557.06	0.25	31.91	32	40	2.52	67.61	136.56	93.91	1.38
<b>Campagne 2002 (n = 20)</b>										
<b>Min</b>	660	6.9	74.15	20	17.4	0.7	52.8	38.4	38.99	14.5
<b>Max</b>	2730	8.4	428.8	150.7	161.5	6	347.7	961	457.3	17.5
<b>Moy</b>	1444.6	7.5	145.02	74.25	74.61	2.17	186.14	287.56	167.88	15.25
<b>SD</b>	818.12	0.32	86.21	39.91	41.65	0.93	69.41	364.85	120.46	0.68

*Min : minimum ; Max : maximum ; Moy : moyenne SD : écart-type. (Les concentrations des ions sont en mg/L ; CE en  $\mu$ S/cm).*

- Les échantillons E1 et E2 ont montré une légère augmentation des teneurs en chlorures, en sulfates et en conductivité électrique, suivie d'une diminution des précipitations moyennes annuelles entre les années 2002 et 2023 (456.6mm, 329.68 mm, respectivement).
- Une augmentation notable des concentrations de sulfates, de chlorures et de conductivité a été observée pour l'échantillon E3, tandis qu'une baisse légère de ces teneurs a été constaté pour l'échantillon E4, malgré la baisse des précipitations entre 2002 et 2023.

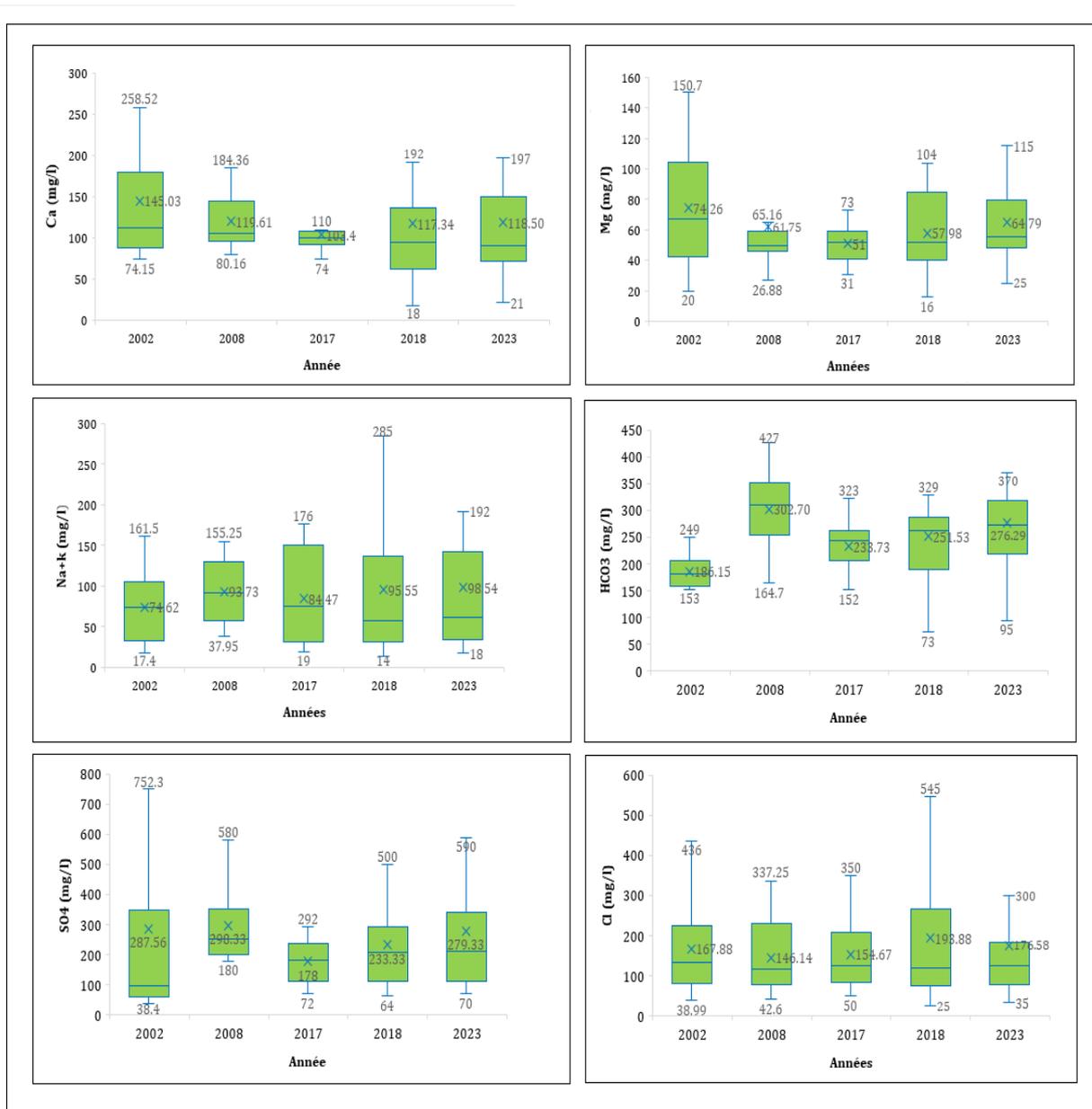


Figure 54. Boîtes à moustache des éléments majeurs des échantillons analysés (2002-2023).

La relation entre les précipitations et la conductivité est évidente du fait de la corrélation constante observée entre ces deux éléments. Toute variation des précipitations s'accompagne d'une variation correspondante de la conductivité. Par conséquent, la relation précipitation-conductivité est clairement établie pour tous les puits surveillés.

Les fluctuations des teneurs en chlorures et en sulfates s'alignent parfois sur les tendances des précipitations, tandis qu'à d'autres moments, elles présentent une relation inverse, ce qui indique que les précipitations ont un impact sur les concentrations de Cl et de SO<sub>4</sub>.

### 3.3. Corrélation entre les éléments majeurs

Les relations entre les éléments chimiques sont déterminées par l'application d'une analyse statistique multivariée, en particulier une matrice de corrélation. Cette étude permet de trouver des groupes de paramètres chimiques qui présentent des types de variations similaires. Le Tableau 44 présente la détermination des coefficients de corrélation de Pearson entre les caractéristiques physicochimiques des eaux souterraines de la zone d'étude.

L'examen du Tableau 46 de la matrice de corrélation multiple pour les eaux de l'aquifère du Mio-Plio-Quaternaire révèle :

- Une forte corrélation entre : SO<sub>4</sub>, Ca et Mg ; Ca, Mg, Na, SO<sub>4</sub> et Cl, Na et K.
- Une moyenne corrélation entre : Mg, Na, K, HCO<sub>3</sub> et Ca ; Na, K et HCO<sub>3</sub> ; SO<sub>4</sub> et Na.
- La conductivité électrique est contrôlée par : Ca, Mg, Na, SO<sub>4</sub> et Cl.

**Tableau 46.** Matrice de corrélation des éléments chimiques analysés.

Variabes	Ca	Mg	Na	K	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	CL	CE	pH
Ca	1.00						Forte corrélation		
Mg	<b>0.58</b>	1.00					Moyenne corrélation		
Na	<b>0.68</b>	0.41	1.00				Faible corrélation		
K	<b>0.56</b>	0.26	<b>0.79</b>	1.00			Faible anti-corrélation		
HCO <sub>3</sub>	<b>0.56</b>	0.03	<b>0.58</b>	<b>0.56</b>	1.00				
SO <sub>4</sub>	<b>0.79</b>	<b>0.88</b>	<b>0.60</b>	0.36	0.22	1.00			
Cl	<b>0.74</b>	<b>0.72</b>	<b>0.86</b>	<b>0.62</b>	0.33	<b>0.82</b>	1.00		
CE	<b>0.80</b>	<b>0.77</b>	<b>0.72</b>	<b>0.51</b>	0.41	<b>0.86</b>	<b>0.86</b>	1.00	
pH	0.33	<b>0.51</b>	-0.15	-0.22	-0.24	-0.35	-0.28	-0.42	1.00

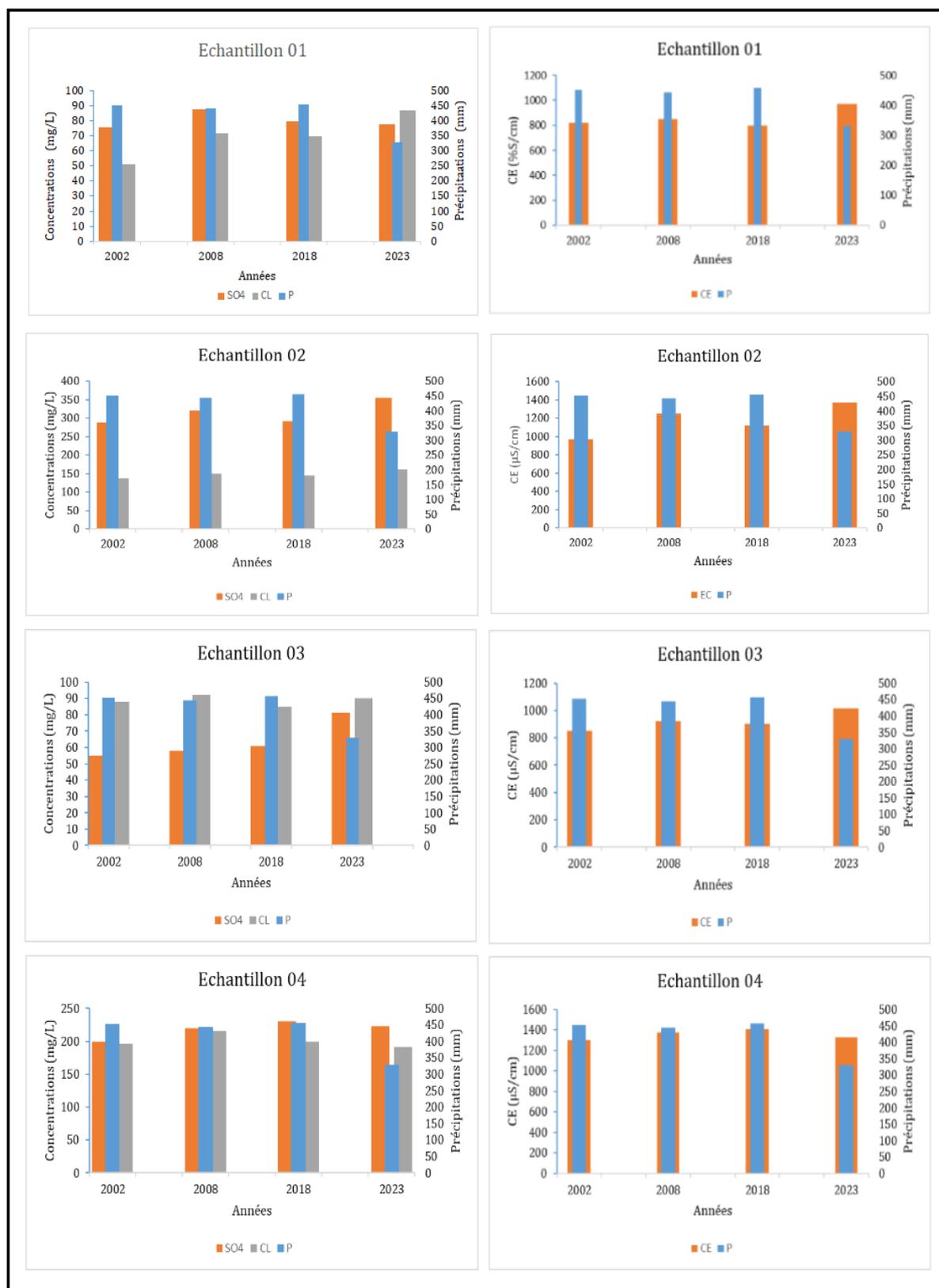


Figure 55. Evolution chimique de quelques échantillons des eaux souterraines de la région d'étude (2002-2023).

### 3.4. Classification Ascendante Hiérarchique (CAH)

Le but de cette méthode statistique connue sous le nom de classification ascendante hiérarchique (CAH) est de diviser une population en sous-groupes plus petits, ou clusters. La CAH vise une dissimilarité maximale entre les classes et une proximité maximale entre les membres d'une même classe (homogénéité intra classe). De nombreux auteurs ont largement employés cette méthode pour l'analyse des données hydrogéologiques dont on cite : (Tenalem et al., 2009 ; Belkhiri et al., 2010 ; Rafighdoust et al., 2016 et Kouadra, 2022).

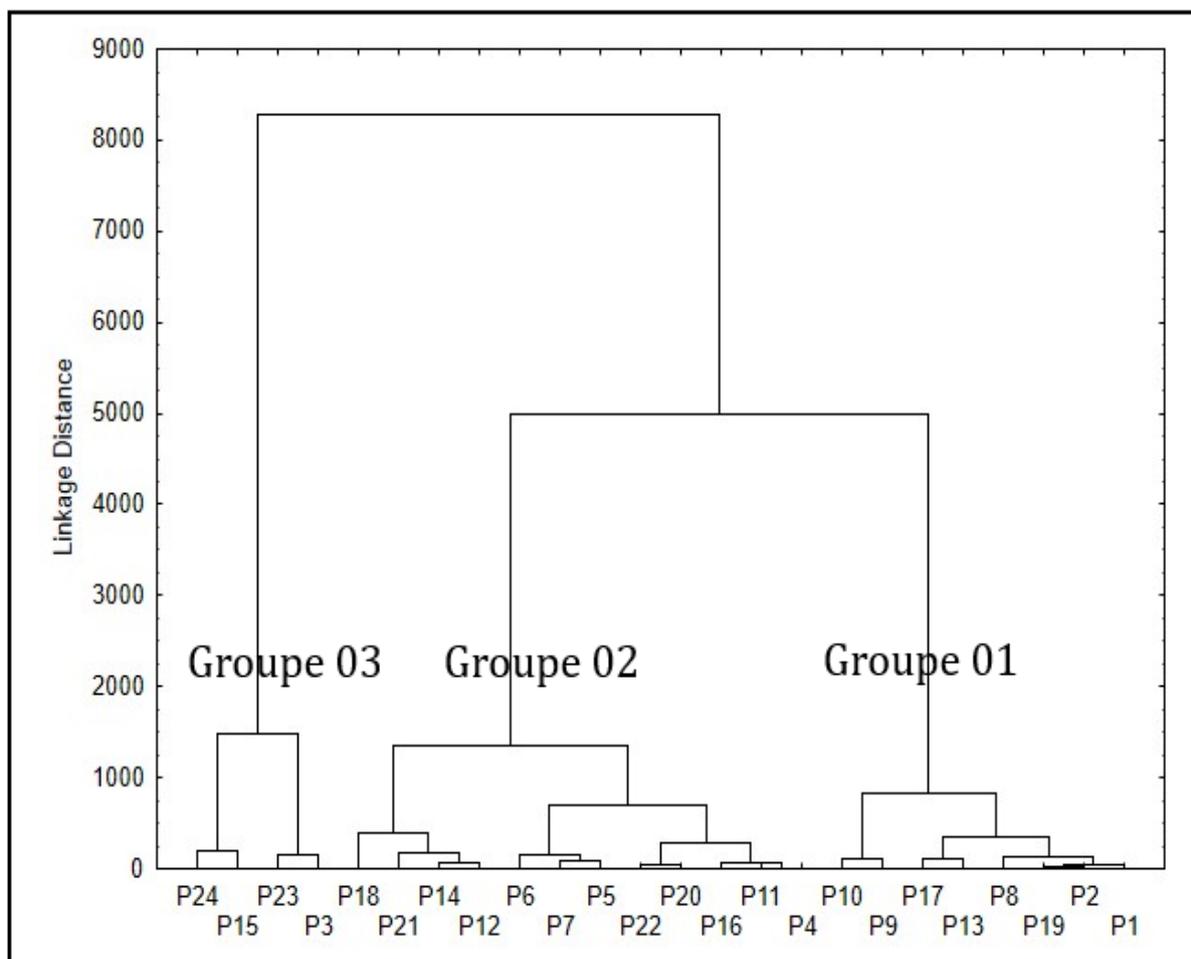
Le résultat de la classification CAH en mode Q, (Ward, 1963), des données hydrochimiques dans un espace à neuf dimensions (pH, CE, Ca, Mg, Na, K, Cl, SO<sub>4</sub> et HCO<sub>3</sub>) est présenté sous forme de dendrogramme (Fig. 56).

En fonction de leur salinité, la classification ascendante hiérarchique a permis de classer les eaux souterraines en trois groupes distincts (Tab. 47):

- Groupe 01 : les eaux souterraines de ce groupe sont caractérisées par une faible salinité (CE moyenne = 942.5 µS/cm), avec une prédominance d'ions HCO<sub>3</sub>, Ca et Mg.
- Groupe 02 : la conductivité moyenne des eaux souterraines de ce groupe est de 1698 µS/cm, ces eaux sont riches en calcium, sodium, bicarbonates et avec de fortes teneurs en chlorures et en sulfates dues à la dissolution des formations évaporitiques et à l'utilisation des engrais agricoles dans la région.
- Groupe 03 : il est composé des puits 3,15,23et 24 qui représentent une conductivité moyenne électrique élevée (3112.5 µS/cm). Les concentrations élevées des sulfates, chlorures, bicarbonates et du calcium peuvent être attribuées à la prédominance des formations évaporitiques et carbonatées dans la région.

**Tableau 47.** Valeurs moyennes des paramètres physico-chimiques pour les trois principaux groupes.

	CE (µS/cm)	pH	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>
<b>Groupe 01</b>	942.5	7.78	59.13	45.75	30.13	7.35	65.88	101.63	235
<b>Groupe 02</b>	1698.33	7.63	112.58	64.17	115.17	10.04	181	278.67	297.25
<b>Groupe 03</b>	3112.5	7.33	255	104.75	185.50	13.44	384.75	636.75	350



**Figure 56.** Dendrogramme résultant de la classification ascendante hiérarchique des différentes eaux souterraines (campagne 2023).

### 3.5. Etude de l'origine des éléments chimiques

L'origine de la minéralisation des eaux de l'aquifère du Mio-Plio-Quaternaire a été identifiée à l'aide de diagrammes de dispersion illustrant les concentrations des principaux éléments majeurs.

Les chlorures montrent une forte corrélation avec les concentrations en sodium ( $R^2=0.77$ ), la plupart des échantillons d'eau souterraine se situent le long de la ligne 1.1. Ceci indique que la dissolution de l'halite est la source de ces ions dans les eaux souterraines.

Contrairement, peu d'entre eux se situent en dessous de la ligne de dissolution, ce qui indique la présence d'une autre source secondaire de chlorures, à savoir les activités anthropogéniques provenant de divers polluants d'origine industrielle ou agricole (Fig.57).

Le diagramme  $\text{SO}_4$  versus Ca montre que les échantillons d'eau souterraine sont proches de la ligne 1.1, ce qui suggère la dissolution du gypse dans les eaux souterraines (Fig.57).

La relation entre (Ca+Mg) et  $\text{HCO}_3$  montre que la majorité des échantillons sont au-dessus de la ligne 1.1, indiquant une origine carbonatée des ions, et d'une source additionnelle de calcium, probablement d'origine évaporitique (dissolution du gypse) et/ou d'échange d'ions (argile) (Fig.57).

Comme le montre la figure 64, la plupart des échantillons d'eau souterraine se situent le long de la ligne 1.1, indiquant que la dissolution de calcite, dolomite et gypse sont le processus dominant dans le système. Dans les bassins sédimentaires, la présence de minéraux argileux dans l'aquifère provoque souvent un phénomène d'échange d'ions, qui est considéré comme un processus important affectant la qualité chimique des eaux souterraines (Carroll, 1959). Le graphique (Ca+Mg –  $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4$ ) versus (Na-Cl) montre la réaction d'échange d'ions, qui est fortement corrélée ( $R=0.75$ ) avec une pente négative (Fisher & Mullican, 1997 ; Singh et al, 2015).

Cet échange d'ions est un processus géochimique important pour le contrôle de la composition des eaux souterraines, car il augmente le calcium et le magnésium et diminue le sodium (Appelo & Postma, 2004 ; Hem, 1992).

### 3.6. Faciès chimiques des eaux

- **Diagramme de Piper**

La composition en éléments majeurs a été reportée sur le diagramme de Piper afin de caractériser les faciès chimiques des eaux souterraines dans la zone d'étude. Ce diagramme en forme losangique permet de suivre l'évolution d'une eau d'un faciès à l'autre (Piper, 1944).

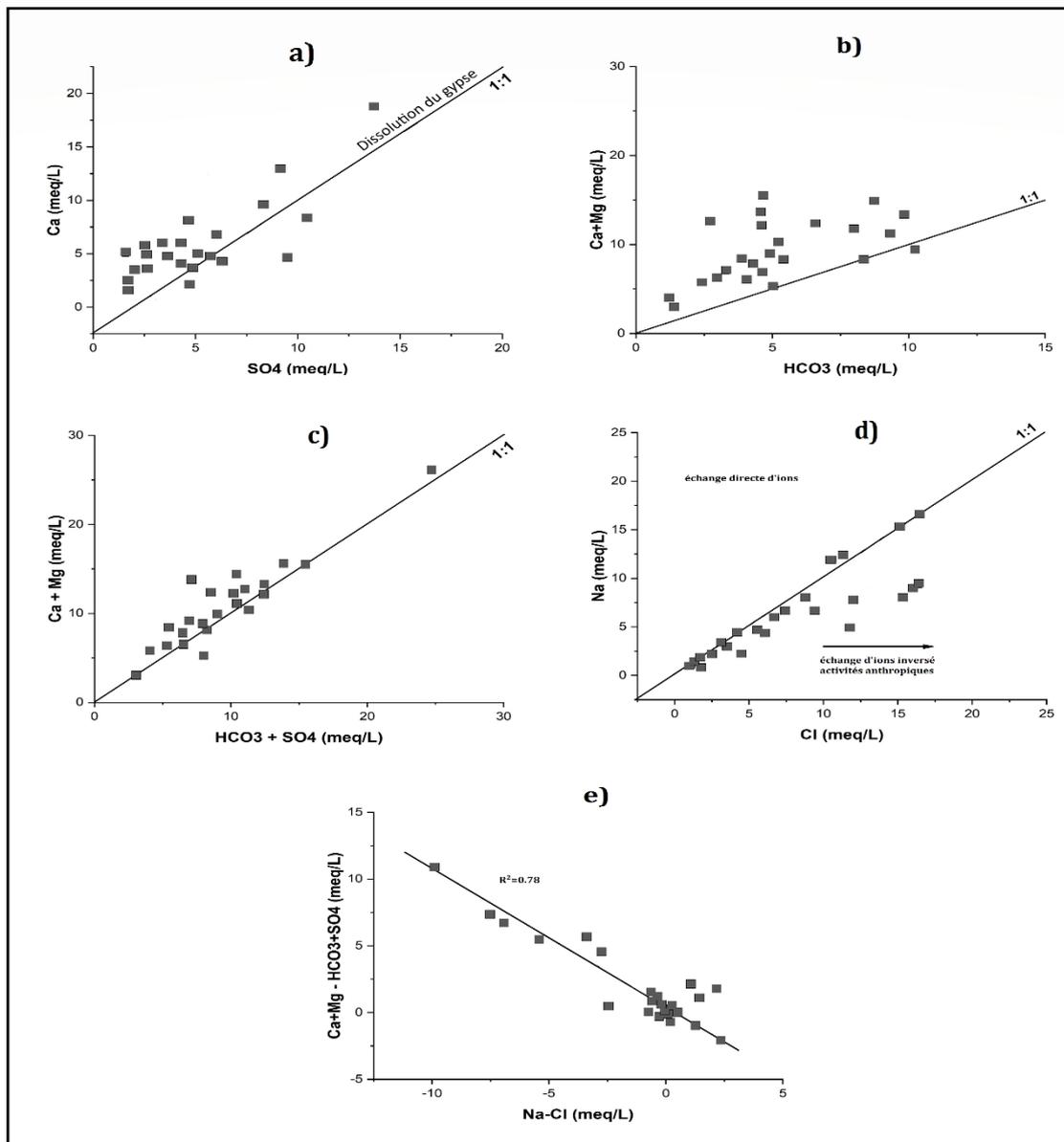
La méthode consiste à représenter graphiquement le pourcentage de chacun des éléments majeurs sur deux triangles équilatéraux, un triangle représentant les cations et l'autre les anions. L'utilisation des techniques de projection sur le losange permet de déterminer le faciès chimique d'un échantillon d'eau.

Comme on peut le voir dans la figure, les types d'eau les plus dominants en 2002, 2008, 2017, 2018 et 2023 sont : le type mixte CaMg- $\text{HCO}_3$ , et le type Ca- $\text{SO}_4$  (Fig. 58). La zone d'étude présente une prédominance d'ions Ca, Mg,  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{SO}_4$  et Cl, comme l'indique le

diagramme de Piper. Ces ions sont principalement influencés par la présence de roches sédimentaires, notamment les calcaires, les marnes, les argiles et les dépôts alluviaux.

Les bicarbonates ( $\text{HCO}_3$ ) et le magnésium (Mg) peuvent être provenir des calcaires et des dolomies, inversement, le calcium peut provenir d'une source évaporitique, en particulier de la dissolution du gypse.

Les chlorures peuvent être obtenus par la dissolution de l'halite issu des formations salines, ainsi que par les activités anthropogéniques (diverses sources de pollution).



**Figure 57.** Diagrammes binaires : a)  $\text{SO}_4$  vs  $\text{Ca}$  ; b)  $\text{HCO}_3$  vs  $(\text{Ca}+\text{Mg})$  ; c)  $(\text{HCO}_3+\text{SO}_4)$  vs  $(\text{Ca}+\text{Mg})$ ; d)  $\text{Ca}$  vs  $\text{Na}$ ; e)  $(\text{Na} - \text{Cl})$  vs  $(\text{Ca}-\text{Mg}) + (\text{HCO}_3+ \text{SO}_4)$ .

- **Diagramme de Shoeller-Berkaloff (1962)**

C'est un diagramme semi-logarithmique qui permet de représenter graphiquement des analyses chimiques de plusieurs échantillons d'eau à la fois, et d'interpréter rapidement leurs propriétés chimiques. En combinant les valeurs extrêmes des anions et des cations, on peut déterminer le faciès chimique de l'eau testée.

Les résultats de la classification de Shoeller-Berkaloff (Fig. 59-61) sont mentionnés dans le Tableau 46 (annexe).

### **3.7. Aptitude des eaux à l'irrigation (Campagne 2023)**

La qualité de l'eau d'irrigation se rapporte principalement à la composition physico-chimique de l'eau, à savoir la composition minérale et l'existence de particules solides ou organiques dans l'eau. L'adéquation de l'eau pour l'irrigation est déterminée par ses caractéristiques chimiques et physiques, les normes de qualité de l'eau d'irrigation diffèrent sensiblement de celles de l'eau potable. En outre, les critères de qualité de l'eau d'irrigation peuvent varier en fonction de la culture, car les différents cultivars sont plus ou moins sensibles à certains minéraux ou à certaines qualités d'eau.

Des indices tels que le rapport d'absorption du sodium (SAR), le carbonate de sodium résiduel (RSC), le pourcentage de sodium soluble (SSP), l'indice de perméabilité (IP), le rapport de risque de magnésium (RM) et le rapport de Kelley (KR) sont des paramètres importants pour déterminer l'adéquation des eaux souterraines à des fins d'irrigation (Guan et al., 2017 ; Huili et al., 2019 ; Kada & Demdoum, 2020).

#### **3.7.1. Rapport d'absorption du sodium (SAR)**

La concentration en sodium joue un rôle important dans l'évaluation de la qualité des eaux souterraines pour l'irrigation, car le sodium entraîne une réduction de la perméabilité du sol. Le risque sodique de l'eau d'irrigation peut être bien compris par le SAR, qui détermine son utilité pour l'agriculture.

Le rapport d'absorption du sodium (SAR) est défini par l'équation suivante :

$$SAR = \frac{Na}{\frac{\sqrt{Ca + Mg}}{2}}$$

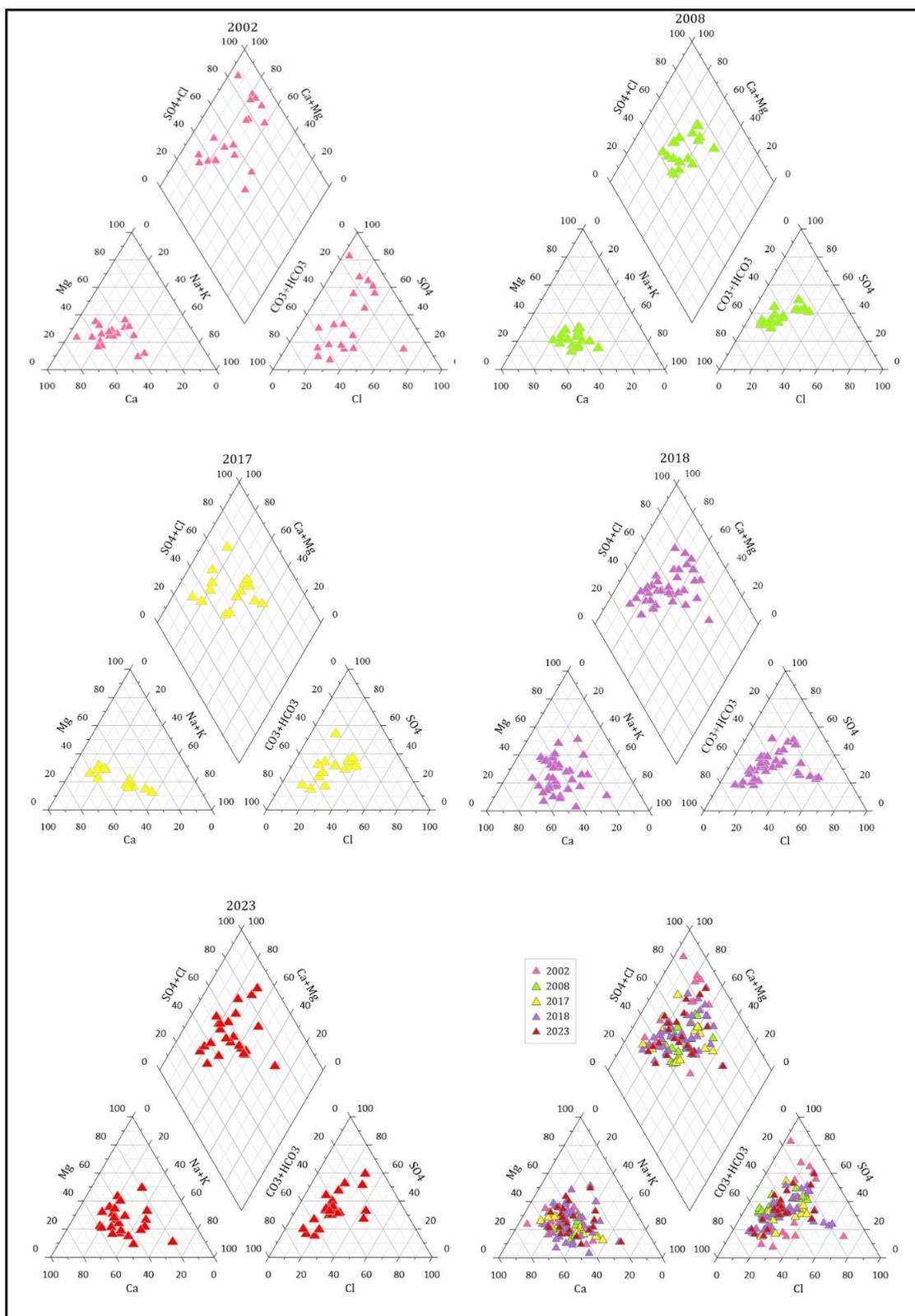


Figure 58. Diagramme de Piper des eaux souterraines de l'aquifère du Mio- Plio-Quaternaire de la zone d'étude (2002-2023).

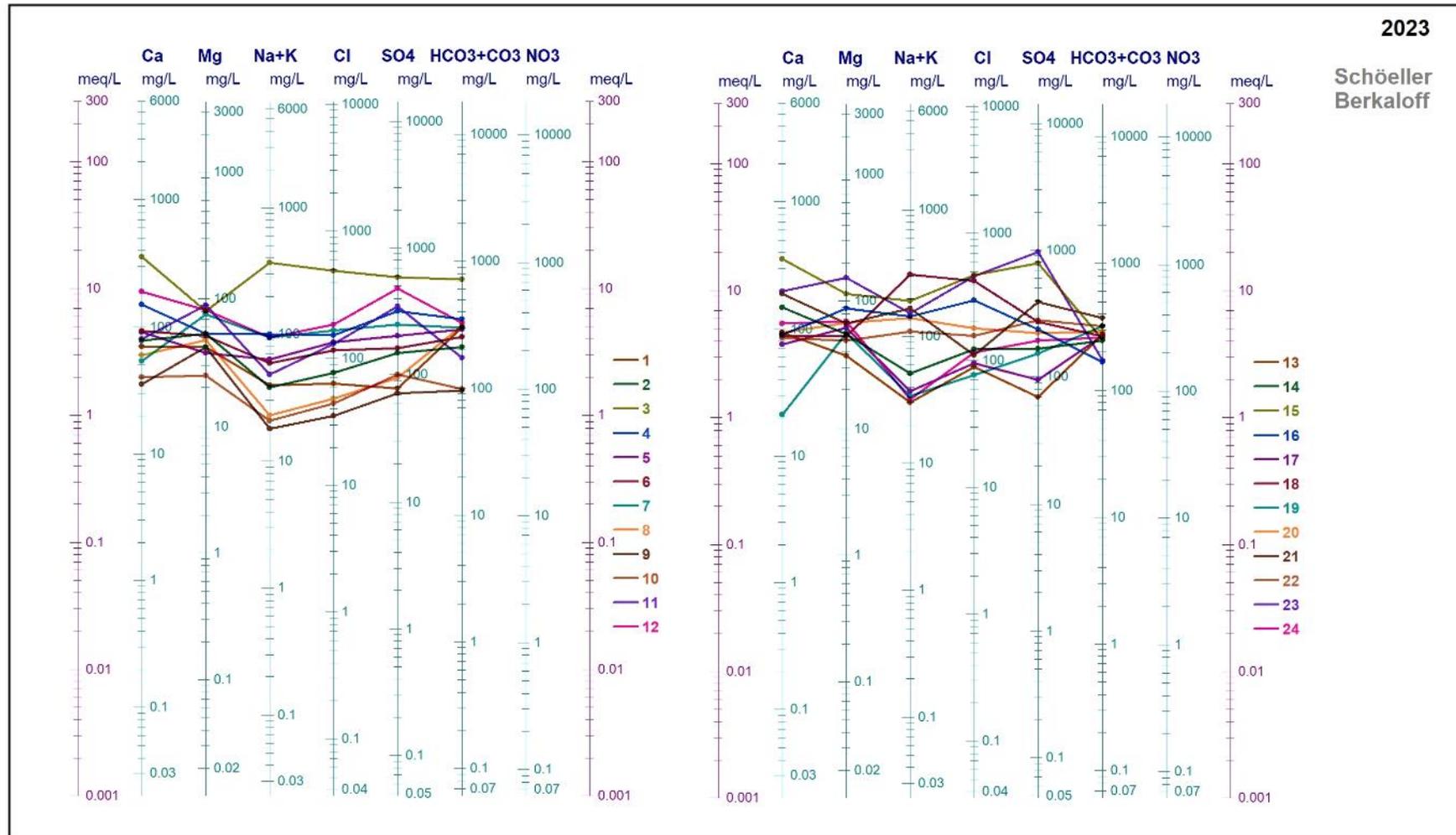


Figure 59. Représentation des eaux selon le diagramme de Shoeller-Berkaloff, (Campagne 2023).

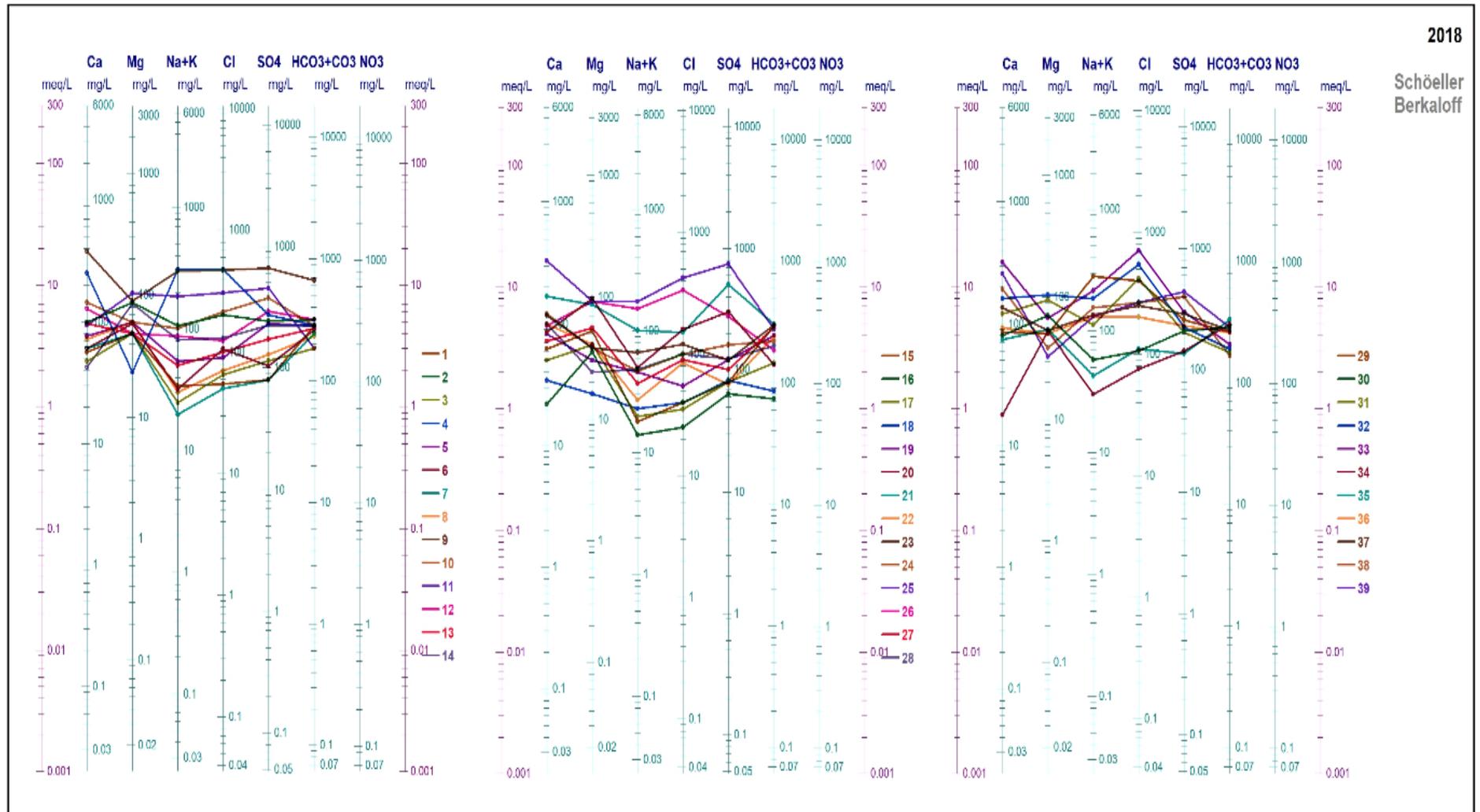


Figure 60. Représentation des eaux sur le diagramme de Shoeller-Berkaloff, (Campagne, 2018)

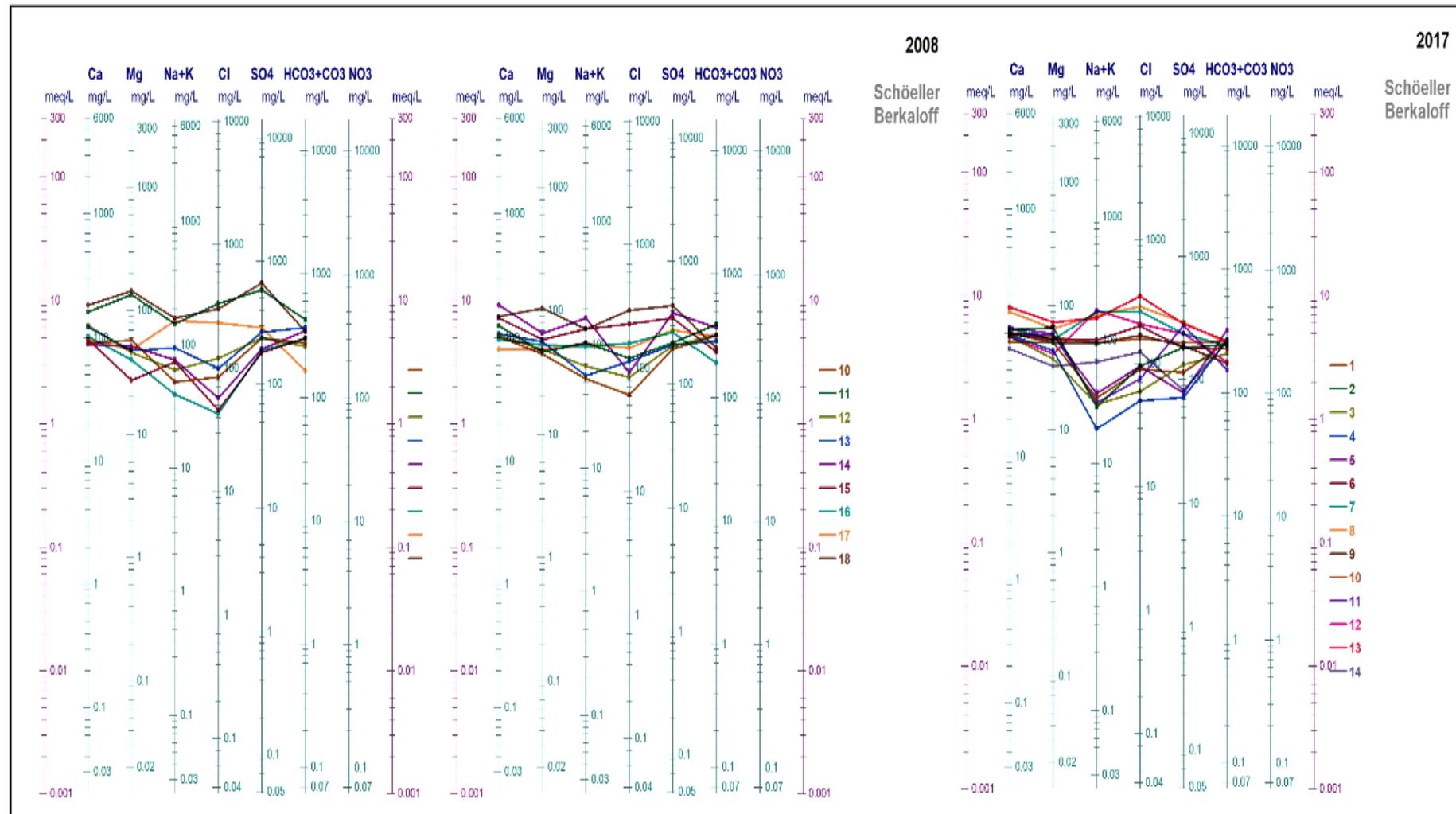
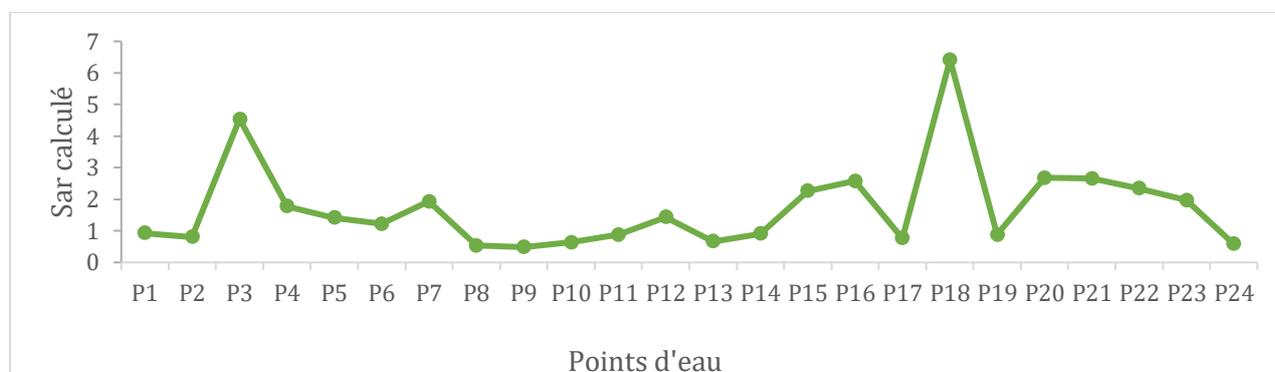


Figure 61. Représentation des eaux sur le diagramme de Shoeller-Berkaloff (Campagnes 2008, 2017)

Les valeurs de SAR varient de 0.48 à 6.42 avec une moyenne de 1.72 pour les échantillons d'eau souterraine dans la zone d'étude (Fig. 62 ; Tab. 2 annexe). Il est rapporté que si la valeur du SAR est inférieure à 10, l'eau est d'excellente qualité pour l'irrigation (Richard, 1954). Par conséquent, les échantillons d'eau sont excellents pour l'irrigation.



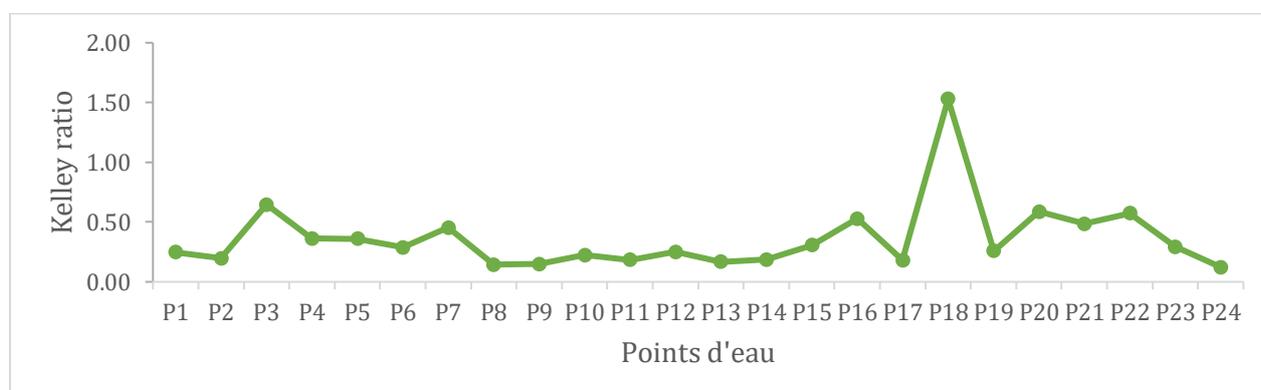
**Figure 62.** Représentation graphique du rapport d'absorption du sodium de la zone d'étude.

### 3.7.2. Rapport de Kelley (KR)

Le rapport de Kelley est calculé à partir de la formule suivante (Kelley, 1940):

$$KR = \frac{Na}{Ca + Mg}$$

Si la valeur de KR est inférieure à un, la concentration du sodium dans l'eau est faible et l'eau est adaptée à l'irrigation (Kelley, 1940). Pour les eaux de la zone d'étude, le KR varie entre 0.12 et 1.53 avec une moyenne de 0.36 (Fig. 63 ; Tab. 2 annexe). Le KR est inférieur à un pour tous les échantillons à l'exception de l'échantillon (P18). Par conséquent, les échantillons d'eau souterraine de la zone d'étude sont appropriés pour l'irrigation.



**Figure 63.** Représentation graphique des valeurs du KR des différents points d'eau de la zone d'étude.

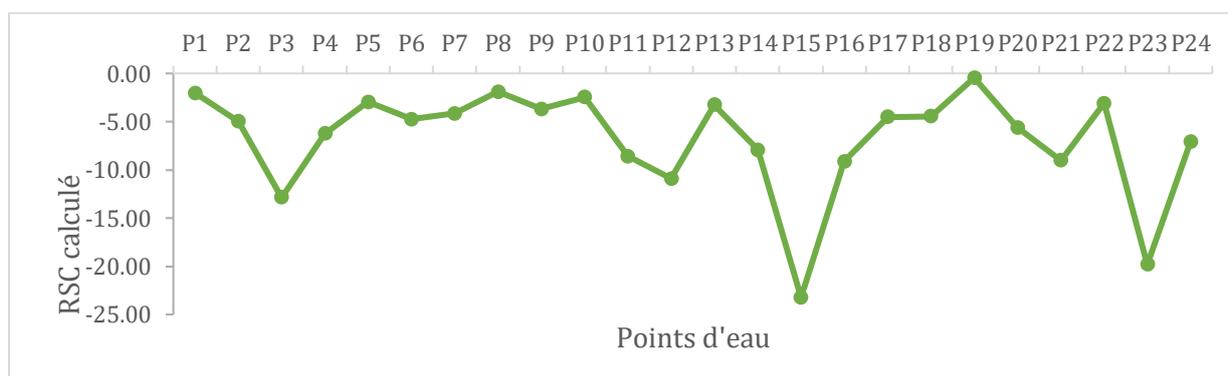
### 3.7.3. Carbonate de sodium résiduel

Le carbonate de sodium résiduel (RSC) a été utilisé pour déterminer l'effet dangereux du carbonate et du bicarbonate sur la qualité de l'eau d'irrigation. Le RSC est une valeur calculée exprimant l'excès dans la teneur en  $\text{CO}_3^{2-}$  et  $\text{HCO}_3^-$ , qui reste après la consommation de la teneur en  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ . Le RSC a été calculé selon l'équation ci-dessous recommandée par Eaton (Eaton, 1950).

$$RSC = (HCO_3 + CO_3) - (Ca + Mg)$$

Toutes les concentrations d'ions sont exprimées en meq/l.

Les valeurs de RSC calculées oscillent entre -0.45 et -23.23 avec une moyenne de -6.89 (Fig. 64; Tab. 2 annexe), ce qui indique que tous les échantillons d'eau souterraine ont un RSC inférieur à zéro. Il est signalé que si la valeur de RSC est inférieure à 1.25, l'eau est excellente pour l'irrigation (Raghunath, 2003). Ainsi, tous les échantillons d'eau représentent une excellente qualité pour l'irrigation.



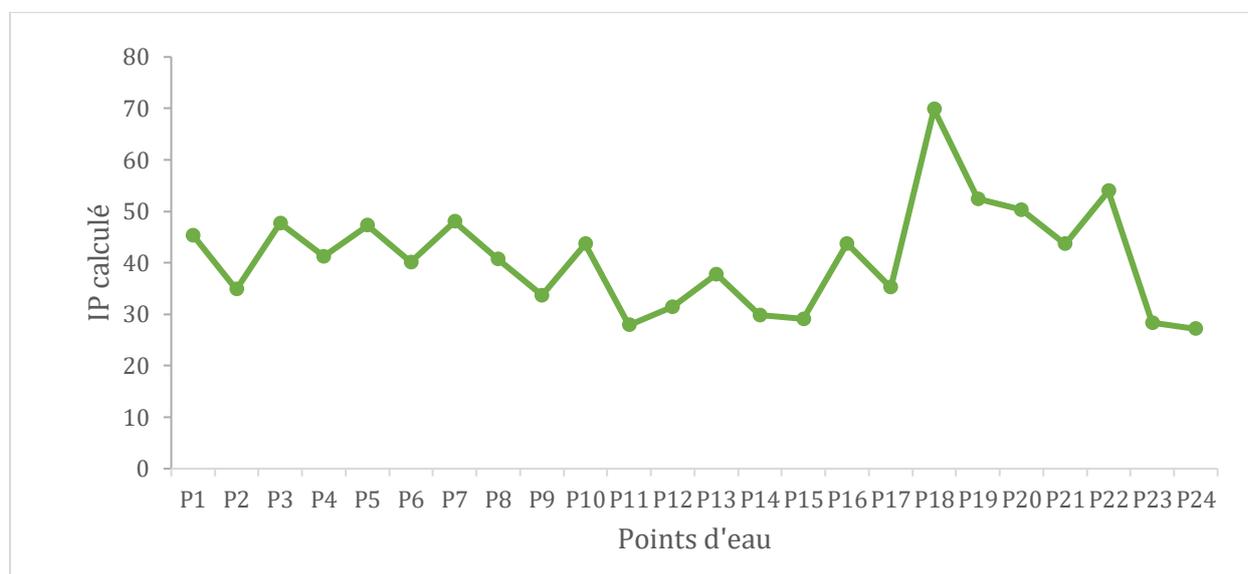
**Figure 64.** Représentation graphique des valeurs de RSC de l'eau calculé dans la région d'étude.

### 3.7.4. L'indice de perméabilité (IP)

L'indice de perméabilité (IP) a également été utilisé pour évaluer le risque sodique et l'aptitude de l'eau à être utilisée à des fins agricoles. L'IP est calculé selon la méthode suggérée par Doneen (1962) dans l'équation suivante :

$$IP = \frac{Na + \sqrt{HCO_3}}{Ca + Mg + Na + K} * 100$$

Les valeurs de l'IP dans cette étude varient de 27.16 à 69.88% avec une moyenne de 40.96% (Fig. 65 ; Tab. 2 annexe). Il est indiqué que si la valeur de l'IP est inférieure à 25%, l'eau est impropre pour l'irrigation (Doneen, 1962). Cependant, les échantillons d'eau de la nappe superficielle de la zone d'étude représentent une qualité modérée pour l'irrigation.



**Figure 65.** Représentation graphique des valeurs de l'IP des eaux calculé dans la zone d'étude.

### 3.7.5. Rapport de risque de magnésium (RM)

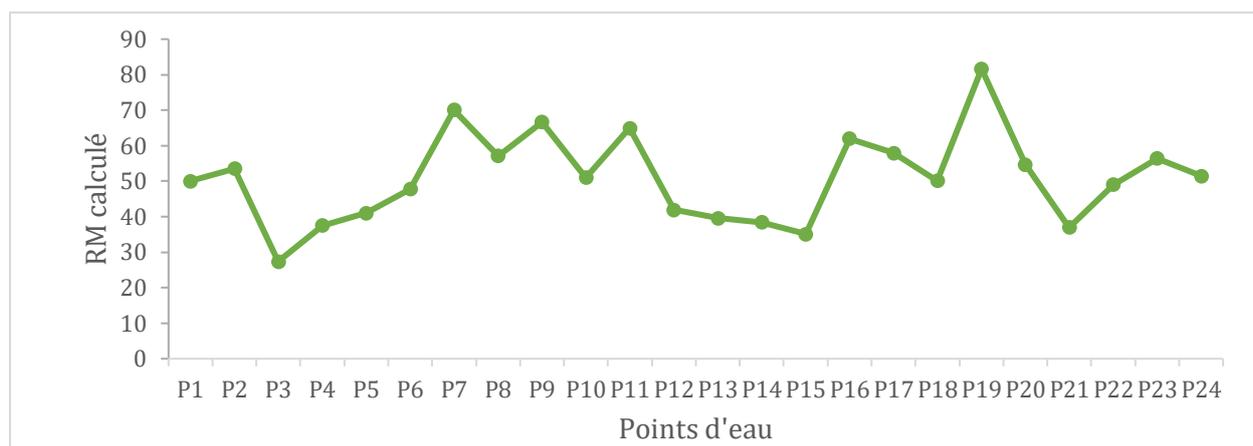
Szabolcs et Darab (1964) ont proposé d'identifier et de calculer le risque lié au magnésium (RM) pour l'eau d'irrigation selon la formule suivante :

$$RM = \frac{Mg}{Ca + Mg} * 100$$

Les ions Ca<sup>2+</sup> et Mg<sup>2+</sup> sont exprimés en meq/L.

Les valeurs de RM dans les échantillons d'eau de la région d'étude varient de 27 et 82% avec une moyenne de 51% (Fig. 66; Tab. 2 annexe). Les valeurs calculées appartiennent aux deux catégories : appropriées et inadéquates.

Les valeurs inférieures à 50 ont été considérées comme impropres à l'irrigation car elles réduisent le rendement des cultures lorsque le sol devient plus alcalin (Paliwal, 1972). Dans la zone d'étude, 41.66% des échantillons indique que la qualité des eaux de l'aquifère superficiel est inappropriée pour l'irrigation.



**Figure 66.** Représentation graphique des valeurs de RM calculé dans la zone d'étude.

### 3.7.6. Pourcentage de sodium soluble (SSP)

Le pourcentage de sodium soluble (SSP) est également utilisé pour évaluer le risque lié au sodium. En outre, le SSP, connu sous le nom %NA, est calculé par l'équation ci-dessous, où toutes les concentrations d'ions sont exprimées en meq/L.

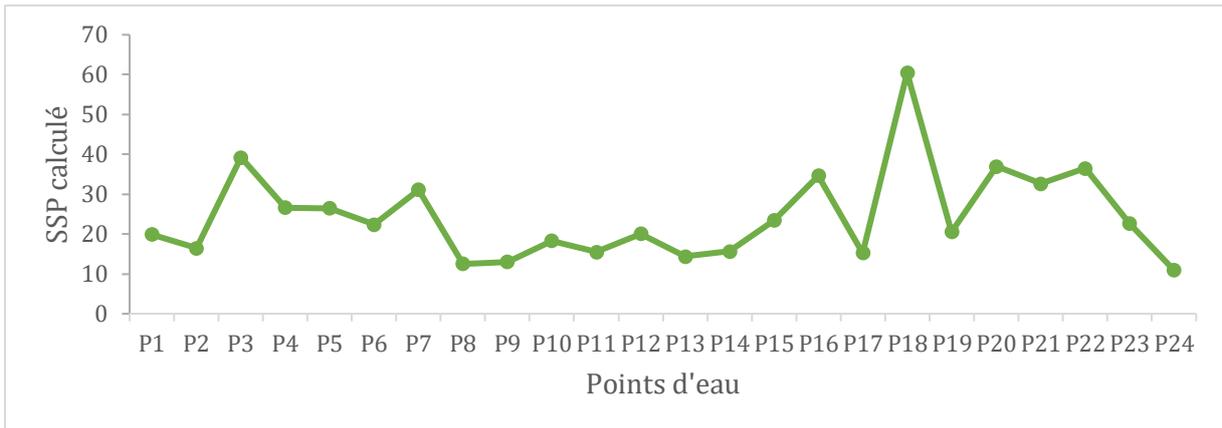
$$SSP = \frac{Na + K}{Ca + Mg + Na + K} * 100$$

Les valeurs calculées de l'SSP varient de 11 à 60% avec une moyenne de 24% pour les échantillons d'eau de la zone d'étude (Fig. 67 ; Tableau. 46 annexe). Il est rapporté que si la valeur de SSP est inférieure à 20, l'eau est d'excellente qualité pour l'irrigation (Wilcox, 1955). En outre, 37.5% des eaux sont d'excellente qualité pour l'irrigation.

### 3.7.7. Diagramme de Wilcox

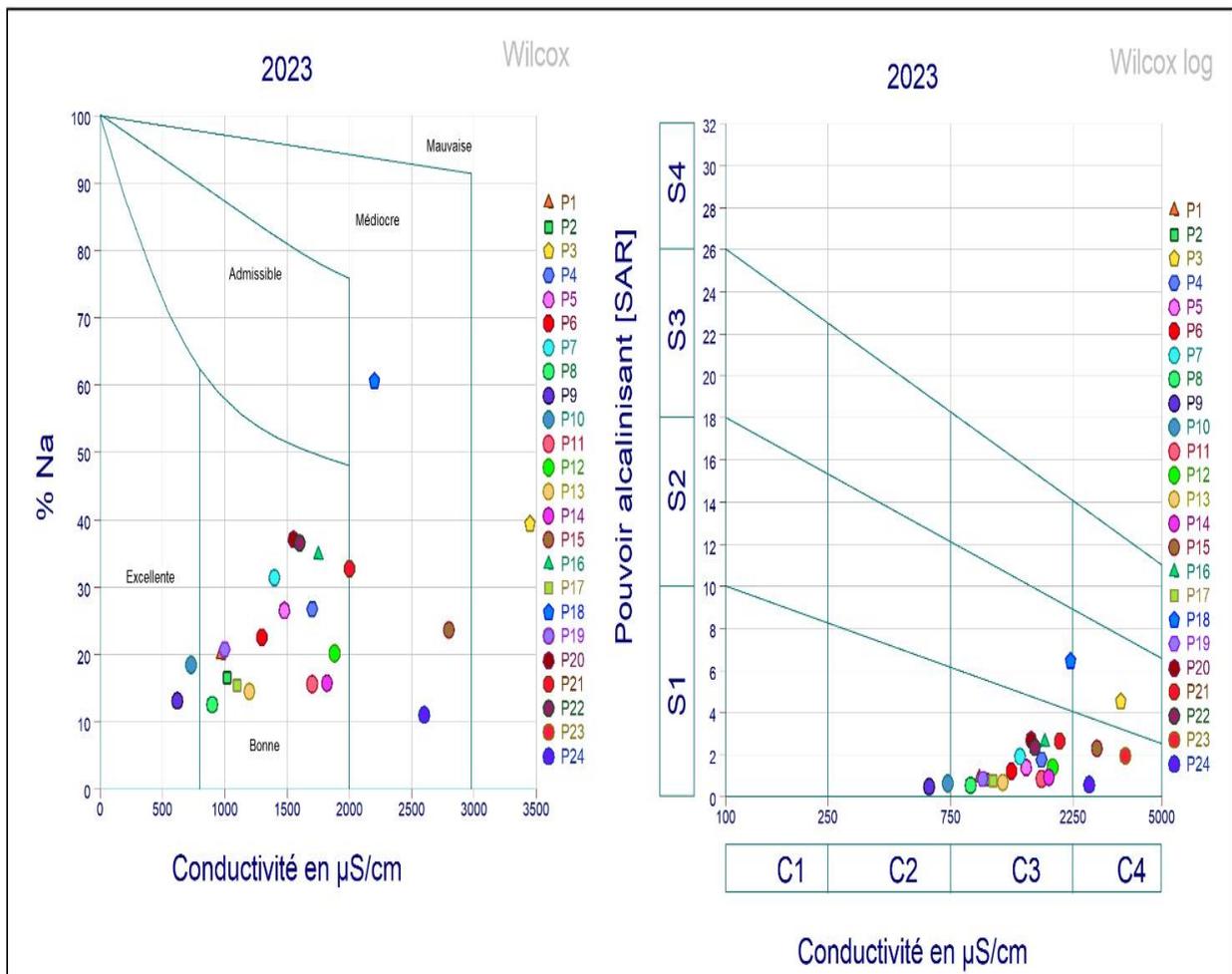
La méthode de classification de Wilcox consiste à classer l'eau en fonction de sa concentration e sodium et sa conductivité électrique. La teneur en sodium est souvent exprimée en pourcentage (%Na) et tous les composants sont mesurés en milliéquivalent par litre (meq/L).

Cette classification définit cinq classes d'eau : Excellente, Bonne Acceptable, Médiocre et mauvaise. Le diagramme de Wilcox a classé les eaux de l'aquifère du Mio-Plio-Quaternaire en fonction de leurs valeurs de conductivité électrique (CE) et de leur pourcentage en sodium (%Na<sup>+</sup>). Selon cette classification, 75% des eaux sont de Bonne qualité pour l'irrigation, tandis que 13% sont de qualité médiocre. En outre, 8% sont classées comme excellentes et 4% sont considérées comme mauvaises pour l'irrigation (Fig. 68). Le danger lié au sodium est évalué sur la base de la concentration relative en sodium (SAR).



**Figure 67.** Représentation graphique des valeurs de l’SSP calculé dans la région d’étude.

La figure 85 montre que la majorité des eaux de la zone d’étude se trouve dans la classe C3S1 présentant un danger de salinité élevé et un faible danger d’alcalinité.



**Figure 68.** Classification des eaux pour l’irrigation par la méthode de Wilcox (Campagne 2023).

### 3.8. Indice de Qualité de l'Eaux (IQE)

L'Indice de Qualité de l'Eaux (IQE) est une méthode très efficace pour la détermination de la qualité générale des eaux souterraines (Adimalla & Qian, 2019 ; Atta et al, 2022 ; Bhavsar & Patel, 2023 ; Bouderbala, 2017 ; Kouadra & Demdoum, 2020). Différents poids ( $w_i$ ) ont été attribués à chaque paramètre de qualité de l'eau en fonction de leur importance relative dans la qualité globale de l'eau potable.

La pondération maximale de « 5 » a été attribuée pour son importance significative dans l'évaluation de la qualité de l'eau, et la pondération minimale de « 1 » a été attribuée pour son importance mineure (Tab. 48).

Le poids normalisé de chaque paramètre est obtenu comme suit :

$$W_i = \frac{w_i}{\sum_{i=1}^n w_i}$$

Où :

$W_i$  : désigne le poids relatif ;

$w_i$  : désigne le poids de chaque paramètre ;

$n$  : désigne le nombre de paramètres ;

Pour déterminer l'échelle d'évaluation de la qualité ( $Q_i$ ) pour chaque paramètre, la concentration de chaque échantillon d'eau a été divisée par sa norme respective selon l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS, 2008) :

$$Q_i = \frac{C_i - C_{ip}}{S_i - C_{ip}} * 100$$

Avec :

$Q_i$  : est la note basée sur la concentration du paramètre «  $i^{\text{th}}$  »

$C_i$  : est la concentration de chaque paramètre chimique dans chaque échantillon d'eau en mg/L ;

$S_i$  : est la concentration acceptable pour chaque paramètre chimique selon les lignes directrices de l'OMS en mg/L.

Cip : est la valeur idéale du paramètre dans l'eau pure (Considérer Cip=0 pour tous, sauf pH où pH Cip=7) ; SI est le sous-index du paramètre « i<sup>th</sup> » ; l'Indice de Qualité des eaux est obtenu à partir de l'équation suivante :

$$IQE = \sum_{i=1}^n SI$$

L'Indice de Qualité des eaux (IQE) a été calculé pour évaluer la qualité des eaux souterraines de la plaine de Ain Azel. Pour la campagne 2023, les résultats montrent que 58,3 % des échantillons d'eau souterraine sont classés dans la « bonne catégorie », 20,8 % des échantillons appartiennent à la « mauvaise catégorie », 8,3 % relèvent de la « très mauvaise catégorie » et 12,5 % ont été enregistrés dans la catégorie « excellente » (Fig. 69 ; Tab. 49).

Basée sur l'interpolation de pondération de distance inverse (IDW), la carte de distribution spatiale de l'IQE montre que les valeurs de l'IQE les plus élevées se trouvent au nord de la plaine (Fig. 69. 70). Cela peut s'expliquer par la présence des dépôts de sel du Trias et/ou de formations évaporitiques de la sebkha comme Sebkhet el Hamiet, qui peuvent entraîner une augmentation significative des concentrations de salinité des eaux souterraines. Alors que la dégradation de la qualité des eaux souterraines dans les parties centre et sud de la plaine est probablement causée par une pollution anthropique provenant de divers polluants d'origine agricole (déchets végétaux, déchets domestiques.etc) et/ ou industrielle (déchets miniers) provenant de diverses mines telles que la mine de Kharzet Youcef et la mine de Chaabet El Hamra.

**Tableau 48.** Classes proposées pour la qualité de l'eau potable sur la base de l'IQE)  
(Maghesh et al, 2013).

Classe	La gamme de (IQE) à des fins de consommation	Type de l'eau
1	< 50	Eau excellente
2	50-100	Bonne eau
3	100-200	Mauvaise eau
4	200-300	Très mauvaise eau
5	> 300	Impropres à la consommation

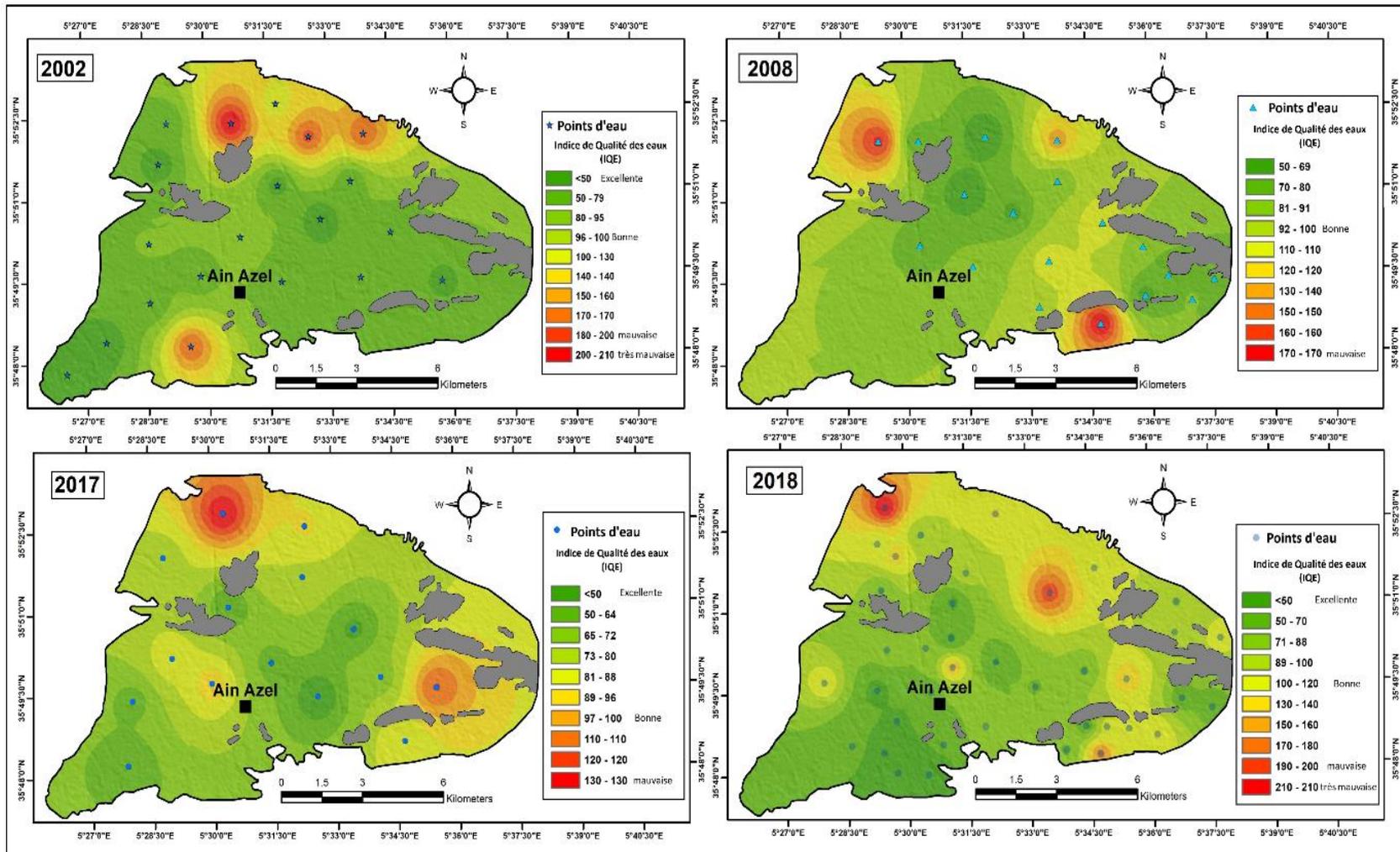
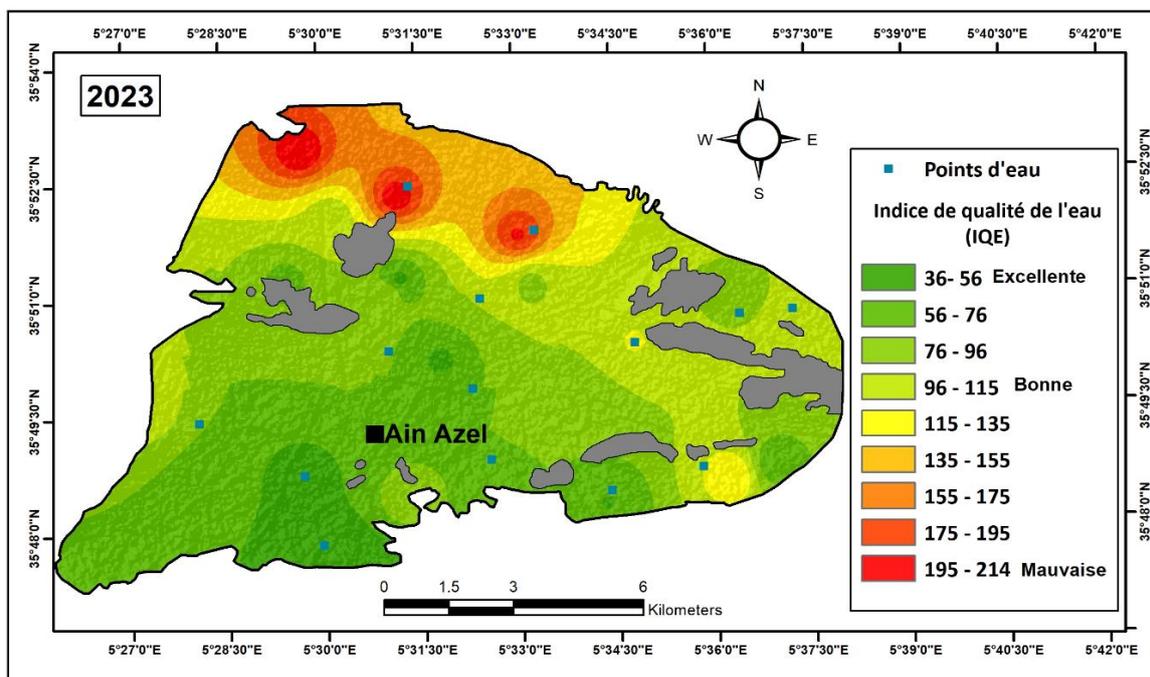


Figure 69. Distribution spatiale de l'IQE dans la région d'étude (2002-2018).



**Figure 70.** Distribution spatiale de l'Indice de Qualité de l'eau dans la région d'étude (campagne 2023).

**Tableau 49.** Valeurs de l'indice IQE et classe de qualité des eaux souterraines de la région de Ain Azel (campagne 2023).

Echantillons d'eau	IQE	Classe de qualité	Echantillons d'eau	IQE	Classe de qualité
P1	50.52	Bonne	P13	52.71	Bonne
P2	58.16	Bonne	P14	77.55	Bonne
P3	214.91	Très mauvaise	P15	198.07	Mauvaise
P4	99.90	Bonne	P16	105.74	Mauvaise
P5	73.45	Bonne	P17	58.35	Bonne
P6	68.45	Bonne	P18	135.54	Mauvaise
P7	86.10	Bonne	P19	56.08	Bonne
P8	48.71	Excellente	P20	92.25	Bonne
P9	36.75	Excellente	P21	117.25	Mauvaise
P10	38.24	Excellente	P22	89.75	Bonne
P11	91.12	Bonne	P23	209.94	Très mauvaise
P12	120.64	Mauvaise	P24	85.29	Bonne

#### 4. Conclusion

L'étude hydrogéochimique a permis de comprendre les principaux processus de la minéralisation des eaux souterraines de l'aquifère du Mio-Plio-Quaternaire de la région de Ain Azel, et d'évaluer la susceptibilité de cette ressource aux effets du changement climatique.

Les résultats de cette étude ont indiqué que :

- Les types d'eau dominants en 2002, 2008, 2017 et 2018 sont principalement le type mixte CaMg-HCO<sub>3</sub> et le type Ca-SO<sub>4</sub>
- D'après le diagramme de Piper, les ions Ca, Mg, HCO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub> et Cl prédominent dans la région étudiée. Le calcium peut être obtenu à partir d'une source évaporitique, en particulier la dissolution du gypse, et les bicarbonates et le magnésium à partir des dolomies et des calcaires. Outre l'activité anthropogénique, les chlorures peuvent être produits lorsque l'halite se dissout dans les dépôts de sel.
- Selon la classification de l'irrigation des eaux du Mio-Plio-Quaternaire, qui est basée sur les valeurs de SSP et RSC, la majorité des points d'eau sont de bonne qualité. Les valeurs de MH et KR indiquent que ces eaux ne nécessitent pas de traitement à des fins d'irrigation.
- Les échantillons d'eau souterraine ont été classés comme « bons » pour 58.3% des échantillons, « mauvais » pour 20.8%, « très mauvais » pour 8.3% et « excellents » pour 12.5% selon l'Indice de Qualité de l'Eau (campagne 2023).
- L'analyse des données collectées à partir de certains puits situés sur le site de recherche révèle une corrélation entre les précipitations et la conductivité, ainsi qu'entre les précipitations, les chlorures et les sulfates. Cependant, la relation entre les précipitations et les éléments chimiques est inversée la plupart des années.



---

# CONCLUSION GÉNÉRALE

---



## CONCLUSION GÉNÉRALE

Ces dernières années, les ressources en eau souterraine ont été un sujet de discussion très important. Il est donc extrêmement important d'étudier et d'évaluer leur qualité, leur quantité et les principaux facteurs qui les affectent, car elles constituent la source d'eau potable et d'irrigation. En général, le changement climatique affecte directement les ressources en eau de surface, comme les lacs et les rivières, en augmentant les températures et les taux d'évapotranspiration. En revanche, il affecte indirectement les eaux souterraines par le biais du processus de recharge, comme la diminution des quantités de précipitations. En outre, les activités humaines et l'intrusion de l'eau de mer et des lacs salés ont également un impact significatif sur les ressources en eau souterraine.

Dans ce travail, nous avons évalué l'influence des changements climatiques sur les eaux souterraines dans la région de Ain Azel, dans le Nord de l'Algérie. Nous avons utilisé diverses données climatiques, piézométriques et hydrochimiques pour notre évaluation. Les résultats de cette étude démontrent que :

La zone d'étude présente un environnement sec et semi-aride, avec des précipitations moyennes annuelles de 444.025mm et des températures moyennes annuelles de 14.87°C.

La région a connu des fluctuations climatiques à grande échelle au cours des 63 dernières années (1958-2021), en particulier durant ces dernières années, avec une décroissance graduelle de l'intensité des précipitations après 2013, ce qui peut particulièrement affecter la disponibilité des eaux souterraines. L'analyse des données de température à l'aide de tests statistiques tels que le test de Pettitt et Mann-Kendall a montré une augmentation significative de la température enregistrée sur le long terme (1958-2021).

L'évolution spatio-temporelle de l'indice d'aridité (SPI) montre clairement une tendance à l'aridité dans la région étudiée.

L'analyse des cartes piézométriques des 20 dernières années montre que les eaux souterraines s'écoulent généralement vers la plaine avec une diminution significative du niveau des eaux souterraines. Cette baisse globale des niveaux piézométrique peut être attribuée à la diminution des précipitations au cours des dernières décennies en raison du changement climatique, ainsi qu'à l'extraction excessive pour répondre à la demande en eau.

Les échantillons d'eau souterraine de la région ont été classés comme des eaux douces au sud (type Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>, zone de recharge) et des eaux très saline de type Mg-Ca-Cl au

centre et au nord (zones de transition et de décharge). La prédominance des ions chlorures dans la géochimie des eaux souterraines est due à l'intrusion saline provenant du lac salé (Chotts et Sebkhass), à la dissolution des formations triasiques et aux activités anthropogéniques provenant de divers polluants d'origine agricole (déchets végétaux, déchets domestiques) et d'origine industrielle tels que les déchets miniers provenant de diverses mines de la région (Kharzet Youcef, Chaabet El Hamra).

Selon l'indice de qualité des eaux (campagne 2023) 58.3% des échantillons d'eau souterraine ont été classés comme « bons », 20.8% comme « mauvais », 8.3% comme « très mauvais » et 12.5% comme « excellents ».

Pour protéger les ressources en eau et prévenir la détérioration de la qualité des eaux souterraines dans la région, il est nécessaire de développer une stratégie globale et d'adopter une gestion intégrée pour contrôler la qualité et la quantité de l'eau par les moyens suivants :

1. Essayer de développer des lois et des réglementations qui empêchent le forage illégal de puits qui conduit à une surexploitation des ressources en eau souterraine.
2. Surveiller continuellement l'état des puits pour les maintenir et les protéger de l'assèchement, des dommages ou de la contamination.
3. Construire des stations de traitement des eaux qui amélioreront la qualité de l'eau potable, en particulier dans les endroits proches des sebkhas et des mines.
4. En éduquant le public sur la gestion durable des eaux souterraines afin de mieux gérer les ressources en eaux souterraines.



---

# RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---



## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

### A

- Abdelaziz, B. (2016).** Changements climatiques au maroc: etude du cas de la region de marrakech tensift al haouz et implications sur l'agriculture a l'horizon 2030.
- Abdeslam, D. (2010).** Etude hydrogéochimique et impact de la pollution sur les eaux de la région d'el Eulma (Doctoral dissertation, Thèse doctorat d'état. Université de Mentouri Constantine. 10).
- Adimalla, N., & Qian, H. (2019).** Groundwater quality evaluation using water quality index (WQI) for drinking purposes and human health risk (HHR) assessment in an agricultural region of Nanganur, south India. *Ecotoxicology and environmental safety*, 176, 153-161.
- Aissaoui D. 1984.** Les structures liées à l'accident sud atlasique entre Biskra et le Djebel Menâa (Algérie). Évolution géométrique et cinématique. Thèse, 3<sup>e</sup> cycle, Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 150p.
- AL-AMIN, T. M. A. Q. (2018).** Climate change and water resources in Algeria: vulnerability, impact and adaptation strategy.
- Appelo, C. A. J., & Postma, D. (2004).** Geochemistry, groundwater and pollution. CRC press.
- Aris Y. 1994.** Étude tectonique et microtectonique des séries Jurassiques à Plioquaternaires du Constantinois central (Algérie Nord-Oriental) : Caractérisation des différentes phases de déformation. Thèse, Univ. Nancy I, 215p.
- Athamena, M. (2006).** Étude des ressources thermales de l'ensemble allochtone sud sétifien (Doctoral dissertation, Université de Batna 2).
- Atta, H. S., Omar, M. A. S., & Tawfik, A. M. (2022).** Water quality index for assessment of drinking groundwater purpose case study: area surrounding Ismailia Canal, Egypt. *Journal of Engineering and Applied Science*, 69(1), 83.
- Attoucheik, L. (2006).** Etude géochimique des rejets du complexe minier de Kherzet youssef (setif) et son impact sur l'environnement (Doctoral dissertation, Alger)., Mémoire de magistère, IST. USTHB, Algérie. Available at : <https://docplayer.fr/87770531-Eau-et-environnement.html>.
- Atwoli, L., Muhia, J., & Merali, Z. (2022).** Mental health and climate change in Africa. *BJPsych International*, 19(4), 86-89.
- Azizi, H., & Nejatian, N. (2022).** Evaluation of the climate change impact on the intensity and return period for drought indices of SPI and SPEI (study area: Varamin plain). *Water Supply*, 22(4), 4373-4386.

## B

**Bagnouls, F., & Gausson, H. (1957, May).** Les climats biologiques et leur classification. In *Annales de géographie* (Vol. 66, No. 355, pp. 193-220). Armand Colin.

**Bahir, M., Ouhamdouch, S., & Carreira, P. M. (2016).** La ressource en eau au Maroc face aux changements climatiques; cas de la nappe Plio-Quaternaire du bassin synclinale d'Essaouira. *Comun Geol*, 103(1), 35-44.

**Barbieri, M., Barberio, M. D., Banzato, F., Billi, A., Boschetti, T., Franchini, S., ... & Petitta, M. (2023).** Climate change and its effect on groundwater quality. *Environmental Geochemistry and Health*, 45(4), 1133-1144.

**Belkhiri, L. (2005).** Etude hydrogéologique et problème de la qualité des eaux souterraines de la plaine de Ain Azel (Doctoral dissertation, Batna).

**Belkhiri, L., Boudoukha, A., Mouni, L., & Baouz, T. (2010).** Application of multivariate statistical methods and inverse geochemical modeling for characterization of groundwater—a case study: Ain Azel plain (Algeria). *Geoderma*, 159(3-4), 390-398.

**Bellouche, M. A., & Marmi, R. (2018).** Les eaux des mines de la region d'Ain Azel Sud setifien (Doctoral dissertation, Université Frères Mentouri-Constantine 1).

**Berhail, S. (2019).** The impact of climate change on groundwater resources in northwestern Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(24), 770.

**Bertraneu J. (1952).** Le massif du Boutaleb. *Conq. Géol. Intern. XIXe Sess. Alger. Mon. rég. Alger* .n°5.

**Bertraneu, J. (1955).** Contribution à l'étude géologique des Monts du Hodna.(1) Le massif du Bou Taleb. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 4, 189.

**Bhavsar, Z., & Patel, J. (2023).** Assessing potability of groundwater using groundwater quality index (GWQI), entropy weighted groundwater pollution index (EGPI) and geospatial analysis for khambhat coastal region of Gujarat. *Groundwater for Sustainable Development*, 21, 100916.

**Bouillin, J. P. (1977).** *Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie)* (Doctoral dissertation, Toulouse).

**Boudoukha, A. (1998).** Hydrogéologie des hautes plaines sétifiennes et hydrochimie des eaux souterraines. *These de Doctorat, Univ. Annaba, Algérie*.

**Bouderbala, A. (2017).** Assessment of water quality index for the groundwater in the upper Cheliff plain, Algeria. *Journal of the Geological Society of India*, 90(3), 347-356.

**Bouderbala, A. (2019).** The impact of climate change on groundwater resources in coastal aquifers: case of the alluvial aquifer of Mitidja in Algeria. *Environmental earth sciences*, 78(24), 698.

**Boulgueraguer, Z. (2009).** «Gestion intégrée des ressources en eau du sous bassin versant amont de l'oued boussellam». (sétif, nord-est algérien) essai d'une nouvelle approche et synthèse de données (Doctoral dissertation, Université de Annaba-Badji Mokhtar).

**Bouillin, J. P. (1986).** Le " bassin maghrebin"; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique a l'ouest des Alpes. Bulletin de la Société géologique de France, 2(4), 547-558.

**Bouregaa, T. (2016).** Impact des changements climatiques (précipitations et températures) sur la production agricole en zone semi aride (Doctoral dissertation, Université Ferhat Abbas).

**Boutaleb A. (2001).** Les minéralisations à Pb-Zn du domaine Sétifien-Hodna, géologie, pétrographie, micro thermométrie et implications métallogéniques , Thèse de doctorat en géologie minière, USTHB, Alger, 404 pages.

**Bureau D. (1984).** Sédimentation contemporaine des basculements des blocs du substratum en domaine épicontinental. Caractères tirés d'un exemple pris autour de Batna, Algérie. 5eme Cong. Europ. De Sédim., p. 84-85.

**Bureau, D. (1986).** Approche sédimentaire de la dynamique structurale: évolution mésozoïque et devenir tertiaire de la partie septentrionale du fossé présaharien (Sud-Ouest constantinois et Aurès, Algérie) (Doctoral dissertation, Paris 6).

**Busson, G. (1974).** Le Trias évaporitique d'Afrique du Nord et d'Europe occidentale; données sur la paléogéographie et les conditions de dépôt. Bulletin de la Société Géologique de France, 7(6), 653-665.

## C

**Caire, A. (1957).** Étude géologique de la région des Biban (Algérie) (Doctoral dissertation, Toulouse).

**Carroll, D. (1959).** Ion exchange in clays and other minerals. Geological Society of America Bulletin, 70(6), 749-779.

**Castany G. (1982).** Principes et méthode de l'hydrogéologie, Dunod-édit., Paris 236 pages

**Chadi M. (1991).** Étude géologique de monts de Ain M'Lila (Algérie orientale). Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy1, 191p.

**Chadi, M. (2004).** Cadre géologique et structural des séries crétacées néritiques du constantinois (Est-Algérien). Doctorat d'état Université, Constantine.

**Coiffait, P. E. (1992).** Un bassin post-nappes dans son cadre structural: l'exemple du bassin de Constantine (Algérie nord-orientale) (Doctoral dissertation, Nancy 1).

**Costa, D., Zhang, H., & Levison, J. (2021).** Impacts of climate change on groundwater in the Great Lakes Basin: A review. Journal of great lakes Research, 47(6), 1613-1625.

**Côte, M. (1974).** Les régions bioclimatiques de l'Est algérien. Université de Constantine, Centre universitaire de recherches d'études et de réalisations.

## D

**Deleau, P. (1938).** les variations brusques de faciès du crétacé inférieur du Djebel Djaffa, CR Acad. Sc. Paris, 206, p121.

**Delfaud, J. (1974).** les grands traits de la paleogeographie de l'algerie septentrionale durant le jurassique superieur et le cretace inferieur.

**Demdoum, A. (1996).** Étude hydrogéologique de la plaine d'El Eulma et le problème de la qualité des eaux (Doctoral dissertation, Thèse Magister, Uni. Constantine).

**Demdoum, A., & Djebbar, M. (2009).** caractérisation hydrochimique etapport isotopique sur la salinité du bassin d'el eulma en région sud-sétifienne (algerie nord orientale). Sciences & Technologie. D, Sciences de la terre, 19-26.

**DHW.** (Direction d'hydraulique de la wilaya de Sétif)).

**Delga, M. D. (1969).** Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie.

**Delmotte, M., Saunois, M., & de Noblet Ducoudré, N. (2021).** Le système climatique.

**Doneen, L. D. (1962, June).** The influence of crop and soil on percolating water. In Proc. 1961 Biennial conference on Groundwater recharge (pp. 156-163).

**Driouech, F. (2010).** Distribution des précipitations hivernales sur le Maroc dans le cadre d'un changement climatique: descente d'échelle et incertitudes (Doctoral dissertation).

**Durand-Delga M. (1955).** Étude géologique de l'ouest de la chaîne numidique (Algérie).Thèse Sciences Paris et Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2 séries, N° 24, 533p.

**Durand-Delga M., Fontbote J.M. (1980).** Le cadre structural de la Méditerranée occidentale, In : BRGM, Géologie des chaines alpines.Issues de la Téthys.26èm Congr.Géol.Int.Paris.1980.Colloque C5. Mém. 115, Orléan, pp. 67-85.

**Durozoy G. (1960).** Étude géologique de la région du Châteaudun Rhumel. Publ.Serv. Géol. Algérie. Bulletin N°22, 456pp.

## E

**Eaton, F. M. (1950).** Significance of carbonates in irrigation waters. Soil science, 69(2), 123-134.

**El Moçayd, N., Kang, S., & Eltahir, E. A. (2020).** Climate change impacts on the Water Highway project in Morocco. Hydrology and Earth System Sciences, 24(3), 1467-1483.

**EREM .(1992).** Rapport final sur les travaux d'évaluation du gisement de Chaabet-El-Hamra avec calcul de réserve, Volume 1. Rapport interne. 130 pages.

## F

**Ficheur E. (1893).** Sur les terrains crétacés du massif du Boutaleb. Bull. Soc. Géol.Fr. p393-427, Paris.

**Ficheur E. (1890).** Description géologique de la Kabylie du Djurdjura. Etude spéciale des terrains tertiaires. Thèse Paris. Fontana et Cie. Edit .Alger.

**Fisher, R. S., & Mullican, III, W. F. (1997).** Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodium-chloride groundwater beneath the northern Chihuahuan Desert, Trans-Pecos, Texas, USA. Hydrogeology journal, 5, 4-16.

**Flandrin J. (1948).** Contribution à l'étude stratigraphique du nummulitique Algérien. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, Alger, 2ème sér, stratigr, n°19 ,332 p.

## G

**Gelhay, V. (2021).** Les techniques-omiques et la bioinformatique dans les analyses environnementales: comprendre les successions microbiennes du cycle de l'azote du sol pour limiter les émissions du gaz à effet de serre protoxyde d'azote à partir des effluents d'élevage. Revue des Questions Scientifiques.

**Guellal S. et al. (1978).** Les formations de type péni-tellien dans l'Est de l'Algérie : stratigraphique, faciès, position structurale et paléogéographique. Bull. Soc. p.101- 112, Alger.

**Gibbs, R. J. (1970).** Mechanisms controlling world water chemistry. Science, 170(3962), 1088-1090.

**Glaçon J. (1967).** Recherche sur la géologie et les gites métallifères du tell Sétifien, Algérie. Tome 2, bulletin N° 32, Publication du service géologique de l'Algérie

**Glaçon J. (1958).** Les monts du Hodna, partie orientale, XIXème congrès géologique international, Monographie régionale 1, sérié, Algérie N° 7.

**Glangeaud L. (1932).** Étude géologique de la région littorale de la province d'Alger. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, 2° série, n°8,617p.

**Guan, X., Liao, S., Bai, J., Wang, F., Li, Z., Wen, Q., ... & Chen, T. (2017).** Urban land-use classification by combining high-resolution optical and long-wave infrared images. Geo-spatial information science, 20(4), 299-308.

**Guiraud R. (1971).** Aperçu sur les principaux traits du Hodna et des régions voisines, bulletin

de service de l'Algérie N° 41, nouvelle série, Publication du service géologique de l'Algérie.

**Guiraud R. (1973).** Évolution post-triasique de l'Avant pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse ès Sciences, Université de Nice, 270 p.

**Guiraud R. (1990).** L'évolution post-triasique de l'avant pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines: Thèse Doct. Sci. Univ. Nice, 259 p. Mémoires n03, Publ. de l'ONIG, Alger.

**Guiraud R. et al. (2005).** Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview, *J. African Earth Sci.*, 43 (1-3), 83-143.

## H

**Hamza M.,(2007).** Gestion des ressources en eau en Tunisie. INECO, Nabeul. Présentation orale de la Direction Générale des Ressources en Eaux, Ministère de l'Agriculture, République Tunisienne.

**Hem, J. M. (1989).** Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, 3rd edn. USGS. Water Supply Paper, 2254.

**Horton, R. E. (1945).** Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological society of America bulletin*, 56(3), 275-370.

**Huang, Y. F., Ang, J. T., Tiong, Y. J., Mirzaei, M., & Amin, M. Z. M. (2016).** Drought forecasting using SPI and EDI under RCP-8.5 climate change scenarios for Langat River Basin, Malaysia. *Procedia Engineering*, 154, 710-717.

**Huili Q., Herong G., Lin C., Zhenggao P., Biao L. 2019.** Hydrogeochemical characteristics and water quality assessment of shallow groundwater: a case study from Linhuan coalmining district in northern Anhui Province, China, *IWA Publishing Water Supply* 19(5):1572-1578.

**Hulme, M., Doherty, R., Ngara, T., New, M., & Lister, D. (2001).** African climate change: 1900-2100. *Climate research*, 17(2), 145-168.

## I

**Issar, A. S., & Zohar, M. (2007).** Climate change: environment and history of the Near East. Berlin: Springer.

**IPCC, C. C. (2007).** The physical science basis—summary for Policy makers. Contribution of WG1 to the Fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

**IPCC (2013).** Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p.

## J

**Jyrkama, M. I., & Sykes, J. F. (2007).** The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario). *Journal of Hydrology*, 338(3-4), 237-250.

## K

**Kada H. (2014).** Contexte Géologique, Hydrogéologique et Métallogénique du gisement de Zinc de Chaabet El Hamra à Ain Azel – Wilaya de Sétif-, Nord Oriental algérien. Mémoire de magister en Géologie Appliquée et Ressources Minérales, Univ. Setif, 114pages.

**Kada H., Demdoun A. (2020).** Assessment of the Hauterivian groundwater quality in zinc mining area for drinking and irrigation uses: Case of Chaabet El Hamra, Algeria. *Journal of Water and Land Development*. No. 46 (VII–IX) p. 131–139. DOI: 10.24425/jwld.2020.134205.

**Kada, H. (2022).** Apport de la géologie, l'hydrogéologie et des outils hydrogéo-chimiques à la connaissance des aquifères du barrémien et hauterivien de la région sud-sétifienne nord-est algérien (Doctoral dissertation).

**Kazi Tani N. (1972).** The north Sétif allochthonous formation: contribution toward solving certain paleogeographical and structural problems of the tellian area of Algeria. 8th. Arab. Petr. Paper N°88 (8.3).

**Kazi Tani N. (1986).** Évolution géodynamique de la bordure Nord-africaine: le domaine intraplaque nord- algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse ès Sci. Univ. De Pau. 2 tomes, 886 pages.

**Khalidi, A. (1987).** Le gisement de Kherzet Youssef: une minéralisation Pb-Zn-Fe (Ba) stratiforme dans le membre médian marno-carbonate du Barremien de la région d'Ain Azel (Hodna, Algérie): analyse, typologie, genèse, interprétation (Doctoral dissertation, Vandoeuvre-les-Nancy, INPL).

**Kelly, W. P. (1940).** Permissible composition and concentration of irrigated waters. *Proceedings of the ASCF66*, 607.

**Kendall M (1975).** Rank correlation measures. Charles Griffin, London

**Kitabata, H., Nishizawa, K., Yoshida, Y., & Maruyama, K. (2006).** Permafrost thawing in circum-arctic and highlands under climatic change scenario projected by Community Climate System Model (CCSM3). *Sola*, 2, 53-56.

**Kouadra, R., & Demdoug, A. (2020).** Hydrogeochemical characteristics of groundwater and quality assessment for the purposes of drinking and irrigation in Bougaa area, Northeastern Algeria. *Acta Geochimica*, 39(5), 642-654.

**Kouadra, R., & Demdoug, A. (2022).** Les sources thermominérales de l'Est Algérien Cas de la région de Constantine (Doctoral dissertation, Université Frères Mentouri-Constantine 1).

## L

**Lafitte R. (1939).** Étude géologique de l'Aurès. Publ. Serv. Carte géol. Bull. n°15, 451p. Alger.

**Lahondère J. C. et al. (1979).** Datation des grès numidien d'Algérie orientale, C.R. Acad. Sci .série, d. p.383-386, Paris.

**Lahondère J.C. (1987).** Les séries ultra telliennes d'Algérie nord orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural. Th, doc, d'état-Sc. Nat. Univ. P. Sabatier-Toulouse. 242p.

**Le Maitre, D. C., Scott, D. F., & Colvin, C. (1999).** Review of information on interactions between vegetation and groundwater.

**Leandri, N. (2023).** Bilans et empreintes carbone: une perspective internationale. *Constructif*, (1), 16-22.c

**Leikine M. (1971).** Étude géologique des Babors occidentaux (Algérie), Thèse Sci Univ. Paris.ronéot, 536p.

**Leikine M. et Velde B. (1974).** Les transformations post sédimentaires des minéraux argileux du Sénonien, dans le NE algérien .Existence probable d'un épi métamorphisme anté-éocène .Bull. Soc .géol. Fr. (7), p.177-182,3fig. Paris.

**Leikine M. et Vila J.M. (1975).** Microfossiles jurassiques et crétaés des Hautes Plaines Sétifiennes au Djebel Youssef et au Djebel Braou (Algérie) : conséquences structurales .Revue de Micropaléontologie, p89-96, Paris.

## M

**MacDonald, A. M., Calow, R. C., MacDonald, D. M., Darling, W. G., & Dochartaigh, B. E. (2009).** What impact will climate change have on rural groundwater supplies in Africa?. *Hydrological Sciences Journal*, 54(4), 690-703.

**Mann, H. B. (1945).** Nonparametric tests against trend. *Econometrica: Journal of the econometric society*, 245-259.

**Marmi R. (1995).** bassins continentaux de l'avant-pays de la chaîne alpine d'Algérie nord orientale : Etudes stratigraphiques, sédimentaires, structurales et géochimiques .Thèse de Doctorat de l'université Henri Poincaré, Nancy.283pages.

**Marquina Barrio, A. (2004).** Environmental challenges in the Mediterranean 2000-2050.

**McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993, January).** The relationship of drought frequency and duration to time scales. In *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology* (Vol. 17, No. 22, pp. 179-183).

**Mebarki A. (2005).** Hydrologie des bassins de l'Est Algérien : Ressources en eau, aménagement et environnement, thèse de doctorat, Université de Constantine. 360pages.

**Meddi, M., & Boucefiane, A. (2013).** Climate change impact on groundwater in Cheliff-Zahrez Basin (Algeria). *APCBEE procedia*, 5, 446-450.

**Mezerzi A. (2011).** Les formations évaporitiques triasiques des Hautes Plaines Sétifiennes (NE Algérien) : Répartition et caractérisation des substances minérales associées Mémoire de magister en Ressources Minérales, Univ. Constantine, 194pages.

**Ministère des ressources en eau MRE (2011).** Etude d'actualisation du plan national de l'eau.

**Mondiale, O. M. (1960).** Guide des pratiques climatologiques. Secrétariat de l'Organisation Météorologique Mondiale.

**Moazzam, M. F. U., Doh, Y. H., & Lee, B. G. (2022).** Impact of urbanization on land surface temperature and surface urban heat Island using optical remote sensing data: A case study of Jeju Island, Republic of Korea. *Building and Environment*, 222, 109368.

## N

**New, M., & Hulme, M. (1997).** A monthly rainfall dataset for Africa for 1951 to 1995. University of East Anglia, Norwich.

**New, M., Hulme, M., & Jones, P. (1999).** Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of climate*, 12(3), 829-856.

**Nichane, M., & Khelil, M. A. (2015).** Changements climatiques et ressources en eau en Algérie: vulnérabilité, impact et stratégie d'adaptation. *Larhyss Journal*, 21, 15-23.

## O

**Office National météorologique** : Données climatiques précipitations et température 2019. Sétif.

**Oualkacha, L., Stour, L., Agoumi, A., & Kettab, A. (2017).** Climate change impacts in the Maghreb region: status and prospects of the water resources. *Water and Land Security in Drylands: Response to Climate Change*, 17-25.

**Ouhamdouch, S., Bahir, M., Ouazar, D., Goumih, A., & Zouari, K. (2020).** Assessment the climate change impact on the future evapotranspiration and flows from a semi-arid environment. *Arabian Journal of Geosciences*, 13, 1-14.

**Ouhamdouch, S., Bahir, M., Ouazar, D., Carreira, P. M., & Zouari, K. (2019).** Evaluation of climate change impact on groundwater from semi-arid environment (Essaouira Basin, Morocco) using integrated approaches. *Environmental Earth Sciences*, 78(15), 449.

## P

**Pachauri, R. K., & Reisinger, A. (Eds.). (2008).** Bilan 2007 des changements climatiques: Rapport de synthèse. GIEC.

**Paliwal, K. V. (1972).** Irrigation with saline water.

**Palutikof, J. P., & Holt, T. (2004).** Climate change and the occurrence of extremes: some implications for the Mediterranean Basin. In *Environmental Challenges in the Mediterranean 2000–2050: Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Environmental Challenges in the Mediterranean 2000–2050 Madrid, Spain 2–5 October 2002* (pp. 61-73). Dordrecht: Springer Netherlands.

**Penman, H. L. (1948).** Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032), 120-145.

**Pettitt, A. N. (1979).** A non-parametric approach to the change-point problem. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*, 28(2), 126-135.

**Piper, A. M. (1944).** A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 25(6), 914-928.

**POTTER, J. R. 2002.** Workshop Summary. In: *The Potential Impacts of Climate Change on Transportation*. DOT Center for Climate Change and Environmental Forecasting, Federal Research Partnership Workshop, 1–2 October 2002, 3–3.

**Puget, J. L., Blanchet, R., Salençon, J., & Carpentier, A. (2010).** Le changement climatique. *Académie des sciences. Synthèse des débats sur le climat*, 20.

## R

**Rafighdoust, Y., Eckstein, Y., Harami, R. M., Gharaie, M. H. M., & Mahboubi, A. (2016).** Using inverse modeling and hierarchical cluster analysis for hydrochemical characterization of

springs and Talkhab River in Tang-Bijar oilfield, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 9, 1-13.

**Rajoso, A. S., Abdelbaki, C., & Mourad, K. A. (2022).** Assessing the impact of climate change on the Medjerda River Basin. *Arabian Journal of Geosciences*, 15(11), 1052.

**Richards, L. A. (Ed.). (1954).** Diagnosis and improvement of saline and alkali soils (No. 60). US Government Printing Office.

**Roche, M. (1963).** Hydrologie de Surface: Gauthier-Villars. Paris, ORSTOM.

## S

**Schoeller H. 1962.** Les eaux souterraines. Masson Cie, Paris. 642pages.  
<https://doi.org/10.1002/iroh.19640490118>

**Schumm, S. A. (1956).** The role of creep and rainwash on the retreat of badlands slopes. *Am. Jour. Sci.*, 254, 693-706.

**Sebbar, A., Badri, W., Fougrach, H., Hsaine, M., & Saloui, A. (2011).** Étude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935-2004). *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 22(3), 139-148.

**Sharan, A., Lal, A., & Datta, B. (2021).** A review of groundwater sustainability crisis in the Pacific Island countries: Challenges and solutions. *Journal of Hydrology*, 603, 127165.

**Singh, S., Raju, N. J., & Ramakrishna, C. (2015).** Evaluation of groundwater quality and its suitability for domestic and irrigation use in parts of the Chandauli-Varanasi region, Uttar Pradesh, India. *Journal of Water Resource and Protection*, 7(07), 572.

**Steynor, A., & Pasquini, L. (2019).** Informing climate services in Africa through climate change risk perceptions. *Climate Services*, 15, 100112.

**Stour, L., & Agoumi, A. (2008).** Sécheresse climatique au Maroc durant les dernières décennies. *Hydroécologie appliquée*, 16, 215-232.

**Strahler, A. N. (1957).** Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913-920.

**Szabolcs, I. (1964).** The influence of irrigation water of high sodium-carbonate content on soils.

## T

**Tabet, M. (2008).** Impact du changement climatique sur l'agriculture et les ressources en eau au Maghreb. *Note d'alerte*, (48), 1-5.

**Tenalem Ayenew, T. A., Shimeles Fikre, S. F., Wisotzky, F., Demlie, M., & Wohnlich, S. (2009).** Hierarchical cluster analysis of hydrochemical data as a tool for assessing the evolution and dynamics of groundwater across the Ethiopia rift.

**Thornthwaite, C. W. (1955).** The water balance.

## V

**Vogt, J., Colombo, R., Paracchini, M. L., Soille, P., Jager, A. D., & Folving, S. (2003).** A European landscape stratification reflecting drainage density (pp. 95-110). Springer Berlin Heidelberg.

## W

**Ward Jr, J. H. (1963).** Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American statistical association*, 58(301), 236-244.

**Wilcox, L. (1955).** Classification and use of irrigation waters (No. 969). US Department of Agriculture.

**Wuillez, M. N. (2019).** Revue de littérature sur le changement climatique au Maroc: observations, projections et impacts. *Papiers de recherche*, 1-33.

## ANNEXE

**Tableau 01.** Précipitations moyennes saisonnières des station Ain Lahdjar et El Eulma (Série 1930-1960).

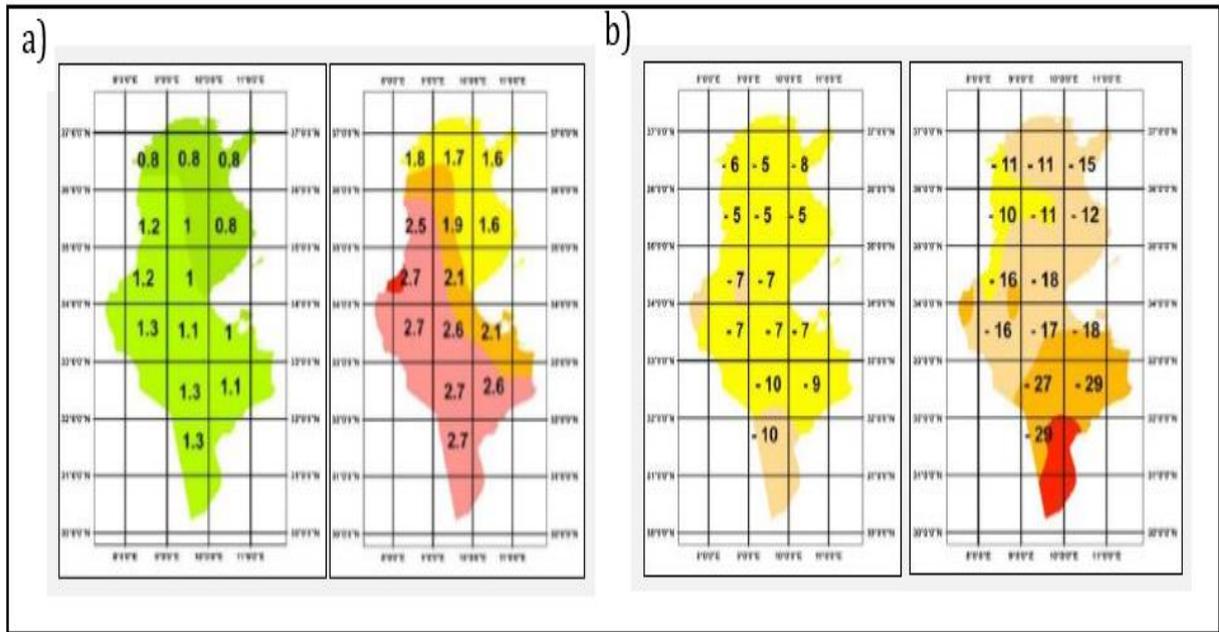
Stations	Hiver	Printemps	Eté	Automne
<b>Ain Lahdjar</b>	120.7	96.3	41.6	97.3
<b>El Eulma</b>	89	103.1	37.7	99.8

**Tableau 02.** Les indices d'irrigation calculés dans la zone d'étude.

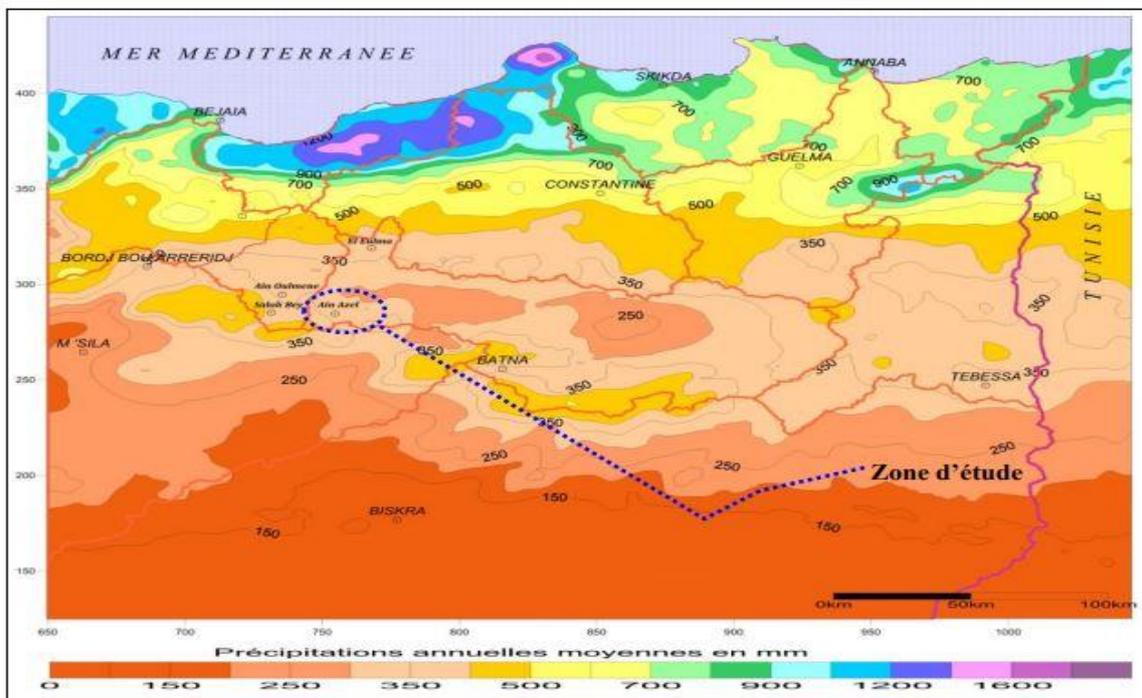
Puits	X	Y	SAR	KR	RSC	IP	RM	SSP
<b>P1</b>	727576.63	3970670.69	0.93	0.25	-2.05	45	50	20
<b>P2</b>	723440.66	3965476.67	0.81	0.20	-4.97	35	54	16
<b>P3</b>	725264.74	3973694.82	4.53	0.65	-12.85	48	27	39
<b>P4</b>	725982.29	3972140.62	1.77	0.36	-6.25	41	38	27
<b>P5</b>	724966.93	3970634.91	1.42	0.29	-2.96	47	41	27
<b>P6</b>	724962.73	3970655.62	1.22	0.45	-4.75	40	48	22
<b>P7</b>	726162.58	3969031.16	1.92	0.14	-4.15	48	70	31
<b>P8</b>	725386.45	3965988.79	0.53	0.15	-1.92	41	57	13
<b>P9</b>	725830.45	3964335.37	0.48	0.22	-3.69	34	67	13
<b>P10</b>	727153.29	3963721.78	0.64	0.18	-2.48	44	51	18
<b>P11</b>	727762.13	3965432.88	0.87	0.25	-8.58	28	65	15
<b>P12</b>	721447.88	3967807.37	1.43	0.17	-10.91	31	42	20
<b>P13</b>	728530.15	3968752.49	0.66	0.19	-3.26	38	40	14
<b>P14</b>	731724.51	3967602.63	0.91	0.31	-7.92	30	38	16
<b>P15</b>	730310.67	3971728.73	2.26	0.53	-23.23	29	35	23
<b>P16</b>	737341.28	3968892.65	2.57	0.18	-9.11	44	62	35
<b>P17</b>	736280.35	3966304.29	0.76	1.53	-4.51	35	58	15
<b>P18</b>	735308.74	3966001.19	6.42	0.26	-4.46	70	50	60
<b>P19</b>	732435.86	3965369.94	0.87	0.59	-0.45	52	82	21
<b>P20</b>	735090.57	3970402.78	2.67	0.48	-5.60	50	55	37
<b>P21</b>	733018.99	3969187.77	2.66	0.57	-9.02	44	37	33
<b>P22</b>	730637.68	3970563.56	2.34	0.29	-3.09	54	49	36
<b>P23</b>	727484.72	3972621.18	1.97	0.12	-19.81	28	56	23
<b>P24</b>	727333.59	3970387.29	0.58	0.36	-7.07	27	51	11

**Tableau 03.** Résultats de la classification des eaux selon Shoeller-Berkaloff.

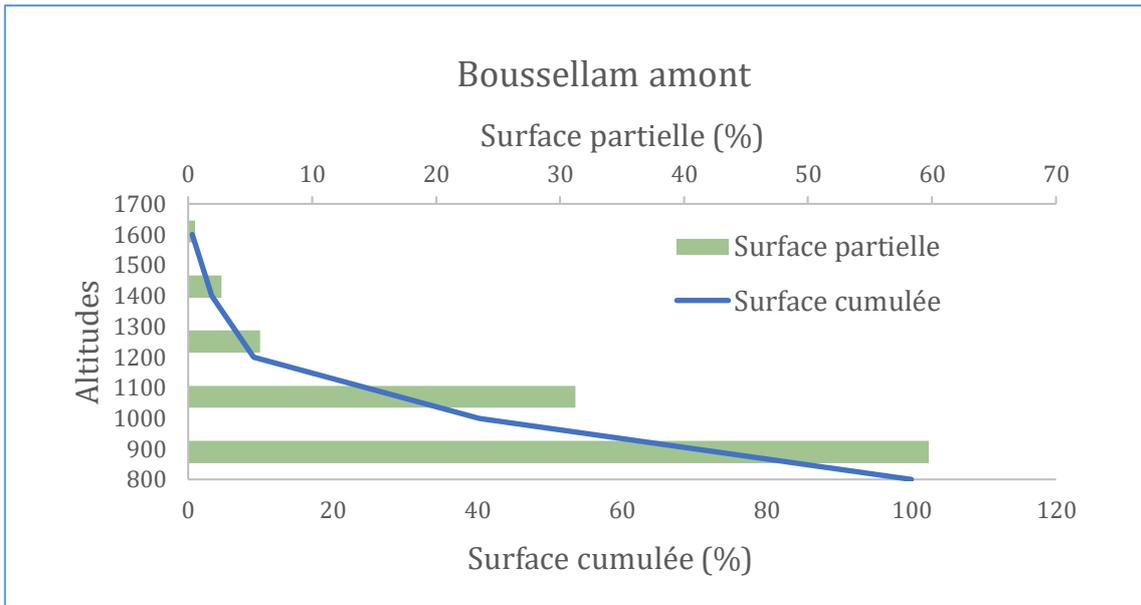
Campagnes	Principaux faciès chimiques	Echantillons d'eau
2002	• Bicarbonaté calcique	P5, P6, P7, P8, P3, P10, P11, P12, P13, P15, P16, P19
	• Sulfaté calcique	P1, P2, P3, P4, P14, P17
	• Sulfaté sodique	P18
	• Chloruré calcique	P20
2008	• Bicarbonaté calcique	P1, P4, P5, P6, P7, P10, P11, P12, P13
	• Sulfaté calcique	P2, P9, P14, P15, P16, P18
	• Bicarbonaté sodique	P3, P17
	• Sulfaté sodique	P8
2017	• Bicarbonaté calcique	P1, P2, P3, P4, P5, P6, P10, P14, P15
	• Chloruré sodique	P7, P8, P13
	• Sulfaté calcique	P11, P12
	• Sulfaté sodique	P12
2018	• Bicarbonaté calcique	P1, P3, P5, P6, P7, P8, P9, P10, P12, P13, P15, P16, P17, P18, P22, P23, P24, P28, P29, P31, P34, P35,
	• Bicarbonaté sodique	P2, P14, P36,
	• Sulfaté calcique	P11, P19, P20, P21, P25, P37, P38, P39
	• Chloruré sodique	P4, P26, P27, P30, P32, P33
2023	• Bicarbonaté calcique	P1, P2, P4, P5, P6, P8, P9, P13, P14, P17, P19, P24
	• Bicarbonaté sodique	P3, P7, P20, P22
	• Sulfaté calcique	P10, P11, P12, P15, P23
	• Chloruré sodique	P16, P18
	• Sulfaté sodique	P21



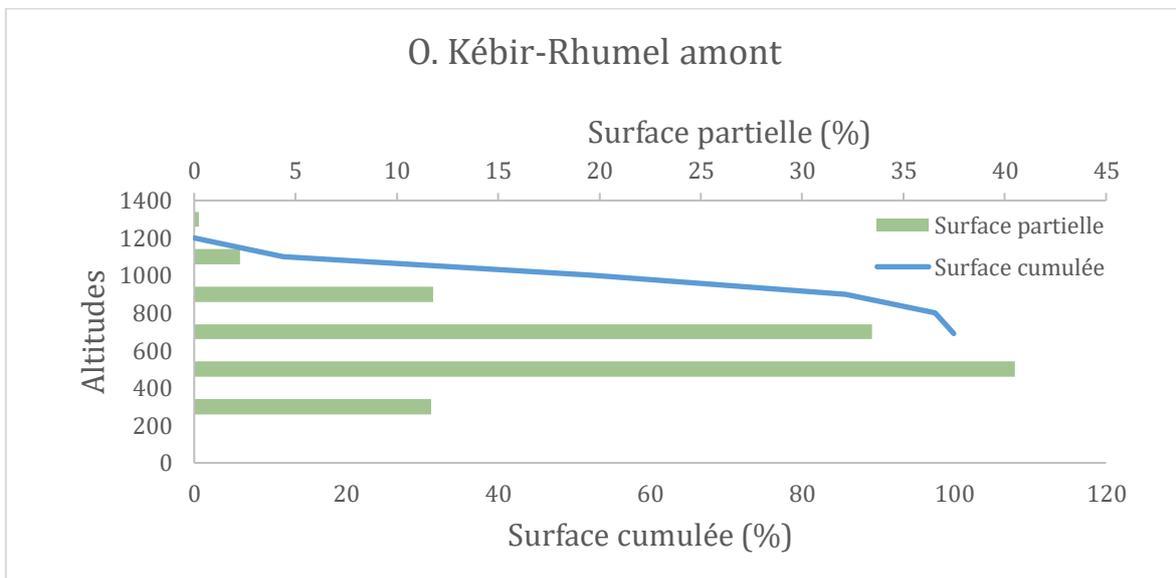
**Figure 01.** Augmentation des températures (°C) entre les scénarios : horizon 2020 (à gauche) et horizon 2050 (à droite) générés par le modèle HadCM3 (scénario A2) ; b) Réduction des précipitations (en %) entre les scénarios : horizon 2020 (à gauche) et horizon 2050 (à droite) générés par le modèle HadCM3 (scénario A2) (Marh, 2007).



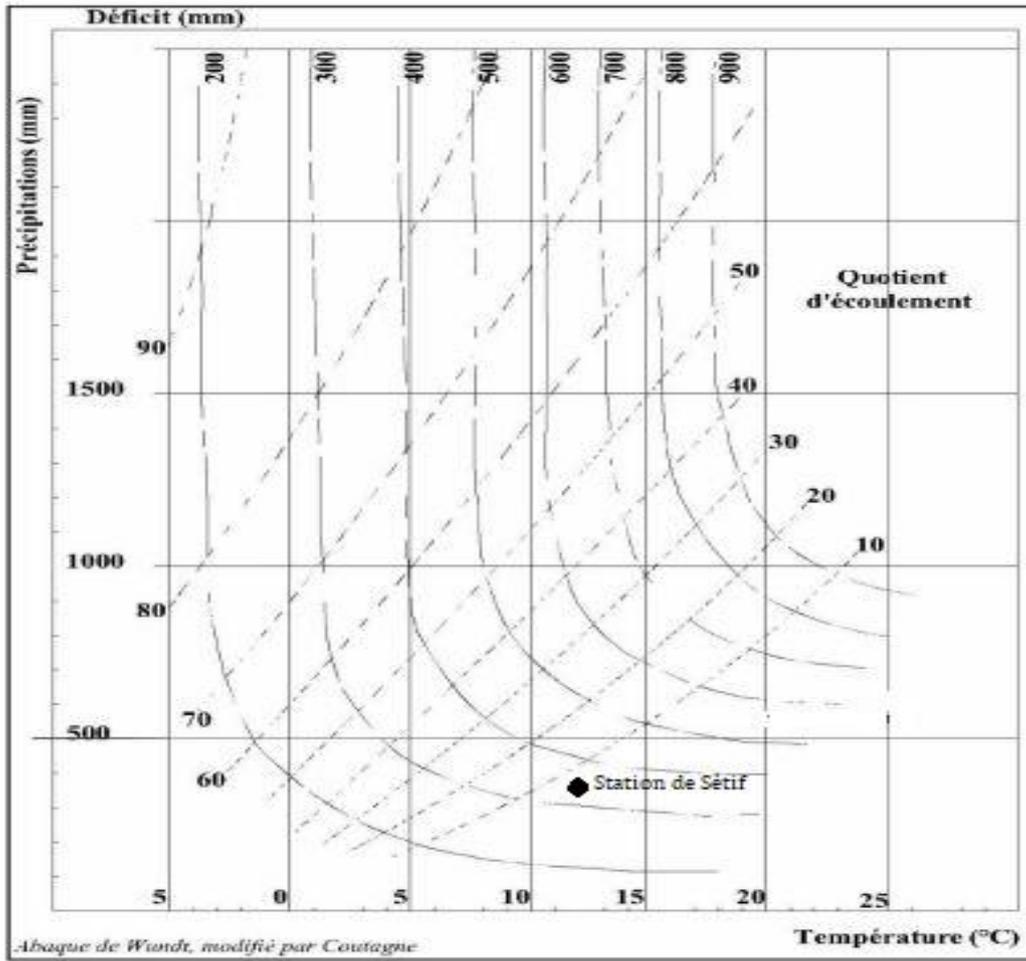
**Figure 02.** Carte des précipitations annuelles moyennes de l'Est algérien (Etablie d'après l'ANRH, 1993 : données moyennes de 60 ans, périodes du 1<sup>er</sup> Septembre 1921 au 31 Aout 1960 et du 1<sup>er</sup> Septembre 1968 au 31 Aout 1989).



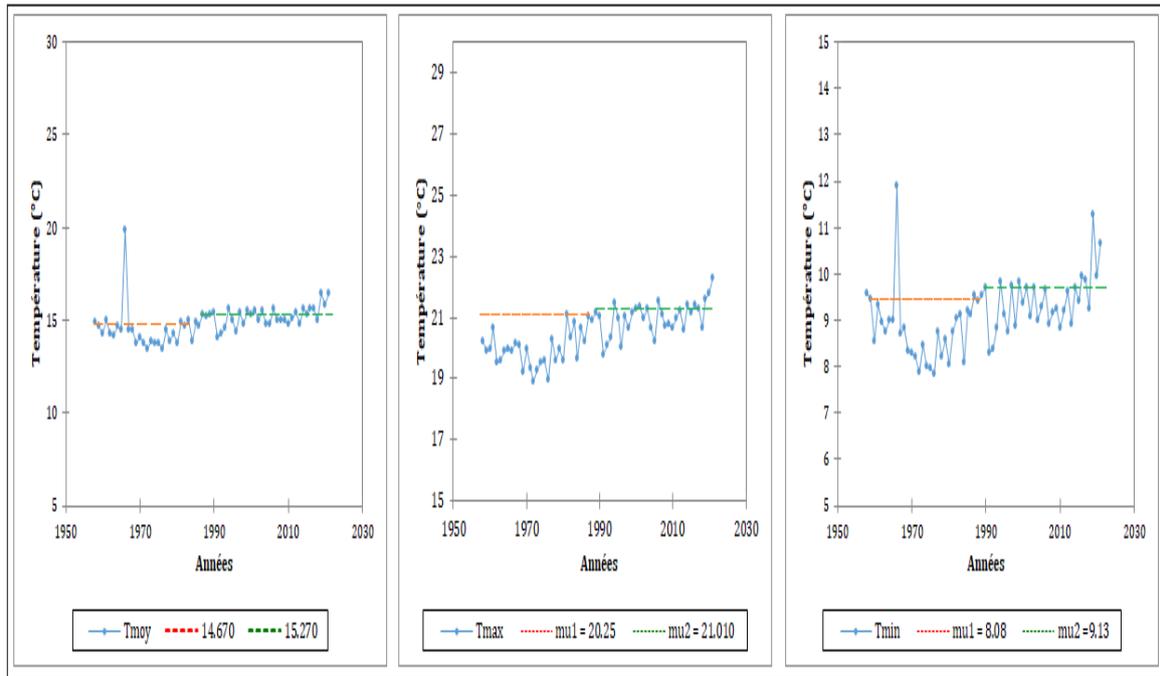
**Figure 03.** Courbe hypsométrique du sous-bassin versant Boussellam-amont.



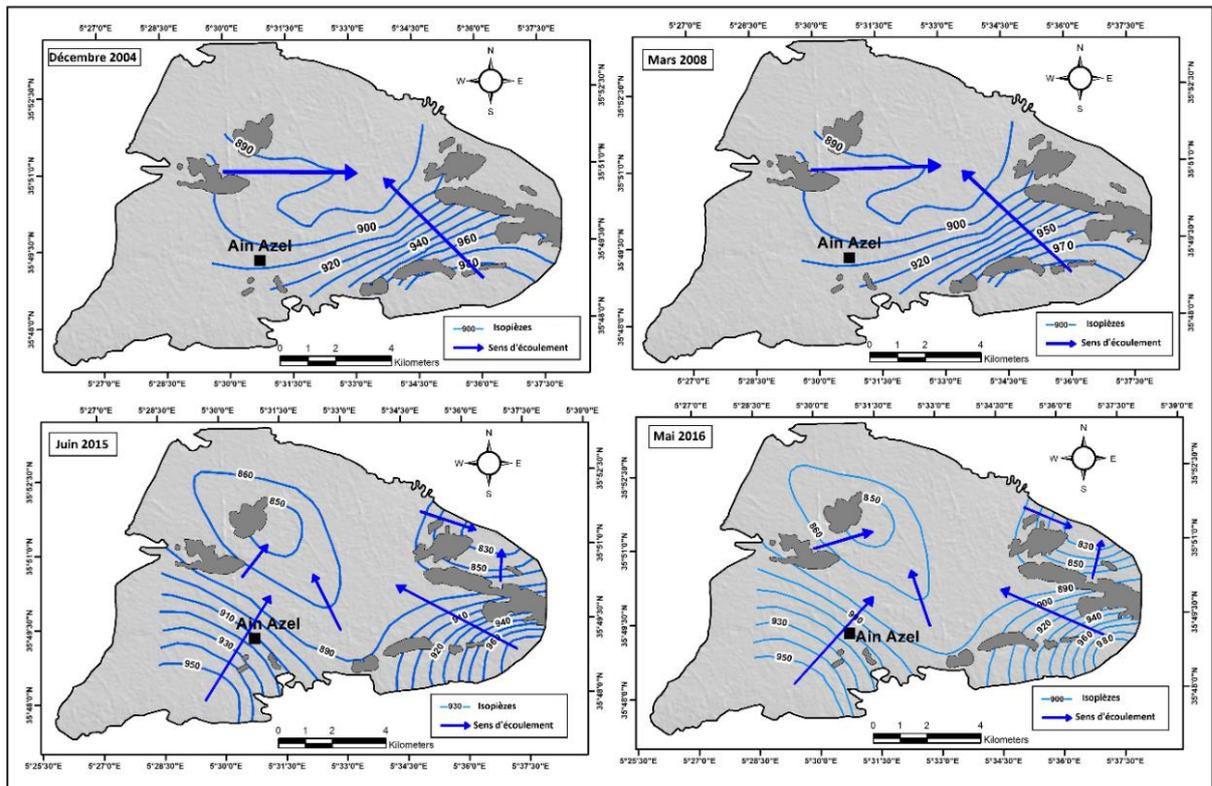
**Figure 04.** Courbe hypsométrique du sous-bassin versant d'Oued Kébir-Rhumek amont.



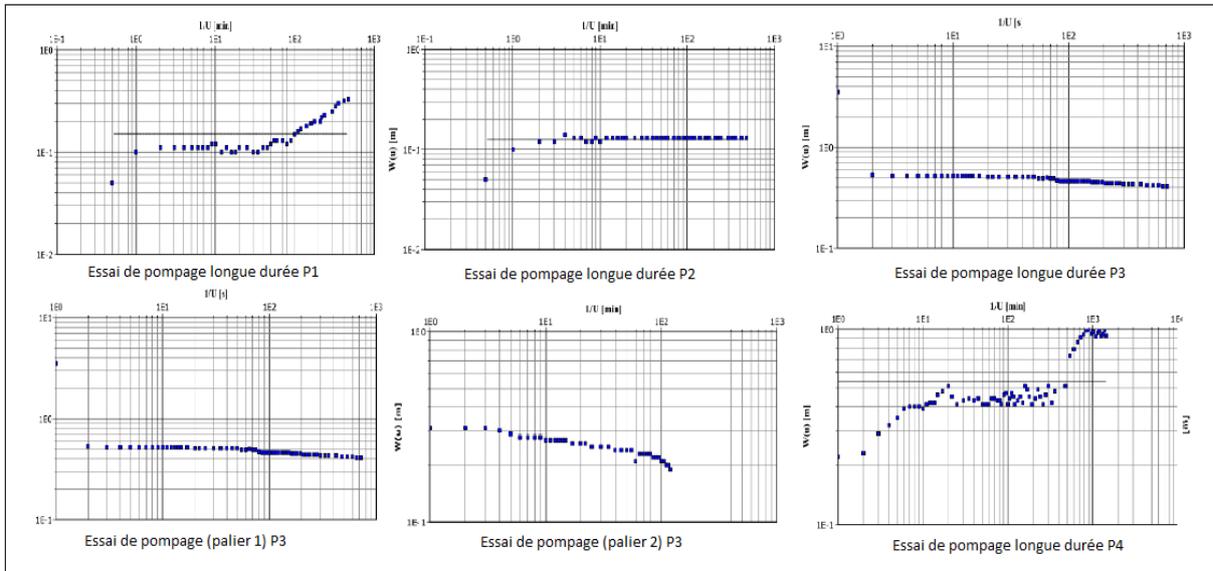
**Figure 05.** Evaluation des éléments et déficit en fonction de la température et des précipitations (Abaque de Wundt modifiée par Coutagne).



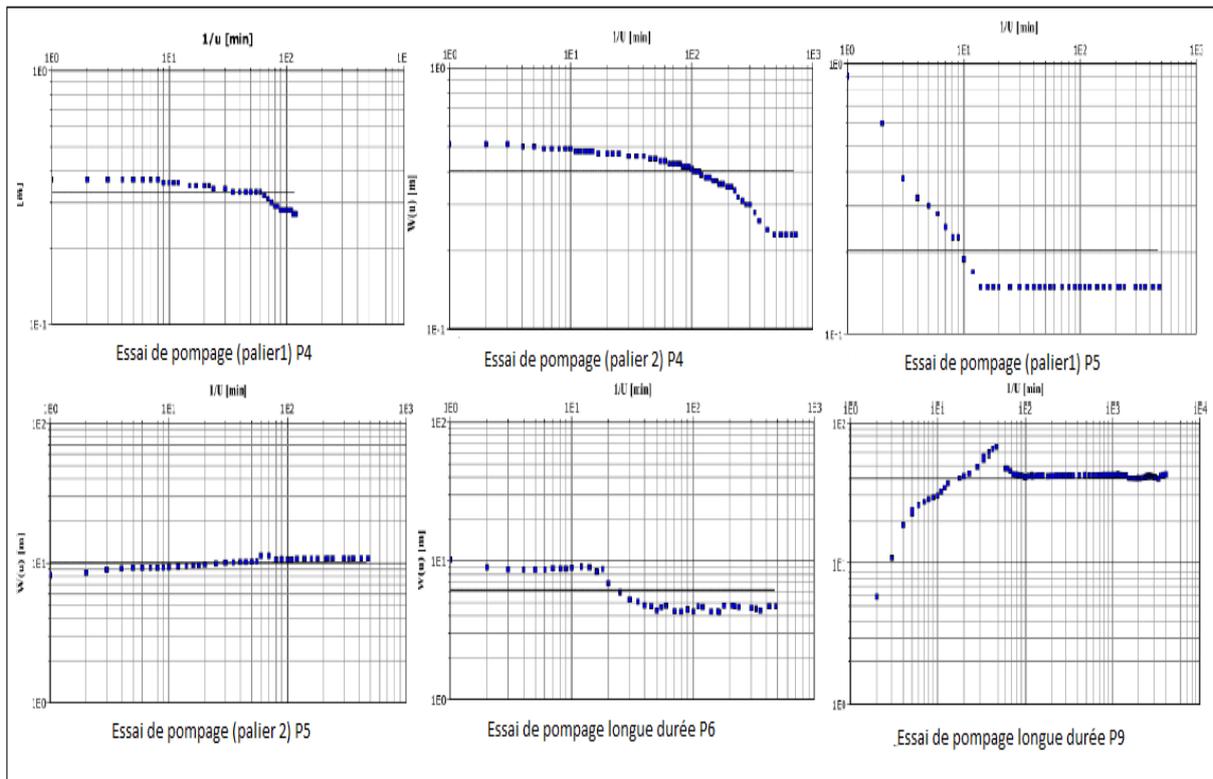
**Figure 06.** Analyse de la température moyenne annuelle (minimale, maximale et moyenne) de la station de Sétif par le test de Pettitt.



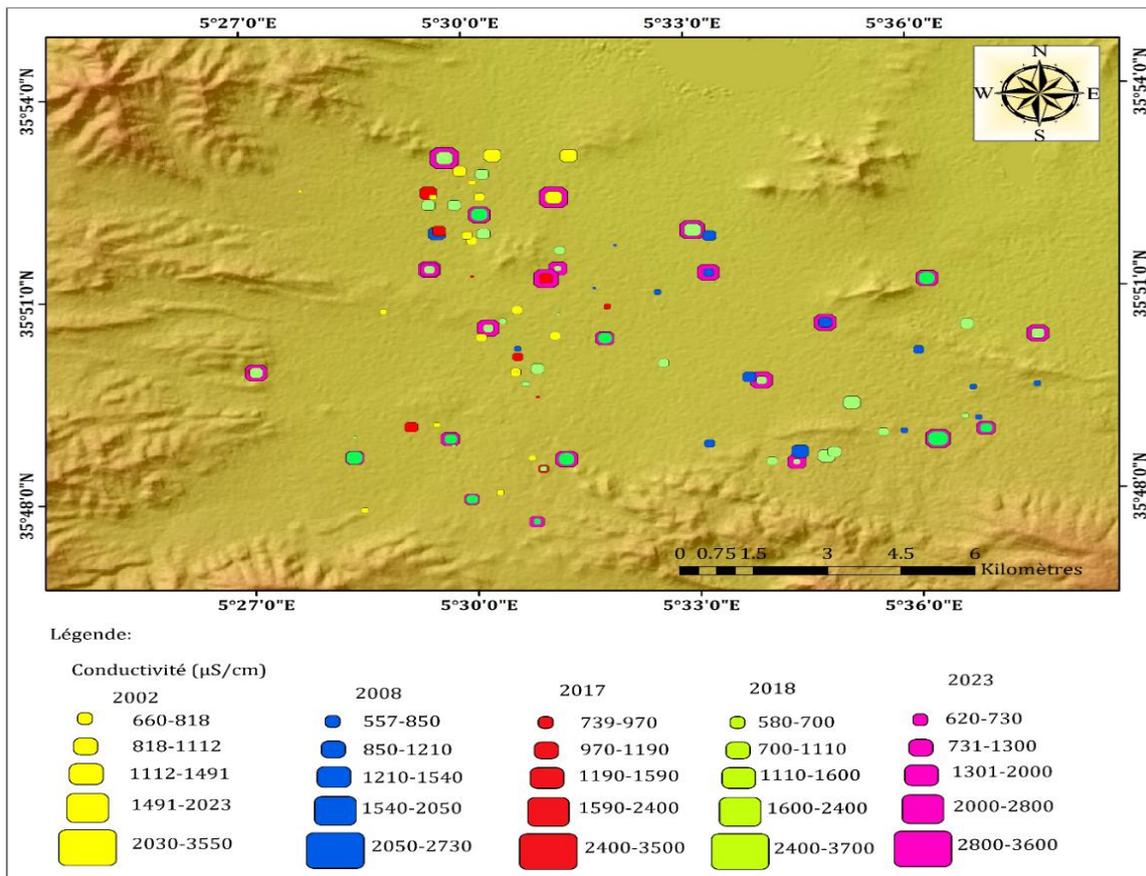
**Figure 07.** Evolution spatio-temporelle de la piézométrie dans la région de Ain Azel.



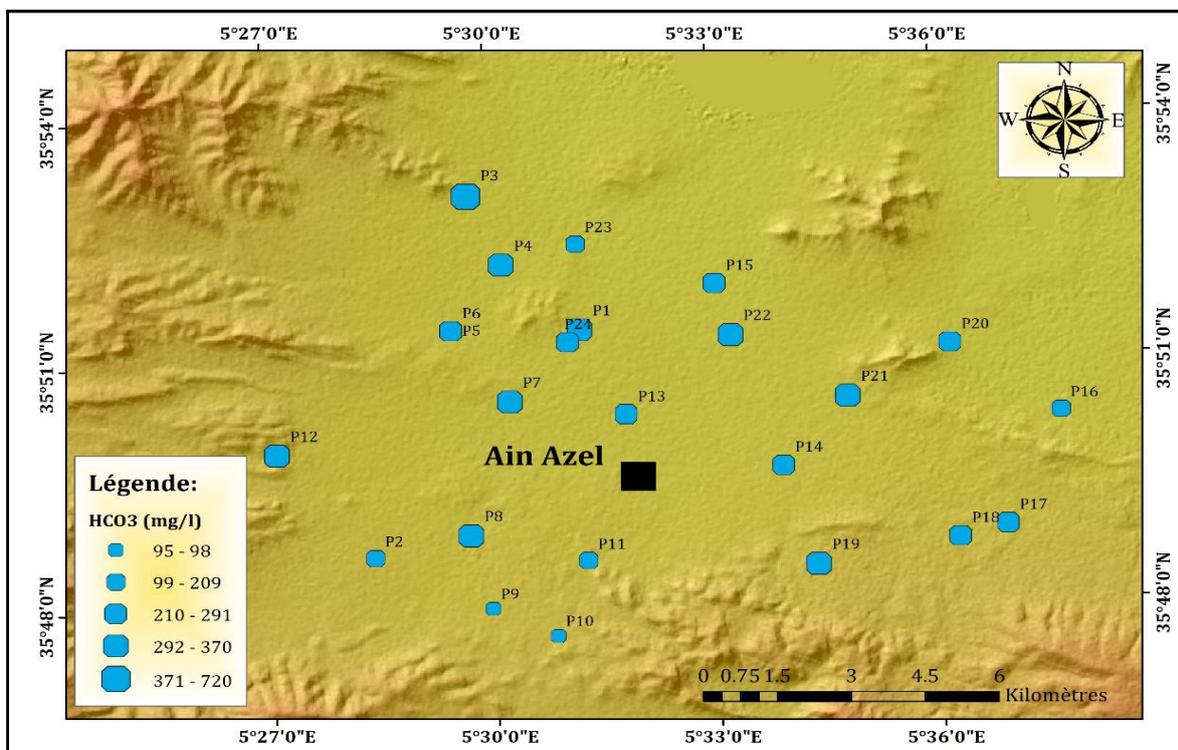
**Figure 08.** Essais de pompage de la nappe du Mio-Plio-Quaternaire de la région d'étude.



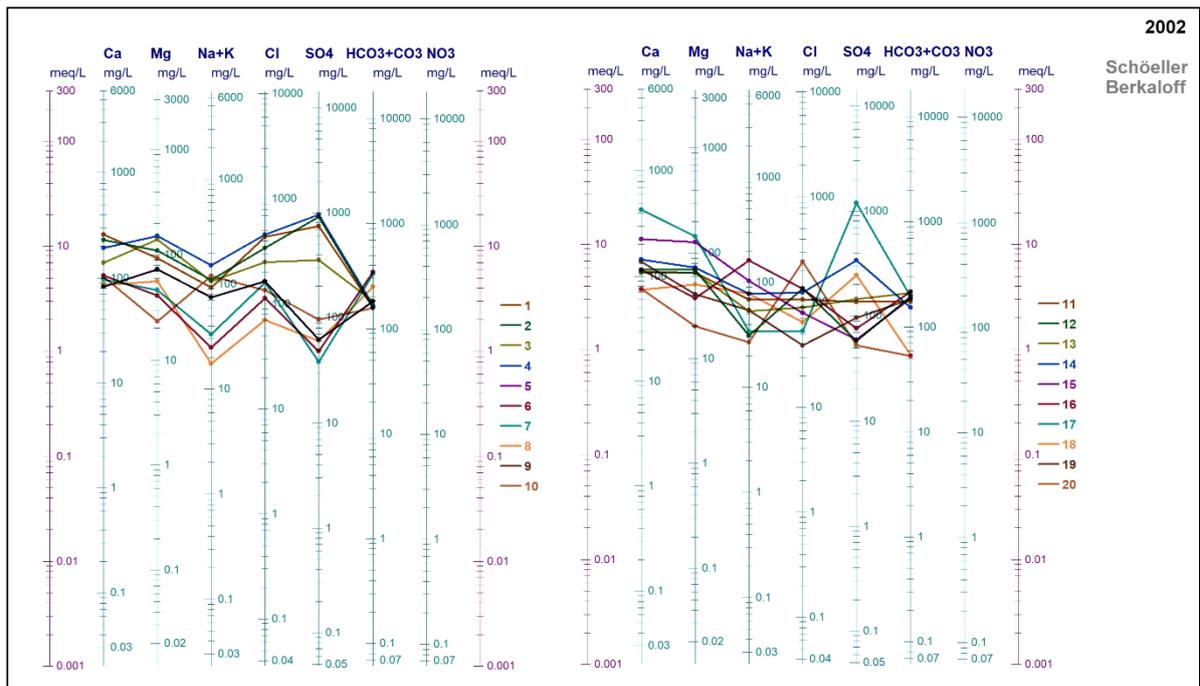
**Figure 09.** Essais de pompage de la nappe du Mio-Plio-Quaternaire de la région d'étude.



**Figure 10.** Evolution de la conductivité électrique dans la région d'étude.



**Figure 11.** Variabilité spatiale des bicarbonates (mg/l).



**Figure 12.** Représentation des eaux sur le diagramme de Shoeller-Berkaloff (**Campagne 2002**).



# The impact of climate change on groundwater quantity and quality in a semi-arid environment: a case study of Ain Azel plain (Northeast Algeria)

Hasna Aouati<sup>1,2</sup> · Abdeslam Demdoun<sup>2</sup> · Houria Kada<sup>2</sup> · Riad Kouadra<sup>3</sup>

Received: 19 April 2023 / Revised: 11 July 2023 / Accepted: 26 July 2023

© The Author(s), under exclusive licence to Science Press and Institute of Geochemistry, CAS and Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2023

**Abstract** In the last decade, North Africa has witnessed significant population growth, particularly those bordering the Mediterranean Sea. This led to increased demand for groundwater, which is an essential source for various water uses such as drinking water supplies and irrigation. Generally, human activities play a crucial role in the different quantitative and qualitative changes in groundwater. Now, climate changes such as a decrease in precipitation have also led to a shortage of water resources and a decline in the groundwater table. This paper presents the impact of climate changes on groundwater resources in the Ain Azel region, Setif, northeastern Algeria. The analysis of long-term spatiotemporal variability in rainfall over 63 years (1958–2021) revealed a significant decline in groundwater recharge, especially after 2013. In contrast, the Pettitt and Mann–Kendall tests show increased temperatures with breaks between 1984 and 1986. A piezometric analysis of the alluvial aquifer demonstrated a significant decline in

groundwater levels in the last 20 years. Hydrochemical analysis showed that groundwater in the region is dominated by Ca–Mg–Cl water type, which indicates the presence of water salinity phenomenon. Water Quality Index (WQI) analysis showed the deterioration of groundwater in the area, which may be caused by several factors: brine intrusion from the Salt Lake (Sebkhah) in the north; the dissolution of evaporites (Triassic) and/or anthropogenic sources of agricultural and industrial origin. Our findings provide an overview summarizing the state of groundwater, which will help improve groundwater resource management in the region in the coming years.

**Keywords** Climate changes · Groundwater resources · Pettitt and Mann–Kendall tests · WQI · Salt Lake

## 1 Introduction

Groundwater is the primary source of drinking water in the world, making it a valuable water supply. Especially in the current era, where climate changes affect all parts of the world, which has known large fluctuations in the atmospheric temperature; a decrease in rainfall through various periods (Abbass et al. 2022; Letcher 2021; Matyssek 2013; Pandey et al. 2021; Singh et al. 2021). These climatic changes greatly affect the quantity and quality of groundwater (Alamdari et al. 2020; Al-Maliki et al. 2022; Duran-Encalada et al. 2017; Margaryan 2017).

North African countries rely on groundwater for various purposes, including irrigation, drinking water, and domestic uses, but have recently experienced severe water scarcity and quality degradation (Atwoli et al. 2022; Downing et al. 1997; Leal Filho et al. 2017; Ouhamdouch et al. 2019;

✉ Hasna Aouati  
hasnaaouati25@gmail.com

Abdeslam Demdoun  
slimdem@yahoo.fr

Houria Kada  
tectites@gmail.com

Riad Kouadra  
kouadrariad@gmail.com

<sup>1</sup> Emergent Materials Research Unit, Ferhat Abbas University, Setif, Algeria

<sup>2</sup> Department of Earth Sciences, Institute of Architecture and Earth Sciences, Ferhat Abbas University, Setif, Algeria

<sup>3</sup> Department of Geological Sciences, University of Frères Mentouri Constantine 1, Constantine, Algeria

Ouhamdouch and Bahir 2017; Steynor and Pasquini 2019). According to many studies (Barbieri et al. 2023; Costa et al. 2021; Marquina 2004; Palutikof and Holt 2004), climate change is the leading cause of groundwater deterioration, in addition to human activities. In northern Algeria, groundwater is essential for drinking and agriculture. The latter is one of the regions overlooking the Mediterranean Sea that has been considered one of the leading climate change hotspots, which suffers from water scarcity, over-exploitation, saline intrusion in coastal aquifers due to rising sea levels and resource reduction, especially in semi-arid areas (Bouderbala 2019; Meddi and Boucefiane 2013; Mohamed and AL-AMIN 2018; Rajosoa et al. 2022; Sharan et al. 2023a).

Setif area (NE Algeria) is one of the most significant regions that experienced an increase in population after independence in 1962 until the present, it has resulted in an increasing demand for water supply for drinking, agricultural irrigation, and industrial uses (Bouregaa 2018; Bouznad et al. 2020; Chenni Hadj et al. 2020; Rouabhi 2018). Therefore, groundwater in the area is a sensitive issue as it is the only water source available. According to Rouabhi (2018), this region has experienced persistent droughts, significant fluctuations in precipitation, rising temperatures, and increased evaporation over the last decade, especially during the period between 1981 and 2012.

Based on available historical temperature and precipitation data, piezometric measurements, geochemical analyses, and statistical tools, this paper attempts to assess the impact of climate change on groundwater resources in Ain Azel Plain, Setif, East Algerian. We will try through this study to provide a report on (1) The analysis of climatic changes in the region over 63 years (1958–2021); (2) The current state of groundwater resources in terms of quantity and quality, its suitability for drinking purposes and their spatiotemporal variability during the last twenty years. This work may provide an overview that will help to develop the best strategies for exploiting and protecting groundwater resources in the region.

## 2 Location and description of the study area

The Setifian high plains cover the central and southern parts of the province. They are located between the Mounts of Hodna in the south and the Mounts of Djemila in the north. The Ain Azel district, with an area of 1127 km<sup>2</sup>, is located in the East of Algeria, 50 km south of Setif province (Fig. 1). It is characterized by a semi-arid climate with an average annual rainfall of 328 mm and an average atmospheric temperature of 14.6 °C (Demdoun 2009). Many mountains surround the region with altitudes ranging from 950 to 1200 m (Kada and Demdoun 2020; Mezerzi Aboutaleb 2015).

The geology of the Setif area is complex, with a long and dynamic history of sedimentation and tectonic activity. This area is characterized by sedimentary rocks from the Mesozoic and Cenozoic eras (Galcon 1967; Guiraud 1973; Savornin 1920; Vila 1980). The Mesozoic is represented by Triassic salt deposits (gypsum, anhydrite, and halite) (Mezerzi Aboutaleb 2015), while the Jurassic formations are dominated by limestone, dolomite, and marl (Fig. 2). Cretaceous formations (from Barremian to Cenomanian) are distinguished by an alternation of marl and limestone (Guiraud 1973). The Tertiary and Quaternary represent the Cenozoic. The Miocene formation is composed of limestone, sandstone, and clays. In contrast, the Quaternary is formed by alluvial deposits of sand, clay, and gravel (Boudoukha 1998; Boutaleb 2001).

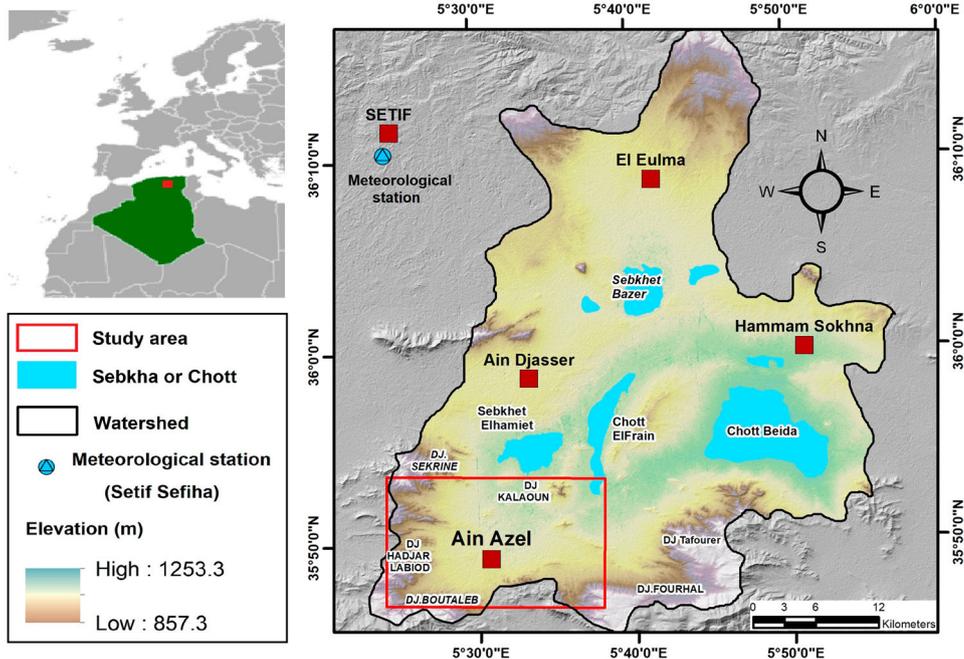
Several geological and hydrogeological studies (Belkhiri et al. 2010, 2012a, b; Boudoukha 1998; Demdoun 2009; Kada et al. 2022; Kada 2022) have revealed the presence of two major aquifers in the region: The first is a deep aquifer, constituted by the carbonates and sandy formations of the Barremian. The latter is considered a carbonate aquifer recharged by vertically infiltrating meteoric water by fractures and fissures of Djebels Boutaleb, Djebel Hadjar Labiod, and Djebel Fourhal (Belkhiri et al. 2010, 2012a, b; Boudoukha 1998). The second is the Mio-Plio-Quaternary alluvial aquifer, composed of alluvial deposits including sand, gravel, and sandy clay (Belkhiri et al. 2012b; Boudoukha 1998; Kada et al. 2022). The general direction of groundwater flow is toward the alluvial plain, where the study area belongs, which is characterized by many wells with a depth of about 40 m (Belkhiri et al. 2010, 2012b). This alluvial aquifer plays a crucial role in supplying water for drinking and agricultural uses in the region.

## 3 Material and methods

### 3.1 Data collections and procedures

A variety of data sources were used in the present study, including meteorological, piezometric level measurements, and hydrochemical analyses. The annual precipitation and atmospheric temperature records from the meteorological station of the Setif Sefiha station (Fig. 1) over 63 years (1958–2021, the National Meteorological Office, ONM). Piezometric levels were measured in 2004 and 2008, 2015, and 2016 (Belkhiri et al. 2012a; Kada 2022; Lazhar et al. 2010).

Groundwater samples were collected four times in 2002, 2008, 2017, and 2018. All physicochemical data and analytical procedures are shown in Table 1 and the statistical summary of hydrochemical parameters is given in Table 2.

**Fig. 1** Geographical location of the study area

### 3.2 Trend analysis

Statistical tests described by Pettitt (1979) and Mann–Kendall (Kendall 1975; Mann 1945) were applied to identify trends in a time series using non-parametric tests. In these tests, the null hypothesis  $H_0$  “No trend” is accepted if the P value is higher than the alpha significance level. The direction of the trend is defined by the Mann–Kendall statistical coefficient (Umk); if Umk is positive, the trend is upward; but if Umk is negative, the trend is downward.

Let the series  $X_i$  ( $\times 1, \times 2, \dots, \times n$ ); the Mann–Kendall test sets the standard Umk as follows:

$$Umk = \frac{s}{\sqrt{\text{Var}(s)}} \quad (1)$$

$$\text{With : } S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (2)$$

$$\text{Var}(s) = \frac{n(n-1)(2n-5)}{18} \quad (3)$$

$n$  = the number of data in the series. All statistical analyses were performed using XLstat software (trial version).

### 3.3 Standardized precipitation index (SPI)

To estimate wet and dry periods, McKee et al. (1993) created the standardized precipitation index (SPI). SPI was adopted by World Meteorological Organization (WMO) in 2009, and it was used to evaluate drought in several studies where it is considered one of the most important indicators

used for drought analysis (Azizi and Nejatian 2022; Fu et al. 2022; Huang et al. 2016; Moazzam et al. 2022; Vález-Nicolás et al. 2022). The SPI is the result of dividing the difference from the mean of the precipitation over the specific period by the standard deviation. The classification of SPI values is shown in Table 3.

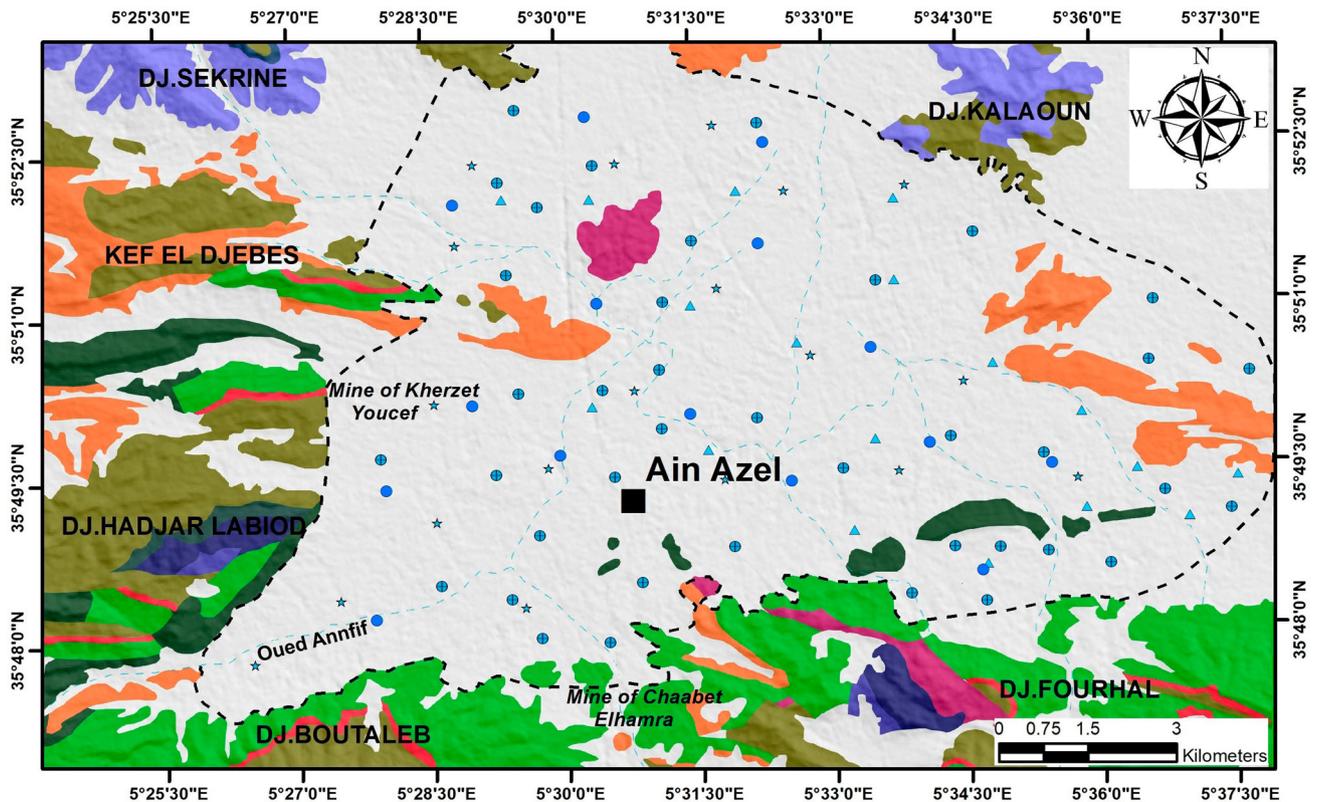
### 3.4 Water quality index (WQI)

Water Quality Index (WQI) is an efficient method for assessing the general quality of groundwater (Adimalla and Qian 2019; Atta et al. 2022; Bhavsar and Patel 2023; Bouderbala 2017; Kouadra and Demdoun 2020; Magesh et al. 2013; Ram et al. 2021; Talalaj 2014). Different weights ( $w_i$ ) have been assigned to each water quality parameter based on their relative importance in the overall water quality for drinking water. The maximum weight of “5” has been assigned for its significant importance in water quality assessment, and the minimum weight of “1” has been assigned for its minor significance (Table 4). The normalized weight of each parameter is obtained as follows:

$$W_i = \frac{w_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \quad (4)$$

where,  $W_i$  is the relative weight,  $w_i$  is the weight of each parameter, and  $n$  is the number of parameters.

To determine the quality rating scale ( $Q_i$ ) for each parameter, the concentration of each water sample was divided by its respective standard according to World Health Organization (2008):



### Legend :

Study area	Cenomanian and Turonian (limestone)	Barremian (carbonate and sandstone)
Mio-Plio-Quaternary (studied aquifer)	Aptian (carbonate)	Neocomian (sandstone and marl)
Miocene (conglomerate, clay and marl)	Aptian (marl)	Lias (marl)
		Jurassic (carbonate)
		Triassic (evaporite)

Sampling point : ● 2018   ● 2017   ▲ 2008   ★ 2002

**Fig. 2** Geological map of the study area

$$Q_i = \frac{C_i - C_{ip}}{S_i - C_{ip}} \times 100 \quad (5)$$

$$SI = W_i \times Q_i \quad (6)$$

where:  $Q_i$  is the rating based on the concentration of the “ $i$ th” parameter.  $C_i$  is the concentration of each chemical parameter in each water sample in mg/L.  $S_i$  is the concentration acceptable for each chemical parameter according to the WHO guidelines (2008) in mg/L.

$C_{ip}$  is the ideal value of the parameter in pure water (Consider  $C_{ip} = 0$  for all, except pH where pH  $C_{ip} = 7$ ).  $SI$  is the sub-index of the “ $i$ th” parameter. The WQI is obtained from the following equation:

$$WQI = \sum_{i=1}^n SI \quad (7)$$

The WQI distribution maps were created using the inverse distance weighting (IDW) interpolation method (Arcgis 10.7 software) (Table 5).

## 4 Results and discussions

### 4.1 Climate perturbation

The long-term temporal changes in rainfall using the data from 63 years (1958–2021) show that the driest year was in 1983 when the minimum recorded rainfalls were 231.3 mm. The wettest year was in 1976 (620 mm), with an annual average of 444 mm (Fig. 3a). A significant annual reduction can be observed for the last decades that can be represented by the trend line (slope of regression line) which in this case is about  $-0.47$  mm/year. Based on the Mann–Kendall test (with a significance level of 5%,

**Table 1** Physicochemical data and analytical procedures of groundwater samples from the study area

Year	Physicochemical data	Analytical procedures
2002; 2017	Physicochemical data of <b>20</b> and <b>15</b> groundwater samples ( <i>Laboratory of Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, University of Constantine1, Algeria</i> )	<b>pH, EC</b> <i>in-situ</i> by a portable conductivity meter (HANNAHI-9813 Multiparameter) <b>Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup></b> by volumetric titrations <b>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup></b> using a Jenway 6051 Colorimeter, <b>Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup></b> by atomic absorption spectrometer
2008	Physicochemical data of <b>18</b> groundwater samples (Belkhir et al. 2010)	<b>pH, EC</b> in the field using a multi-parameter WTW (P3 MultiLine pH/LF-SET) <b>Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup></b> by volumetric titrations <b>Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup></b> using a flame photometer (Model: Systronics Flame Photometer 128) <b>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup></b> by turbidimetric method
2018	Physicochemical data <b>39</b> groundwater samples were collected during <b>May 2018</b> . ( <i>Algerian water laboratory (ADE) of Sétif, Algeria</i> )	<b>EC, pH</b> <i>in-situ</i> using portable measuring (HANNA HI 76/98195) <b>Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup></b> by volumetric titrations <b>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup></b> by ion chromatography <b>Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup></b> by flame spectrophotometer (Jenway Clinical PFP7)

**Table 2** Statistical summary of hydrochemical parameters of the Ain Azel groundwater

	EC	pH	Ca	Mg	Na	K	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl
Campaign 2018 (n = 39)									
Min	580	6.8	18	16	14	1	73	64	25
Max	3700	9.6	375	104	309	10.3	671	750	705
Mean	1502.41	7.76	117.33	57.98	95.55	4.36	251.53	233.33	193.87
Campaign 2017 (n = 15)									
Min	850	7	74	31	19	1.1	152	72	50
Max	3500	8.1	162	73	176	7.9	323	272	350
Mean	1480.33	7.44	103.4	51	84.46	3.74	233.73	178	154.66
Campaign 2008 (n = 18)									
Min	830	6.9	80.16	26.88	37.95	2.13	164.7	180	42.6
Max	2730	7.9	184.36	143.38	155.25	10.03	427	660	337.25
Mean	1450.55	7.41	119.61	61.75	93.72	5.48	302.63	298.33	146.14
Campaign 2002 (n = 20)									
Min	660	6.9	74.15	20	17.4	0.7	52.8	38.4	38.99
Max	2730	8.4	428.8	150.7	161.5	6	347.7	1191	457.3
Mean	1444.6	7.5	145.02	74.25	74.61	2.17	186.14	287.56	167.88

*Min* minimum; *Max* maximum; *SD* Standard deviation

The ion concentrations are in (mg/L), EC ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )

Table 6), a significant change point has been detected after 2013 that reveals inhomogeneities in the weighted annual rainfall data (Fig. 3b). In contrast, as shown in Fig. 3c, the Pettitt test concludes that there are significant breaks in maximum, minimum, and annual temperatures over 1986, 1984, and 1986, respectively (Table 7). The Mann–Kendall

test also confirms this result with an upward trend ( $4.5 \leq \text{Umk} \leq 5.4$ , Table 7). These rising air temperatures lead to increased evapotranspiration, which has a direct effect on groundwater recharge (Swain et al. 2022; Taylor et al. 2013).

**Table 3** Standardized precipitation index (SPI) values and the associated drought categories (McKee et al. 1993)

SPI classes	Drought category
SPI > 2.0	Extremely wet
1.5 < SPI < 1.99	Very wet
1 < SPI < 1.49	Moderately wet
– 0.99 < SPI < 0.99	Near normal
– 1.0 < SPI < -1.49	Moderately dry
– 1.5 < SPI < -1.99	Very dry
SPI < -2.0	Extremely dry

**Table 4** The weight ( $w_i$ ) and the relative weight ( $W_i$ ) of each parameter

Parameters	WHO (2008)	Weight ( $w_i$ )	Relative weight ( $W_i$ )
EC	1500	5	0.16
Cl	250	5	0.16
SO <sub>4</sub>	200	5	0.16
Na	150	5	0.16
Mg	75	4	0.12
pH	8.5	3	0.09
Ca	100	2	0.06
HCO <sub>3</sub>	300	2	0.06
K	12	$\sum w_i = 32$	$\sum W_i = 1$

The standardized precipitation index (SPI) was calculated for 63 years (1958–2021), as shown in Fig. 3d, which illustrates the periods where drought and rainfall occur throughout the temporal period. According to the SPI Drought Index, it can be said that the Ain Azel region was subjected to drought near normal. Generally, 1976 was a very wet year, followed by 1983, considered the driest year in 63 years (1958–2021).

**Table 5** Classes proposed for drinking water quality based on the Water Quality Index (WQI) (Magesh et al. 2013)

Class	The range of (WQI) for drinking purposes	Type of water quality
1	< 50	Excellent water
2	50–100	Good water
3	100–200	Poor water
4	200–300	Very poor water
5	> 300	Unfit for drinking

## 4.2 Groundwater level evolution

The piezometric maps drawn from the 2004, 2008, 2015, and 2016 data allowed us to characterize groundwater flow directions and spatial and temporal evolution of the aquifer piezometric surface. The piezometric maps of the alluvial aquifer of the Ain Azel plain (Fig. 4) show groundwater flow from the North-East the South-West, where the groundwater keeps the same flow direction with a progressive decrease in the piezometric level toward the plain.

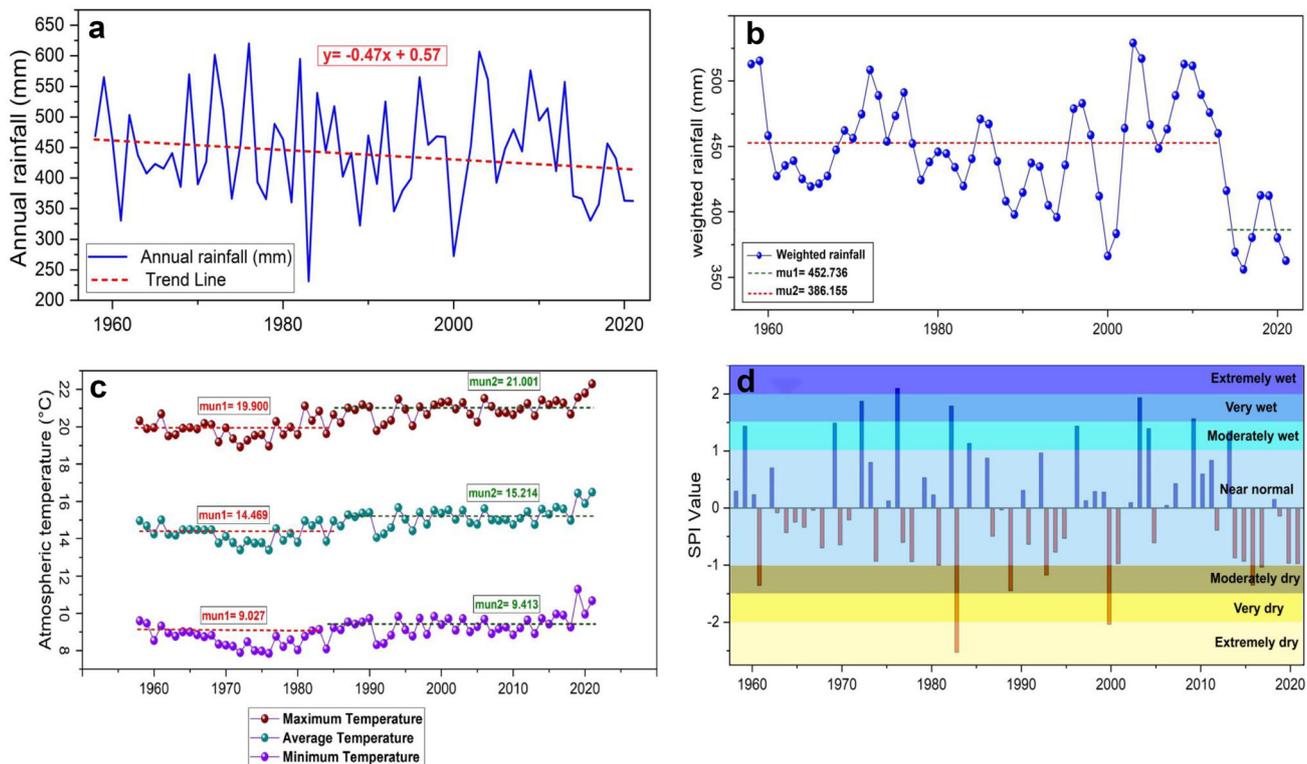
A high hydraulic gradient was observed in the southern part, which can be explained by a high substratum slope, high flow, and/or low permeability. In contrast, the Center and North parts have low hydraulic gradients caused by low substratum slopes, low flow rates, and high permeabilities.

Figure 5 shows an evident overall decline in groundwater levels between 2008 and 2016 in the area. On the one hand, this can be explained by the overexploitation of groundwater, which is the only source of water supply in the region. A significant increase in drilling wells has resulted in continuous and intensive pumping for irrigation and industrial purposes. On the other hand, a significant reduction in the amount of rainfall is considered an important factor affecting groundwater levels in the study area.

## 4.3 Hydrogeochemical characteristics

Hydrogeochemical techniques are practical tools for describing groundwater chemistry (Ekbal and Khan 2022; Henna et al. 2022; Nawrin et al. 2022; Shaikh et al. 2020; Singh et al. 2023). In addition to host rock properties and the hydrodynamics of groundwater flow, climate change, overexploitation conditions, and anthropogenic pollution can significantly affect groundwater geochemistry (Brindha et al. 2014; Dragon and Gorski 2015; Li et al. 2014; Mustafa et al. 2017).

A Piper diagram (1944) was created to define hydrochemical facies and identify the geochemical evolution of groundwater. The results of the chemical analysis of the study samples in different periods are plotted on the Piper



**Fig. 3** **a** Annual rainfall variability in Setif Sfiha Station (1958–2021); **b** Pettitt test applied to the weighted rainfall series from the station of Sefiha for the period 1958–2021; **c** Pettitt test results on minimum, average, and maximum temperature (1958–2021); **d** Variation of the standardized precipitation index (SPI) for the Sefiha station (1958–2021)

**Table 6** Mann–Kendall test results on rainfall in the study area (Sefiha station; 1958–2021)

Mann–Kendall test			
P value (%)	Alpha (%)	Umk	Trend sense
4.11	5	− 1.73	To the decline

diagram (Fig. 6a). As can be seen, the most dominant groundwater type in 2008 and 2018 was mixed CaMg-Cl, while those of 2002 and 2017 were Ca-Cl and Ca-HCO<sub>3</sub>.

Ca, Mg, HCO<sub>3</sub>, and Cl are the dominant ions in the study area (as shown in the Piper diagram) that are dominated by sedimentary rocks (limestone, marl, clay, and alluvial deposits). These latter could be the source of HCO<sub>3</sub> and Mg (limestone and dolomite), while calcium may be another evaporitic source (gypsum dissolution). Chloride can be derived from halite dissolution that dominates the Triassic salt formation and/or from anthropogenic activities (various sources of pollution).

The relationship between (Ca + Mg) and HCO<sub>3</sub> (Fig. 7a) shows that the majority of samples are above the 1: 1 line, indicating that alkaline earth has dominated bicarbonate by carbonate weathering, suggesting a

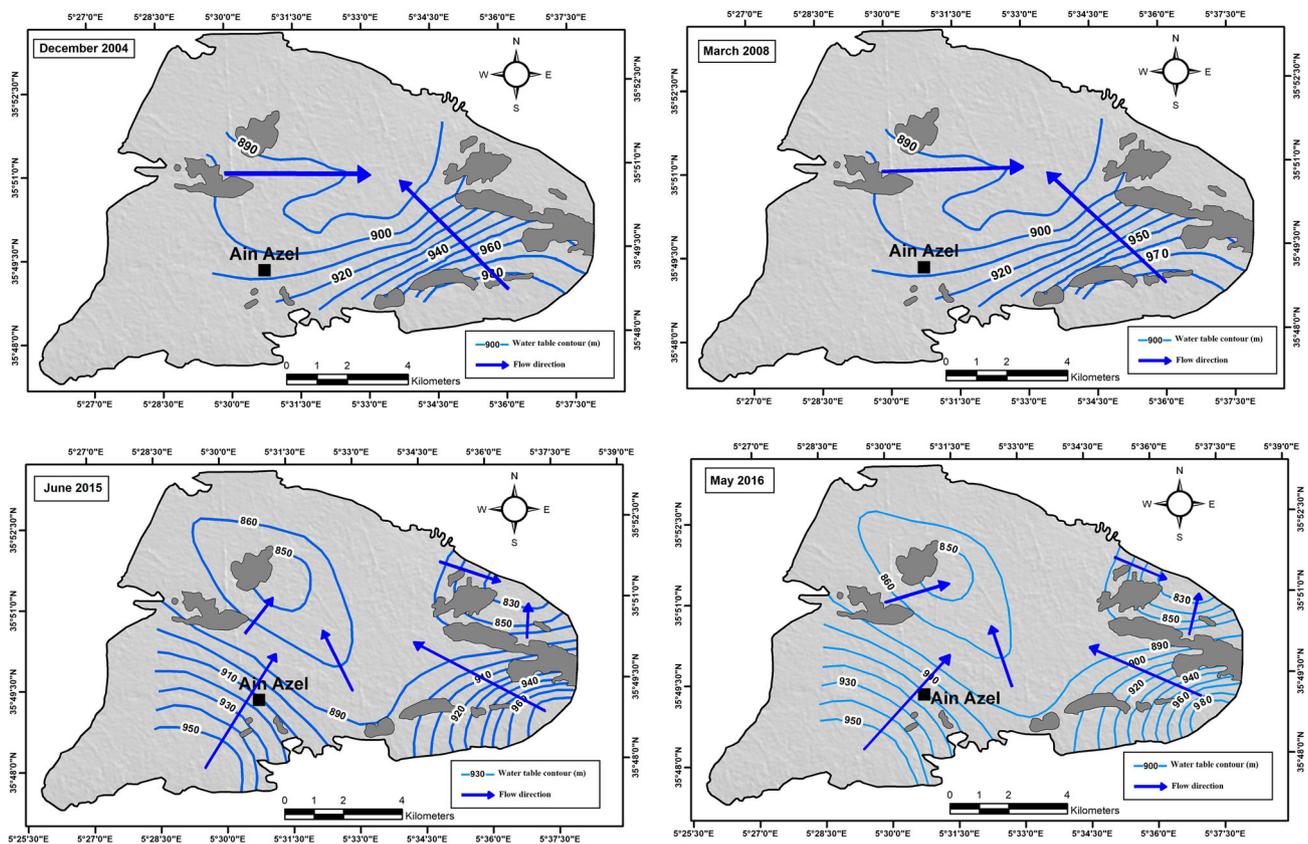
carbonate origin for bicarbonates and an additional source for calcium, probably evaporitic origin (gypsum dissolution) and/or ion exchange (clay). Study samples were nearly 1:1 in the relationship between calcium and sulfate (Fig. 7c), suggesting gypsum dissolution in the groundwater. As seen in Fig. 7b, most groundwater samples fell along the 1:1 line, suggesting that the Ca, Mg, SO<sub>4</sub>, and HCO<sub>3</sub> are derived from the dissolution of carbonate minerals (calcite, dolomite) and sulfate minerals (gypsum).

The chloride concentrations of the study samples ranged from 25 to 705 mg/L with a mean of 193 mg/L (Table 2). These latter show a very strong correlation with sodium concentration ( $R^2 = 0.8$ , Fig. 7d), indicating that halite dissolution is the source of these ions in groundwater. In addition, most of the groundwater samples fell along the 1:1 line (halite dissolution). In contrast, few samples fell below the dissolution line (Fig. 7d), indicating another secondary source of chloride which is anthropogenic activities from various pollutants of industrial or agricultural origin.

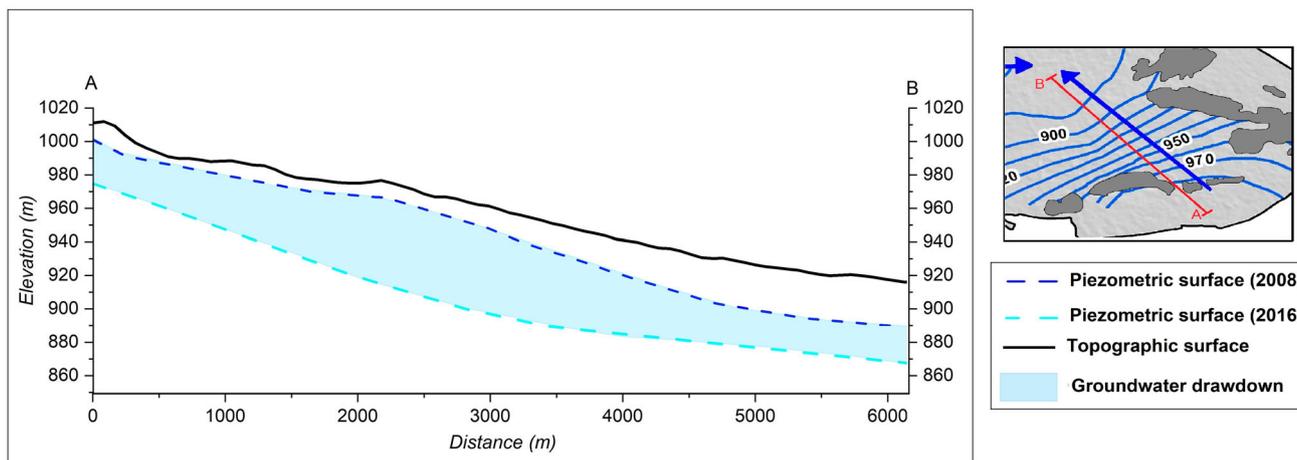
In sedimentary basins, the presence of clay materials in the aquifer often causes an ion exchange phenomenon which is considered an important process affecting the chemical quality of groundwater (Carroll 1959). The plot (Ca + Mg-HCO<sub>3</sub> + SO<sub>4</sub>) against (Na-Cl) (Fig. 7e)

**Table 7** Pettitt, Mann–Kendall test results on the minimal, mean and maximal temperature in the study area (Sefiha station; 1958–2021)

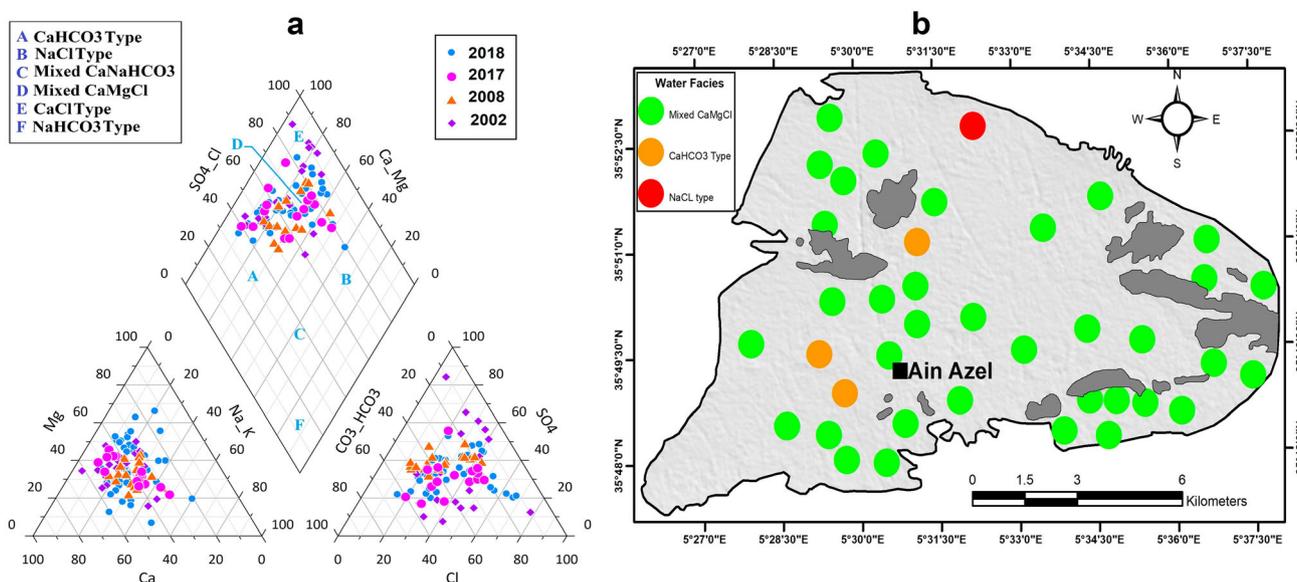
Pettitt test (minimal temperature)			
P value (%)	Alpha (%)	Break date	Warming rate
0.01	5	1984	4
Pettitt test (mean temperature)			
P value (%)	Alpha (%)	Break date	Warming rate
0.01	5	1986	5.31
Pettitt test (maximal temperature)			
P value (%)	Alpha (%)	Break date	Warming rate
0.01	5	1984	5.01
Mann–Kendall test (minimal temperature)			
P value (%)	Alpha (%)	Umk	Trend sense
0.01	5	4.51	To the rise
Mann–Kendall test (mean temperature)			
P value (%)	Alpha (%)	Umk	Trend sense
0.01	5	5.45	To the rise
Mann–Kendall test (maximal temperature)			
P value (%)	Alpha (%)	Umk	Trend sense
0.01	5	5.44	To the rise



**Fig. 4** Piezometric maps of the alluvial aquifer



**Fig. 5** profile across the alluvial formations



**Fig. 6** a Piper trilinear diagram for groundwater samples. b Spatial distribution of hydrochemical facies of alluvial aquifer (2018)

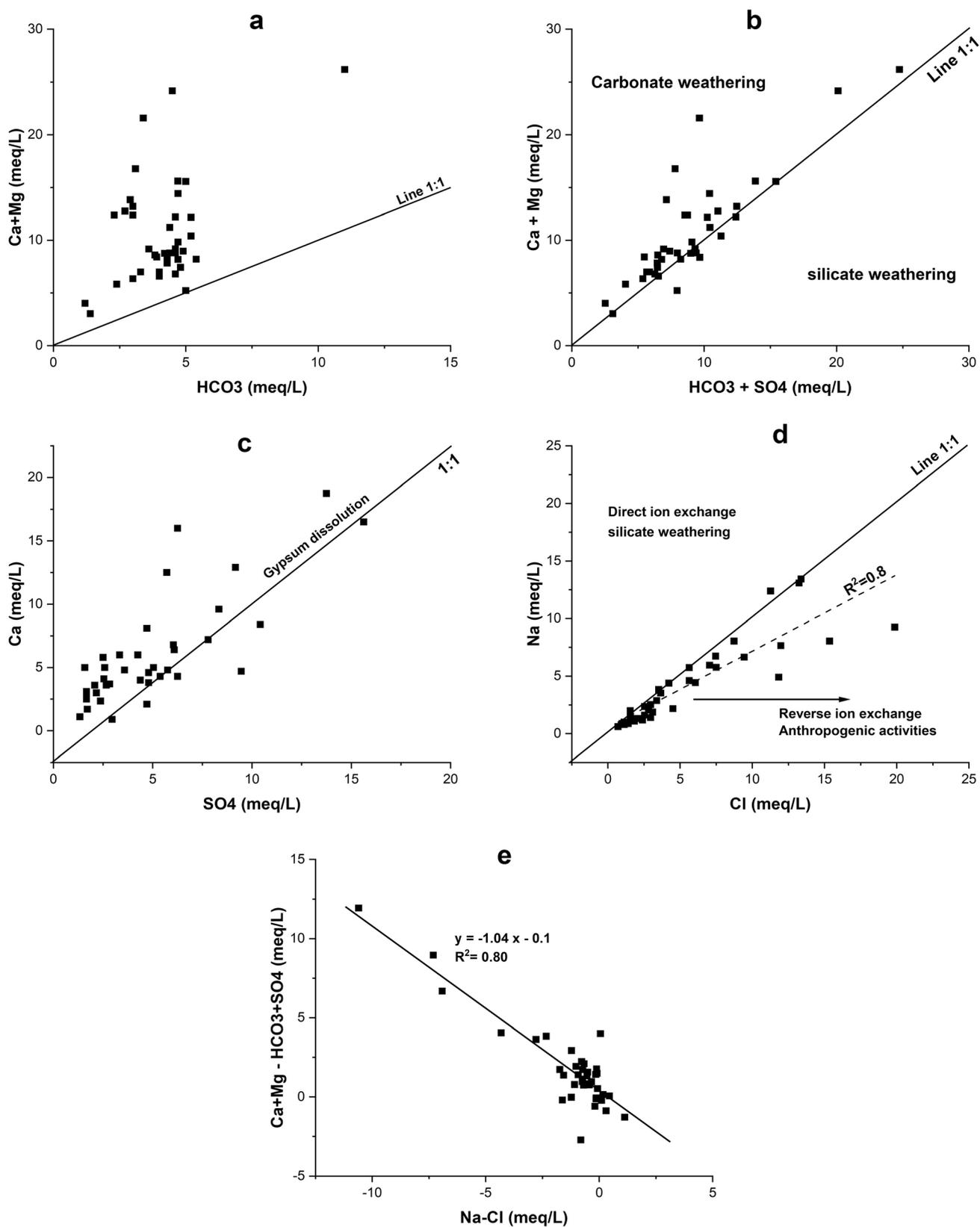
demonstrates the ion exchange reaction, which is strongly correlated ( $R^2 = 0.8$ ) with a negative slope of  $-1$  (Fisher and Mullican 1997; Singh et al. 2015). This ion exchange is a significant geochemical process for controlling groundwater composition, as it increases calcium and magnesium concentrations and decreases sodium concentrations (Appelo and Postma 2004; Hem 1992).

#### 4.4 Water quality index

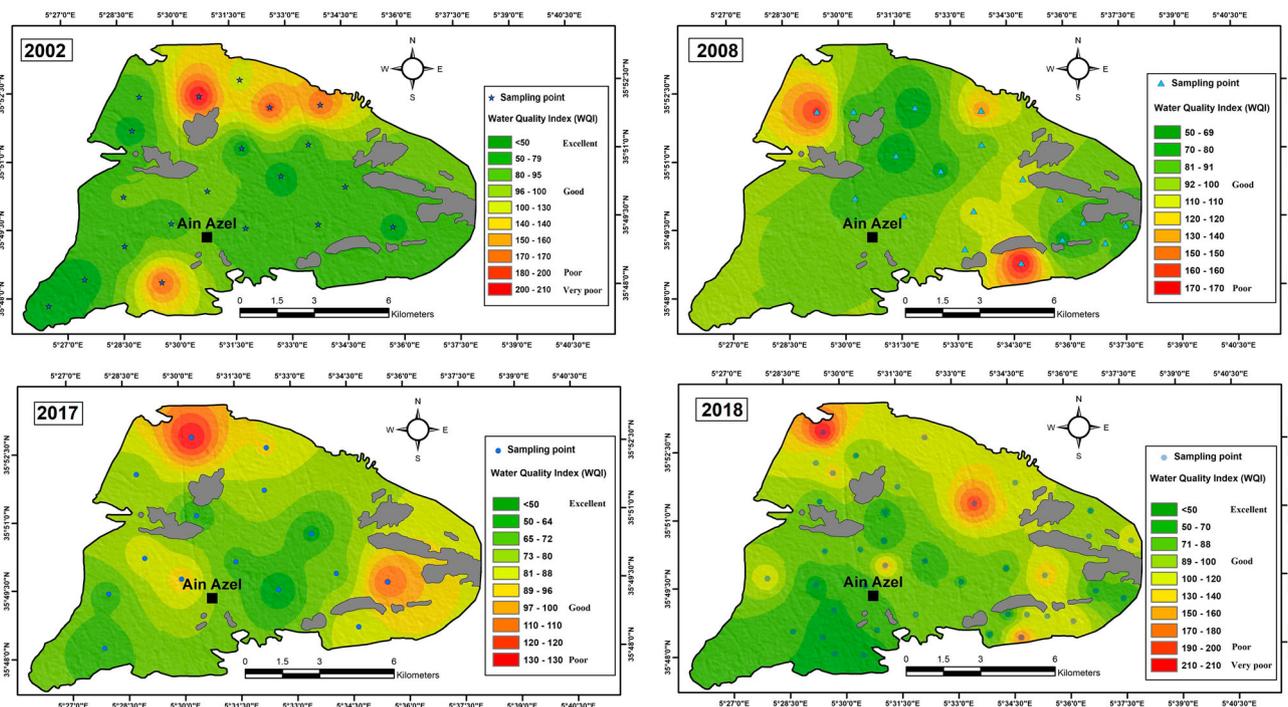
The water quality index was calculated to assess groundwater quality on the Ain Azel plain. The WQI values ranged from 34 to 210 (Fig. 8). Based on inverse distance weighting interpolation (IDW), the spatial distribution map

of the WQI showed that the highest WQI values were found in the north of the plain (Fig. 8). It can be explained by the presence of Triassic salt deposits and/or evaporitic formations of Sebkhah (salt lake) such as Sebkhah Elhamiet (Fig. 1), which can lead to a significant increase in salinity concentrations of groundwater.

While the deterioration of groundwater quality in the center and southeastern parts of the plain is probably caused by anthropogenic pollution from various pollutants of agricultural (plant waste, domestic wastes, etc.) and/or industrial origin (mine refuse) from various mines such as mine of Kherzet Youcef and mine of Chaabet Elhamrat (Fig. 2) (Panthi et al. 2022; Sharan et al. 2023b; Werner et al. 2013).



**Fig. 7** Correlation relationship of major ions. **a** HCO<sub>3</sub> vs Ca + Mg; **b** HCO<sub>3</sub> + SO<sub>4</sub> vs Ca + Mg; **c** SO<sub>4</sub> vs Ca; **d** Cl vs Na; **e** (Ca + Mg)–(HCO<sub>3</sub>+SO<sub>4</sub>) vs Na–Cl



**Fig. 8** Spatial distribution of Water Quality Index in the study area

## 5 Conclusions and recommendations

Groundwater resources have been a significant issue in recent years. Therefore, studying and evaluating its quality, quantity, and the main factors affecting it is extremely important since it is the source of drinking and irrigation purposes. Generally, climate change directly affects surface water resources like lakes and rivers through increasing temperatures and evapotranspiration rates. In contrast, it indirectly affects groundwater through the recharge process, such as a decrease in precipitation amounts and intensity rates. In addition to human activities (overexploitation and pollution) and seawater intrusion, which also significantly impact groundwater resources, we assessed the impact of climate changes on groundwater in the Ain Azel region in northeastern Algeria in this study, using different climate, piezometric, and hydrochemical data. The findings of this study reveal that:

The region has seen large-scale climatic fluctuations over the past 63 years (1958–2021), especially in recent years, with a gradual decrease in precipitation volume after 2013 which can particularly affect groundwater availability. Whereas the analysis of temperature data using statistical tests like the Pettitt and Mann–Kendall test showed a significant increase in the long-term temperature recorded (1958, 2021). The analysis of piezometric maps over the last 20 years shows groundwater generally flows toward the plain with a significant decrease in the groundwater level.

Groundwater samples in the area were classified as fresh waters in the south (Ca–Mg–HCO<sub>3</sub> type, recharge zone) to highly saline waters Mg–Ca–Cl type in the center and north (transition and discharge zones). The predominance of chloride ions in the groundwater geochemistry is due to brine intrusion from the salt lake (Sebkha), Triassic salt dissolution, and anthropogenic activities from various pollutants of agricultural origin (such as plant waste, domestic wastes) and industrial origin such as mine refuse from various mines in the area.

To protect water resources and prevent deterioration of groundwater quality in the region, it is necessary to develop a comprehensive strategy and adopt integrated management to monitor the status and quantity of water through (Sharan et al. 2021): (1) trying to develop laws and regulations that prevent illegal drilling of wells that lead to further over-exploitation of groundwater resources; (2) Continuous monitoring of well conditions to maintain and protect them from drying, damage, or contamination; (3) Construction of water treatment stations that will improve drinking water quality, especially in places near the Sebkhet (salt lakes) and the mines; (4) Educate the public on sustainable groundwater management to better manage the overexploited groundwater and highlight the importance of groundwater, particularly in light of climate change.

In this study, we only referred to the effect of climatic changes on groundwater quantity and quality. We did not study it more deeply, and this is due to the lack of climatic

data and the lack of recent studies in this field, especially around the study area.

**Acknowledgements** We thank everyone who participated in this research work, including the authors, research laboratories, and academic institutions.

#### Declarations

**Conflict of interest** On behalf of all authors, the corresponding author states that there is no conflict of interest.

## References

- Abbass K, Qasim MZ, Song H, Murshed M, Mahmood H, Younis I (2022) A review of the global climate change impacts, adaptation, and sustainable mitigation measures. *Environ Sci Pollut Res Int* 29:42539–42559. <https://doi.org/10.1007/s11356-022-19718-6>
- Aboutaleb MEZERZI (2015) Les formations évaporitiques triasiques des Hautes Plaines Sétifiennes (NE Algérien): Répartition et caractérisation des substances minérales associées. Université des Frères Mentouri Constantine, Algeria, Mémoire de Magistère, p170 (in French)
- Adimalla N, Qian H (2019) Groundwater quality evaluation using water quality index (WQI) for drinking purposes and human health risk (HHR) assessment in an agricultural region of Nanganur, south India. *Ecotoxicol Environ Saf* 176:153–161. <https://doi.org/10.1016/j.ecoenv.2019.03.066>
- Alamdari N, Sample DJ, Ross AC, Easton ZM (2020) Evaluating the impact of climate change on water quality and quantity in an urban watershed using an ensemble approach. *Estuaries Coasts* 43:56–72. <https://doi.org/10.1007/s12237-019-00649-4>
- Al-Maliki LA, Al-Mamoori SK, Jasim IA, El-Tawel K, Al-Ansari N, Comair FG (2022) Perception of climate change effects on water resources: Iraqi undergraduates as a case study. *Arab J Geosci*. <https://doi.org/10.1007/s12517-022-09695-y>
- Appelo C, Postma D (2004) *Geochemistry, groundwater and pollution*. CRC Press, Boca Raton
- Atta HS, Omar MA-S, Tawfik AM (2022) Water quality index for assessment of drinking groundwater purpose case study: area surrounding Ismailia Canal, Egypt. *J Eng Appl Sci*. <https://doi.org/10.1186/s44147-022-00138-9>
- Atwoli L, Muhia J, Merali Z (2022) Mental health and climate change in Africa. *Bjpsych Int* 19:86–89. <https://doi.org/10.1192/bji.2022.14>
- Azizi H, Nejatian N (2022) Evaluation of the climate change impact on the intensity and return period for drought indices of SPI and SPEI (study area: Varamin plain). *Water Supply* 22:4373–4386. <https://doi.org/10.2166/ws.2022.056>
- Barbieri M, Barberio MD, Banzato F, Billi A, Boschetti T, Franchini S, Gori F, Petitta M (2023) Climate change and its effect on groundwater quality. *Environ Geochem Health* 45:1133–1144. <https://doi.org/10.1007/s10653-021-01140-5>
- Belkhiri L, Boudoukha A, Mouni L, Baouz T (2010) Application of multivariate statistical methods and inverse geochemical modeling for characterization of groundwater—a case study: Ain Azel plain (Algeria). *Geoderma* 159:390–398. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.08.016>
- Belkhiri L, Mouni L, Boudoukha A (2012a) Geochemical evolution of groundwater in an alluvial aquifer: case of El Eulma aquifer, East Algeria. *J Afr Earth Sc* 66–67:46–55. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.03.001>
- Belkhiri L, Mouni L, Tiri A (2012b) Water-rock interaction and geochemistry of groundwater from the Ain Azel aquifer, Algeria. *Environ Geochem Health* 34:1–13. <https://doi.org/10.1007/s10653-011-9376-4>
- Bhavsar Z, Patel J (2023) Assessing potability of groundwater using groundwater quality index (GWQI), entropy weighted groundwater pollution index (EGPI) and geospatial analysis for khambhat coastal region of Gujarat. *Groundw Sustain Dev* 21:100916. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2023.100916>
- Bouderbala A (2017) Assessment of water quality index for the groundwater in the upper Cheliff plain, Algeria. *J Geol Soc India* 90:347–356. <https://doi.org/10.1007/s12594-017-0723-7>
- Bouderbala A (2019) The impact of climate change on groundwater resources in coastal aquifers: case of the alluvial aquifer of Mitidja in Algeria. *Environ Earth Sci*. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8702-5>
- Boudoukha A (1998) Hydrogéologie des hautes plaines Sétifiennes et hydrochimie des eaux souterraines. Thèse de Doctorat, Université de Annaba, p 230, Algérie (in French)
- Bouregaa T (2018) Impact Des Changements Climatiques (précipitations Et Températures) Sur La Production Agricole En Zone Semi Aride: Cas De La Région De Sétif. Thèse de Doctorat, Université de Sétif1, Algérie (in French)
- Boutaleb A (2001) Mineralizations with Pb-Zn of the Sétifien-Hodna field: Petrology, petrography of dolomites, microthermometry and implications metallogenic: Thesis
- Brindha K, Neena Vaman KV, Srinivasan K, Sathis Babu M, Elango L (2014) Identification of surface water-groundwater interaction by hydrogeochemical indicators and assessing its suitability for drinking and irrigation purposes in Chennai, Southern India. *Appl Water Sci* 4:159–174. <https://doi.org/10.1007/s13201-013-0138-6>
- Carroll D (1959) ION exchange in clays and other minerals. *Geol Soc America Bull* 70:749. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1959\)70\[749:IEICAO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1959)70[749:IEICAO]2.0.CO;2)
- Costa D, Zhang H, Levison J (2021) Impacts of climate change on groundwater in the Great Lakes Basin: a review. *J Great Lakes Res* 47:1613–1625. <https://doi.org/10.1016/j.jglr.2021.10.011>
- Demdoum A (2009) Etude hydrogéochimique, isotopique et impact de la pollution sur les eaux de la région d'El Eulma. Thèse de Doctorat, Univ, de Constantine, Algérie (in French)
- Downing TE, Ringius L, Hulme M, Waughray D (1997) Adapting to climate change in Africa. *Mitig Adapt Strat Glob Change* 2:19–44. <https://doi.org/10.1007/BF02437055>
- Dragon K, Gorski J (2015) Identification of groundwater chemistry origins in a regional aquifer system (Wielkopolska region, Poland). *Environ Earth Sci* 73:2153–2167. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3567-0>
- Duran-Encalada JA, Paucar-Caceres A, Bandala ER, Wright GH (2017) The impact of global climate change on water quantity and quality: a system dynamics approach to the US–Mexican transborder region. *Eur J Oper Res* 256:567–581. <https://doi.org/10.1016/j.ejor.2016.06.016>
- Ekbal E, Khan TA (2022) Hydrogeochemical characterization of groundwater quality in parts of Amroha District, Western Uttar Pradesh, India. *HydroResearch* 5:54–70. <https://doi.org/10.1016/j.hydres.2022.07.002>
- Fisher RS, Mullican IWF (1997) Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodium-chloride groundwater beneath the northern Chihuahuan Desert, Trans-Pecos, Texas, USA. *Hydrogeol J* 5:4–16. <https://doi.org/10.1007/s100400050102>
- Fu Y, Zhang X, Anderson RG, Shi R, Di Wu, Ge Q (2022) Spatiotemporal distribution of drought based on the standardized precipitation index and cloud models in the Haihe Plain. *China Water* 14:1672. <https://doi.org/10.3390/w14111672>

- Galcon J (1967) Research on the geology and the metalliferous lodgings of Sétifien Such. Thesis natural sciences.
- Guiraud R (1973) Post-triassic evolution of before country of the Alpine chain of Algeria, according to the study of the El Eulma basin and close areas. Thesis natural sciences
- Chenni H, Zhang Z, Jure J (2020) Impacts of rapid population growth and climate change on domestic water demand in Setif Province, Algeria: present and future supply challenges. *IJSRP* 10:10086. <https://doi.org/10.29322/IJSRP.10.04.2020.p10086>
- Hem J (1992) Study and interpretation of chemical characteristics of natural water, 3rd edn. USGS Water-Supply Paper
- Hennia K, Saaed Hamoudi A, Bouderbala A (2022) Hydrogeochemical characterization and groundwater quality assessment: a case study of the alluvial aquifer in the Middle Western Cheliff (Algeria). *Int J Environ Anal Chem.* <https://doi.org/10.1080/03067319.2022.2059361>
- Huang YF, Ang JT, Tiong YJ, Mirzaei M, Amin MZM (2016) Drought Forecasting Using SPI and EDI under RCP-8.5 Climate change scenarios for Langat River Basin, Malaysia. *Procedia Eng* 154:710–717. <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2016.07.573>
- Kada H (2022) Apport de la géologie, l'hydrogéologie et des outils hydrogéochimiques à la connaissance des aquifères du barrémien et hauterivien de la région sud-sétifienne nord-est algérien. Université Larbi Tébessi-Tébessa, Algérie, Thèse de Doctorat (in French)
- Kada H, Demdoun A, Baali F, Aouati H, Eddine HD (2022) Heavy metal contamination and exposure risk assessment via drinking groundwater in Ain Azel territory, north-eastern Algeria. *Sustain Water Resour Manag.* <https://doi.org/10.1007/s40899-022-00748-4>
- Kendall M (1975) Rank correlation measures. Charles Griffin, London
- Kouadra R, Demdoun A (2020) Hydrogeochemical characteristics of groundwater and quality assessment for the purposes of drinking and irrigation in Bougaa area, Northeastern Algeria. *Acta Geochim* 39:642–654. <https://doi.org/10.1007/s11631-019-00393-3>
- Lazhar B, Abdurrahman B, Lotfi M, Toufik B (2010) Multivariate statistical characterization of groundwater quality in Ain Azel plain, Algeria. *Afr J Environ Sci Technol* 4(8):526–534
- Leal Filho W, Belay S, Kalangu J, Wuta M, Munishi P, Musiyiwa K (2017) Climate change adaptation in Africa: Fostering resilience and capacity to adapt/Walter Leal Filho. In: Simane B, Kalangu J, Wuta M, Munishi P, Musiyiwa K (eds) *Climate Change Management*. Springer, Cham, pp 1610–2010
- Letcher TM (2021) The impacts of climate change: A comprehensive study of physical, biophysical, social, and political issues/edited by Trevor M. Letcher. Elsevier, Amsterdam
- Li X, Li G, Zhang Y (2014) Identifying major factors affecting groundwater change in the North China plain with grey relational analysis. *Water* 6:1581–1600. <https://doi.org/10.3390/w6061581>
- Magesh NS, Krishnakumar S, Chandrasekar N, Soundranayagam JP (2013) Groundwater quality assessment using WQI and GIS techniques, Dindigul district, Tamil Nadu, India. *Arab J Geosci* 6:4179–4189. <https://doi.org/10.1007/s12517-012-0673-8>
- Mann HB (1945) Nonparametric tests against trend. *Econometrica* 13:245. <https://doi.org/10.2307/1907187>
- Margaryan LA (2017) Assessment of the climate change impact on the quality and quantity of drinking water sources in Armenia. *Russ J Gen Chem* 87:3160–3165. <https://doi.org/10.1134/S1070363217130096>
- Marquina A (ed) (2004) *Environmental challenges in the mediterranean 2000–2050*. Springer, Netherlands
- Matyssek R (2013) Climate change, air pollution and global challenges: Understanding and perspectives from forest research/edited by R. Matyssek [and six others]. *Developments in environmental science*, volume 13. Elsevier, Amsterdam
- McKee TB, Doesken NJ, Kleist J (ed) (1993) The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: 8th Conference on Applied Climatology, 17–22 January, pp 179–184.
- Meddi M, Boucefiane A (2013) Climate change impact on groundwater in Cheliff-Zahrez Basin (Algeria). *APCBEE Proc* 5:446–450. <https://doi.org/10.1016/j.apcbee.2013.05.077>
- Moazzam MFU, Doh YH, Lee BG (2022) Impact of urbanization on land surface temperature and surface urban heat Island using optical remote sensing data: a case study of Jeju Island, Republic of Korea. *Build Environ* 222:109368. <https://doi.org/10.1016/j.buildenv.2022.109368>
- Mohamed T, AL-AMIN AQ (2018) Climate change and water resources in Algeria: vulnerability, impact and adaptation strategy. *EES* 18:411–429. <https://doi.org/10.25167/ees.2018.45.23>
- Mustafa SMT, Abdollahi K, Verbeiren B, Huysmans M (2017) Identification of the influencing factors on groundwater drought and depletion in north-western Bangladesh. *Hydrogeol J* 25:1357–1375. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1547-7>
- Nawrin N, Junayed TR, Khan MR, Alam MJ, Mia MB, Ahmed KM (2022) A hydrogeochemical characterization and quality assessment of groundwater from the Sadar Upazila, Khagrachhari District, Bangladesh for irrigation and drinking uses. *Water* 14:3052. <https://doi.org/10.3390/w14193052>
- Ouhamdouch S, Bahir M (2017) Climate change impact on future rainfall and temperature in semi-arid areas (Essaouira Basin, Morocco). *Environ Process* 4:975–990. <https://doi.org/10.1007/s40710-017-0265-4>
- Ouhamdouch S, Bahir M, Ouazar D, Carreira PM, Zouari K (2019) Evaluation of climate change impact on groundwater from semi-arid environment (Essaouira Basin, Morocco) using integrated approaches. *Environ Earth Sci.* <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8470-2>
- Palutikof JP, Holt T (2004) Climate change and the occurrence of extremes: some implications for the Mediterranean Basin. In: Marquina A (ed) *Environmental Challenges in the Mediterranean 2000–2050*. Springer, Netherlands, pp 61–73
- Pandey A, Kumar S, Kumar A (eds) (2021) *Hydrological aspects of climate change*. Springer Transactions in Civil and Environmental Engineering Ser. Springer, Gateway East, Singapore
- Panthi J, Pradhanang SM, Nolte A, Boving TB (2022) Saltwater intrusion into coastal aquifers in the contiguous United States—a systematic review of investigation approaches and monitoring networks. *Sci Total Environ* 836:155641. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.155641>
- Pettitt AN (1979) A non-parametric approach to the change-point problem. *Appl Stat* 28:126. <https://doi.org/10.2307/2346729>
- Piper AM (1944) A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Trans AGU* 25:914. <https://doi.org/10.1029/TR2025i006p00914>
- Rajoso AS, Abdelbaki C, Mourad KA (2022) Assessing the impact of climate change on the Medjerda River Basin. *Arab J Geosci.* <https://doi.org/10.1007/s12517-022-10288-y>
- Ram A, Tiwari SK, Pandey HK, Chaurasia AK, Singh S, Singh YV (2021) Groundwater quality assessment using water quality index (WQI) under GIS framework. *Appl Water Sci.* <https://doi.org/10.1007/s13201-021-01376-7>
- Rouabhi A (2018) Implications des changements climatiques dans l'agriculture et le développement durable : Cas des hautes plaines sétifiennes. Thèse de Doctorat, Université de Setif 1, Algérie. (in French)
- Savornin J (1920) Geological investigation of Hodna and Setifien plate. Thesis Natural Sciences

- Shaikh H, Gaikwad H, Kadam A, Umrikar B (2020) Hydrogeochemical characterization of groundwater from semiarid region of western India for drinking and agricultural purposes with special reference to water quality index and potential health risks assessment. *Appl Water Sci*. <https://doi.org/10.1007/s13201-020-01287-z>
- Sharan A, Datta B, Lal A (2023b) Integrating numerical modelling and scenario-based sensitivity analysis for saltwater intrusion management: case study of a complex heterogeneous island aquifer system. *Environ Monit Assess* 195:553. <https://doi.org/10.1007/s10661-023-11159-z>
- Sharan A, Lal A, Datta B (2021) A review of groundwater sustainability crisis in the Pacific Island countries: challenges and solutions. *J Hydrol* 603:127165. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127165>
- Sharan A, Lal A, Datta B (2023a) Evaluating the impacts of climate change and water over-abstraction on groundwater resources in Pacific island country of Tonga. *Groundw Sustain Dev* 20:100890. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2022.100890>
- Singh S, Raju NJ, Ramakrishna C (2015) Evaluation of groundwater quality and its suitability for domestic and irrigation use in parts of the Chandauli-Varanasi Region, Uttar Pradesh, India. *JWARP* 07:572–587. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2015.77046>
- Singh S, Singh P, Rangabhashiyam S, Srivastava KK (2021) Global climate change. Elsevier, Amsterdam
- Singh A, Raju A, Chandniha SK, Singh L, Tyagi I, Karri RR, Kumar A (2023) Hydrogeochemical characterization of groundwater and their associated potential health risks. *Environ Sci Pollut Res Int* 30:14993–15008. <https://doi.org/10.1007/s11356-022-23222-2>
- Steynor A, Pasquini L (2019) Informing climate services in Africa through climate change risk perceptions. *Clim Serv* 15:100112. <https://doi.org/10.1016/j.cliser.2019.100112>
- Swain S, Taloor AK, Dhal L, Sahoo S, Al-Ansari N (2022) Impact of climate change on groundwater hydrology: a comprehensive review and current status of the Indian hydrogeology. *Appl Water Sci*. <https://doi.org/10.1007/s13201-022-01652-0>
- Talalaj IA (2014) Adaptation of water quality index (WQI) for groundwater quality assessment near the landfill site. *J Water Chem Technol* 36:144–151. <https://doi.org/10.3103/S1063455X14030084>
- Taylor RG, Scanlon B, Döll P, Rodell M, van Beek R, Wada Y, Longuevergne L, Leblanc M, Famiglietti JS, Edmunds M, Konikow L, Green TR, Chen J, Taniguchi M, Bierkens MFP, MacDonald A, Fan Y, Maxwell RM, Yecheili Y, Gurdak JJ, Allen DM, Shamsudduha M, Hiscock K, Yeh PJ-F, Holman I, Treidel H (2013) Ground water and climate change. *Nature Clim Change* 3:322–329. <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE1744>
- Vélez-Nicolás M, García-López S, Ruiz-Ortiz V, Zazo S, Molina JL (2022) Precipitation variability and drought assessment using the SPI: application to long-term series in the strait of Gibraltar Area. *Water* 14:884. <https://doi.org/10.3390/w14060884>
- Vila JM (1980) The alpine chain of eastern Algeria and the Algerian-Tunisian border. Thesis of Doctorate Natural Sciences
- Werner AD, Bakker M, Post VE, Vandenbohede A, Lu C, Ataie-Ashtiani B, Simmons CT, Barry DA (2013) Seawater intrusion processes, investigation and management: recent advances and future challenges. *Adv Water Resour* 51:3–26. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.03.004>
- World Health Organization (2008) Guidelines for Drinking-water Quality, 3rd edn. Third Edition incorporating the First and Second Addenda, Geneva

Springer Nature or its licensor (e.g. a society or other partner) holds exclusive rights to this article under a publishing agreement with the author(s) or other rightsholder(s); author self-archiving of the accepted manuscript version of this article is solely governed by the terms of such publishing agreement and applicable law.