

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



Université ABBES LAGHROUR Khenchela
Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie
Département de l'Ecologie et l'Environnement



N° d'ordre :

THESE

Présentée en vue de l'obtention de Diplôme de

DOCTORAT LMD en Ecologie et Environnement

Option : Eau, Environnement et Energies Renouvelables

Par

Mounia OULDJAOU

**CARACTERISATION ET FONCTIONNEMENT
GEOCHIMIQUE DES EAUX DE SEBKHA EL MAHMEL.
KHENCHELA-ALGERIE.**

Soutenue le : 15/05/2022

Devant le jury composé de

Président	Kenza KADI	Professeur, Université de Khenchela
Rapporteur	Belgacem HOUHA	Professeur, Université de Khenchela
Examineurs	Sofia HAML	MCA, Université de Khenchela
	Moussa HOUHAMDI	Professeur, Université de Guelma
	Slimane KACHI	Professeur, Université de Guelma

Année universitaire 2021-2022

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

Remerciements

Je remercie notre bon Dieu tout puissant de m'avoir guidé et de m'avoir donné la foi et le courage pour accomplir ce travail.

*Mes premiers remerciements vont à mon directeur de thèse, Monsieur **Houha Belgacem**, Professeur à l'Université de Khenchela, pour avoir dirigé ce travail, pour ses qualités scientifiques et humaines, sa disponibilité, tout au long de ces années, malgré ses nombreuses et lourdes obligations et responsabilités.*

J'adresse également mes sincères remerciements aux membres du jury qui ont accepté d'évaluer et juger ce travail. Ce n'est qu'avec leurs critiques que ce manuscrit s'est amélioré.

*Je remercie mes proches qui m'ont toujours soutenu et encouragé : mes parents, mes frères **Belgacem, Houcem**, mes sœurs **Sara, Abla**, mon beau-frère **Rédha** et mes petites nièces. Je souhaite exprimer ma gratitude et mes remerciements à mes amis **Nacira et Ramadhane** de m'avoir conseillé et encouragé.*

*Mes profonds remerciements à **Dr. Della**, cette étude n'aurait pas pu voir le jour sans son aide que je ne peux jamais oublier.*

*Je tiens à remercier avec gratitude mes enseignants **Dr. Boulabeiz** et **Dr. Aouidane** pour leurs aides et ces précieux conseils.*

*Mes remerciements vont également aux Enseignants du département de l'écologie et l'environnement. Il y a certaines personnes qui méritent un remerciement spécial : **Dib, Dali, Ouanes, Addad, Ababsa, Halimi et Kalil**.*

*Je tiens à remercier également mes collègues doctorants et docteurs : **Sara, Rjma, Salima, Cherifa, Hanane et Soumia**.*

*Je tiens à remercier **Mr. Khalout Youssef** pour son aide concernant le système d'information géographique (GIS), **Mr. Boutaba, Mr meloul et Mr. Hassad Azzedine** pour leur disponibilité pour les sorties du terrain.*

Je tiens à exprimer ma gratitude et mes sincères remerciements à tous ceux qui ont contribué, de près ou de loin, à l'élaboration de cette thèse.

Dédicace

Je dédie ce modeste travail

A La mémoire de ma mère qui rêvait de ce jour

Résumé

L'objectif de cette étude est d'essayer d'apporter des éléments de réponse à la salinisation des eaux par l'identification des processus de minéralisation des eaux et la discrimination des mécanismes en cause.

D'une superficie de 343.55 Km² le bassin d'Essbikhat-El-Mahmel s'étend du nord-ouest au sud-est du piedmont est du massif de l'Aurès (Nord Est Algérien), il est occupé dans sa partie orientale par une sebkha (la sebkha d'El-Mahmel), qui constitue un exutoire naturel pour les eaux de surface et souterraines. Dans cette région, l'eau souterraine, constitue une matière première et subit une grande pression, elle est la seule ressource disponible pour satisfaire les besoins des populations en matière d'eau potable que pour l'irrigation et les différentes activités dont l'eau est la matière première.

Il s'agit d'une dépression comblée d'un remplissage Mio-Plio-Quaternaire, constituée d'argile, sable et gravier, qui surmonte des calcaires Maëstrichtien, et le tout se dépose sur des marnes cénomaniennes. Les aquifères potentiels sont superficiels à base d'alluvions et une nappe profonde constituée de calcaires fissurés du Maëstrichtien supérieur. Le climat est semi-aride avec périodes de sécheresse longues et récurrentes, conjugué à une forte évaporation marquée un déficit hydrique.

L'étude hydrochimique a montré que la salinité des eaux évolue progressivement dans le sens d'écoulement des eaux pour atteindre des valeurs de conductivité de 4560 µS/cm. Le faciès chimique des eaux est défini par des eaux bicarbonatés calciques dans les affleurements calcaires pour passer à des eaux sulfatés calciques par dissolution du gypse et enfin chloruré calcique aux confins de la Sebkha.

La signature géochimique des eaux souterraines est contrôlée par les processus de dissolution et précipitations minérale dû l'interaction eau-coche, les échanges cationique, à l'activité anthropique, par retour d'eau d'irrigation et à l'aridité du climat.

Les résultats de l'indice de qualité de l'eau potable (IWQ) ont montré que 67.57 % des échantillons sont de bonne qualité le reste varie entre mauvaise et très mauvaise qualité.

L'évaluation de la qualité chimique des eaux souterraines pour l'irrigation par le calcul de l'indice de qualité des eaux d'irrigation (IWQI) révèle que ces eaux souterraines sont de la classe «faible restriction» à celle de «très haute restriction».

Mots clé : bassin d'Essbikhat-El-Mahmel, eaux souterraines, salinité, irrigation, IWQI.

ABSTRACT

The objective of this study is to respond to the salinization of water by identifying the processes of mineralization and discriminating against the mechanisms involved.

With an area of 343.55 Km², the basin of Essbikhat-El-Mahmel extends from North-West to the South-East of the Eastern piedmont of the Aurès massif (North-East Algeria), it is occupied in its eastern part by a Sebkhah (the sebkhah of El-Mahmel), which is a natural outlet for surface and groundwater. In this region, groundwater is the first material and is under great pressure, it is the only resource available to satisfy the needs of the population in terms of drinking water than for irrigation and the various activities of which water is the raw material.

It is a depression filled with a Mio-Plio-Quaternary, consisting of clay, sand, and gravel, which surmounts Maastrichtian limestones and the whole, is deposited on Cenomanian marls. Potential aquifers are superficially based on alluvium and a deep aquifer consisting of cracked limestones from upper Maastrichtian. The climate is semi-arid with long and recurrent periods of drought, combined with strong evaporation marked by a water deficit.

The hydrochemical study showed that the salinity of the water gradually evolves in the direction of water flow to reach conductivity values of 4560 $\mu\text{S}/\text{cm}$. The chemical facies of the water is defined by calcium bicarbonate in limestone outcrops passing to calcium sulfated water by the dissolution of gypsum and finally calcium chloride at the borders of the Sabkha. The geochemical signature of groundwater is controlled by dissolution processes and mineral precipitation due to water-checkmark interaction, cationic exchanges, anthropogenic activity, irrigation water return, and climate aridity.

The results of the Drinking Water Quality Index (IWQ) showed that 67.57% of the samples are of good quality the rest varies between poor and very poor quality.

The assessment of the chemical quality of groundwater for irrigation by calculating the Irrigation Water Quality Index (IWQI) reveals that this groundwater is classified as "low restriction" to "very high restriction".

Key words: Essbikhat-El-Mahmel basin, groundwater, salinity, irrigation, IWQI.

الملخص

إن الهدف الرئيسي من هذه الدراسة هو التعرف على الآليات المسؤولة والمحددة لملوحة المياه من خلال تحديد عمليات تمعدن المياه.

بمساحة 343.55 كم²، يمتد حوض سبيخة المحمل من الشمال الغربي إلى الجنوب الشرقي من السفوح الشرقية لسلسلة الاوراس (شمال شرق الجزائر)، وتقع في جزئه الشرقي سبخة (سبخة المحمل) التي تشكل منفذاً طبيعياً للمياه السطحية والجوفية. المياه الجوفية في هذه المنطقة هي المادة الأولى وتتعرض لضغط كبير، فهي المورد الوحيد المتاح لتلبية احتياجات السكان من مياه الشرب الري والأنشطة المختلفة. منطقة الدراسة هي حوض مملوء بترسبات تكونت في العصر الحديث، التي تتكون من الطين الرمل والحصى، التي تعلو الحجر الجيري ماستريختيان العلوي.

طبقات المياه الجوفية سطحية تعتمد على الطمي وطبقة مياه جوفية عميقة تتكون من الحجر الجيري المتصدع ماستريختيان العلوي. المناخ شبه جاف مع فترات جفاف طويلة ومتكررة، مصحوبة بتبخر قوي يتميز بعجز مائي.

أظهرت الدراسة الهيدروكيميائية أن درجة ملوحة المياه تتغير تدريجياً في اتجاه التدفق المياه، حيث بلغت الناقلية الكهربائية 4560 ملسيمس / سم. تكون المياه مشبعة بكاربونات الكالسيوم في الحجر الجيري ثم تتحول إلى مياه مشبعة بسلفات الكالسيوم عن طريق إذابة الجبس لتصبح مياه مشبعة بكلور الكالسيوم بالقرب من السبخة.

الآليات المسؤولة والمحددة للتركيبية الجيوكيميائية للمياه هي انحلال وترسب معادن الصخور في الماء، المبادلات الكاتيونية، العوامل البشرية والجفاف المناخي.

أظهرت نتائج مؤشر جودة مياه الشرب (IWQ) أن 67.57% من العينات ذات نوعية جيدة، والباقي تتفاوت بين نوعية رديئة وسيئة للغاية.

تقييم الجودة الكيميائية للمياه الجوفية عن طريق حساب مؤشر جودة مياه الري (IWQI) يكشف أن هذه المياه الجوفية من فئة «التقييد المنخفض» إلى فئة «التقييد العالي جداً».

الكلمات الدلالية: حوض سبيخة المحمل، المياه الجوفية، ملوحة، الري، IWQI.

Liste des figures

CHAPITRE I : Présentation de la zone d'étude

Figure I.1 : situation géographique du bassin d'Essbikhat-El-Mahmel	5
Figure I.2 : carte des grands bassins versant du nord Algérien	6
Figure I.3 : Profil morphologique et topographique de la plaine de Sbukha	7
Figure I.4 : Courbe hypsométrique du bassin versant	9
Figure I.5 : Carte hypsométrique du bassin d'Es-Sbukhat- El-Mahmel	10
Figure I.6 : Carte des pentes du bassin d'Es-Sbukhat El-Mahmel	13
Figure I.7 : Carte du réseau hydrographique du bassin d'Essbikhat-El-Mahmel	14
Figure I.8 : Essai de représentation en 3D du bassin (réalisée sur Arc Scène depuis un modèle numérique de terrain-MNT)	17

CHAPITRE II : Aperçu sur la géologie et l'hydrogéologie de la région

Figure II.1 : Carte géologique de la Wilaya de Khenchela	20
Figure II.2 : carte géologique du bassin d'Essbikhat-El-Mahmel	28
Figure II.3 : carte piézométrique de la zone d'étude	31

CHAPITRE III : Etude Hydro climatique

Figure III.1 : Variation des précipitations annuelles à la Station d'El Hamma (1997-2017)	35
Figure III.2 : Variation des précipitations mensuelles à la Station d'El Hamma (1997-2017)	36
Figure III.3 : Variation des précipitations saisonnières à la Station d'El Hamma (1997-2017)	37
Figure III.4 : variation des températures mensuelles à la station d'El Hamma (1997-2017)	38
Figure III.5 : Diagramme Ombrothermique de Gaussen et Bagnouls à la station d'El Hamma (1997-2017)	39
Figure III.6 : Abaque de l'indice d'aridité annuel de De Martonne	40
Figure III.7 : Climagramme pluviométrique d'Emberger	43
Figure III.8 : Bilan hydrique à la station d'El Hamma (1997-2017)	46

CHAPITRE IV : Caractérisation hydrochimique des eaux souterraines

Figure IV.1 : Corrélation entre la somme des cations et la somme des anions, Mai 2015	51
--	-----------

Figure IV.2 : Carte d'inventaire des points d'eau, Mai 2015	52
Figure IV.3 : Carte des températures °C (Mai 2015)	54
Figure IV.4 : Carte de pH (Mai 2015)	55
Figure IV.5 : Carte des conductivités électriques (Mai 2015)	56
Figure IV.6 : Carte du calcium (Mai 2015)	57
Figure IV.7 : Carte du magnésium (Mai 2015)	58
Figure IV.8 : Carte du sodium (Mai 2015)	59
Figure IV.9 : Carte du potassium (Mai 2015)	60
Figure IV.10 : Carte des chlorures (Mai 2015)	61
Figure IV.11 : Carte des sulfates (Mai 2015)	62
Figure IV.12 : Carte des bicarbonates (Mai 2015)	63
Figure IV.13 : Carte des Nitrates (Mai 2015)	64
Figure IV.14 : Relation sodium-chlorures (Na^+ - Cl^-)	65
Figure IV.15 : Echange de base.	66
Figure IV.16 : Détermination de l'origine du calcium.	67
Figure IV.17 : Evolution des anions en fonction de la conductivité électrique	68
Figure IV.18 : Evolution des chlorures et des sulfates en fonction de la conductivité	69
Figure IV.19 : Classification des eaux d'après Diagramme de Piper, Mai 2015	70
Figure IV.20 : Carte de répartition des faciès chimiques, Mai 2015	70
Figure IV.21 : Diagramme de durov étendu	71
Figure IV.22 : Diagrammes de Gibbs, illustrant des mécanismes qui contrôle la chimie des eaux	73
Figure IV.23 : Diagrammes d'indices d'échange de base	74
Figure IV.24 : Diagramme de Chadha	76
Figure IV.25 : Relation entre Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{+2} , SO_4^{2-} , K^+ et Cl^- des eaux souterraines et l'eau de Pluie - eau de mer	78
Figure IV.26 : Diagramme de concentration des différents éléments chimiques	81
Figure IV.27 : Corrélation des indices de saturation des eaux Vis à vis les principaux éléments constitutifs	83
Figure IV.28 : Analyse dans l'espace des variables (plan factoriel F1 – F2)	86
Figure IV.29 : Analyse dans l'espace des variables (plan factoriel F1 – F3)	86
Figure IV. 30 : projection des individus (plan factoriel F1 – F2)	86
Figure IV. 31 : projection des individus (plan factoriel F1 – F3)	86

Figure IV.32 : Analyse dans l'espace des variables (plan factoriel F1 – F2)	87
Figure IV.33 : Analyse dans l'espace des variables (plan factoriel F1 – F3)	87
Figure IV. 34 : projection des individus (plan factoriel F1 – F2)	88
Figure IV. 35 : projection des individus (plan factoriel F1 – F3)	88
Figure IV.36 : carte du rapport Sr^{2+}/ Ca^{2+} Mai 2015	89
Figure IV.37 : Le rapport Br/Cl en fonction de Cl	91
Figure IV. 38 : Carte de distribution spatiale du WQI	93
Figure IV.39 : Classification des eaux d'irrigation d'après le diagramme de Richards	95
Figure IV.40: Carte d'aptitude des eaux à l'irrigation selon la classification de Richards, Mai 2015	95
Figure IV.41 : Diagrammes de Wicox, Mai 2015	97
Figure IV.42 : Carte d'aptitude des eaux à l'irrigation selon la classification de Wilcox, Mai 2015	97
Figure IV.43: la carte de répartition spatiale de l'IWQI	102

Liste des tableaux

CHAPITRE I : Présentation de la zone d'étude

Tableau I.1 : Variation de surface en fonction de l'altitude	10
Tableau I.2 : Indice de pente de ROCHE	12
Tableau I.3 : Classification du relief selon D_s et I_g	13
Tableau I.4 : Récapitulatif des caractéristiques du bassin versant	16

CHAPITRE III : Etude Hydro climatique

Tableau III.1 : Les coordonnées géographiques de la station d'El Hamma	33
Tableau III.2 : Variation des précipitations annuelles à la Station d'El Hamma (1997-2017)	34
Tableau III.3 : Précipitations moyennes mensuelles à la station d'El Hamma (1997-2017)	35
Tableau III.4 : Répartition saisonnière des précipitations à la station d'El Hamma (1997-2017)	36
Tableau III.5 : Température moyenne mensuelle et annuelles à la station d'El Hamma (1997-2017)	37

Tableau III.6 : Indices d'aridité mensuels (I)	41
Tableau III.7 : Coefficient pluviométrique d'Emberger	42
Tableau III.8 : Bilan hydrique selon C.W.Thornthwaite à la station d'El hamma (1997-2017)	45
Tableau III. 9 : Résultats des calculs de ruissellement par la Formule de Tixeront Berkalof	47
Tableau III. 10 : Résultats des calculs de l'infiltration efficace	47
CHAPITRE IV : Caractérisation hydrochimique des eaux souterraines	
Tableau IV.1 : Les méthodes utilisées pour le dosage des ions	51
Tableau IV.2 Classification de l'eau basée sur le diagramme de Durov étendu (Lloyd et Heathcoat, 1985).	72
Tableau IV.3 : Statistique descriptive des éléments chimiques des eaux	84
Tableau IV.4 : Matrice de Corrélation des éléments chimiques.	85
Tableau IV.5 : Valeurs propres et pourcentages exprimés pour les axes principaux	85
Tableau IV.6 : Méthodologie de calcul WQI	92
Tableau IV.7 : Classification des eaux souterraines selon le WQI	93
Tableau IV. 8 : Classification des eaux d'irrigation	99
Tableau IV.9 : Poids des paramètres	100
Tableau IV.10 : Valeurs limites des paramètres pour le calcul de la mesure de la qualité (qi)	101
Tableau IV.11: Caractéristiques de l'indice de qualité de l'eau d'irrigation	101

Liste des abréviations

ACP : analyse en composantes principales

ANRH : Agence nationale des ressources hydrauliques.

BV : Bassin versant

IWQI : Indice de Qualité des Eaux d'Irrigation

OMS : Organisation mondiale de la santé

ONM : Office national de météorologie.

RE : Restriction élevée

RF : Restriction faible

RM : Restriction modérée

RP : Pas de restriction

RS : Restriction sévère

WQI : water quality index (indice de qualité d'eau).

μS : micro-siemens.

Table des matières

Remerciements	I
Dédicace	II
Résumé	III
Abstrat	IV
ملخص	V
Liste des figures	VI
Liste des tableaux	VIII
Liste des abréviations	X
Introduction générale	1
CHAPITRE I : Présentation de la zone d'étude	
I.1 Présentation et identification du secteur d'étude	4
I.2 Morphométrie et hydrographie du bassin versant	7
I.2.1 Les caractéristiques de forme	7
I.2.1.1 La surface et le périmètre	7
I.2.1.2 La forme du bassin	7
I.2.1.3 Rectangle équivalent	8
I.2.2 Le relief	8
I.2.2.1 Courbe hypsométrique	9
I.2.2.2 Les altitudes caractéristiques	11
I.2.2.3 Les indices de pente	11
I.2.3 Le réseau hydrographique	14
I.2.3.1 Densité de drainage (Dd)	14
I.2.3.2 La fréquence des thalwegs d'ordre 1 (F1)	15
I.2.3.3 Coefficient de torrentialité	15
I.2.3.4 Le temps de concentration (Tc)	15
CHAPITRE II : Aperçu sur la géologie et l'hydrogéologie de la région	
Introduction	19
II.1 La géologie régionale	19
II.1.1 Le Mésozoïque	19
II.1.1.1 Le trias	19

II. 1.1.2 Le Crétacé	20
II.1. 2 Le Cénozoïque	24
II.1.2.1 Le paléogène	24
II.1.2.2 Néogène	25
II.1.2.3 Le quaternaire	26
II.2 Géologie locale	27
II.2.1 Quaternaire	27
II.2.2 Crétacé	28
II.2.3 Trias diapirique	29
II.3 Cadre hydrogéologique	29
II.3.1 Identification du système aquifère	29
II.3.2 Carte piézométrique	30
Conclusion	21
CHAPITRE III : Etude Hydro climatique	
Introduction	33
III.1 Les précipitations	33
III.1.1 Les Précipitations annuelles et leurs variabilités	34
III.1.2 Les précipitations mensuelles et saisonnières	35
III.2 Les températures	37
III.3 Synthèse climatique	38
III.3.1 Diagramme Ombrothermique de Gaussen et Bagnouls	38
III.3.2 Indice d'aridité de Martonne	39
III.3.3 Le diagramme de Louis Emberger	41
III.4 Le bilan hydrique	42
III.4.1 Étude de l'évapotranspiration	42
III.4.1.1 Estimation de l'ETP (l'évapotranspiration potentielle)	44
III.4.1.2 Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR)	44
III.4.2 Estimation de la RFU (réserve facilement utilisable)	45
III.4.3 Interprétation du bilan d'eau de Thornthwaite	46
III.4.3.1 Ruissellement	47
III.4.3.2 L'infiltration efficace	47
Conclusion	47

CHAPITRE IV : Caractérisation hydrochimique des eaux souterraines

Introduction	50
IV.1 Matériels et moyens d'analyse	50
IV.2 Balance ionique	51
IV.3 Caractéristiques physico-chimiques des eaux	53
IV.3.1 Les Paramètre physique	53
IV.3.1.1 La température	53
IV.3.1.2 Potentiel d'Hydrogène (pH)	54
IV.3.2 Les Paramètre chimique	55
IV.3.2.1 Le calcium (Ca^{2+})	56
IV.3.2.2 Le magnésium (Mg^{2+})	57
IV.3.2.2 Le sodium (Na^+)	58
IV.3.2.4 Le potassium (K^+)	59
IV.3.2.5 Les chlorures (Cl^-)	60
IV.3.2.6 Les sulfates (SO_4^{2-})	61
IV.3.2.7 Les bicarbonates (HCO_3^-)	62
IV.3.2.8 Les nitrates (NO_3^-)	63
IV.4 Origine des éléments chimiques	64
IV.4.1 Le couple $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$	64
IV.4.2 Les éléments $\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$	66
IV.4.3 Les éléments HCO_3^- , Cl^- et SO_4^{2-}	67
IV.4.4 Les éléments $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-}$	68
IV.5 Faciès chimiques des eaux	69
IV.6 Identification de l'origine de la minéralisation des eaux	71
IV.6.1 Digramme Durov étendu	71
IV.6.2 Diagramme de Gibbs	73
IV.6.3 Indice d'échange de base	73
IV.6.4 Chadha diagramme	74
IV.6.5 Les diagrammes croisés	76
IV.7 Modélisation thermodynamique	78
IV.7.1 Notion de Diagramme de concentration	78
IV.7.2 Notion d'alcalinité résiduelle	79
IV.7.3 Diagrammes de concentration	79

IV.8 Indice de saturation	82
IV.9 Etude statistique de la réponse chimique des eaux souterraines	83
IV.9.1. Statistique descriptive	84
IV.9.2 Matrice des corrélations	84
IV.2.3 L'analyse des plans factoriels	85
IV.10 Éléments en traces	88
IV.10.1 Strontium	88
IV.10.2 Le Lithium	90
IV.10.3 Le Brome	90
IV.11 Qualité des eaux	91
IV.11.1 Indice de la Qualité de l'Eau	91
IV.11.2. Qualité des eaux pour l'irrigation	94
IV.11.2.1 Calcul des paramètres des eaux à usage agricole	94
IV.11. 2.2 Indice de la qualité des eaux d'irrigation de MEIRELES (IWQI)	100
Conclusion générale	104
Bibliographie	
Annexes	

INTRODUCTION
GENERALE

Introduction générale

A l'instar des Pays de l'Afrique du nord, l'Algérie est parmi les pays les plus défavorisés en termes de potentialités hydriques. En effet, à l'heure actuelle le seuil théorique de rareté fixé par la banque mondiale à 1000 m³/habitant/an, est loin d'être atteint (**Bounab, 2009**).

Les ressources en eau superficielles et souterraines, en Algérie, sont estimées à environ 19,2 milliards de m³. En tenant compte de la sécheresse des 25 dernières années, les estimations des potentialités ont été revues à la baisse, et seraient plutôt de 17 milliards de m³/an (**Bounab, 2009**).

L'Algérie, par sa position géographique est soumise à l'aridité du climat marquée par des périodes de sécheresse longues et récurrentes conjuguées à une forte évaporation et à la rareté des ressources en eau. Le relief de l'Algérie, dans sa partie orientale délimite une zone de hauts plateaux dans laquelle se trouvent des bassins endoréiques soumis à de fortes périodes de chaleur. Ces espaces sont parsemés de saumûres, chotts et Sebkhha, letout en forme de dépressions fermée.

Le bassin d'Essbikhat-El-Mahmel est une zone à vocation agro-pastorale avec de grandes superficies de terres cultivées et irriguées qui ne cessent d'augmenter afin de garantir la sécurité alimentaire des populations locales et créer de l'activité, de la richesse et de l'emploi pour asseoir les assises d'un développement socio-économique durable.

Dans cette région, la multiplication des périmètres irrigués, le développement de l'arboriculture, la céréaliculture et l'élevage intensif sont sans conteste les secteurs d'activité le plus consommateur d'eau. Les eaux souterraines sont exploitées par des pompages intensifs qui sont une menace à l'épuisement de la réserve en eau et à la dégradation de leur qualité chimique.

La pollution agricole qui est le résultat de l'usage des engrais chimiques et des produits phytosanitaires et les rejets domestiques ce sont intensifiés et agressent l'environnement et sont une source de contamination des eaux souterraines et créent des déséquilibres dans le milieu naturel.

Le bassin d'El-Mahmel est l'archétype d'une dépression fermée soumise à l'aridité du climat, à un déficit du potentiel hydrique, à la pollution et à la surexploitation des eaux souterraines.

Notre objectif est une caractérisation physico-chimique des eaux souterraines afin de discriminer et hiérarchiser les processus qui sont à l'origine de la minéralisation des eaux par l'utilisation des outils chimiques et statistiques.

Pour réaliser notre objectif, une approche multidisciplinaire axée sur le climat, la géologie, l'hydrogéologie, et l'hydrochimie, a été menée afin de mieux appréhender le comportement hydrogéochimique de ces eaux.

Cette thèse vise à valoriser l'ensemble des résultats obtenus dans la zone d'étude afin d'acquérir des connaissances détaillées, permettant une meilleure gestion de la ressource en eau dans les bassins endoreiques.

Objectif de la thèse et intérêt scientifique du sujet

La présente thèse se situe dans le cadre de l'amélioration des connaissances sur la caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines du bassin d'Essbikhat-El-Mahmel. Pratiquement, elle aidera à comprendre le mécanisme de la minéralisation des eaux et de leur origine. Elle s'appuie sur la synthèse des caractéristiques hydrogéologiques et hydrogéochimiques.

Approche méthodologique

La méthodologie utilisée dans le développement de cette thèse consiste au couplage des approches hydrogéologiques et hydrogéochimiques pour :

1. Déterminer les caractéristiques hydrochimiques des eaux souterraines dans le bassin versant d'Essbikhat-El-Mahmel ;
2. Caractériser de manière globale leur géochimie (minéralisation, faciès chimiques des eaux et origine de la minéralisation).

Structure de la thèse

Le manuscrit de thèse s'articule autour de quatre chapitres précédés par une introduction qui décrit la problématique du sujet, les objectifs visés dans cette étude et les approches méthodologiques utilisées pour mener à bon port cette étude.

- Le chapitre I présente la situation géographique de la zone d'étude.
- Le chapitre II expose les caractéristiques des différentes formations géologiques rencontrées dans la zone en s'appuyant principalement sur la synthèse des études géologiques.
- Le chapitre III est consacré aux caractéristiques climatiques telles que les précipitations et la température.
- Le chapitre IV étudie la chimie des eaux souterraines, les différents processus géochimiques gouvernant la minéralisation des différents faciès d'eau rencontrés ; et l'origine des eaux de l'aquifère en utilisant les rapports caractéristiques et des méthodes statistiques.

Enfin, l'ensemble de ces différents résultats issus des différents chapitres constitue la synthèse qui fera l'objet de la conclusion générale à laquelle seront associées des perspectives.

CHAPITRE I

Présentation de la zone d'étude

I.1 Présentation et identification du secteur d'étude

Le bassin d'Essbikha-El-Mahmel occupe superficie de l'ordre de 343.55 Km². C'est un territoire qui se trouve partagée entre plusieurs unités physiques dont la totalité appartient au pays atlasique des monts Aurès-Nemamcha (figure I.1) (**LDS ,2007**). Ce périmètre représente une vaste plaine dans laquelle se développent les meilleures terrains agricoles à l'exception de certains sols salés développés autour de la Sebkhha appelée « Bahiret Sbikha ». C'est une plaine intramontagnarde assez vaste comblée de dépôts Plio-Quaternaire d'une altitude de 1060 m (figure I.3) (**LDS ,2007**).

Le bassin versant d'Essbikha-El-Mahmel appartient, selon la codification de l'Agence nationale des ressources hydriques (ANRH), au grand bassin versant de Medjerda (BV N° 12).

Le bassin de la Medjerda est constitué de deux grands cours d'eau, l'oued Mellegue au Sud et l'oued Medjerda au Nord, dont la confluence s'effectue en territoire tunisien, à une quarantaine de km au Nord- Est de la frontière. Le bassin comprend, dans sa partie algérienne, cinq sous-bassins répartis sur une superficie de 7 870 km² (**Mebarki, 2005**).

La zone d'étude fait partie de ce sous bassin (12-02) qui porte le nom de l'Oued Meskiana (figure I.2).

Elle se situe au Sud-Est du massif de l'Aurès entre les latitudes et les longitudes suivantes (35°22'42.30 "N 7°17'32.83"E) , elle est limitée au Nord par les Djebels, Chataia (1455 m) et son prolongement Djebel Tafrent (1405 m), au Nord-Ouest par Djebel Aidel (2000 m) et son prolongement à l'Ouest Djebel Chélia (2328 m), à l'Ouest Djebel Djahfa (1700 m), au Sud et Sud-Est, elle est limitée par Koudiat Sguiguine et Tadelist (1599 m) et à l'Est par Djebel Tadinart(1374m). Elle est empruntée par plusieurs Oueds, tels que oued Essbikha et Oued Zoui.

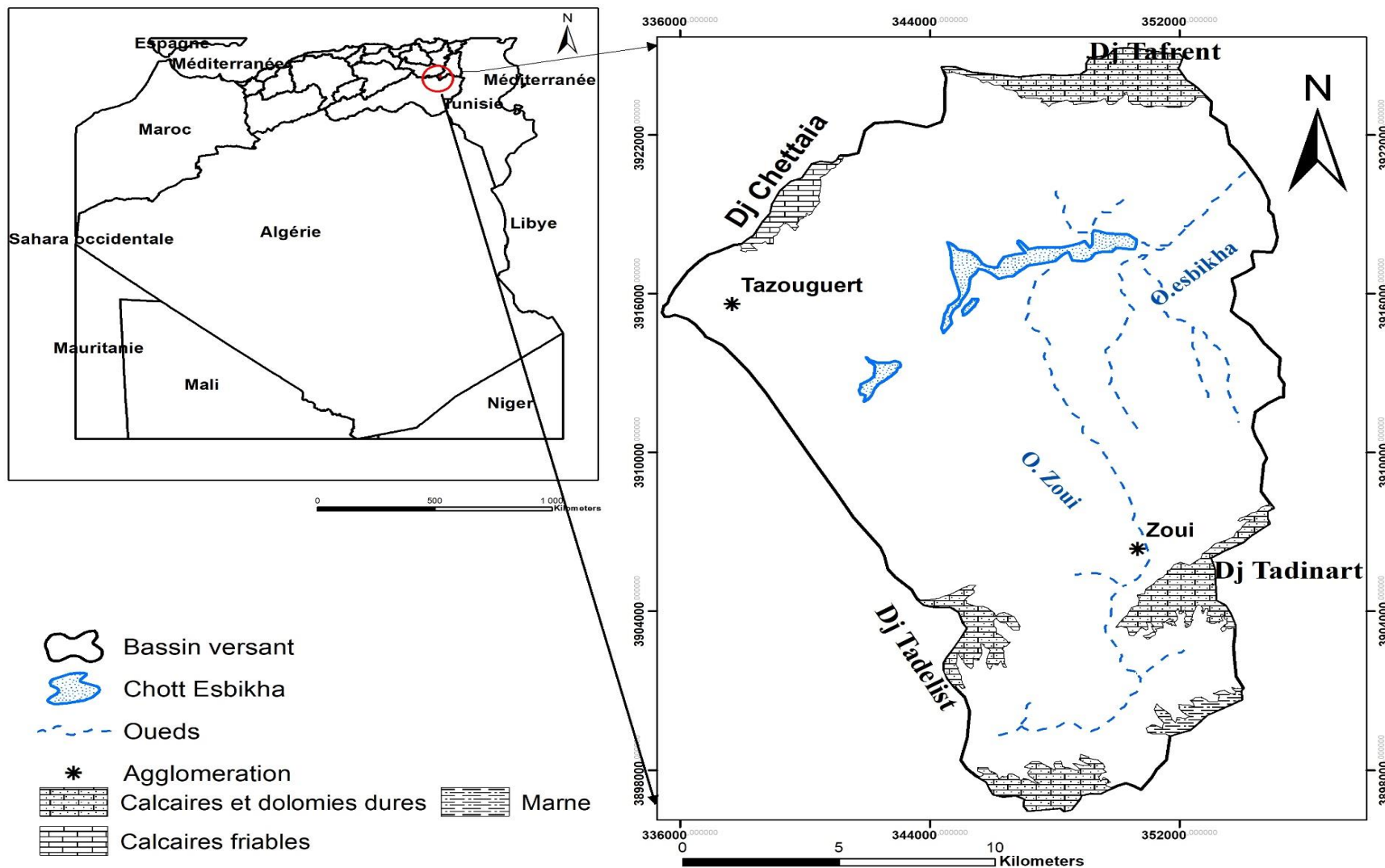


Figure I.1 : situation géographique du bassin d'Essbikha-El-Mahmel

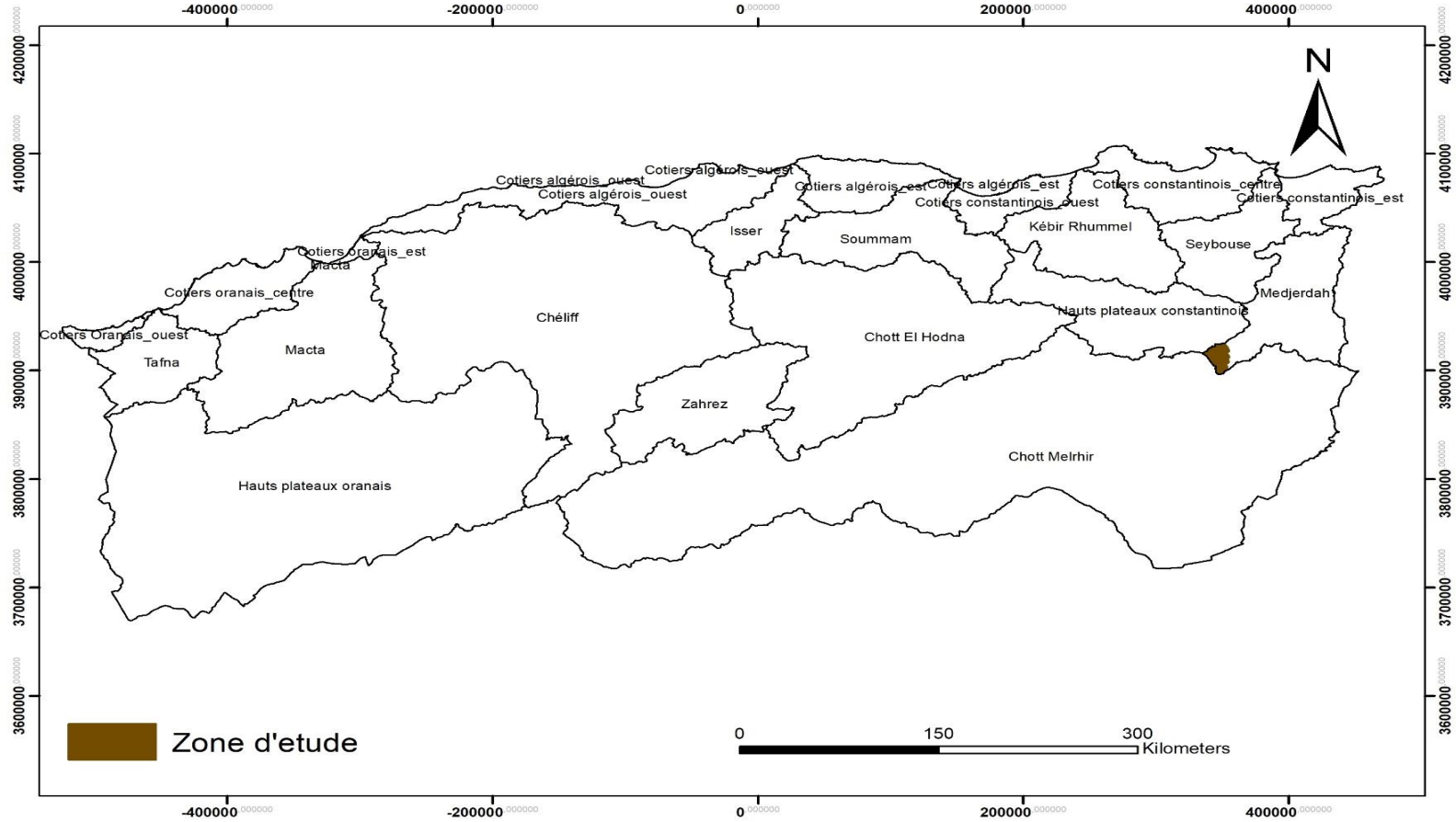


Figure I.2 : carte des grands bassins versant du nord Algérien

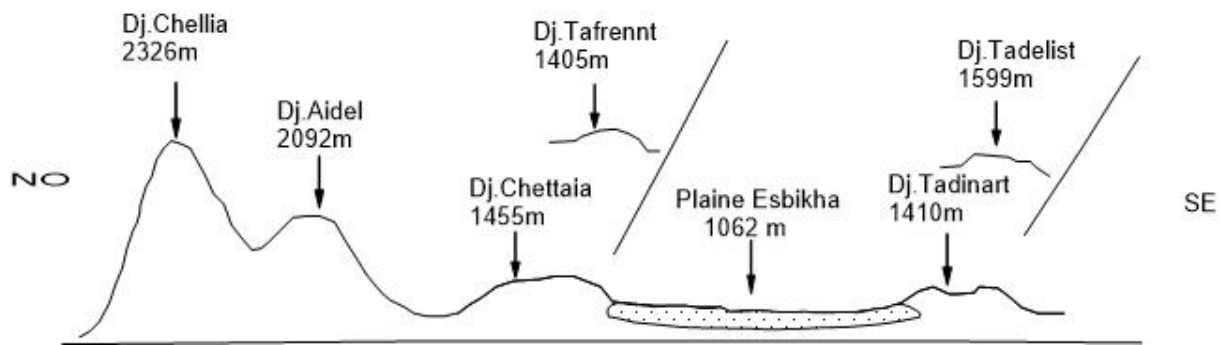


Figure I.3 : Profil morphologique et topographique de la plaine de Sbikha

I.2 Morphométrie et hydrographique du bassin versant

Les divers paramètres morphométriques d'un bassin versant (forme, altitude, pente, relief ...etc.) interviennent le plus souvent de façon combinée, Agissant sur les modalités de l'écoulement. Ils nous offrent la possibilité de réaliser une analyse quantitative, et une comparaison des différentes unités hydrologiques.

Cependant, pour assurer la fiabilité de l'aspect morphométrique, il est nécessaire que cette quantification soit appliquée à de bassins versants de taille réduite et de géologie homogène.

(Boulghobra N, 2006)

I.2.1 Les caractéristiques de forme

I.2.1.1 La surface et le périmètre

La surface du bassin versant est la première et la plus importante des caractéristiques. Elle s'obtient par planimétrie sur une carte topographique après que l'on y ait tracé les limites topographiques et éventuellement hydrogéologiques (Laborde, 2009).

On utilise différentes caractéristiques de longueur ; la première est une des plus utilisées est le « Périmètre P du bassin versant » (Laborde, 2009).

La superficie et périmètre obtenu à partir le logiciel ARCGIS 10.1 sont :

La superficie est de 343.55 km² et le Périmètre est de 86.93 km

I.2.1.2 La forme du bassin

La forme du bassin versant influence sur l'écoulement et sur l'allure de l'hydrogramme de crue à l'exutoire du bassin versant. Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser la forme, et aussi de comparer les bassins versants entre eux, parmi ces indices celui de Gravelius (1914) qui caractérise la compacité du bassin versant. Il se définit comme le

rapport du périmètre du bassin versant au périmètre du cercle ayant même surface (**Benaïcha A, 2011**).

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (I.1)$$

A : surface

P : périmètre du bassin versant

Donc $K_c = 0.28 \times \frac{86.93}{\sqrt{343.55}}$ **K_c = 1.31**

Cet indice est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieure à 1 lorsque le bassin est de forme allongée, Le bassin versant est donc de forme allongée.

1.2.1.3 Rectangle équivalent

La notion de rectangle équivalent

La notion de rectangle équivalent introduite par M. Roche (1962) correspond à une transformation purement géométrique dans laquelle on assimile le bassin à un rectangle ayant le même périmètre et la même superficie, de cette façon les courbes de niveaux deviennent parallèles au petit côté du rectangle, et l'exutoire un petit côté du rectangle et comme ça on pourra comprendre le comportement hydrologique du bassin (**Mansouri, 2009**) :

$$L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.12} \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right) \quad (I.2)$$

L = 33.57

$$I = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.12} \left(1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right) \quad (I.3)$$

I = 10.23

L : longueur du rectangle équivalent Km

I : largeur du rectangle équivalent Km

K_c : est l'indice de compacité de Gravelius,

A : surface du bassin versant Km²

1.2.2 Le relief

L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient avec l'altitude (précipitations, températures, etc.) et la morphologie du bassin. En outre, la pente influe sur la vitesse d'écoulement (**Dali, 2007**).

Le relief se détermine lui aussi au moyen d'indices ou de caractéristiques suivants :

I.2.2.1 Courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief. Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée. Elle exprime ainsi la superficie du bassin ou le pourcentage de superficie, au-delà d'une certaine altitude (**Benaïcha A, 2011**).

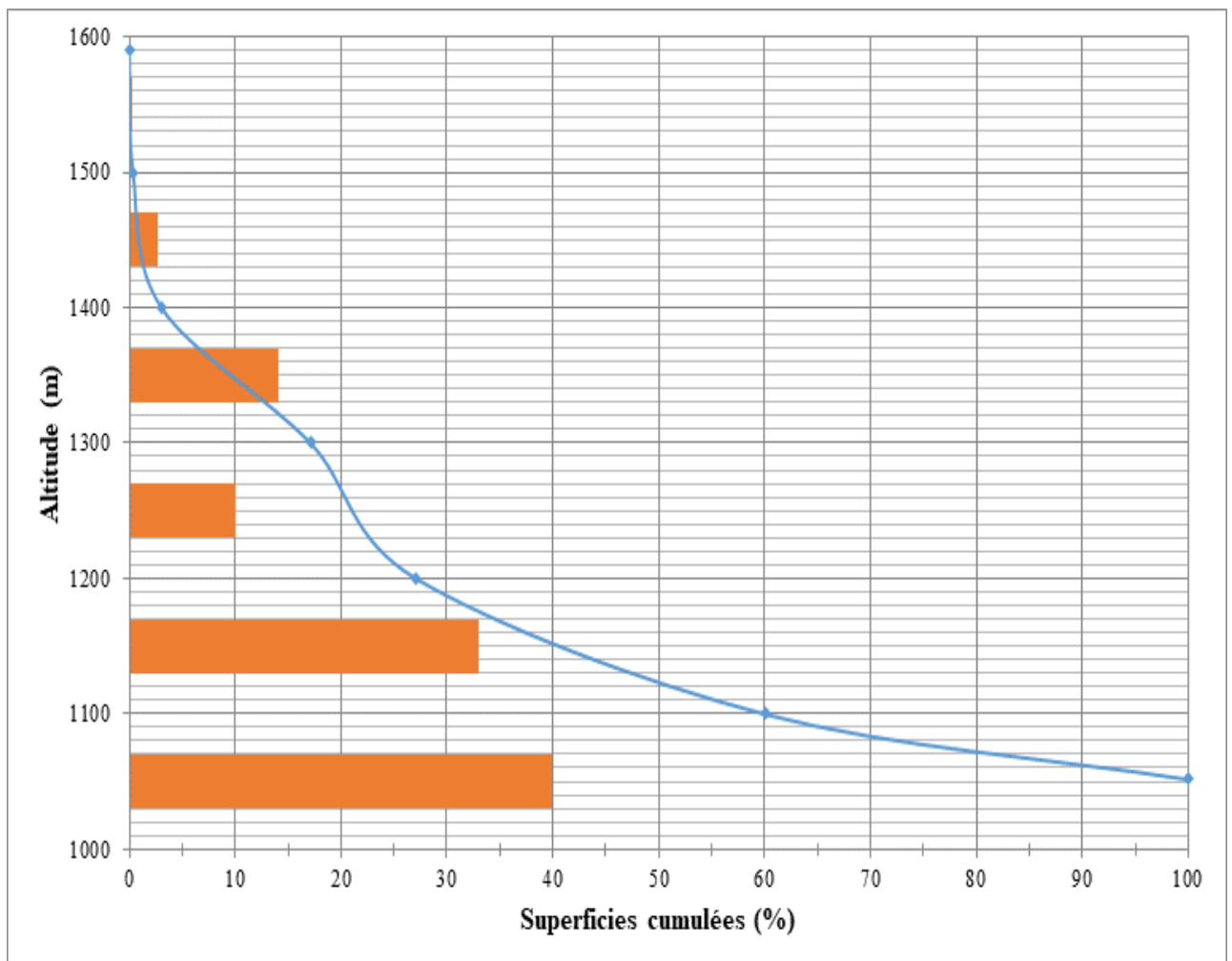


Figure I.4 : Courbe hypsométrique du bassin versant

Tableau I.1 : Variation de surface en fonction de l'altitude

Altitude (m)	Surface (Km ²)	Surface (%)	Surface Cumulée (Km ²)	Surface Cumulée (%)
1500-1591	1,24	0,36	1,24	0,36
1400-1500	9,30	2,71	10,54	3,07
1300-1400	48,43	14,10	58,96	17,16
1200-1300	34,33	9,99	93,29	27,15
1100-1200	113,35	33,00	206,64	60,15
1052-1100	136,90	39,85	343,54	100,00

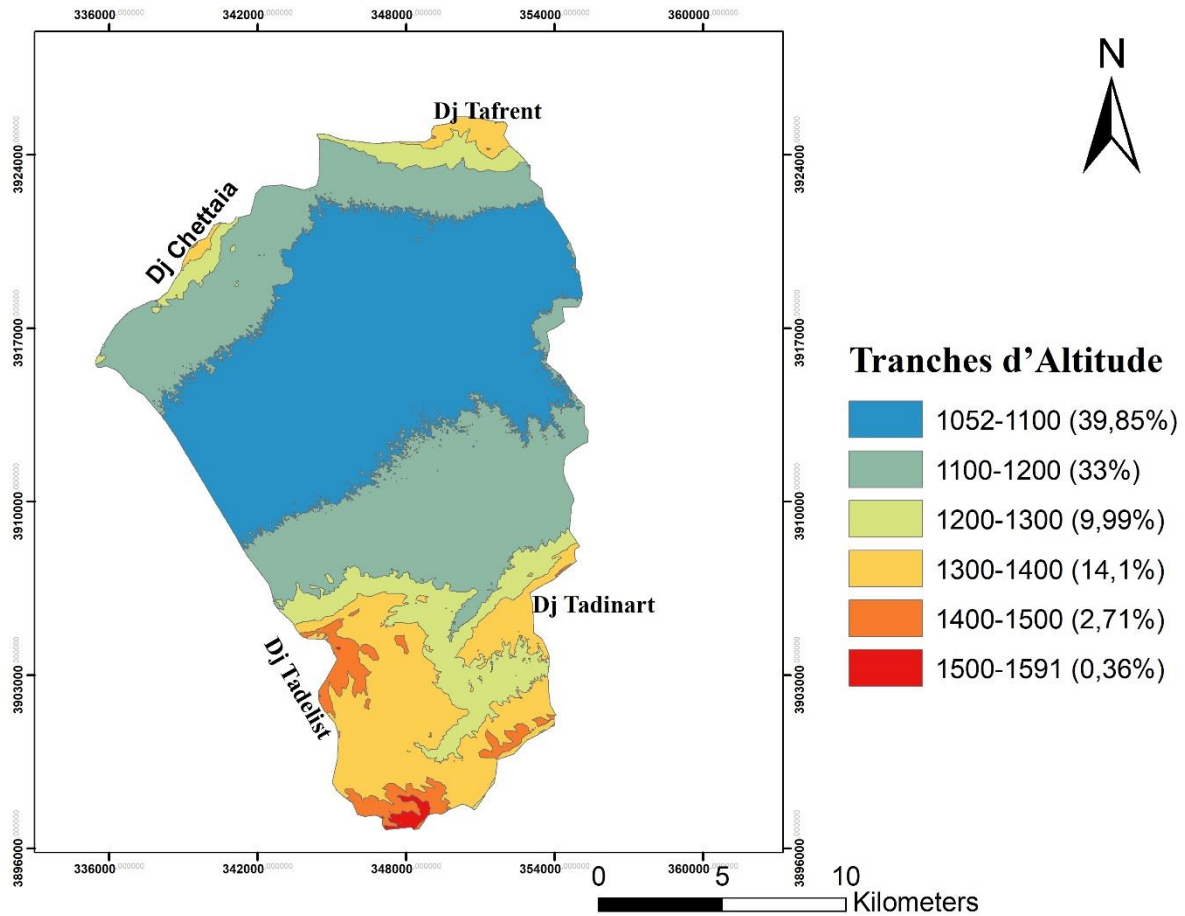


Figure I.5 : Carte hypsométrique du bassin d'Essbikha-El- Mahmel

I.2.2.2 Les altitudes caractéristiques

a. L'altitude moyenne

$$\bar{H} = \frac{\sum A_i X_i}{A} \quad (I.4)$$

$\bar{H} = 1168.25 \text{ m}$

A_i : superficie partielle (km²) de la tranche d'altitude.

X_i : centre de la classe d'altitude (m).

A : superficie du bassin (km²).

b. L'altitude médiane

Elle est déduite à partir de la courbe hypsométrique (Figure I.4), l'altitude médiane correspond à 50% de la superficie cumulée, elle est de 1130 m.

I.2.2.3 Les indices de pente

Leur connaissance est d'une grande importance car il est évident que les eaux ruissellent d'autant plus que la pente des versants est grande, c'est ainsi qu'en montagne on rencontre, pour une averse donnée, des crues plus importantes qu'en plaine où les pentes sont beaucoup plus faibles. En revanche les pentes faibles favorisent l'infiltration et la recharge des aquifères.

a. L'indice de pente de roche

(I_p) est la moyenne de la racine carré des pentes mesurées sur le rectangle équivalent et pondérées par la surface.

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum \sqrt{b_i (a_i - a_{i-1})} \quad (I.5)$$

L : longueur du rectangle équivalent (m) ;

b_i : fraction de surface comprise entre les côtes a_i et a_{i-1} (%) ;

a_i et **a_{i-1}** : différence entre les courbes de niveaux i et i-1 (Km).

Tableau I.2 : Indice de pente de ROCHE.

Tranches d'altitude (m)	Superficies partielles bi %	Différence de côtes ai-ai-1	Ib _i (a _i - a _{i-1})	$\sqrt{b_i(a_i - a_{i-1})}$
1500-1591	0.36	91	32.76	5.72
1400-1500	2.71	100	271	16.46
1300-1400	14.10	100	1410	37.55
1200-1300	9.99	100	999	31.61
1100-1200	33	100	3300	57.45
1100-1052	39.85	48	1912.8	43.74

$$I_p = 33.23$$

c. Indice de pente globale

Cet indice permet de déduire la nature du relief en se référant à la classification de l'O.R.S.T.O.M (Benaïcha A, 2011). (Tableau I.3).

$$I_g = D/L \quad (I.6)$$

D: La dénivelée ou bien la distance qui sépare les altitudes ayant 5% de la surface du bassin et celles de 95% ou bien la distance qui sépare les deux courbes de niveau maitresses extrêmes H5% et H95%.

$$D = H5\% - H95\% \quad (I.7)$$

L : longueur du rectangle équivalent.

$$H5\% = 1385 ; H95\% = 1058$$

$$I_g = 9.74 \text{ m/Km}$$

d. Dénivelée spécifique D_s :

L'indice I_g décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il était donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes.

La dénivelée spécifique D_s ne présente pas cet inconvénient : elle dérive de la pente globale I_g en la corrigeant de l'effet de surface admis étant inversement proportionnel à \sqrt{A} :

$$D_s = I_g \sqrt{A} \quad (I.8)$$

$$D_s = 180.57 \text{ m}$$

Tableau I.3 : Classification du relief selon Ds et Ig

<i>Classification du relief selon Ds</i>	
Ds <10m	<i>Relief très faible</i>
10m<Ds<25m	<i>Relief faible</i>
25m<Ds<50m	<i>Relief assez faible</i>
50m<Ds<100m	<i>Relief modéré</i>
100m<Ds<250m	<i>Relief assez fort</i>
250m<Ds<500m	<i>Relief fort</i>
Ds>500m	<i>Relief très fort</i>

<i>Classification du relief selon Ig par l'ORSTOM</i>	
Ig<0.2%	<i>Relief très faible</i>
0.2%<Ig<0.5%	<i>Relief faible</i>
0.5%<Ig<1%	<i>Relief assez faible</i>
1%<Ig<2%	<i>Relief modéré</i>
2%<Ig<5%	<i>Relief assez fort</i>
5%<Ig<10%	<i>Relief fort</i>
Ig>10%	<i>Relief très fort</i>

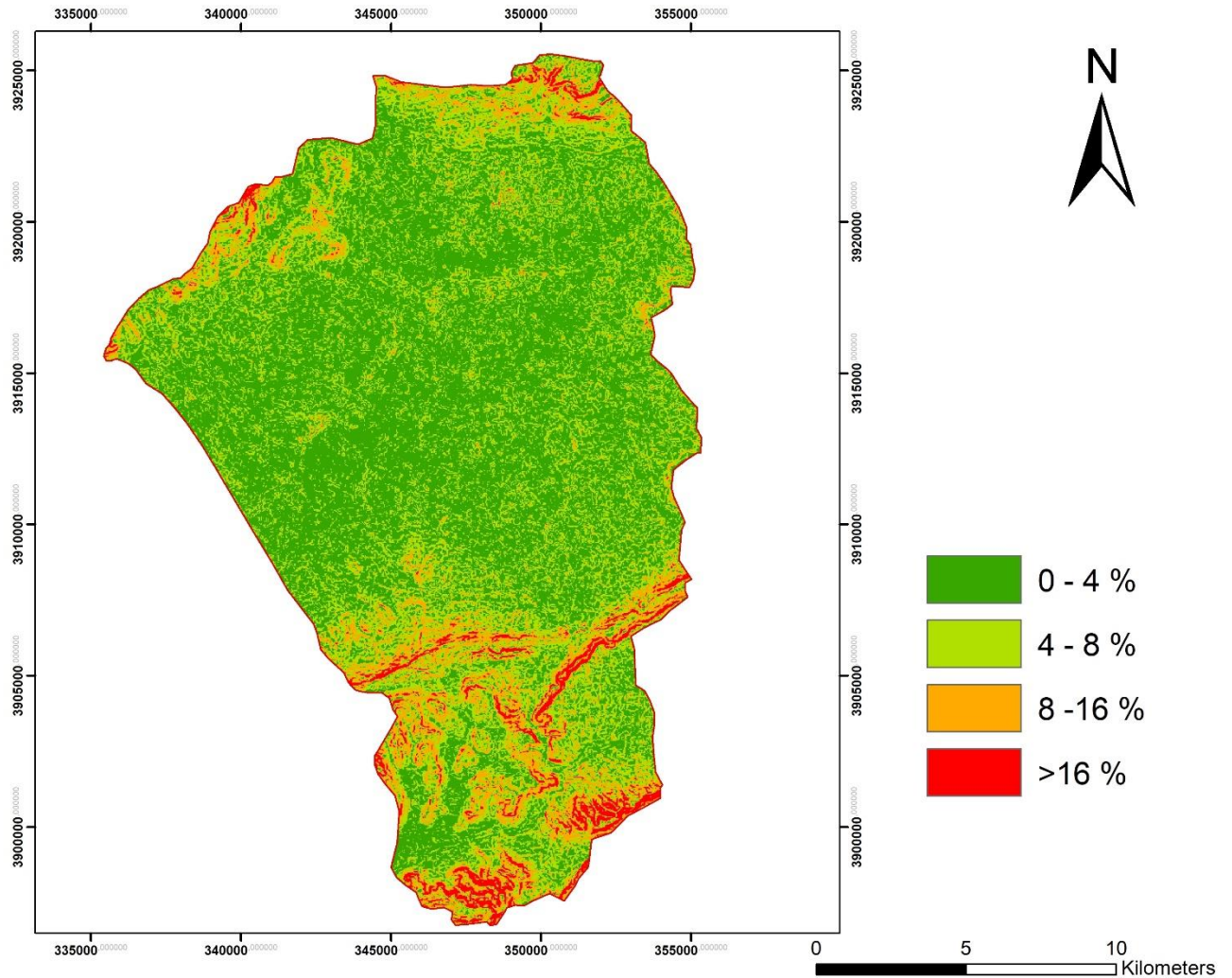


Figure I.6 : Carte des pentes du bassin d'Essbikha-El-Mahmel

I.2.3 Le réseau hydrographique

L'étude du chevelu hydrographique servant surtout à comparer des bassins entre eux, il suffit, dans la plupart des cas, de se fixer une définition du thalweg élémentaire et de l'appliquer pour l'étude de tous les bassins.

Le réseau hydrographique peut se caractériser par trois éléments : sa hiérarchisation, son développement (nombres et longueurs des cours d'eau) et son profil en long.

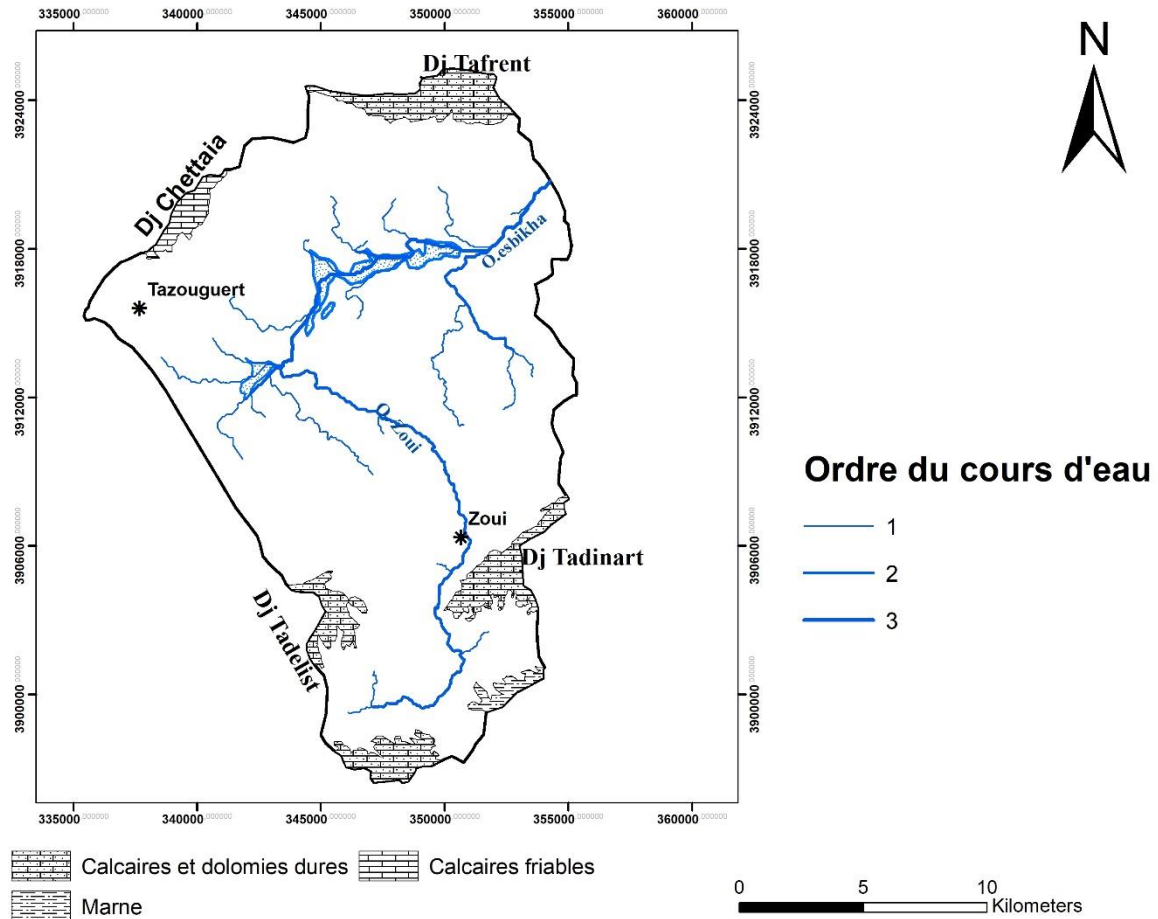


Figure I.7 : Carte du réseau hydrographique du bassin d'Essbikha-El-Mahmel

I.2.3.1 Densité de drainage (Dd)

Elle se définit par le rapport de la longueur totale des cours d'eau à la surface du bassin versant. L'utilisation de ce paramètre significatif est conseillée en vue de connaître si le chevelu du réseau hydrographique est dense ou lâche.

$$Dd = \frac{L}{A} \quad (I.9)$$

$$Dd = \frac{122}{343.55}$$

$$Dd = 0.35 \text{ km} / \text{km}^2$$

L : longueur totale curvimètre (km) des cours d'eau permanents et temporaires.

A : superficie du bassin (km²).

I.2.3.2 La fréquence des thalwegs d'ordre 1 (F1)

C'est le rapport du nombre total de thalwegs d'ordre 1 à la surface du bassin versant, en (km⁻²), la fréquence des drains utilisée ici est celle de Strehler.

$$F1 = \frac{N1}{A} \quad (I.10)$$

$$F1 = \frac{22}{343.55}$$

$$F1 = 0.064$$

N1 : nombre de thalwegs d'ordre 1.

A : superficie du bassin (km²).

I.2.3.3 Coefficient de torrentialité

Le coefficient de torrentialité tient compte de la densité de drainage et de la densité du thalweg élémentaire d'ordre 1. Il est égal au produit de ces derniers.

$$Ct = F1 * Dd \quad (I.11)$$

$$Ct = 0.022$$

I.2.3.4 Le temps de concentration (Tc)

C'est le temps mis par la première goutte de pluies tombée sur le point le plus éloigné du bassin pour atteindre l'exutoire. Ce paramètre est en fonction de la pente, la lithologie, l'intensité de précipitation et le couvert végétal en jouant le rôle d'empêchement ou d'encouragement de l'eau de s'écouler. Parmi les formules proposées pour calculer le temps de concentration, nous utiliserons celle de Giandotti ; car elle tient compte des paramètres morpho métriques :

$$Tc = \frac{4\sqrt{A+1.5Lp}}{0.8\sqrt{Hm}} \quad (I.12)$$

A : superficie du bassin versant (km²)

Lp : longueur du cours d'eau principal (km)

Tc = 2.81

Hm : altitude moyenne (m)

Lp = 17 Km

Tableau I.4 : Récapitulatif des caractéristiques du bassin versant

Caractéristiques	Unités	Symboles	Valeurs
surface	Km ²	A	343.55
périmètre	Km	P	86.93
Indices de compacité	/	Kc	1.31
longueur du rectangle équivalent	Km	L	10.23
largeur du rectangle équivalent	l :	Km	10.23
Altitude moyenne	\bar{H}	m	1168.25
Altitude médiane	H50%	m	1130
Indice de pente de roche	Ip	%	33.23
Dénivelée	D	m	327
Indice de pente globale	Ig	m/Km	9.74
Dénivelée spécifique	Ds	m/Km	m/Km
Densité de drainage	Dd	Km/Km ²	0.35
Fréquence des thalwegs d'ordre 1	F1	km ⁻²	0.064
Coefficient de torrentialité	Ct	/	2.81
temps de concentration	Tc	heures	2.81

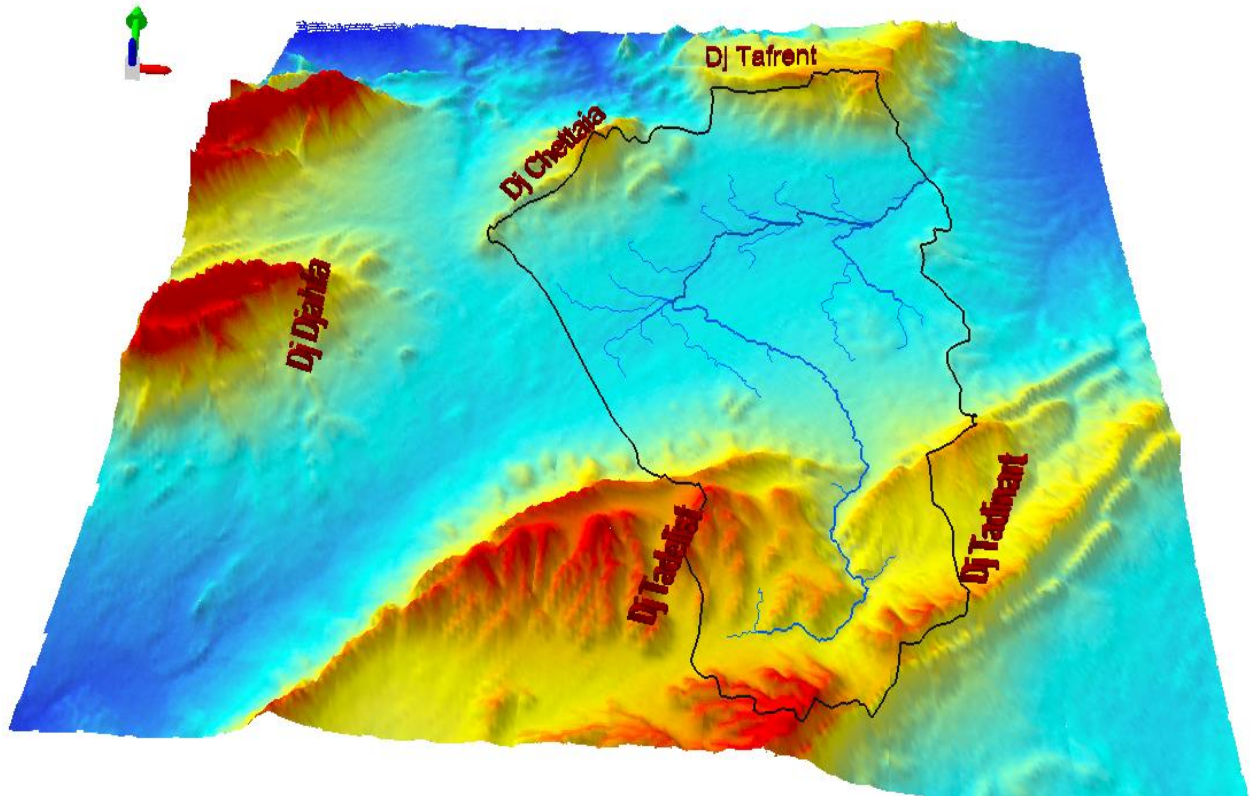


Figure I.8 : Essai de représentation en 3D du bassin (réalisée sur Arc Scène depuis un modèle numérique de terrain-MNT)

CHAPITRE II

*Aperçu sur la géologie et
l'hydrogéologie de la région*

Introduction

La géologie constitue la base fondamentale de toute étude hydrogéologique, elle détermine les formations susceptibles ou non de constituer des aquifères à partir de leur lithologie ; ainsi que la détermination des relations pouvant exister entre eux.

Nos connaissances géologiques sur la région d'étude sont largement inspirées des travaux et études régionaux et des synthèses sur le massif des Aurès sur les hautes plaines steppiques et sur les zones humides. La plupart de ces études ont été axées sur les caractères stratigraphiques, géomorphologiques, sédimentologiques et structurales (**R. Laffitte 1939, R. Guiraud 1973, J. M. Vila 1977, B. Houha 2007**).

II.1 La géologie régionale

Lithostratigraphie

D'après l'inventaire stratigraphique dressé par plusieurs géologues et en particulier par R. Laffitte, les terrains les plus anciens sont attribués au Trias et les plus récents au Quaternaire.

II.1.1 Le Mésozoïque

II.1.1.1 Le trias

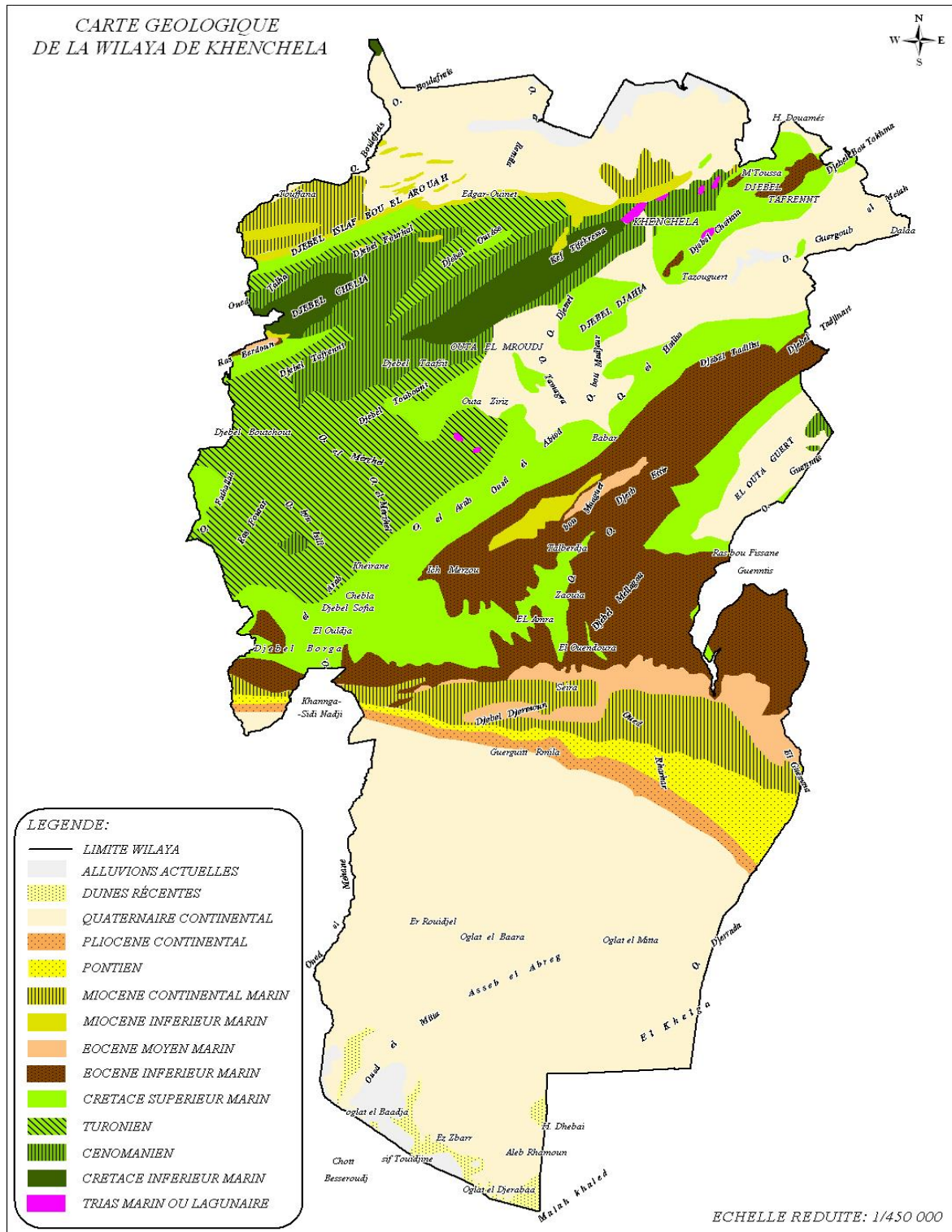
Le Trias affleure en masse chaotique sans aucune stratification. Il est essentiellement évaporitique, constitué en grande partie d'argiles de couleur rouge lie-de-vin à cargneules jaunâtre, à dolomies noires et à gypse marneux ou fibreuses, on y trouve aussi parfois des grès quartziteux.

A la sortie nord de la ville de kenchela, un gisement triasique très important affleure et se prolonge vers le NE en bordure de la route de Ain el Beida puis vers Djebel knif et el krouma sur plus de 25 km de longueur et sur 50 à 500 m de largeur ; ce gisement présente un contact anormal avec les calcaires de l'Albien, les marnes du Cénomanién inférieur à moyen et marno-calcaires du Sénonien.

Les pointements des Djebel Knif et el Krouma plus ou moins isolés, posséderaient un volume considérable, ce dernier serait masqué par un dépôt alluvionnaire important. Le Trias de ce secteur est en contact anormal avec le Cénomanién et le Sénonien.

A l'est de Djebel el Chettaia, un affleurement triasique en forme de croissant se développe localement d'Ain Krim au nord jusqu'au Djebel el Tarf (le diapir de

Tazougueret) sur une longueur de 12 km et une largeur de 2 km environ ; il est en contact anormal avec le Turonien et Sénonien supérieur.



Source : D.E.W., 2009.

Figure II.1 : Carte géologique de la Wilaya de Khenchela

II.1.1.2 Le Crétacé

Le Crétacé a été subdivisé par (**Laffite, 1939**) en Crétacé inférieur ou série gréseuse (Berriasien à l'Albien) et en Crétacé supérieur ou série marnocalcaires (Cénomaniens à Maestrichtien).

Les formations crétacées présentent une masse énorme de calcaire marneux, de marno-calcaire et de marne qui s'allonge depuis les plis de Khenchela, les monts de Delaa et ceux de F'kirina jusqu'aux montagnes bordant Garaet Tarf suivant des directions NE-SW.

a. Le crétacé inférieur

Il couvre une grande partie des Anticlinaux du Djebel Chelia, Anticlinal de Khenchela, il affleure aussi au Kef Tifekressa, Ras Serdoun, Djebel Chenntgouma, Djebel Faraoun et Djebel Aidel.

Laffitte, 1939. Soigneusement décrit la plupart des faciès et c'est à partir de ses descriptions, modifiés ou complétés en quelques points, que (Guiraud, 1973) a établi la figure N° 9, qui résume de façon schématique les principales variations observables.

Le Crétacé inférieur peut être subdivisé en quatre ensembles lithologiques :

- Un ensemble inférieur (1000 m) à dominance argileuse correspondant au Berriasien supérieur-Valanginien. On note que le Valanginien n'est seulement connu qu'au Djebel Azreg à Batna, presque au centre du massif montagneux.

- Un ensemble basal (1300 m) à dominance carbonate avec des calcaires micritiques et bioclastiques en bancs métriques (Tithonien supérieur-Berriasien moyen).

- Un ensemble médian (1400 m) à dominante grés-dolimitique appartenant à l'Hautrivien-Barrémien.

Un ensemble supérieur (700 à 750 m), comprenant à la base des dolomies et une alternance de grés, de calcaire à Orbitolines, puis des grés à stratifications blanches, des marnes gréseuses, des calcaires marneux et des calcaires au sommet, est attribué à l'Aptien-albien.

b. Le crétacé supérieur

Il occupe une grande superficie à l'affleurement dans l'Aurès et forme l'essentiel des affleurements Mésozoïques des confins de l'Aurès.

b.1 Le Cénomanién

Le Cénomanién comporte une série de marnes grises dans lesquelles s'intercalent des calcaires fins argileux, une partie médiane formée de marnes grises, vertes ou ocre, contenant parfois du gypse diffus ainsi que des passées argileuses.

Une série terminale constituée de marnes et de calcaires formant une corniche (proportion de ces derniers augmente vers le sommet)

Le Cénomanién est présent dans tous les anticlinaux de l'Aurès. Il est essentiellement calcaro-marneux. La partie inférieure est surtout marneuse. La partie supérieure est constituée de bancs calcaires massifs mais peu épais. L'épaisseur de cette formation est très variable. Elle peut atteindre 500 à 600 mètres au cœur de l'Aurès. (**Houha, 2007**)

❖ Le Cénomanién inférieur

Il est formé de marnes gris bleuté accompagnées de biomicrites argileuses grises décimétrique parfois noduleuses, à niveaux glauconieux et empreintes d'Ammonites.

❖ Le Cénomanién moyen

Une puissante série de marnes grises s'enrichissant de micrites gris blanchâtres à fins tests de lamellibranches et de gastéropodes, et juste au dessus on a des marnes gris bleuté à biomicrites argileuses gris blanchâtre en bancs décimétriques.

❖ Le Cénomanién supérieur

Il correspond à une barre d'épais bancs calcaires à pâte fine et à cassure écailleuse, à aspect bitumineux et à films centimétriques de marnes gris bleue et avec au sommet un niveau de nodules pyriteux.

b.2 Le Turonien

Les dépôts de turonien sont constitués tout d'abord d'environ 200 m de marno-calcaires blanchâtre en plaquettes fines à cassures noirâtre bitumineuses ainsi que des marnes grises ou noires montrant des intercalations de marno-calcaires zoogène en bancs décimétriques, ensuite on a 150 m d'alternance de marnes grises beiges et calcaires zoogènes noduleux en bancs décimétriques ou métriques .

b.3 Le coniacien

Cette série présente des alternances de marne beiges ou grises à ostracodes et de calcaires gris, bio détritiques et grumeleux.

b.4 Le Santonien

Il se présente sous deux faciès différent :

❖ Le Santonien C^{4r}

A Djebel Knif et el Krouma un faciès récifal s'exprime largement, il s'agit de biosparites bréchiformes a éléments polygéniques grossiers et argileux centimétriques à décimétriques (calcaires, calcaires dolomitiques grés) plus ou moins bien roulés de couleur gris noir à brun roux .avec amas d'Hippurites des algues et des débris de Rudistes.

En outre de nombreux quartz bipyramides colorés sont visibles dans le ciment ainsi que des concrétions siliceuses.

❖ Le Santonien C⁴

Dans le synclinal de Djebel Aurés et à l'Est de Djebel Chettaia, on a essentiellement des marnes gris bleue avec, a la base et au sommet des marno-calcaires en bancs décimétrique ou métriques riches en débris d'Lino cérames.

b.5 Le Campanien

Très visible à Djebel Aurès et aux environs de Djebel Chataia, Knif et Tafrennt, et affleure assez mal ailleur de Djebel Tokhma et sur le versant Est des djebels Fedjidjet et Guern Ahmar, le Campanien contient des marnes noire avec de rares intercalations de calcaires ocre, crayeux et noduleux, légèrement phosphatés, en bancs décimétriques.

b.6 Le maestrichtien

Le Maestrichtien est assez différent ; il est subdivisé en :

❖ Le maestrichtien inférieur

Ce sont des marnes gris beige à débris de mollusques suivies d'alternances de marnes beiges et calcaires ocres zoogènes, grumeleux ou noduleux en bancs décimétrique et fossilifères.

❖ Le maestrichtien supérieur

C'est une assise constante et homogène de calcaires massifs blanchâtre grumeleux en banc décimétriques à large stratification oblique à passées noduleuses et à rognons de silex, ils contiennent des Miliolidès, des incérâmes.

II.1.2 Le Cénozoïque

II.1.2.1 Le paléogène

Il présente litho logiquement une séquence marneuse et une autre carbonatée, on le rencontre uniquement sur la feuille de Delaa couvrant le cœur des synclinaux de Tafrennt et Tadinart, ces formations prennent une direction NE-SW.

a. Le paléocène

Le paléogène marin, au Danien marin succède en concordance, des couches marines, marno-calcaires, dans lesquelles, latéralement, en certains points, s'intercalent des couches lacustres et des couches rouges d'origine lagunaire ou plutôt continentale, mais il s'agit là de conditions exceptionnelles de l'Eocène inférieur (Yprésien) et l'Eocène moyen (Lutétien) sont essentiellement marin.

b. l'Eocène

Du Thanetien a l'yprésien

Représenté par une alternance de marnes gris beige et biomicrites finement gréseuse, beiges, noduleuses en bancs décimétriques à Opérculina, surmontée par une alternance de micrite gris blanchâtre décimétriques à nodules phosphatés avec des biomicrites intraclastique blanchâtre noduleuses à grains phosphatés à rognon de silex et à passé lumachéliques, ces niveaux ont livrés des Nummulites.

II.1.2.2 Néogène

Dans les limites de la partie centrale des Aurès, les dépôts Néogènes sont représentés surtout par des conglomérats du Miocène qui remplacent vers le Sud par des formations marines normales (calcaire, marne...). Les dépôts de cette période se caractérisent par des changements fréquents des faciès suivants des directions différentes ; la présence des conglomérats est liée à l'émersion.

Au cours de la période Lutétien, dans les limites de la partie Nord-ouest des Aurès, ces conglomérats et les assises calcaro-marneuse sont surmontés par des formations continentales qui soulignent une étape bien caractéristique du développement du relief et une phase intense du plissement.

A l'intérieur des zones synclinales, les conglomérats et les poudingues du Miocène sont concordants avec des roches sous-jacentes et marquent ainsi la fin de la sédimentation marine. Dans les zones anticlinales, ces dépôts, dont l'épaisseur varie de 250 à 300 mètres, reposent en discordance sur les formations sous-jacentes.

Le miocène

Le Miocène dans la région d'étude peut subdiviser de la manière suivante :

a. Aquitano –burdigalien

Il montre une discordance sur le crétacé , il s'agit de conglomérat, d'argiles silteuses rouges et de poudingues à gros éléments arrondies de calcaires et de grés quartzeux à ciment ferrugineux.

b. Langhien-sérravalien

Egalement discordant, il contient des marnes gris beiges parfois silteuses et des calcaires gréseux roux à algues, cette série est plus ou moins condensée de biomicrites interclastiques gréseuses et glauconieuses d'aspect noduleux.

c. Tortonien

c.1 Tortonien inferieur

Il se dispose en chenaux hectométriques et correspond à des grés grossiers en bancs pluri métriques à abondantes dragées de quartz (leur diamètre atteint 2 cm) et rares intercalations argileuses

c.2 Tortonien supérieur

Cette formation, beaucoup plus développée dans le bassin miocène de Timgad, n'affleure qu'aux alentours de Baghai. Ce sont des argiles silteuses avec des niveaux gréseuse friables ferrugineux à rare dragées de quartz (leurs diamètre est d'environ 0.5 cm).

II.1.2.3 Le quaternaire

Les formations récentes sont aussi largement répandues à la périphérie de l'Aurès qu'ils sont rares dans le centre du massif : ils sont représentés uniquement par des éboulis et des terrasses, tandis qu'ils forment en périphérie, de larges et d'épaisses nappes alluviales.

Les dépôts quaternaires recouvrent le majeure parti des plaines, ce sont des éboulis à blocs, alluvions récentes ou actuelles, terres arables, alluvions anciennes, glacis polygénique nappant les reliefs et des croûtes calcaires.

Les dépôts de quaternaires sont tout d'origine continentale et occupent d'importantes surface dans notre région, principalement dans les plaines et aux pieds des montagnes, il s'agit du :

a. Villafranchien (croute calcaire)

C'est une formation de calcaire blanchâtre, perchée, entaillée et probablement karstifiés. Cette croute s'observe généralement dans les plaines surtout au niveau des dépressions et des pentes faibles.

b. Les glacis polygéniques

Ces glacis recouvrent de très vastes surfaces, ils sont constitués par une croute calcaire rosâtre feuilletée et s'organisent en pente douce nappant les reliefs.

c. Les sebkhas

Se sont de vastes étendues de vase salées ou de sols salés hydromorphes nus de la Garaet Tarf et Sebikha.

d. Les alluvions

Leurs formations anciennes correspondent à des terres arables des limons sombres ainsi que les zones planes cultivables, tandis que les plus récentes formées de sable de graviers de limons gris et de gros galets sont placées aux débouchés des oueds.

e. Les formations dunaires

Il s'agit d'accumulations peu élevées de poussière de sable fin et de petit débris de coquilles se développant autour de Garaet EL Tarf et es Sbikha.

f. Les éboulis à blocs

Ils sont localisés aux massifs montagneux de l'anticlinal de Khenchela du synclinal de dj Aurès de dj Chattaia et dj Tafrennt, il s'installe aux pieds des corniches calcaires ou gréseuses.

II.2 Géologie locale

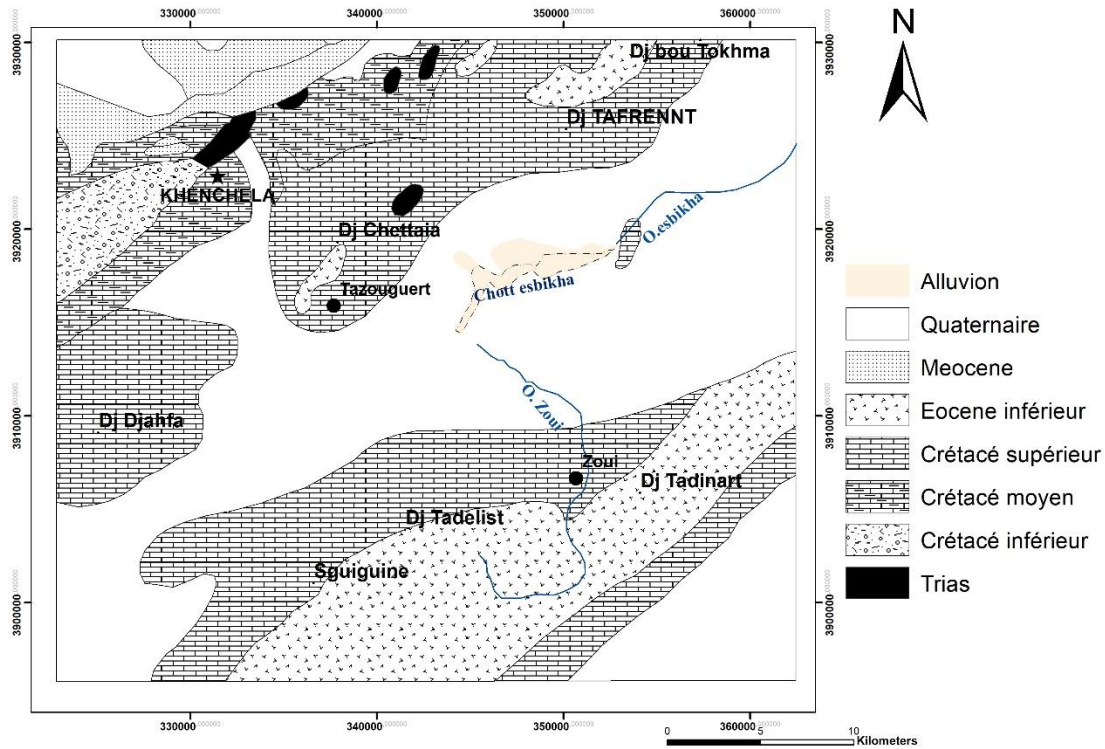
Les formations géologiques selon leur nature lithologique définissent les différentes unités hydrogéologiques.

Du point de vue lithologique, la zone étudiée comprend de bas en haut les formations suivantes (Figure II.2) :

II.2.1 Quaternaire

Les dépôts quaternaires sont d'origine continentale et occupent d'importantes surfaces. Ils se sont développés essentiellement dans les parties bordant les massifs montagneux. On y rencontre des éboulis à blocs, éboulements et glacis polygéniques. Dans les zones basses telles les vallées et les sebkhas, terrasses et sols salés hydromorphes. On y trouve une croûte calcaire villafranchienne, perché, entaillé et probablement karstifié ainsi que des tufs carbonatés, liés à quelques sources hydrothermales.

Donc le quaternaire recouvre la majeure partie de la plaine d'El-mahmel. Le bassin étant fermé, il a recueilli tous les produits de l'érosion des reliefs environnants. Sédimentation est en majeure partie sableuse, limoneuse ; avec une proportion importante de gypse. On y trouve également des intercalations de : graviers, avec de gros galets.



Source : la carte géologique Nord-est de l'Algérie 1 :500000

Figure II.2 : carte géologique du bassin d'Essbikha-El-Mahmel

II.2.2 Crétacé

Il correspond aux formations carbonatées situées surtout au nord de la plaine (Djebel Tafrent) en trouve :

- **Maestrichtien** : il correspond à des calcaires à des nodules de silex et une alternance de marnes et de calcaires.
- **Campanien** : correspond essentiellement à des marnes et des calcaires crayeux.
- **Santonien** : constitué par une série marneuse, d'une formation à caractère récifal et béchique
- **Coniacien** : correspond essentiellement à des marnes grises et marneuses calcaires.
- **Turonien** : en a le turonien supérieur constitué de marnes et de calcaires noduleux .le turonien basal correspond à de marnes à intercalations de marne calcaire

II.2.3 Trias diapirique

Le Trias correspond aux terrains les plus anciens des zones externes de la chaîne Alpine. Il est essentiellement évaporitique et se présente sous forme de structure diapirique et en lames injectées le long des accidents tectoniques. Les affleurements d'extension et de constitution variable, perçant leur couverture mésozoïque et cénozoïque de façon anormale, s'observent en plusieurs dizaines de points dans les Aurès, ou sur ses bordures. Le trias dans la zone d'étude se trouve à l'est de djebel chetaia ou on observe un pointement triasique en forme décroissante allant d'ain karima au djebel tarf sur une longueur de 12 km et une largeur de 02 km. Il est en contact anormal avec le Turonien et le Sénonien supérieur.

Le diapir de tazouguert est formé par des argiles varicolores et gypses chaotiques à glaçon avec passage des marnes calcaires et cargneules. (J.M. Villa 1973)

II.3 Cadre hydrogéologique

II.3.1 Identification du système aquifère

L'hydrogéologie est définie par deux grands aquifères, l'un superficiel constitué par des dépôts de sables, argiles et gravier d'épaisseur moyenne 50 mètres. Ces formations d'affleurements et d'extension réduite ne peuvent constituer à elles seules, un aquifère important dans la région, néanmoins elles pourraient répondre aux besoins domestiques et agricoles à petite échelle. Les débits extraits n'excédant pas 10 l/s.

L'aquifère profond est constitué par les formations de calcaires avec des intercalations de marnes d'une épaisseur pouvant atteindre 135 mètres.

Les calcaires du Turonien, constitué par une alternance de calcaires et de marnes (150 mètres) peuvent-être aussi un aquifère potentiel dans la région, cependant son importance hydrogéologique ne peut être connue que par un forage de reconnaissance.

❖ Dépôts Quaternaires :

L'aquifère Quaternaires est constitué par des dépôts de sables, argiles et gravier d'épaisseur moyenne 50 mètres. Ces formations d'affleurements et d'extension réduite ne peuvent constituer à elles seules, un aquifère important dans la région, néanmoins elles pourraient répondre aux besoins domestiques et agricoles à petite échelle. La surface du niveau statique de cette nappe est en communication directe avec le réseau hydrographique superficiel.

Les débits extraits n'excédant pas 10 l/s et les rabattements peuvent atteindre 22 mètres pour un niveau statique très proche de la surface du sol (inférieur à 10 mètres).

❖ **Dépôts Maestrichtien**

L'aquifère Maestrichtien est constitué par un ensemble de calcaires avec des intercalations de marnes d'une épaisseur pouvant atteindre 135 mètres.

Cet aquifère pourrait constituer localement un bon réservoir pour les eaux souterraines, toutefois son importance hydrogéologique dépend étroitement du degré de fissuration des calcaires qui le constituent. Les potentialités de la nappe du Maestrichtien sont relativement importantes comme nous le montre le forage TZ7 qui donne un débit de 28 l/s pour un rabattement de 39 mètres.

❖ **Dépôts Turonien :**

Le Turonien supérieur constitué par une alternance de calcaires et de marnes (150 mètres) peut-être lui aussi un aquifère potentiel dans la région, cependant son importance hydrogéologique ne peut être connue que par un forage de reconnaissance.

II.3.2 Carte piézométrique

La carte piézométrique d'un aquifère représente à un temps donné la distribution spatiale des charges et des potentiels hydrauliques. Elle est basée sur des mesures piézométriques reportée sur un fond topographique. Les courbes obtenues en hydroisohypses permettent de déduire les écoulements qui s'opèrent dans l'aquifère.

La carte piézométrique réalisée (Figure II.3) est basée sur les données (**Boubelli, 2009**). La nappe présente des divers sens d'écoulements : Nord-Sud, Est-Ouest, Sud-Nord et Ouest-Est ; c'est-à-dire une convergence de ces derniers vers la partie centrale de la plaine.

La direction principale de l'écoulement se fait globalement des affleurements calcaires vers les périmètres irrigués (chott).

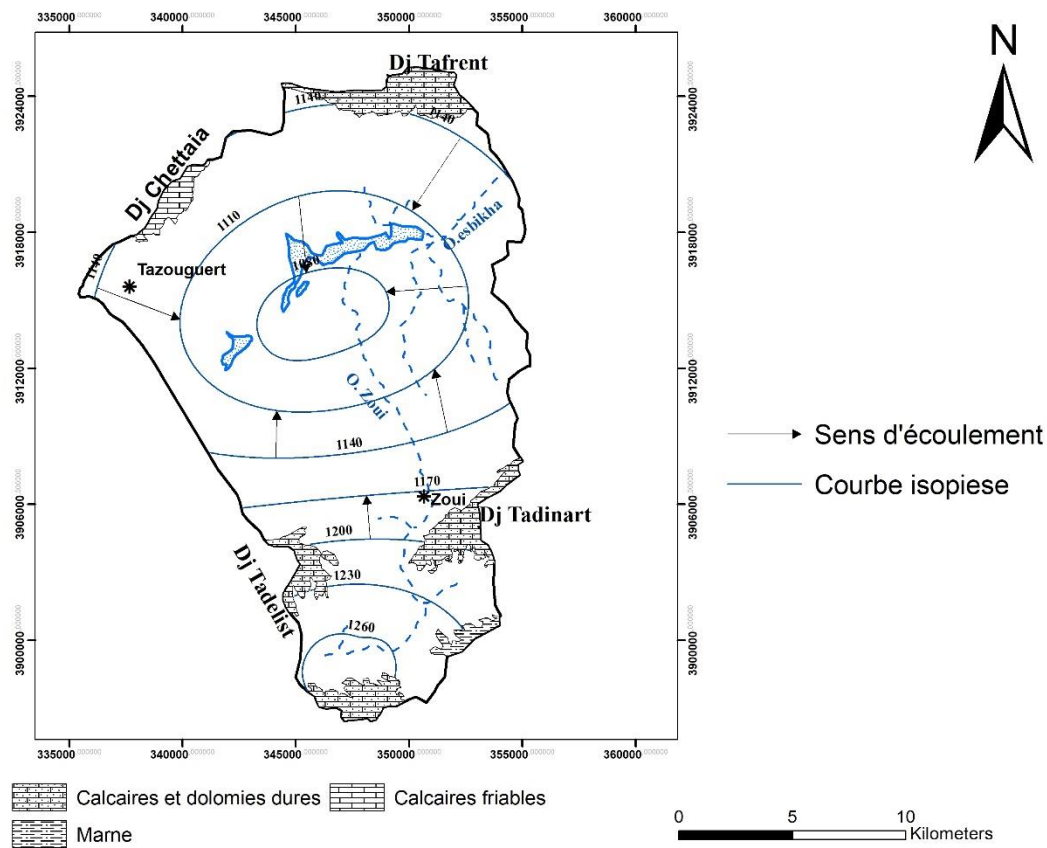


Figure II.3 : carte piézométrique de la zone d'étude

Conclusion

La zone d'étude se présente comme un bassin sédimentaire dont la série stratigraphique est constituée par une alternance des marnes cénomaniennes et des marnes et calcaires du Turonien, sur laquelle dépose une bande calcaire qui représente le Maëstrichtien pour trouver au sommet des dépôts sableux, limoneux et des graviers avec de gros galets qui représente le quaternaire. La zone d'étude est définie par deux grands aquifères, l'un superficiel constitué par des dépôts de sables, argiles et gravier d'épaisseur moyenne 50 mètres et l'autre profond constitué par les formations de calcaires avec des intercalations de marnes d'une épaisseur pouvant atteindre 135 mètres.

CHAPITRE III

Etude

Hydro climatique

Introduction

La climatologie constitue un facteur important pour la connaissance du devenir des précipitations. Elle repose sur l'interprétation des données des paramètres climatiques mesurés durant une période bien définie, permettant ainsi d'estimer les différentes composantes du bilan hydrique. Ce dernier est nécessaire pour comprendre le fonctionnement d'un système hydraulique de surface, impliquant la connaissance des paramètres suivants : (les précipitations, la température, l'évapotranspiration, l'infiltration et le ruissellement), qui conditionnent ce bilan (**Reminiéras, 1986**).

Cette étude climatique débouchera sur un calcul de bilan en exploitant les données et en utilisant les méthodes adaptées à la région.

La connaissance des facteurs climatiques (précipitations, températures,...) est indispensable pour quantifier les ressources en eaux, de surface et de déterminer la part de l'eau qui s'infiltré dans les nappes, constituant ainsi les eaux nécessaires utilisables.

Notre étude est basée sur les données disponibles de la station d'El Hamma dont les coordonnées sont représentées dans le tableau III.1.

Tableau III.1 : Les coordonnées géographiques de la station d'El Hamma

Station	Coordonnées			Périodes de mesure	Paramètres mesurés
	X	Y	Z		
El Hamma	35°28'N	07°05'E	982.5	1997-2017	P et T

(ONM, El Hamma)

III.1 Les précipitations

Généralement, nous englobons sous le terme de « précipitations », toutes les eaux qui tombent à la surface de la terre sous forme liquide ou solide (pluies, neige, grêle ...).

Les précipitations sont évidemment le facteur essentiel des régimes hydrologiques puisqu'elles constituent la matière première des débits.

Nous intéresserons dans cette étude uniquement aux précipitations liquides (pluies), qui constituent le facteur primordial dans le comportement hydrologique de la région.

III.1.1 Les Précipitations annuelles et leurs variabilités

Les données des précipitations recueillies à la station d'El Hamma durant 21 ans allant de 1997 à 2017, sont représentées sur le tableau III.2.

Tableau III.2 : Variation des précipitations annuelles à la Station d'El Hamma
(1997-2017)

Année	Précipitations (mm)	Année	Précipitations (mm)
1997	38,17	2008	43,25
1998	34,42	2009	51,28
1999	43,03	2010	44,09
2000	25,99	2011	52,19
2001	29,78	2012	32,36
2002	34,75	2013	42,93
2003	45,85	2017	35,08
2004	51,55	2015	42,22
2005	30,72	2016	26,53
2006	48,63	2017	23,00
2007	42,35	-	-

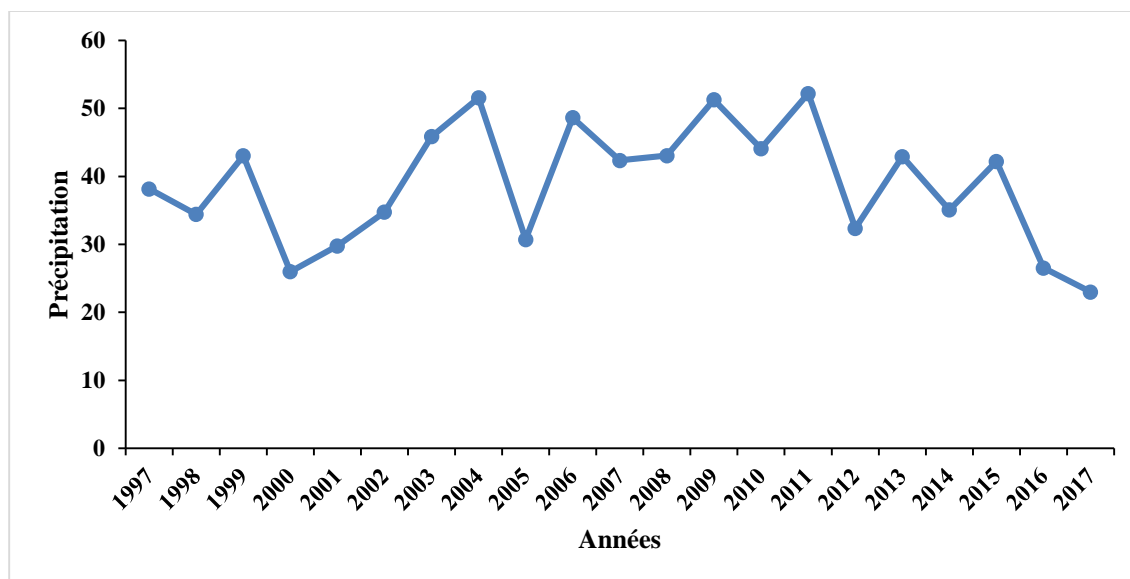


Figure III.1 : Variation des précipitations annuelles à la Station d'El Hamma (1997-2017)

D'après le tableau III.2 et la figure III.1 nous remarquons que les moyennes annuelles des précipitations durant la période d'étude varient d'une année à une autre avec un maximum de 52.19 mm atteint en 2011 et un minimum de 23 mm atteint en 2017. Ceci va surement influencer le régime hydrologique.

III.1.2 Les précipitations mensuelles et saisonnières

Les valeurs moyennes mensuelles des précipitations représentées sur le tableau III.3 et la figure III.2 indiquent que le mois le plus arrosé est celui de Mai avec une précipitation moyenne mensuelle de 63.08 mm par contre le mois le plus sec correspond à celui de Juillet avec une précipitation moyennée mensuelle de l'ordre de 15.79 mm.

Tableau III.3 : Précipitations moyennes mensuelles à la station d'El Hamma (1997-2017)

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août
P(mm)	52.99	37.95	39.26	42.78	37.5	29.72	40.07	45.94	63.08	27.30	15.79	35.04

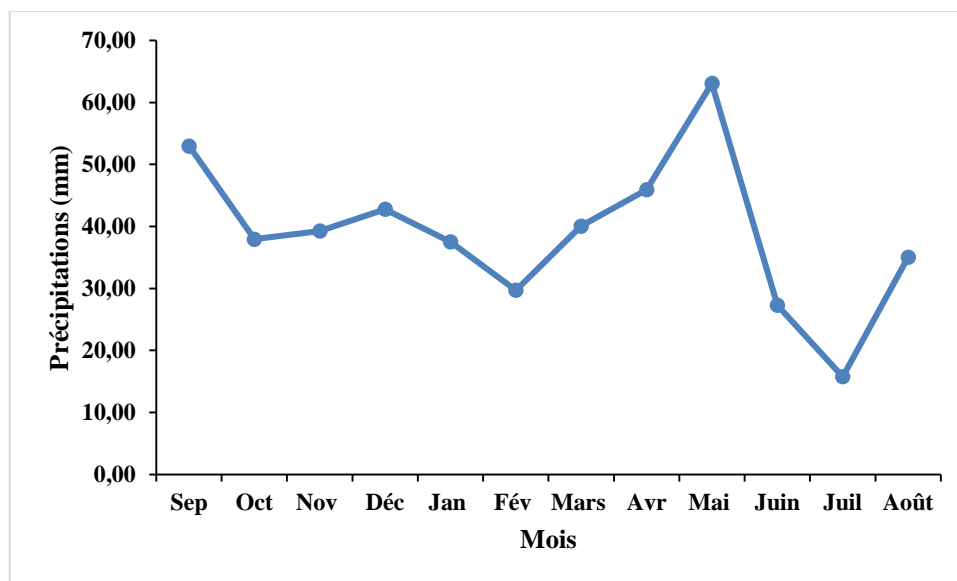


Figure III.2 : Variation des précipitations mensuelles à la Station d'El Hamma (1997-2017)

La répartition des précipitations selon les saisons se fait comme montre deux périodes :

- Une période humide s'étendant du mois de septembre au mois de Mai, c'est à dire pendant les trois saisons automne, hiver et printemps avec une moyenne maximale de 149.09 mm en Printemps.
- Une période sèche qui correspond aux mois de juin, juillet et août avec une précipitation moyenne de 78.12 mm.
- Il en découle que près de 3/ 4 des précipitations tombent en une période humide avec un maximum de pluviométrie de 31.90 % en printemps et un minimum en été soit 16.71 % des précipitations annuelles.

Tableau III.4 : Répartition saisonnière des précipitations à la station d'El Hamma (1997-2017)

	Automne	Hiver	Printemps	Eté	somme
P (mm)	130.20	110	149.09	78.12	467.40
(%)	27.85	29.53	31.90	16.71	100

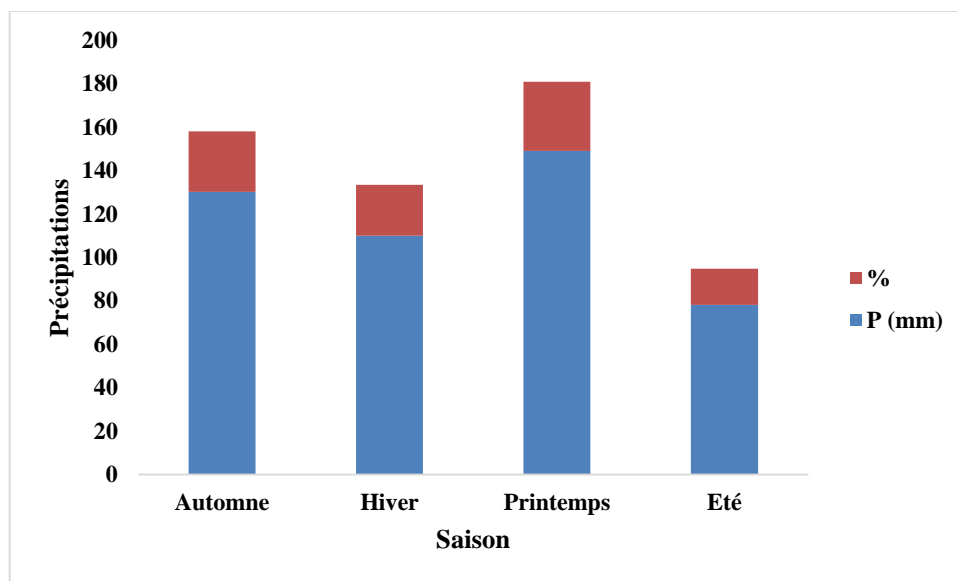


Figure III.3 : Variation des précipitations saisonnières à la Station d'El Hamma (1997-2017)

III.2 Les températures

La température est un facteur très important, car elle conditionne l'évaporation.

L'analyse des données de la température est basée sur les données relevées au niveau de la station d'El Hamma de 1997 jusqu'à 2017.

Les températures mensuelles, on note, que le mois le plus froid est de Janvier avec une température moyenne mensuelle de 6.57 °C par contre le mois le plus chaud est le mois de Juillet avec une température moyenne mensuelle de 26.92 °C.

Tableau III.5 : Température moyenne mensuelle à la station d'El Hamma (1997-2017)

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août
T°C min	15,37	11,35	6,40	3,28	2,51	2,38	4,88	7,80	11,61	15,93	18,96	18,58
T°C moy	21,51	16,87	11,11	7,35	6,57	7,27	10,50	13,92	18,41	23,45	26,92	26,23
T°C max	27,71	22,48	15,90	11,74	11,69	12,22	16,17	20,10	25,23	30,98	34,83	33,90

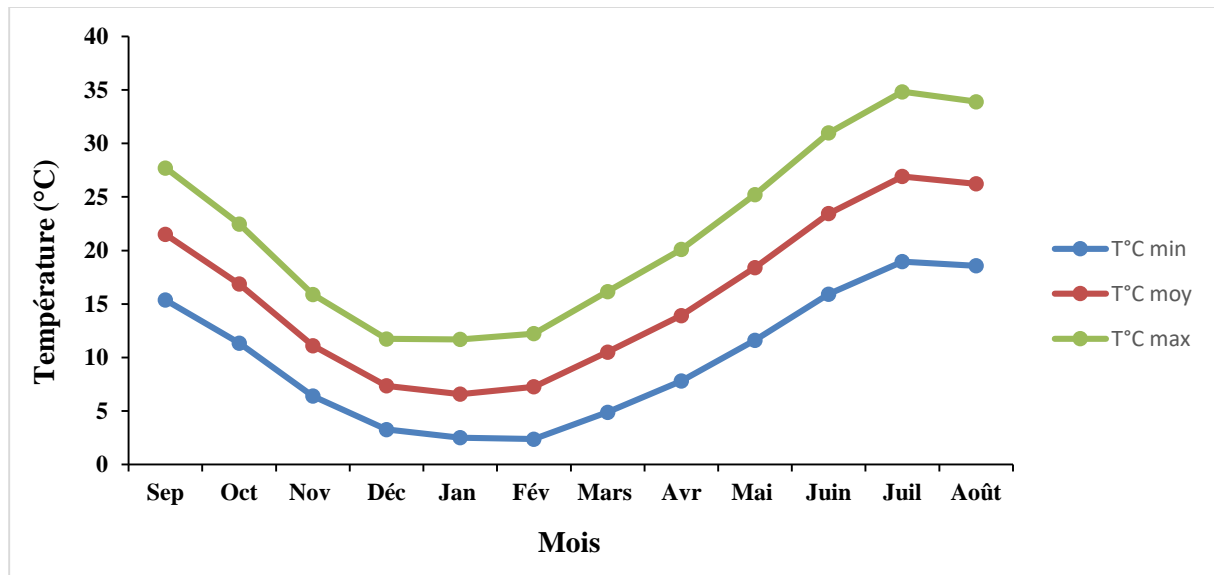


Figure III.4 : variation des températures mensuelles à la station d'El Hamma (1997-2017)

III.3 Synthèse climatique

3.3.1 Diagramme Ombrothermique de Gaussen et Bagnouls

La combinaison des deux principaux facteurs climatiques, la température et les précipitations est intéressante dans la mesure où elle permet de déterminer les mois véritablement secs. Cette relation permet d'établir un graphe dit Ombrothermique sur lequel les températures sont portées à l'échelle double des précipitations (Gaagai, 2009).

Selon Gaussen et Bagnouls, un mois sec est celui où le total des précipitations (mm) est inférieur ou égal au double de la température moyenne (Hamida, 2004).

Le diagramme ombrothermique à la station d'El Hamma montre l'existence de deux saisons (figure III.5) :

- ❖ l'une humide et froide qui s'étale du début de Septembre jusqu'au mois de Mai.
- ❖ Et l'autre sèche et chaude, elle s'étale du mois de Mai jusqu'au mois de septembre.

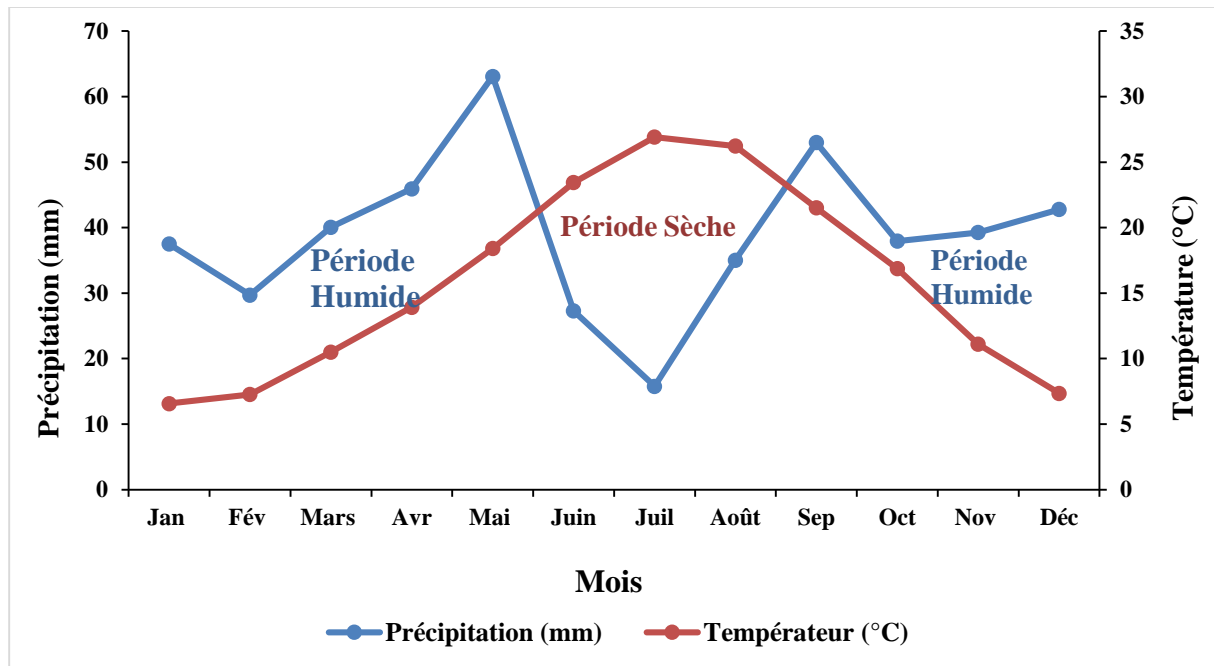


Figure III.5 : Diagramme Ombrothermique de Gaussen et Bagnouls à la station d'El Hamma (1997-2017)

III.3.2 Indice d'aridité de Martonne

En 1925 Emmanuel De Martonne a proposé une formule climatologique permettant le calcul d'un indice dit indice d'aridité (Ia). Cet indice est fonction de la température (T en °C) et des précipitations (P en mm) et permet de déterminer le type de climat qui caractérise la zone d'étude. Ce paramètre se calcule selon la formule suivante :

$$Ia = \frac{P}{T+10} \quad (III.1)$$

Avec :

Ia : indice d'aridité

P : précipitations cumule annuelles (mm).

T : températures moyennes annuelles (°C).

Les valeurs de l'indice permettent déterminer le climat selon le classement suivant :

Quand

- $I < 5$ \longrightarrow le climat est hyperaride
- $5 < I < 7.5$ \longrightarrow le climat est désertique
- $7.5 < I < 10$ \longrightarrow le climat est steppique
- $10 < I < 20$ \longrightarrow le climat est semi-aride
- $20 < I < 30$ \longrightarrow le climat est tempéré
- $I > 30$ \longrightarrow le climat est humide.

Le calcul du quotient $I_a = P/(T+10)$ de la période 1997-2017 nous a permis de donner une idée sur le type de climat et ses fluctuations interannuelles. Pour la station d'El Hamma, cet indice est égale à : $I_a = 18.09$, ce qui permet de dire que le climat est de type semi-aride (Figure III.6).

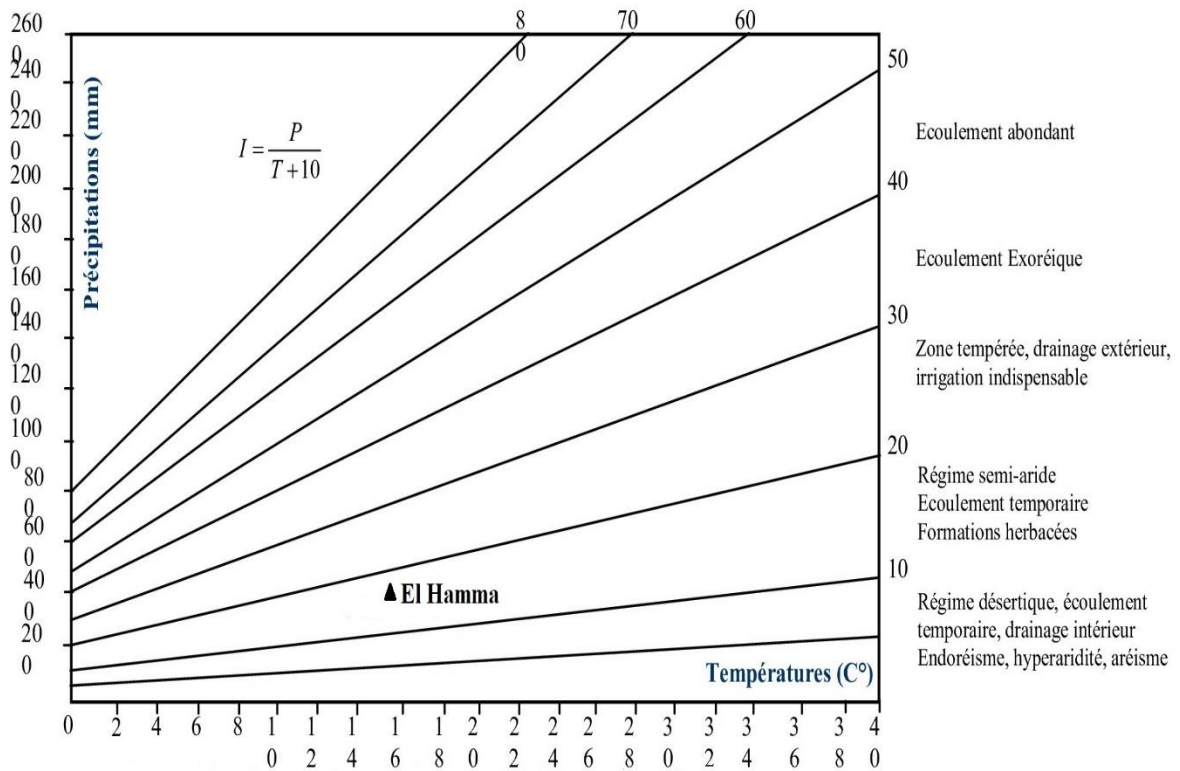


Figure III.6 : Abaque de l'indice d'aridité annuel de De Martonne

L'indice d'aridité peut être calculé par mois :

$$I = \frac{12p}{(t+10)} \quad (III.2)$$

Où

I : Indice d'aridité mensuel

P : Précipitations moyennes mensuelles en mm

T° : Température moyenne mensuelle en °C.

Le tableau III.6 donne les valeurs de l'indice d'aridité mensuel.

Tableau III.6 : Indices d'aridité mensuels (I)

Mois	I	Étage bioclimatique
Septembre	20.18	Tempéré
Octobre	16.95	Semi-aride
Novembre	22.32	Tempéré
Décembre	29.59	Tempéré
Janvier	27.16	Tempéré
Février	20.65	Semi-aride
Mars	23.45	Tempéré
Avril	23.04	Tempéré
Mai	26.65	Tempéré
Juin	9.79	Steppique
Juillet	5.13	Désertique
Août	11.61	Semi-aride

III.3.3 Le diagramme de Louis Emberger

Pour préciser l'étage bioclimatique de la région, nous employons le Climagramme de L. Emberger (Figure III.7) sur lequel nous avons reporté les données relatives à la station d'El Hama avec en abscisse la moyenne de la température minimale (en °C), et en ordonnée Q_2 donné par la formule suivante :

$$Q_2 = \frac{2000P}{M^2 - m^2} \quad (\text{III.3})$$

Avec :

P : Précipitations annuelles en mm ;

M : Moyenne des températures maximales du mois le plus chaud en degré absolu (°k) ;

m : Moyenne des températures minimales du mois le plus froid en degré absolu (°k),

($T^{\circ}k = T^{\circ}C + 273,15$) ;

Tableau III.7 : Coefficient pluviométrique d'Emberger

P (mm)	M		m		Q2	Etage bioclimatique
	°C	°k	°C	°k		
467.40	34.83	307,98	2.38	275,53	49.37	Sub-aride

III.4 Le bilan hydrique

Le bilan de l'eau global correspondant à une équation d'équilibre entre les apports et les pertes qui influent directement sur la variation des réserves. Ainsi pour déterminer le bilan de la zone d'étude, il est indispensable d'évaluer ses composantes (infiltration, ruissellement et évapotranspiration) (Boubelli, 2009).

III.4.1 Étude de l'évapotranspiration

L'évaporation est la restitution de l'eau sous forme de vapeur quelle que soit sa nature, à l'atmosphère. C'est un élément essentiel pour l'établissement du bilan hydrologique, et dépend de plusieurs paramètres : la température, les précipitations, l'humidité de l'air, le couvert végétal.

L'évapotranspiration englobe l'ensemble des phénomènes d'évaporation (physique) et transpiration (biologique).

On distingue : d'évapotranspiration potentielle (ETP) et l'évapotranspiration réelle (ETR).

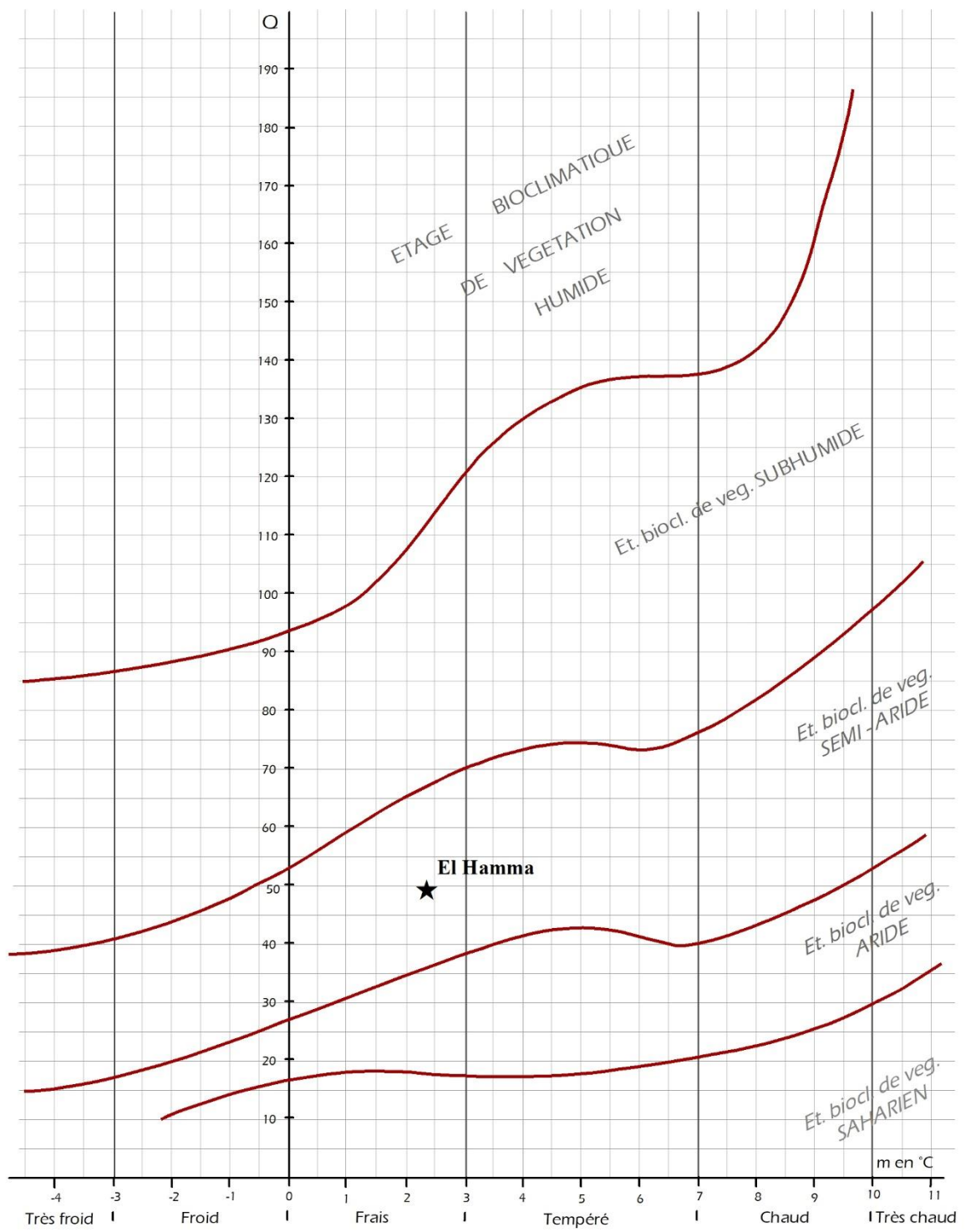


Figure III.7 : Climagramme pluviométrique d'Emberger

III.4.1.1 Estimation de l'ETP (l'évapotranspiration potentielle)

L'évapotranspiration potentielle est la quantité d'eau qui serait évaporée et transpirée si les réserves en eau étaient suffisantes pour compenser les pertes maximales.

G.W. Thornthwaite proposa en 1948 une expression pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle en tenant compte seulement de la température mensuelle. Le développement de cette expression donne la formule suivante :

$$ETP = 16 \left(\frac{10 \cdot t}{I} \right)^a * k \quad (III.4)$$

Avec :

$$i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1.514} \quad I = \sum_1^{12} i \quad a = \left(\frac{1.6}{100} \right) * I + .05$$

ETP : évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle (mm) ;

i : Indice thermique mensuel ;

a : paramètre arbitraire lié à la température ;

I : Somme des indices thermiques mensuels ;

t : Température moyenne mensuelle (c°) ;

K : coefficient d'ajustement mensuel.

III.4.1.2 Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR)

L'évapotranspiration réelle s'identifie au déficit d'écoulement et peut se calculer à partir de nombreuses formules qui induisent l'utilisation de deux paramètres climatiques à savoir : la pluviométrie et la température. L'évapotranspiration réelle est liée à la quantité de pluie tombée dans le bassin et de la réserve maximale en eau du sol.

a. Formule de Turc

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (III.5)$$

$$\text{Où } L = 300 + 25T + 0.5 T^3$$

Avec :

ETR : Evapotranspiration réelle annuelle en mm ;

P : Précipitation annuelle en mm ;

T : Température moyenne annuelle en °C ;

L : Pouvoir évaporant.

b. L'ETR selon la C.W .Thornthwaite

On obtient l'ETR pour l'un des cas suivants :

si $-P < ETP \longrightarrow$ (1) suffisant \longrightarrow $ETR = ETP$

(2) insuffisant égale à (0) $ETR=P+RFU$ (mois précédent)

si $-P > ETP \longrightarrow ETR=ETP$

III.4.2 Estimation de la RFU (réserve facilement utilisable)

Selon G.Gastany lorsque les quantités d'eau provenant des pluies dépassent celles perdus par l'évapotranspiration, le surplus est stocké et constitue ce qu'on appelle réserve facilement utilisable (RFU). $RFU = (P-ETP) + RFU$ (mois précédent)

L'estimation de ce paramètre a été faite par l'application de la formule de Hallaire 1960 (Gouaidia 2008).

$$RFU = \frac{1}{3} * Da * He * P \quad (III.6)$$

Da : densité apparente du sol, $Da = 1.4$

He : humidité équivalente en %, estimée à 25 %.

P : profondeur de la couche traversée par les racines, estimée à 22 cm

RFU = 26 mm

Tableau III.8 : Bilan hydrique selon C.W.Thornthwaite à la station d'El Hamma (1997-2017)

Mois Paramètre	Jan	Fèv	Mars	Avr	Mai	Jui	Juil	Août	Sep	Oct	Nov	Dec	Total
P (mm)	37.5	29.72	40.07	45.94	63.08	27.30	15.79	35.04	52.99	37.95	39.26	42.78	467.42
T (°c)	6,57	7,27	10,50	13,92	18,41	23,45	26,92	26,23	21,51	16,87	11,11	7,35	
K	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85	
i	1.5	1.8	3.1	4.7	7.2	10.4	12.8	12.3	9.1	6.3	3.3	1.8	74.3
ETP (mm)	11.32	13.12	29.57	50.36	89.64	134.87	173.07	156.22	99.23	62.0	27.16	13.36	859.92
RFU (mm)	26	26	26	21.58							12.10	26	
ETR (mm)	11.32	13.12	29.57	50.36	84.66	27.30	15.79	35.04	52.99	37.95	27.16	13.36	398.6
EXC (mm)	26.18	16.6	10.5									15.5	68.82
DA (mm)					4.98	107.57	157.28	121.18	46.24	24.05			461.32

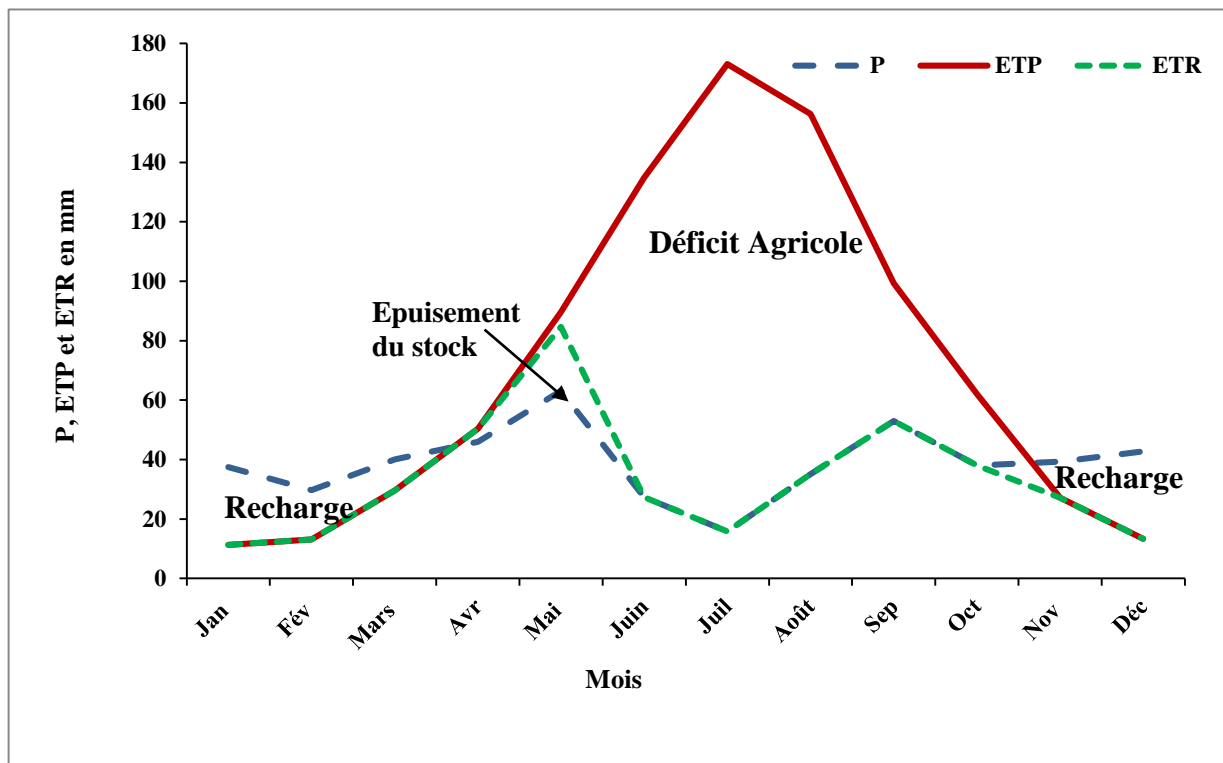


Figure III. 8 : Bilan hydrique à la station d'El Hamma (1997-2017)

III.4.3 Interprétation du bilan d'eau de Thornthwaite

Le bilan hydrique est un moyen de connaître les réserves et de suivre leur évolution au cours de l'année hydrologique.

La période de reconstitution des réserves commence dès que la pluie est supérieure à l'évaporation ($P > ETP$).

Les résultats obtenus du bilan hydrique de C.W.Thornthwaite de la station d'El Hamma (tableau (IV.8) et figure (IV.8)), montrent que :

- L'évapotranspiration potentielle (ETP) atteint son minimum au mois de janvier 11.32 mm et son maximum au mois de juillet 173.07 mm, ce qui produit un déficit agricole de 157.29 mm, nécessitant une irrigation pour les zones de culture. L'ETP total est de l'ordre de 859.92 mm.
- L'Evapotranspiration réelle (ETR) totale est de 398.6 mm.
- Lorsque la réserve facilement utilisable (RFU) est pleine, il y a un surplus d'eau accompagné par un ruissellement et quand elle a tendance à diminuer et au point qu'il sera carrément vide, il y aura un épuisement du stock et par conséquent un déficit agricole avec une moyenne annuelle de 461.32 mm.

- L'excédent annuel est égal à 68.82 représentant 14.72 % des précipitations annuelles.

III.4.3.1 Ruissellement

Estimer à partir de la formule de Tixeront – Berkaloff qui est la suivante :

$$R = \frac{P^3}{3 \cdot ETP^2} \quad (III.7)$$

Avec :

R : ruissellement en mm ;

P : précipitation moyenne annuelle en mm ;

ETP : évapotranspiration potentiel en mm/an.

Tableau III. 9 : Résultats des calculs de ruissellement par la Formule de Tixeront Berkaloff

Paramètres	P (mm)	ETP (mm)	R (mm)	R (%)
Résultats	467.42	859.92	46.03	9.85

III.4.3.2 L'infiltration efficace

D'après le bilan hydrologique l'infiltration efficace est exprimée par la formule suivante :

$$P = ETR + R + I_e \quad I_e = P - ETR - R \quad (III.8)$$

Avec : **P** : précipitation moyenne annuelle en (mm) ;

ETR : évapotranspiration réelle en (mm/an) ;

I_e : infiltration efficace en (mm/an) ;

R : ruissellement en (mm).

Tableau III. 10 : Résultats des calculs de l'infiltration efficace

Paramètres	P (mm/an)	ETR (mm/an)	R (mm/an)	I _e (mm/an)	I _e (%)
Résultats	467.42	398.6	46.03	22.78	4.87

Conclusion

L'analyse climatique a permis de voir que le climat est de type de semi-aride. La moyenne annuelle des précipitations, sur une période de **21 ans** (1997 – 2017), est de l'ordre de 467.42 mm/an. Les températures moyennes mensuelles varient entre un minimum au mois de Janvier 6.57°C et un maximum au mois de Juillet 26.92°C avec une moyenne annuelle de 15.84°C.

L'appréciation du bilan d'eau par la méthode de THORNTHWAITE a montré que :

L'ETP atteint son maximum au mois de Juillet (173.07 mm) et son minimum au mois de Janvier (11.32 mm).

L'évapotranspiration réelle est estimée à 398.6 mm, mobilisant 85.28% des précipitations.

Le ruissellement ne représente que 9.85 % des précipitations, ce qui représente 46.03 mm.

L'infiltration est estimée à 4.87 %, ce qui permet de percoler 22.78 mm.

Le déficit des précipitations pour satisfaire l'évapotranspiration potentielle ETP est de l'ordre de 461.32 mm an répartie du mois de Mai jusqu'au mois d'Octobre, ce qui donne une idée sur l'irrigation nécessaire des terres agricoles durant cette période.

CHAPITRE IV

Caractérisation hydrochimique des eaux souterraines

Introduction

L'étude de la chimie des eaux souterraines a une importance considérable, particulièrement dans les régions semi arides c'est un outil pour comprendre le fonctionnement hydrogéochimique des aquifères par la discrimination des processus chimiques qui affectent la distribution et la circulation des composés chimiques des eaux ainsi que mécanismes qui interviennent dans l'acquisition de la minéralisation des eaux.

Les méthodes hydrogéochimiques peuvent également mettre en évidence l'existence de variations lithologiques ou de structures géologiques qui ne sont pas visibles à partir d'investigations géologiques classiques. L'hydrogéochimie à travers la connaissance de la qualité des eaux est donc un paramètre important de l'étude du fonctionnement des aquifères. L'hydrogéochimie, permet de définir des familles d'eaux et de mettre en évidence des évolutions entre des eaux de composition chimique différente.

Le chimisme naturel des eaux dépend principalement de la nature des formations géologiques des milieux traversés et du temps de séjour des eaux ; en effet, l'interaction eau - roche est responsable de la modification des teneurs des éléments majeurs constitutifs (calcium, magnésium, sodium, potassium, chlorure, sulfate et bicarbonate, etc...). La recherche des contrastes de ces paramètres entre différents points de mesures facilite la mise en évidence de zones d'alimentation, de pollution ou de géologie différente.

Les concentrations de ces éléments naturels sont conditionnées aussi par divers facteurs tels que les paramètres climatiques, l'activité anthropique, les échanges entre aquifères et les eaux de surface (**Brinis, 2011 ; Zahi, 2014 et Bouderbala, 2015**).

IV.1 Matériels et moyens d'analyse

Pour cette étude, l'échantillonnage des eaux a été fait de manière à couvrir toute la zone pour une meilleure caractérisation physico-chimique des eaux et de pouvoir décrire la qualité physico-chimique des aquifères. Ces prélèvements ont été effectués selon une répartition et une fréquence qui dépend de la disponibilité des ouvrages.

Un prélèvement de 39 échantillons d'eau a été réalisé sur le bassin d'Essbikha-El-Mahmel (Figure IV.2) durant le mois de Mai 2015. Les paramètres physico-chimiques de l'eau [température (T°), potentiel d'hydrogène (pH) et conductivité électrique (CE)] ont été mesurés in situ. Les analyses chimiques (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} , K^{+} , Cl^{-} , HCO_3^{-} , SO_4^{2-} , NO_3^{-} et Sr^{2+}) ont été réalisées au laboratoire de la faculté des sciences de la terre (université de

Constantine) . Les éléments mineurs (Li^+ et Br^-) ont été effectués au laboratoire LACILAP Ain M'Lila.

Tableau IV.1 : Les méthodes utilisées pour le dosage des ions

Éléments	Méthodes d'analyse
Calcium Ca^{2+} , Chlorure Cl^- , Bicarbonate HCO_3^-	Méthode Volumétrique
Magnesium Mg^{2+} , Sodium Na^+ , Potassium K^+ et Strontium Sr^{2+}	Spectrophotomètre de flamme (Absorption atomique)
Sulfates SO_4^{2-} , Nitrates NO_3^-	Spectrophotomètre HACH-(DR2000)

IV.2 Balance ionique

Avant de traiter et d'interpréter les résultats d'analyses des eaux prélevées, il faut analyser leur fiabilité. La méthode utilisée est la Balance Ionique. Les balances ioniques ont été systématiquement vérifiées pour l'ensemble des échantillons analysés et une erreur de 10 % a été acceptée.

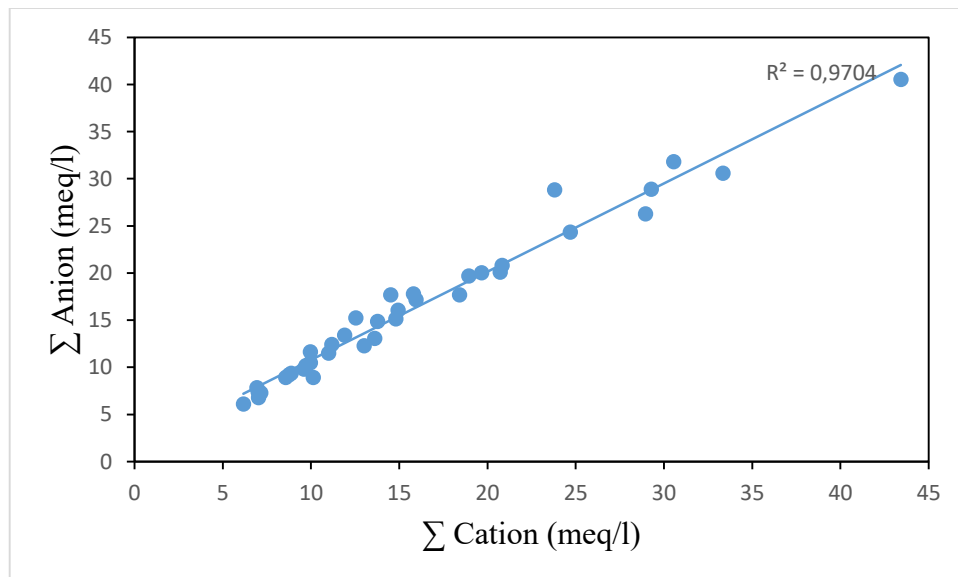


Figure IV.1 : Corrélation entre la somme des cations et la somme des anions, Mai 2015

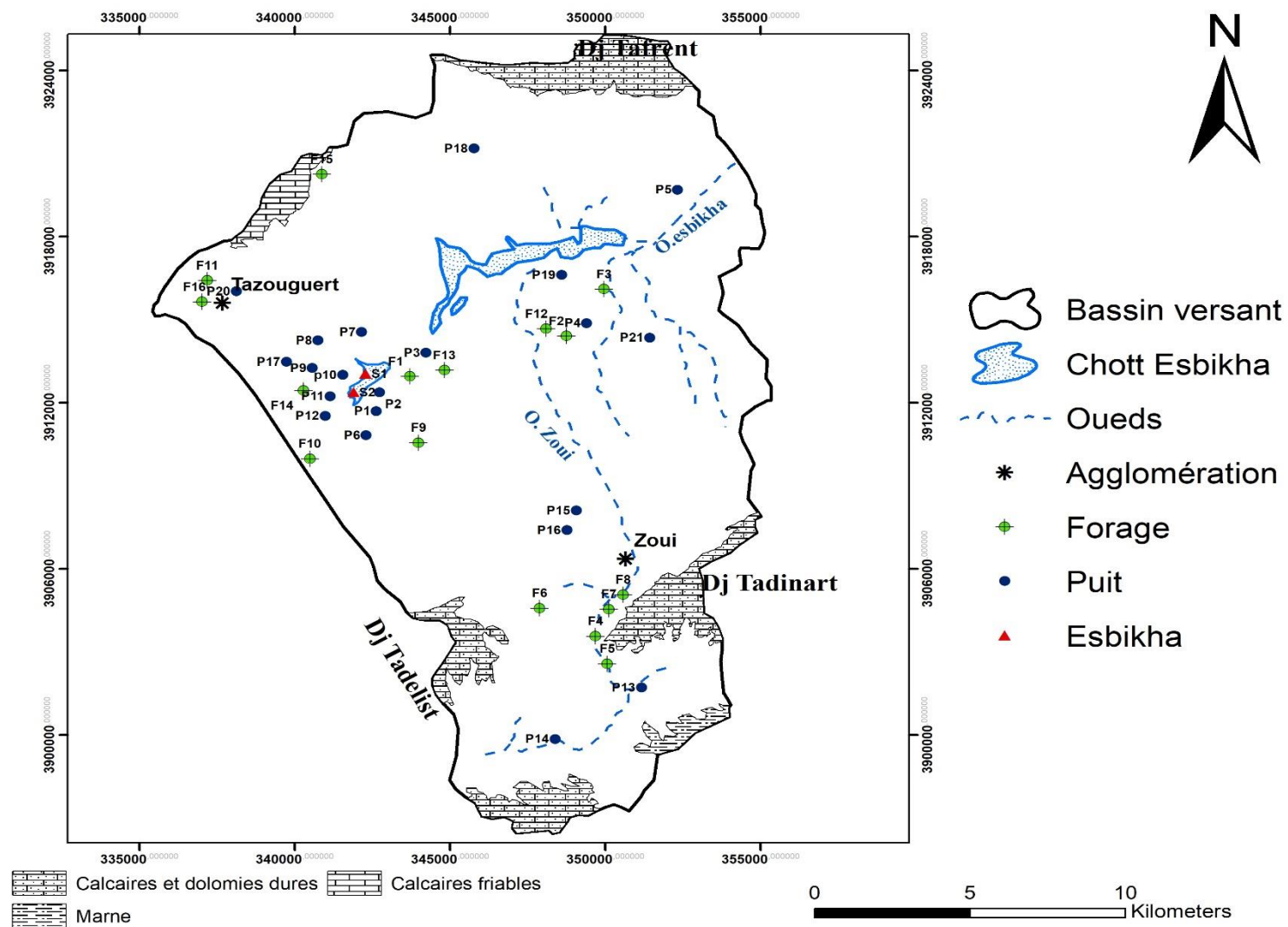


Figure IV.2 : Carte d'inventaire des points d'eau, Mai 2015

IV.3 Caractéristiques physico-chimiques des eaux

L'eau, au contact des roches, se charge en divers éléments, qui vont déterminer sa composition chimique. Les caractéristiques physico-chimiques sont un outil nécessaire à l'interprétation des changements qui affectent la qualité des eaux.

Ces caractéristiques sont : la température, le pH, la conductivité et les teneurs en éléments chimiques dissous qui vont donner aux eaux leurs caractères spécifiques

Les caractéristiques physiques et chimiques des eaux souterraines dépendent d'un certain nombre de facteurs tels que : la composition chimique et minéralogique des terrains traversés (nature minéralogique des terrains géologiques), du temps de transit et donc de la profondeur de la nappe, mais également de la nature des réactions chimiques et d'éventuelles pollutions de surface.

IV.3.1 Les Paramètre physique

IV.3.1.1 La température

La température de l'eau est un paramètre très important, elle régit les activités chimiques, bactériologiques et l'évaporation de l'eau (Zahi, 2014). Elle permet de différencier entre les eaux qui circulent en profondeur et celles qui circulent près de la surface (Mekaoussi, 2014). C'est un outil de contrôle d'éventuelles apports en eau depuis la surface ou d'éventuelles recharge par drainance ascendantes ou descendante comme c'est un moyen de contrôle d'éventuelles pollutions des aquifères.

Les eaux de bassin d'Essbikha-El-Mahmel présentent une température qui oscille entre 16 et 20 °C avec une moyenne de 18.06°C, ces températures ne dépassent pas les normes fixées par l'O.M.S (25°C).

Cette amplitude de variation de température est attribuée à la nature physique du bassin (bassin endoréique) qui est conditionne par le relief à l'altitude du point de prélèvement, à la profondeur et à la nature des nappes (nappes captives) dans la région du prélèvement.

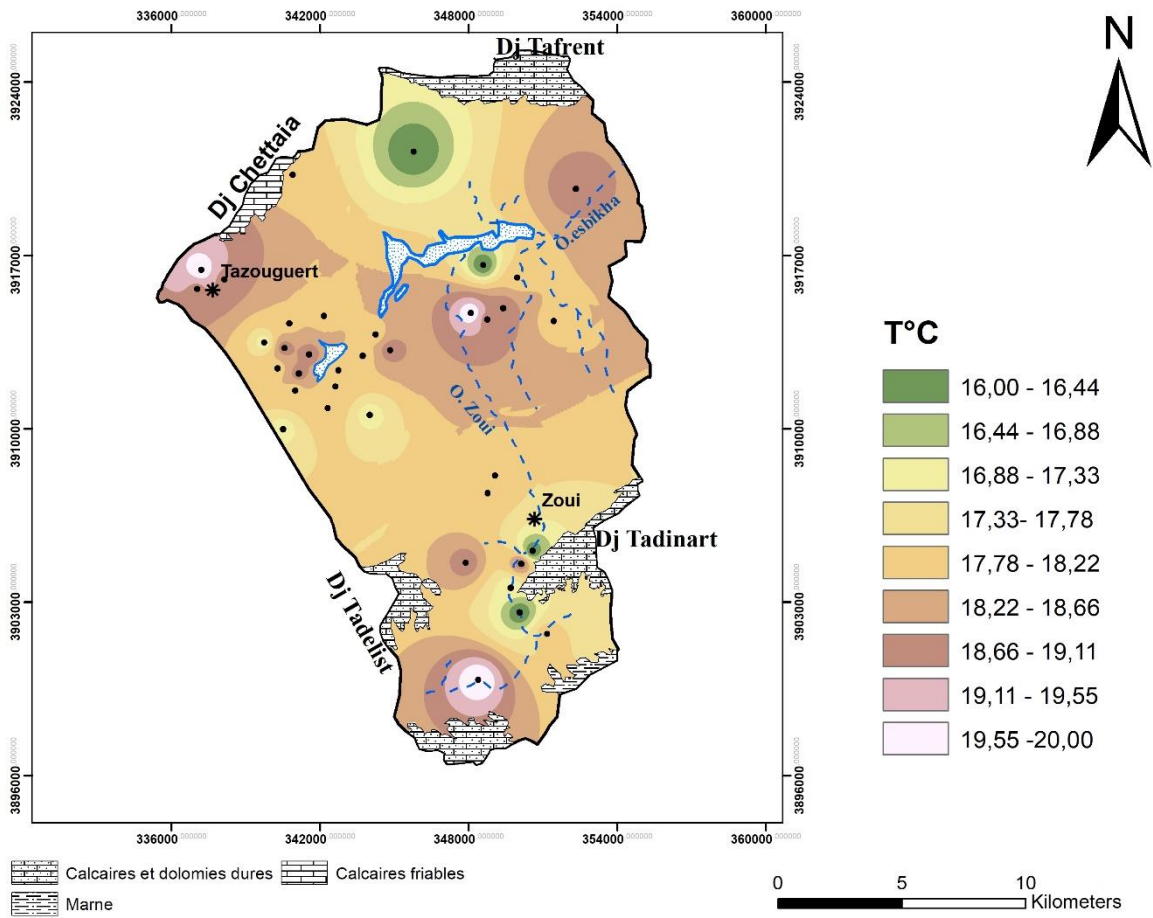


Figure IV.3 : Carte des températures °C (Mai 2015)

IV.3.1.2 Potentiel d'Hydrogène (pH)

Le pH correspond, pour une solution donnée, à la concentration d'ions d'hydrogène et exprime l'acidité ou l'alcalinité d'une eau. L'échelle des pH s'étend de 0 (très acide) à 14 (très alcalin) ; la valeur médiane 7 correspond à une solution neutre à 25°C. Le pH d'une eau naturelle peut varier de 4 à 10 en fonction de la nature acide ou basique des terrains traversés (Mekoussi, 2014).

Les valeurs du pH dans la région d'étude oscillent entre 6.5 et 8.09 avec une moyenne de 7.25, ces résultats se trouvent dans l'intervalle des normes de potabilité (6.5 < pH < 9.5).

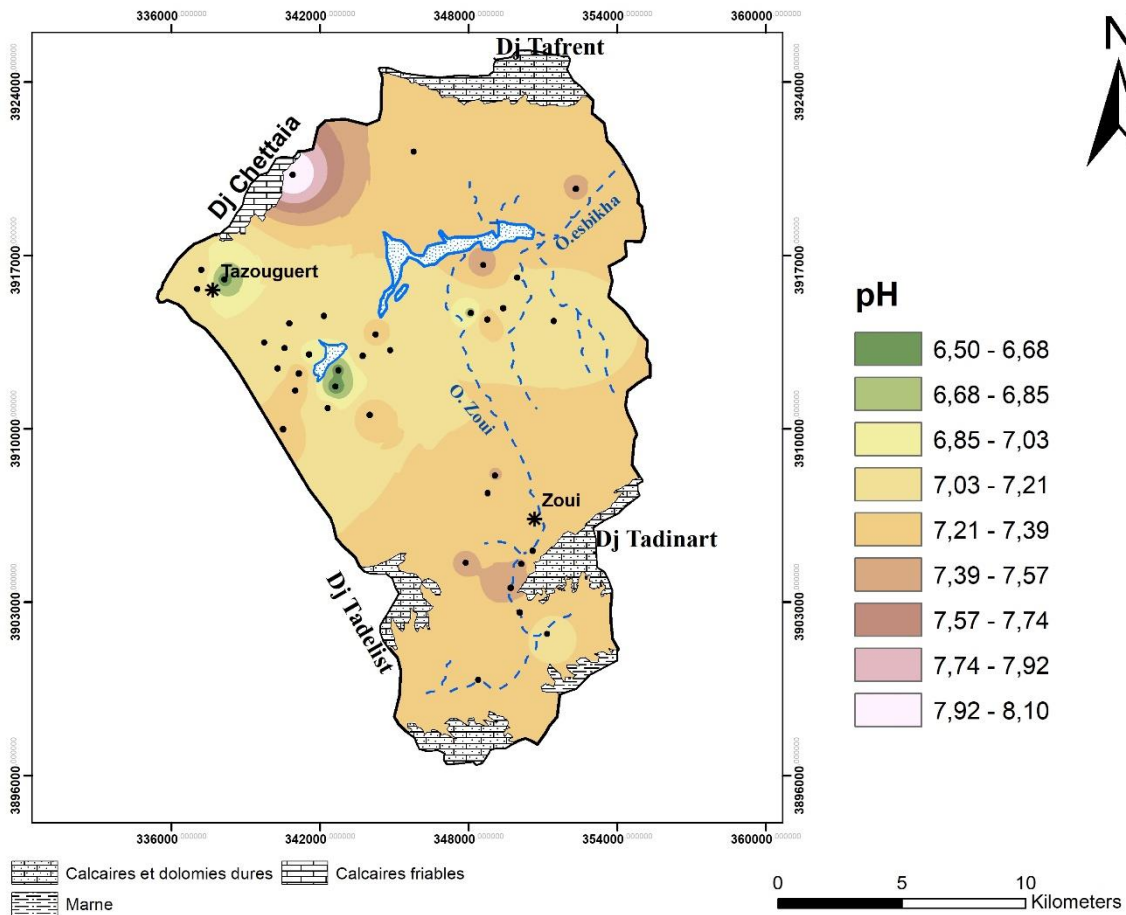


Figure IV.4 : Carte de pH (Mai 2015)

IV.3.1.3 La conductivité

La conductivité électrique d'une eau caractérise sa faculté à laisser passer le courant électrique, elle augmente avec la concentration des ions en solution et la température. C'est une mesure indirecte du degré de la minéralisation des eaux. Elle correspond à la conductance d'une colonne d'eau comprise entre deux électrodes métalliques de 1 cm² de surface, séparées l'une de l'autre de 1 cm. Elle est exprimée en $\mu\text{S} / \text{cm}$. Généralement les valeurs sont ramenées à 25° C. La conductivité, ou son inverse la résistivité, permet donc une estimation de la minéralisation des eaux.

La conductivité électrique présente des variations importantes d'un point à l'autre et oscille entre 460 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et de 4560 $\mu\text{S}/\text{cm}$ avec une moyenne de de 1678.92 $\mu\text{S}/\text{cm}$. les fortes conductivités sont enregistrées aux échantillons P3, F1, P8 et P12 avec des valeurs 4560, 4040, 3450 et 3060 $\mu\text{S}/\text{cm}$ respectivement. L'examen de la carte de la conductivité électrique (Figure IV.5) montre que les fortes conductivités se concentrent dans les périmètres irrigués (près de chott) et les faibles conductivités près des zones d'alimentation (affleurements

calcaires). Elle est évoluée, en augmentant, dans le sens d'écoulement des eaux souterraines, depuis les affleurements calcaires vers le Chott.

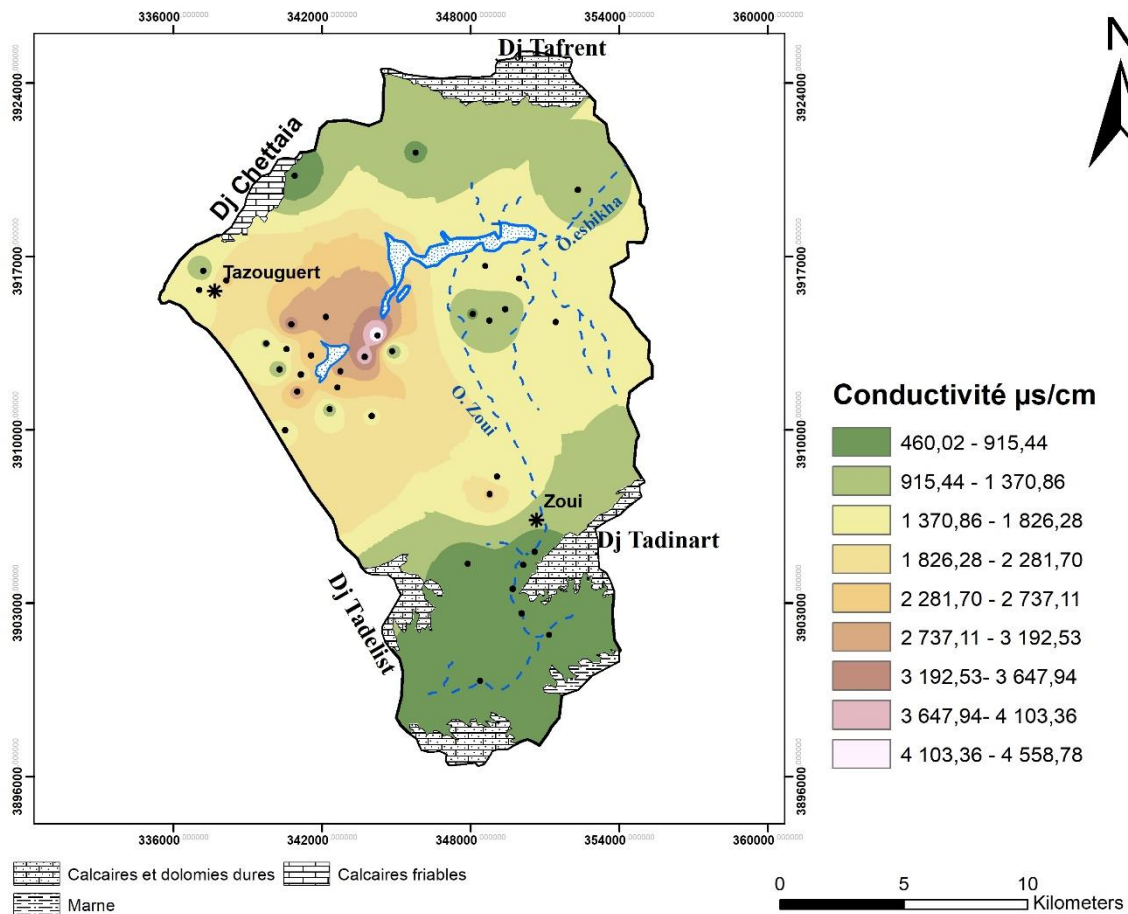
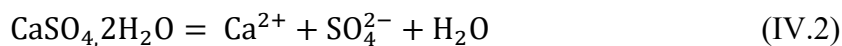


Figure IV.5 : Carte des conductivités électriques (Mai 2015)

IV.3.2 Les Paramètre chimique

IV.3.2.1 Le calcium (Ca^{2+})

Le calcium est un élément alcalinoterreux, il se trouve dans les eaux thermo-minérales circulant en milieu calcaire et aussi en particulier dans les roches calcaires sous forme de carbonate (Gaagai, 2009). Sa présence dans l'eau est liée principalement à deux origines naturelles : soit la dissolution des formations carbonatées (CaCO_3), soit la dissolution des formations gypseuses ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) selon les équations suivantes (Zahi, 2014) :



Les concentrations en calcium oscillent entre 64.13 et 376.76 mg/l avec une moyenne de 161.29 mg/l. La carte de distribution spatiale en calcium (Figure IV.6) montre que les valeurs les plus élevées sont observées au Nord-Ouest de la zone d'étude.

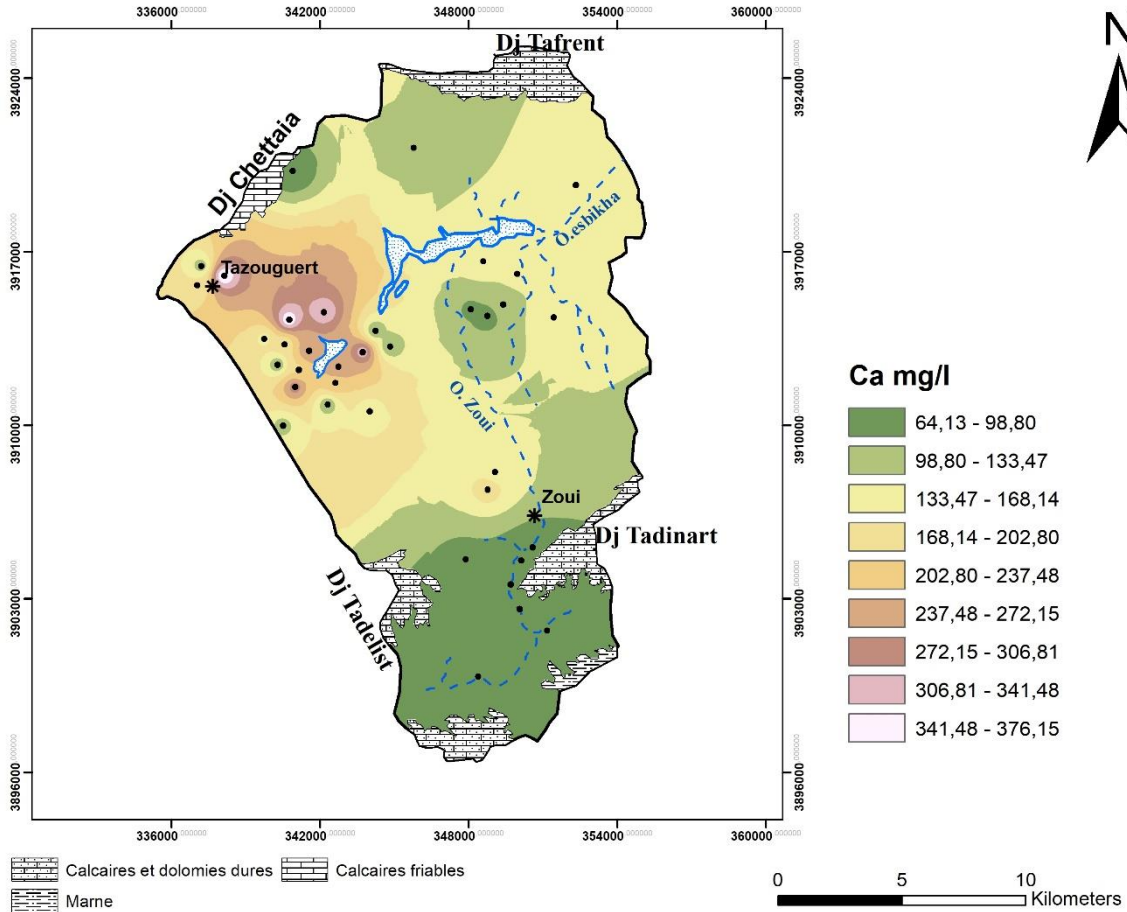
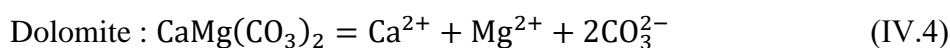
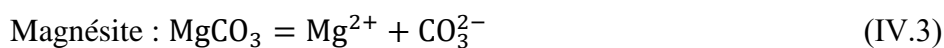


Figure IV.6 : Carte du calcium (Mai 2015)

Les eaux issues des F15, F4, P14 et P13 présentent les concentrations les plus faibles 64.13, 72.15, 72.15 et 72.15 mg/l respectivement. Par contre les eaux des P20, P8, P7 et F1 présentent les eaux à fortes concentrations dont les teneurs sont respectivement 376.76, 368.74, 344.69 et 328.66 mg/l.

IV.3.2.2 Le magnésium (Mg²⁺)

Ses origines sont comparables à celle du calcium, car il provient de la dissolution des formations carbonatées à fortes teneurs en magnésium (magnésite et dolomite) selon les relations suivantes (Zahi, 2014 ; Athamena, 2006) :



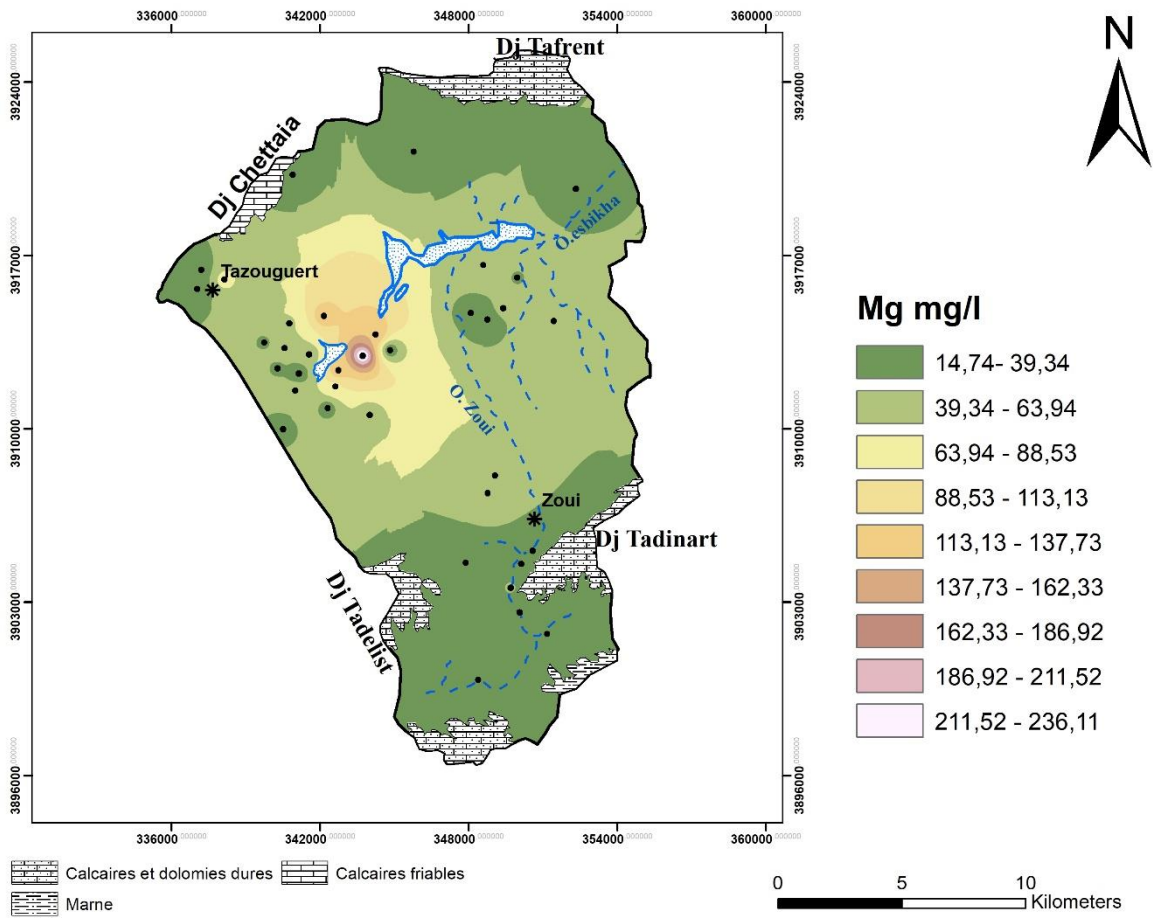


Figure IV.7 : Carte du magnésium (Mai 2015)

Les concentrations en magnésium oscillent entre 14.16 et 237.12 mg/l avec une moyenne de 51.13 mg/l.

La carte de distribution spatiale en magnésium (Figure IV.7) montre que la teneur en Mg^{2+} est relativement faible dans la quasi-totalité de la plaine, sauf dans la partie Nord-Ouest de la zone d'étude (près de chott) au niveau de F1, P3, P2 et P7 dont les concentrations sont respectivement 237.12, 139.08, 136.44 et 129.12 mg/l.

IV.3.2.3 Le sodium (Na^+)

L'origine de cet élément est liée principalement à la dissolution des formations salifères et à l'effet de la salinité marine (Zahi, 2014). La dissolution des minéraux salifères se fait selon la relation suivante : $NaCl \leftrightarrow Na^+ + Cl^-$ (IV.5)

La présence du sodium est liée à la dissolution rapide des formations évaporitiques riches en halite. L'existence des Sebkhias et des Chotts peut être aussi à l'origine de cet élément. (Athamena, 2006).

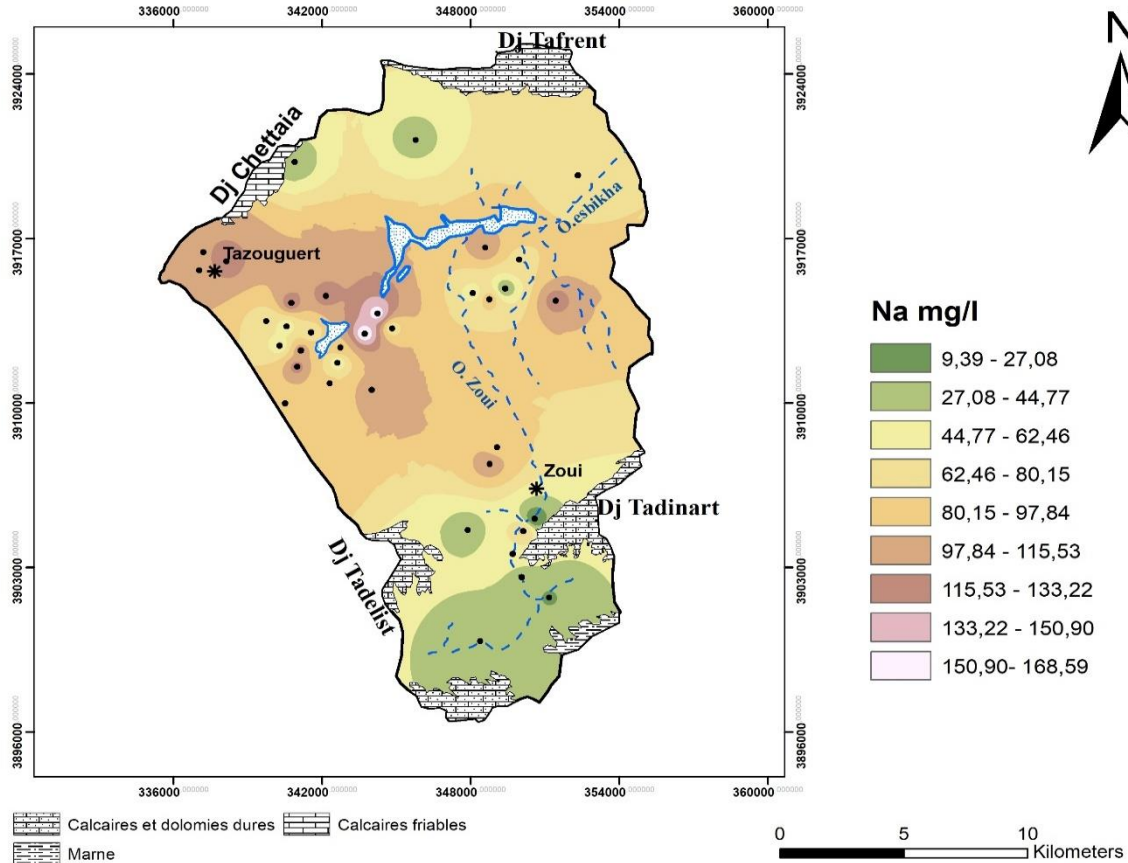


Figure IV.8 : Carte du sodium (Mai 2015)

Les teneurs du sodium varient entre 8.97 et 169.05 mg/l avec une moyenne de 80.84 mg/l. La distribution spatiale des teneurs en sodium (Figure IV.8) montre que les fortes concentrations caractérisent les eaux de la région Nord du bassin d'Essbikha-El-Mahmel.

Ces concentrations ne dépassent pas la limite souhaitable fixée par l'OMS (200 mg/l).

IV.3.2.4 Le potassium (K^+)

Le potassium (K^+) est assez abondant sur la terre, mais peu fréquent dans les eaux. En effet, il est facilement adsorbé et recombinaé dans les sols, sur les argiles notamment. Les sources principales de potassium sont les roches cristallines, mais dans des minéraux moins altérables que ceux qui contiennent du sodium, les évaporites (sylvinite), les argiles potassiques et de la dissolution des engrais chimiques (Zahi, 2014).

Les concentrations en potassium oscillent entre 0.024 et 6.16 mg/l avec une moyenne de 1.82 mg/l. La carte de distribution spatiale en potassium (Figure IV.9) montre que les valeurs les plus élevées sont observées au Nord-Ouest de la zone d'étude.

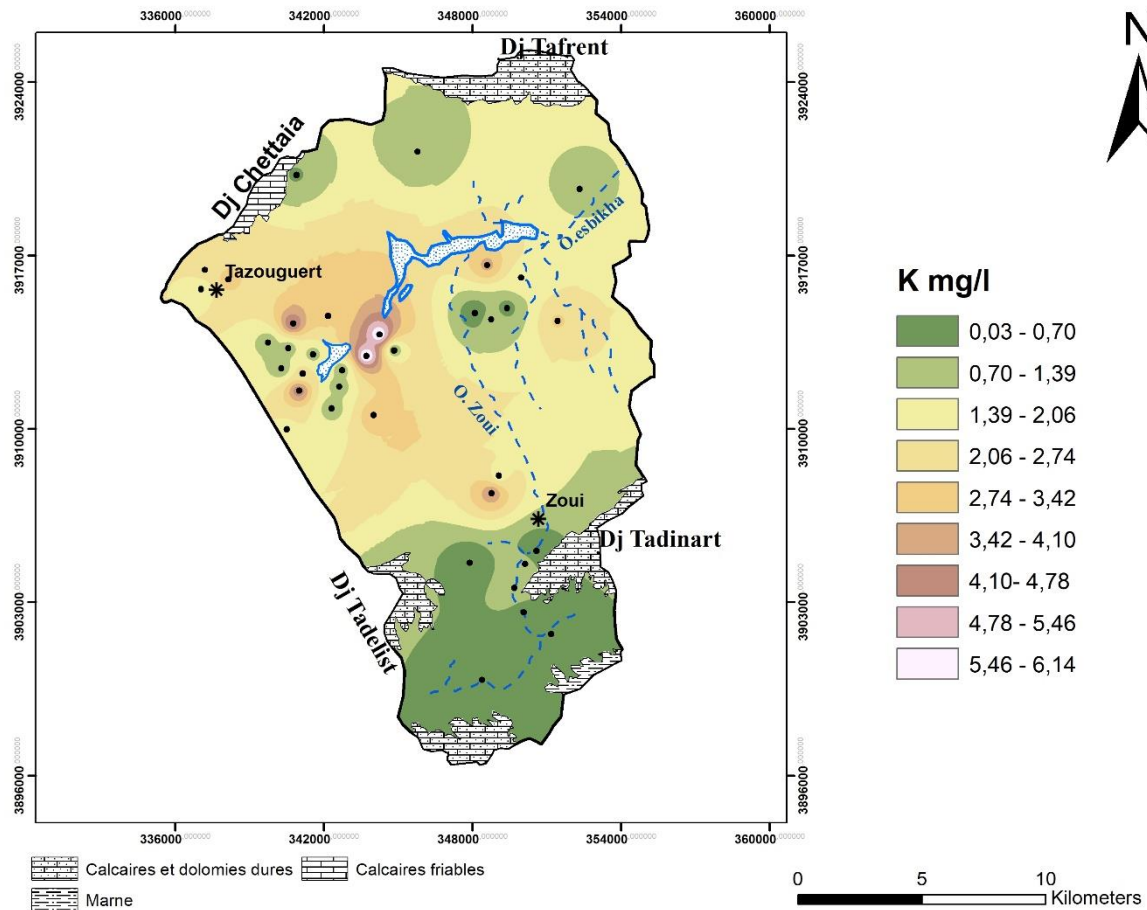


Figure IV.9 : Carte du potassium (Mai 2015)

Les fortes concentrations sont enregistrées aux F1, P3, P8 et P12 dont les teneurs sont respectivement 6.16, 6.05, 4.93 et 4.61 mg/l.

Les concentrations observées au niveau des points d'eau dans tout le bassin sont inférieures à la norme de potabilité fixée par l'OMS (12 mg/l).

IV.3.2.5 Les chlorures (Cl⁻)

Les chlorures peuvent avoir une origine multiple, soit l'intrusion des eaux marines, ou la contamination par des eaux usées, soit la dissolution des sels par lessivage des terrains salifères. La dissolution de ces sels étant très facile d'où leur présence en fortes concentrations dans les eaux ayant traversées les formations argilo-sableuses ou argileuses (Zahi, 2014).

Les concentrations en chlorures oscillent entre 17.75 et 513.75 mg/l avec une moyenne de 199,23 mg/l. La carte des chlorures (Figure IV.10) montre que les fortes teneurs (> 100 mg/l) sont enregistrées dans la région Nord du bassin d’Essbikha-El Mahmel.

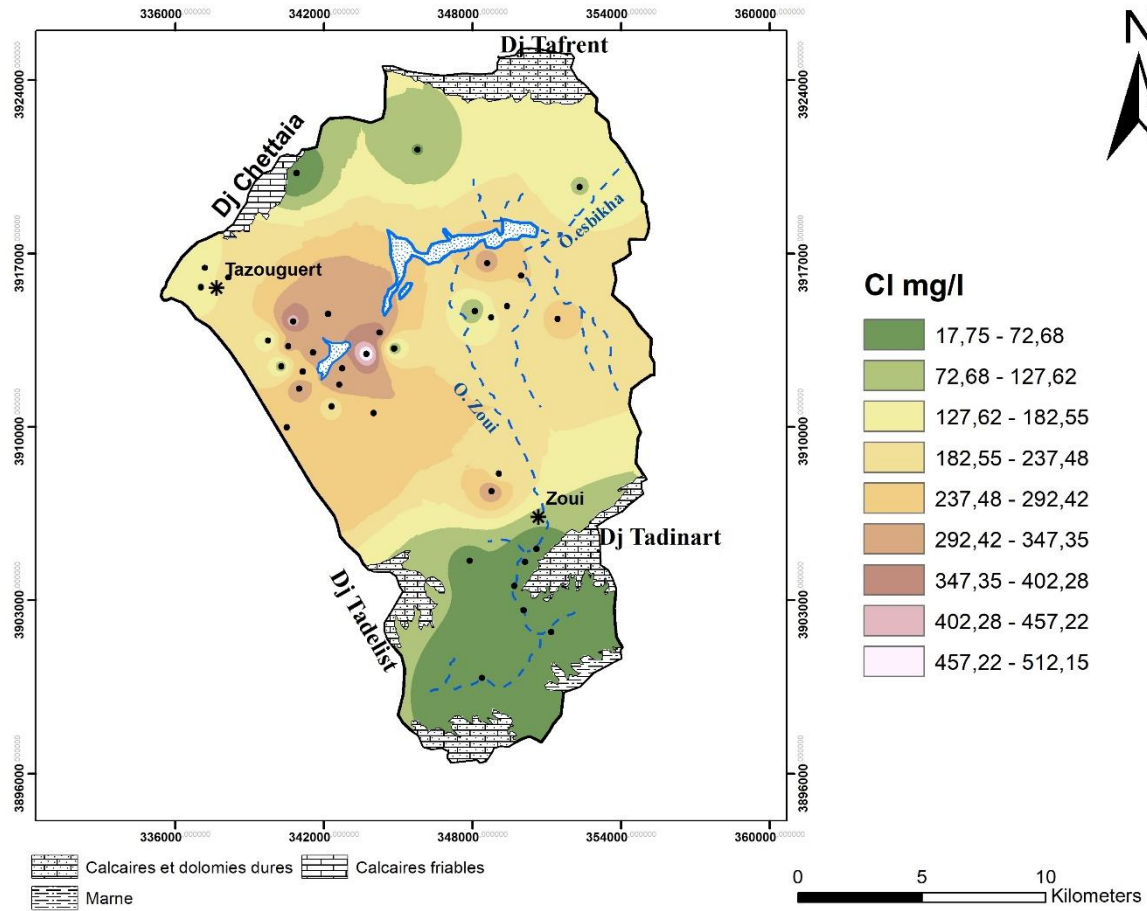
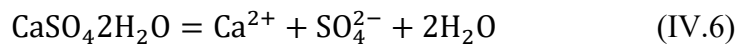


Figure IV.10 : Carte des chlorures (Mai 2015)

IV.3.2.6 Les sulfates (SO₄²⁻)

Ils sont présents dans les eaux naturelles à des teneurs très variables et ils peuvent provenir de La dissolution du gypse. Ce dernier peut être triasique, comme il peut être associé à des formations plus récentes comme les argiles du Mio-Plio-Quaternaire (Gaagai, 2009).



Les teneurs des sulfates oscillent entre de 88 et 1035 mg/l avec une moyenne de 284.38 mg/l. La carte de distribution spatiale en sulfate (Figure IV.11) montre que les teneurs sont relativement faibles dans la quasi-totalité de la plaine, sauf dans la partie Nord-Ouest de la zone d’étude au niveau de F1, P20 et P7 dont les concentrations sont respectivement 1035, 930 et 845 mg/l.

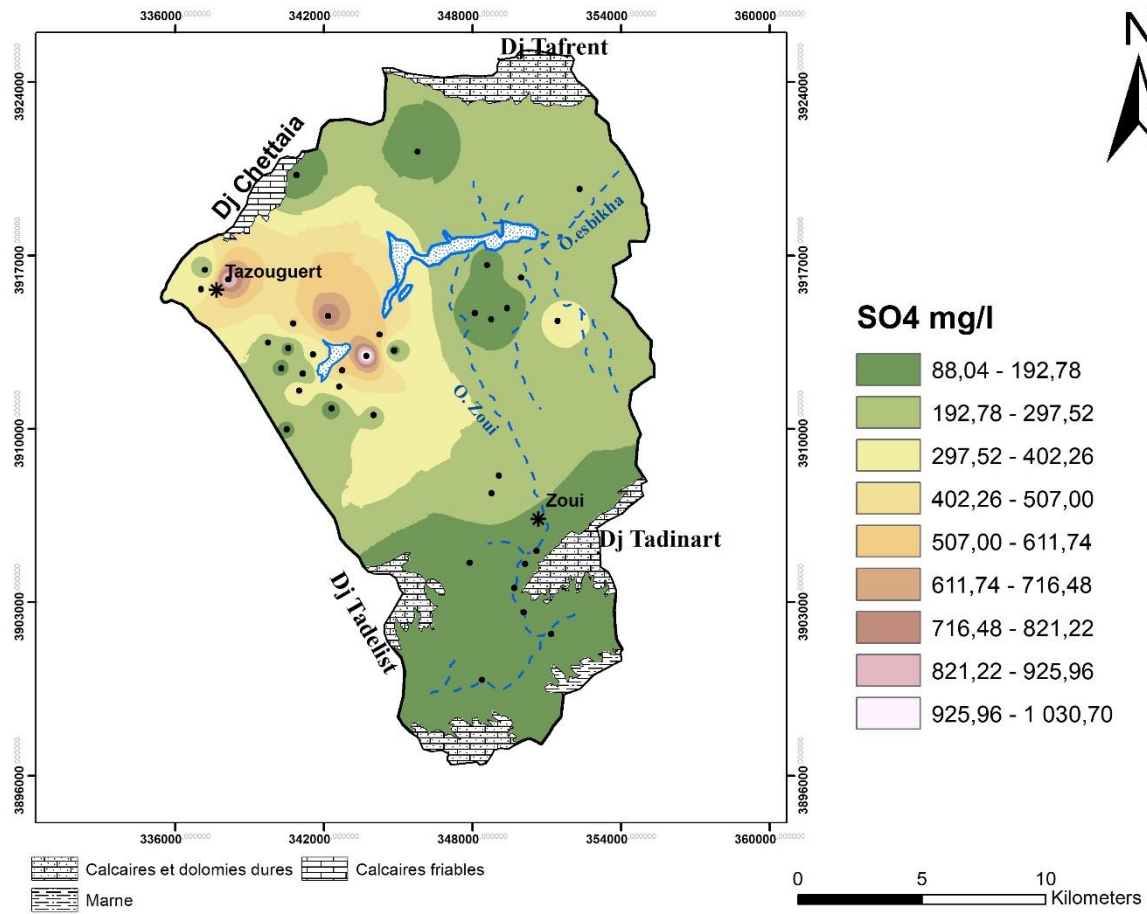
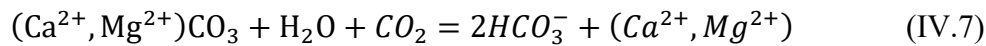


Figure IV.11 : Carte des sulfates (Mai 2015)

IV.3.2.7 Les bicarbonates (HCO_3^-)

Les bicarbonates résultent de l'équilibre physico-chimique entre la roche, l'eau et le gaz carbonique. Leur origine principale est la dissolution des roches carbonatées et gypsifères selon l'équation suivante (Zahi, 2014) :



Les concentrations des bicarbonates dans les différents échantillons analysés oscillent entre 128.1 et 414.8 mg/l avec une moyenne de 234,59 mg/l. La carte de distribution spatiale en sulfate (Figure IV.12) montre que les fortes teneurs se localisent au Nord-Ouest et au Sud de la région d'étude.

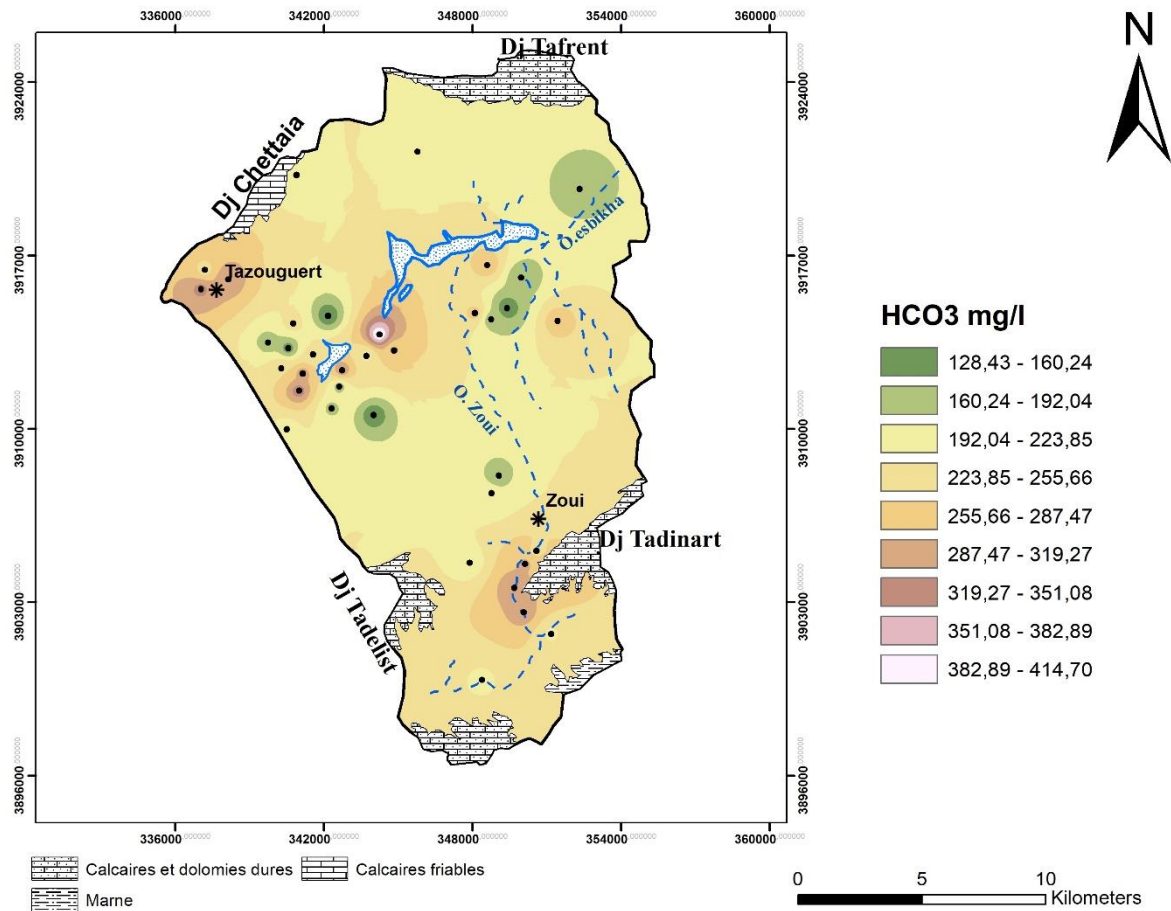


Figure IV.12 : Carte des bicarbonates (Mai 2015)

IV.3.2.8 Les nitrates (NO₃⁻)

Les ions nitrate (NO₃⁻) sont présents dans la nature où ils font partie du cycle de l'azote. Ils représentent la forme la plus soluble de l'azote.

Principalement utilisés comme engrais inorganiques pour la croissance des plantes et la synthèse de composés azotés organiques, les nitrates en excès peuvent se retrouver rapidement dans les eaux souterraines. Les déchets contenant de l'azote organique représentent aussi une source de nitrates obtenus à partir de différents processus biochimiques (ammonification et nitrification) (Aghzar *et al.*, 2001 in Amadou *et al.*, 2014).

Les concentrations des nitrates dans les différents échantillons analysés oscillent entre 0.3 et 128 mg/l avec une moyenne de 51.78 mg/l.

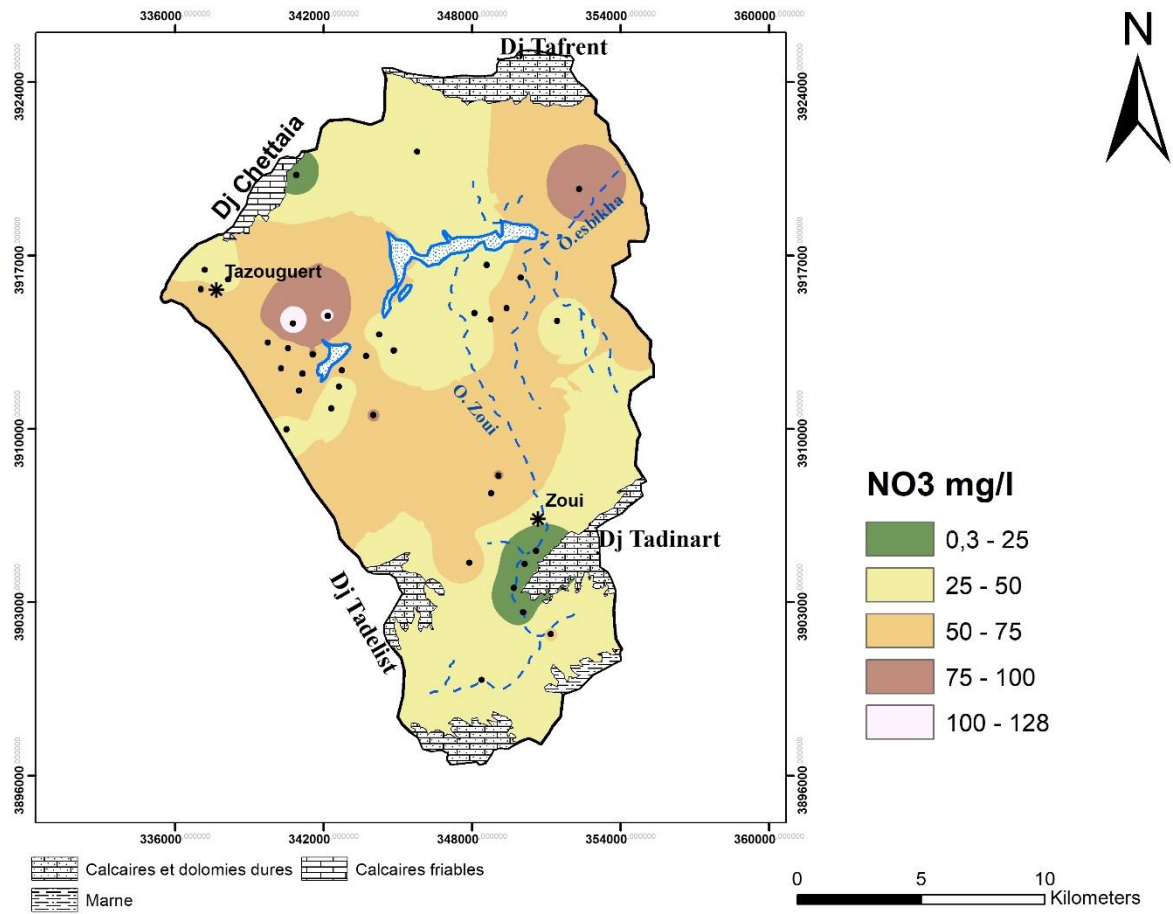


Figure IV.13 : Carte des Nitrates (Mai 2015)

La carte de distribution spatiale en nitrates (Figure IV.13) montre que les fortes teneurs se localisent au Nord-Ouest de la région d'étude avec des valeurs de 128, 104, 92 et 78 mg/l enregistrés respectivement dans les points d'eaux (P8, P7, P5 et F9).

Les concentrations diminuent en allant vers le Sud ou la valeur minimale est de 0.3 mg/l au F7. En générale la concentration des nitrates supérieure à la limite recommandée par l'OMS (50 mg/l), cette situation est expliquée par l'utilisation des engrais chimique et les eaux usée déversé dans la plaine.

IV.4 Origine des éléments chimiques

IV.4.1 Le couple Na^+ - Cl^-

Ces deux éléments chimiques dans les eaux naturelles sont souvent liés à la dissolution de l'halite (NaCl). L'évolution de Na^+ est étudiée en fonction des teneurs en chlorure, car ce dernier est considéré comme un traceur stable et conservatif des évaporites, très soluble, entrant rarement dans les précipitations salines, n'intervenant pas dans les phénomènes

d'oxydoréduction et peu influencé par l'intervention des bactéries (Seghir, 2008 ; Brinis, 2011).

L'évolution des teneurs en sodium en fonction des concentrations en chlorures (Figure IV.14) montre un excès en chlorures par rapport à la droite de la dissolution de l'halite. Cependant la diminution relative du coefficient de corrélation peut être expliquée par l'existence d'une autre origine pour les ions chlorures qui fait accroître la concentration des chlorures par rapport à celle des sodiums. Cet excès en chlorures pourrait provenir de la dissolution des sels, de l'infiltration des eaux usées et du recyclage des eaux d'irrigation. Mais, comme cet excès en chlorures est accompagné d'un déficit en sodium, il peut être expliqué par le phénomène d'échange de base lié aux minéraux argileux qui fixent l'ion Na^+ après libération des ions Ca^{2+} (Amrani et al., 2014)

La projection des points d'eau sur le diagramme $\text{Ca}^{2+}/(\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-) - \text{Na}^+/\text{Cl}^-$ (Figure IV.15) montre que plus de 49% des d'eau présentent un déficit en Na^+ et Ca^{2+} caractéristique de l'état naturel des eaux. Les 27% des points présentent un déficit en Cl^- et Ca^{2+} (échange de base) et 24 % des eaux présentent un excès en Ca^{2+} par rapport au SO_4^{2-} et HCO_3^- .

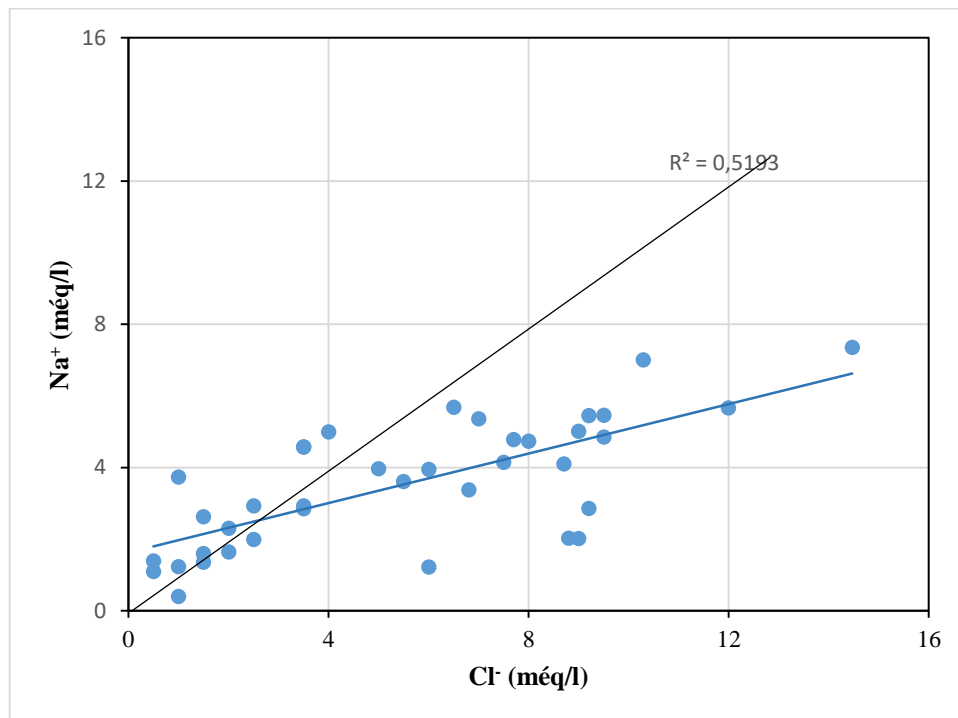


Figure IV.14 : Relation sodium-chlorures ($\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$)

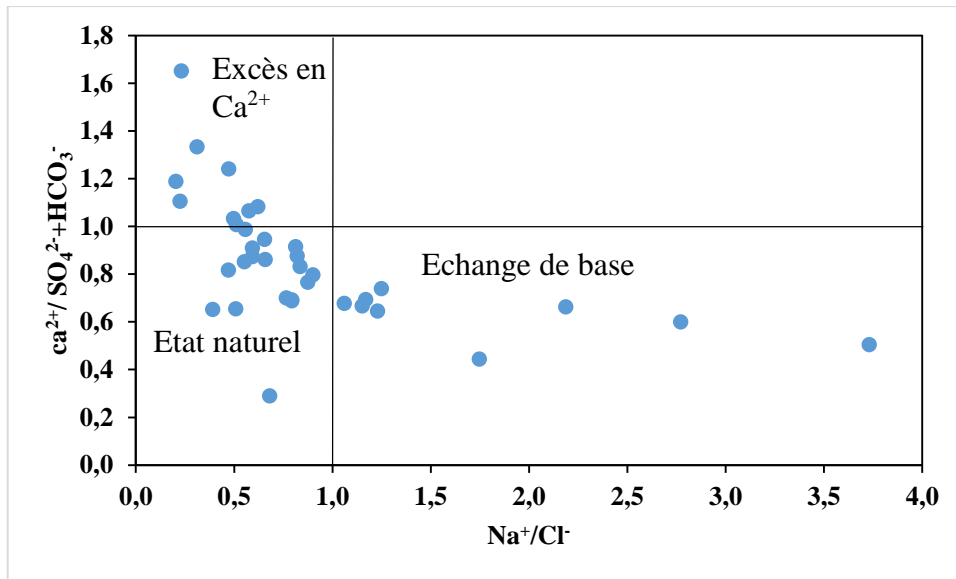


Figure IV.15 : Echange de base.

IV.4.2 Les éléments Ca^{2+} – HCO_3^- – SO_4^{2-}

IV.4.2.1 Origine du calcium

Le calcium tire son origine des carbonates et du gypse, On examine ici l'origine du calcium en fonction de deux éléments chimiques (bicarbonates et les sulfates).

La représentation graphique de l'évolution du calcium en fonction des bicarbonates (Figure IV.16 A), montre un ensemble des points qui se positionnent sur la droite à pente 1, indiquant l'origine carbonatée des ions du calcium. Les autres points présentent un excès des teneurs en Ca^{2+} suite à la dissolution du gypse.

Pour déterminer l'évolution du calcium en fonction de $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$, une représentation graphique des teneurs en Ca^{2+} en fonction de ces deux éléments a été réalisée (Figure IV.16 B), cette dernière fait apparaître deux évolutions : un excès exponentiel en Ca^{2+} , indiquant l'origine évaporitique de Ca^{2+} par le gypse et d'autre part, on observe une évolution linéaire, interprétée comme le résultat de la dissolution des formations carbonatées (**Debièche, 2002**).

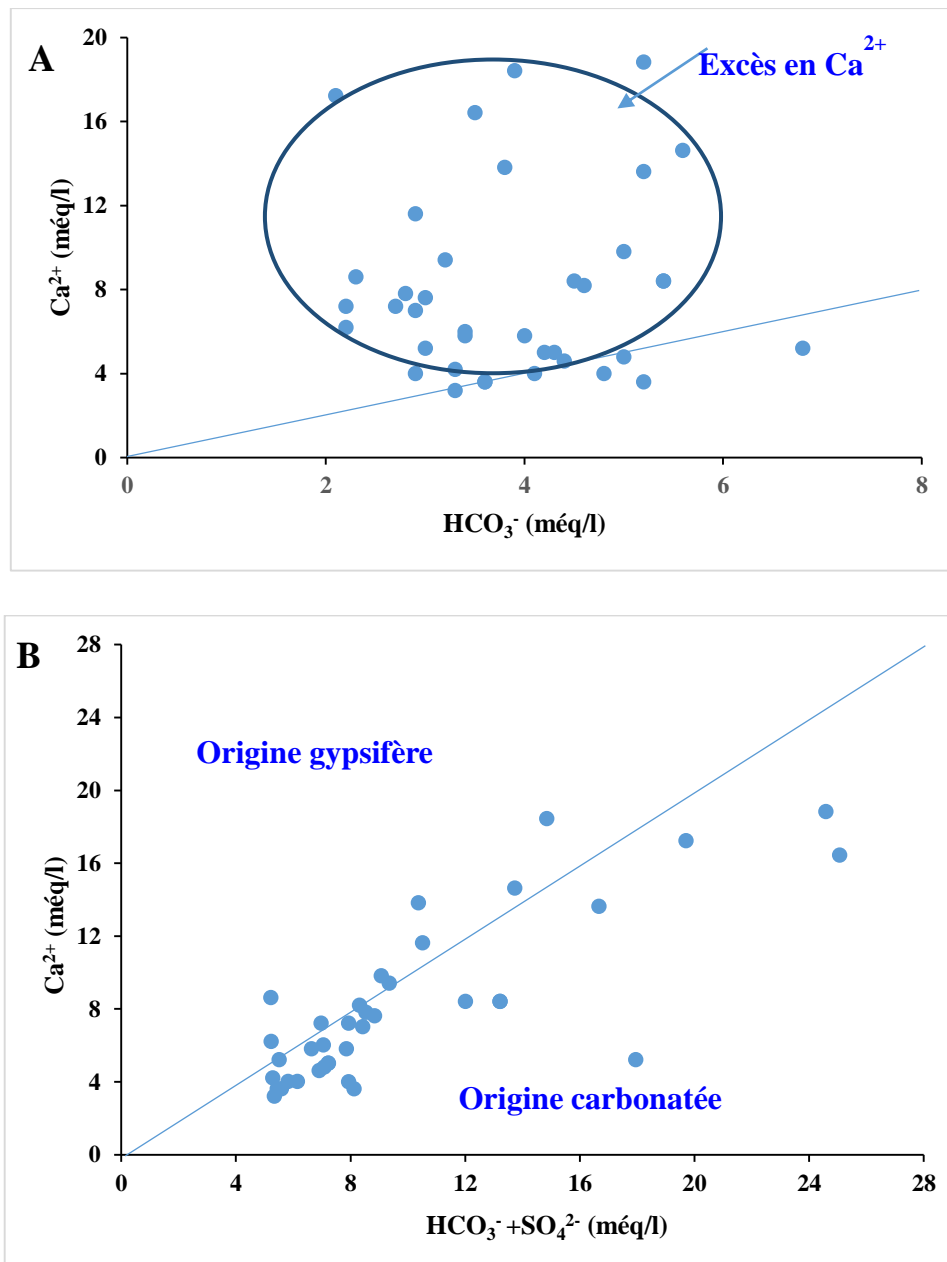


Figure IV.16 : Détermination de l'origine du calcium.

IV.4.3 Les éléments HCO_3^- , Cl^- et SO_4^{2-}

La réalisation d'un diagramme ($\text{HCO}_3^- / \text{Cl}^-$ et SO_4^{2-}) - Conductivité électrique a montré la présence de deux pôles : l'un carbonaté caractérisé par une dominance des ions HCO_3^- pour des conductivités inférieures à $850 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et représente 19 % des points d'eau ayant un faciès bicarbonaté calcique. Le second, évaporitique et affirme une dominance des ions Cl^- et SO_4^{2-} . Ce pôle est accompagné d'une conductivité plus importante qui atteint $4560 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, et rassemble la majorité des points d'eau (81%).

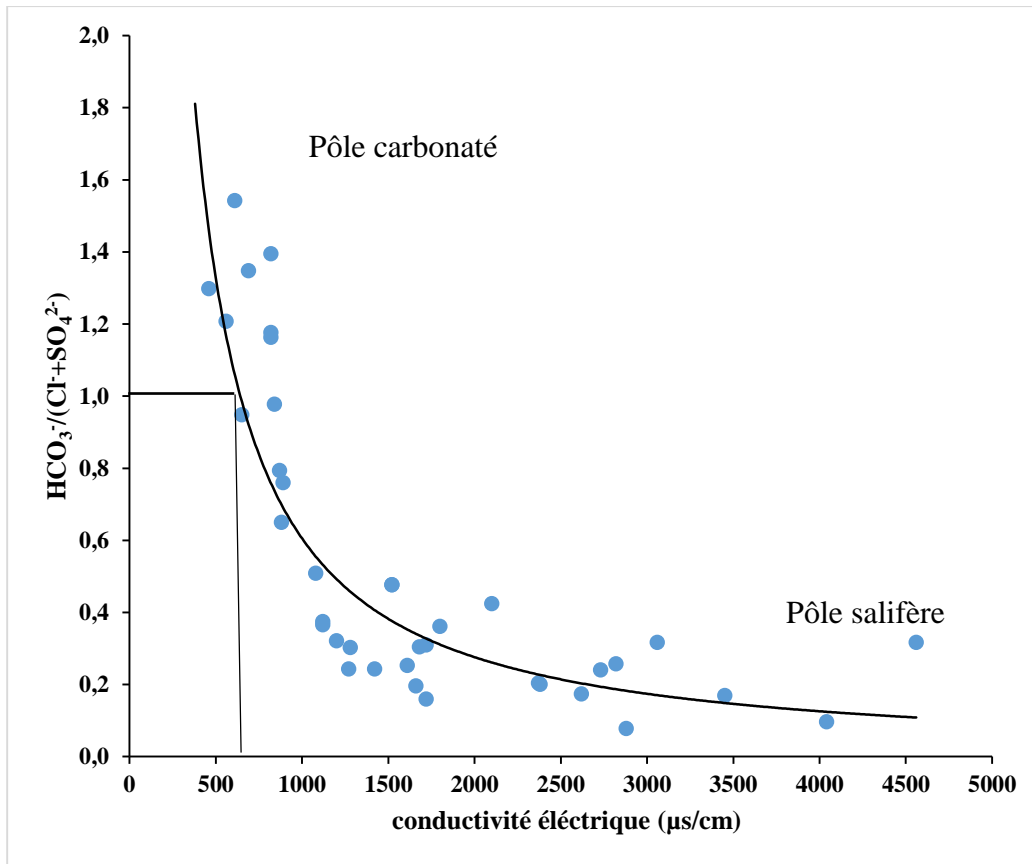


Figure IV.17 : Evolution des anions en fonction de la conductivité électrique

IV.4.4 Les éléments Cl^- - SO_4^{2-}

Ces deux ions sont issus de deux formations différentes, le SO_4^{2-} provient du gypse et le Cl^- provient de la dissolution de l'halite et probablement d'une pollution anthropique. On a associé l'évolution de ces ions à la conductivité électrique pour mettre en relief la façon selon laquelle ils évoluent et déterminer lequel entre eux est à l'origine de la salinité des eaux (Gouaidia, 2008).

Ce rapport nous permet de déterminer la manière selon laquelle évolue la dissolution des ions évaporitiques (Cl^- marqueur de l'halite et SO_4^{2-} marqueur du gypse) en fonction de la conductivité (Debièche, 2002).

On note que la conductivité est influencée par les sulfates et par les chlorures. La représentation graphique montre que 43 % des points analysés présentent un rapport supérieur à 1, indiquant une légère dominance des ions du gypse par rapport aux ions salifères chlorurés.

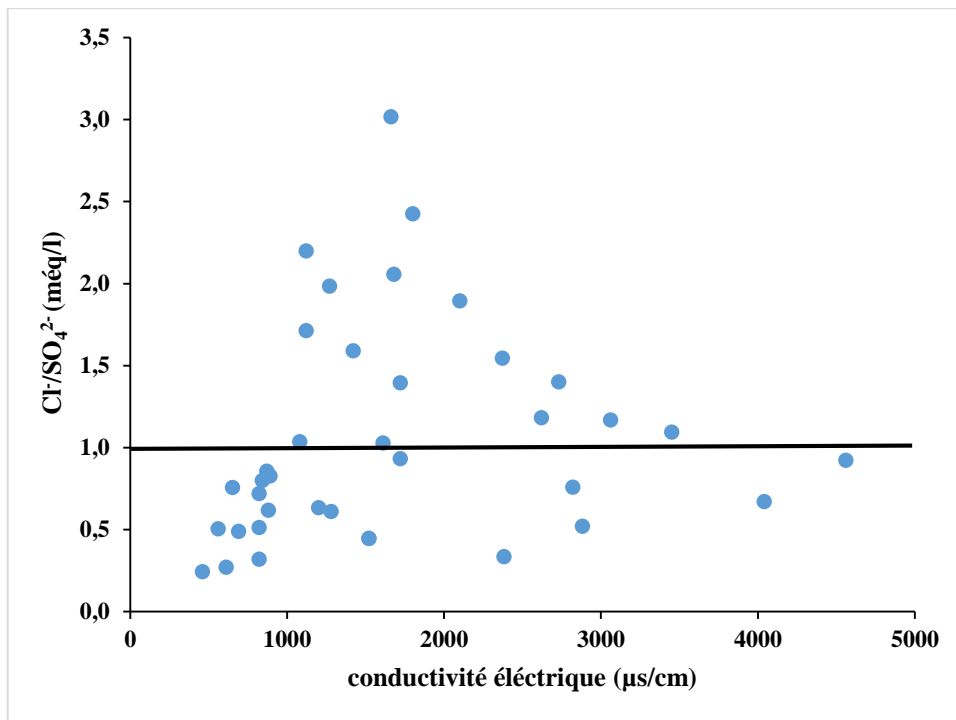


Figure IV.18 : Evolution des chlorures et des sulfates en fonction de la conductivité

IV.5 Faciès chimiques des eaux

Le diagramme de Piper (**Piper, 1944**) a été construit avec le logiciel DIAGRAMME (**Simler, 2004**), ceci afin de déterminer les faciès chimiques. En effet, ce diagramme est particulièrement adapté à l'étude de l'évolution spatiale du faciès lorsque la minéralisation augmente, il permet de comparer des groupes d'échantillons entre eux et indiquer les types de cations et anions dominants. Il est composé de deux triangles, permettant de représenter le faciès cationique et le faciès anionique, et d'un losange synthétisant le faciès global.

La projection des résultats des analyses chimiques dans ce diagramme (Figure IV.19) montre une évolution du faciès chimique, depuis des eaux bicarbonatées calciques dans les affleurements calcaires, en amont du bassin, vers des eaux sulfatées calciques dans les périmètres irrigués pour devenir finalement un faciès chloruré calcique aux confins de la Sebkhah en aval. Quelques points émergent du lot pour distinguer par un faciès sulfaté magnésien (Figure IV.20).

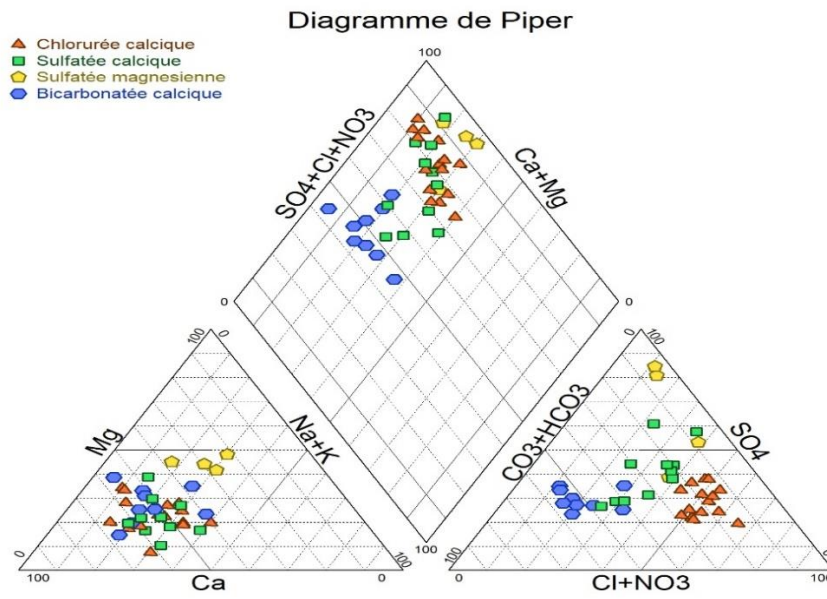


Figure IV.19 : Classification des eaux d'après Diagramme de Piper, Mai 2015

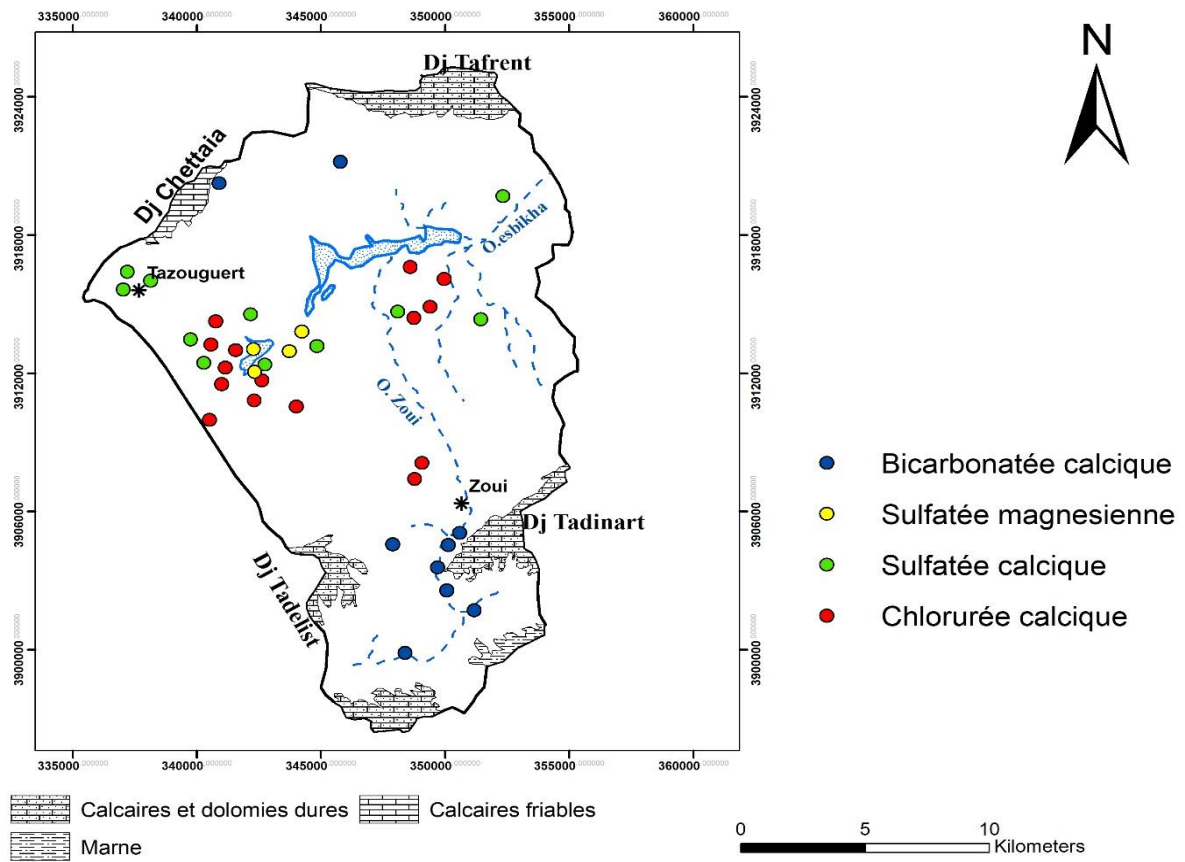


Figure IV.20 : Carte de répartition des faciès chimiques, Mai 2015

IV.6 Identification de l'origine de la minéralisation des eaux

IV.6.1 Digramme Durov étendu

Cette origine est vérifiée en utilisant le diagramme de Durov étendu (**Durov, 1948**) par le logiciel DurovPwin (ver 3.1. 2016) (Figure IV.21). Ce dernier a pour axes de coordonnées deux diagrammes de Piper, respectivement des anions et des cations. Ainsi pour chaque échantillon, on représente sa composition en cations et en anions sur l'axe correspondant. L'intersection de la projection des deux coordonnées ainsi obtenues donne le point représentatif de l'échantillon sur le diagramme de Durov. La position des échantillons dans les casiers de 1 à 9 du diagramme de Durov est utilisée pour l'identification des processus et des réactions chimiques qui règnent dans l'aquifère.

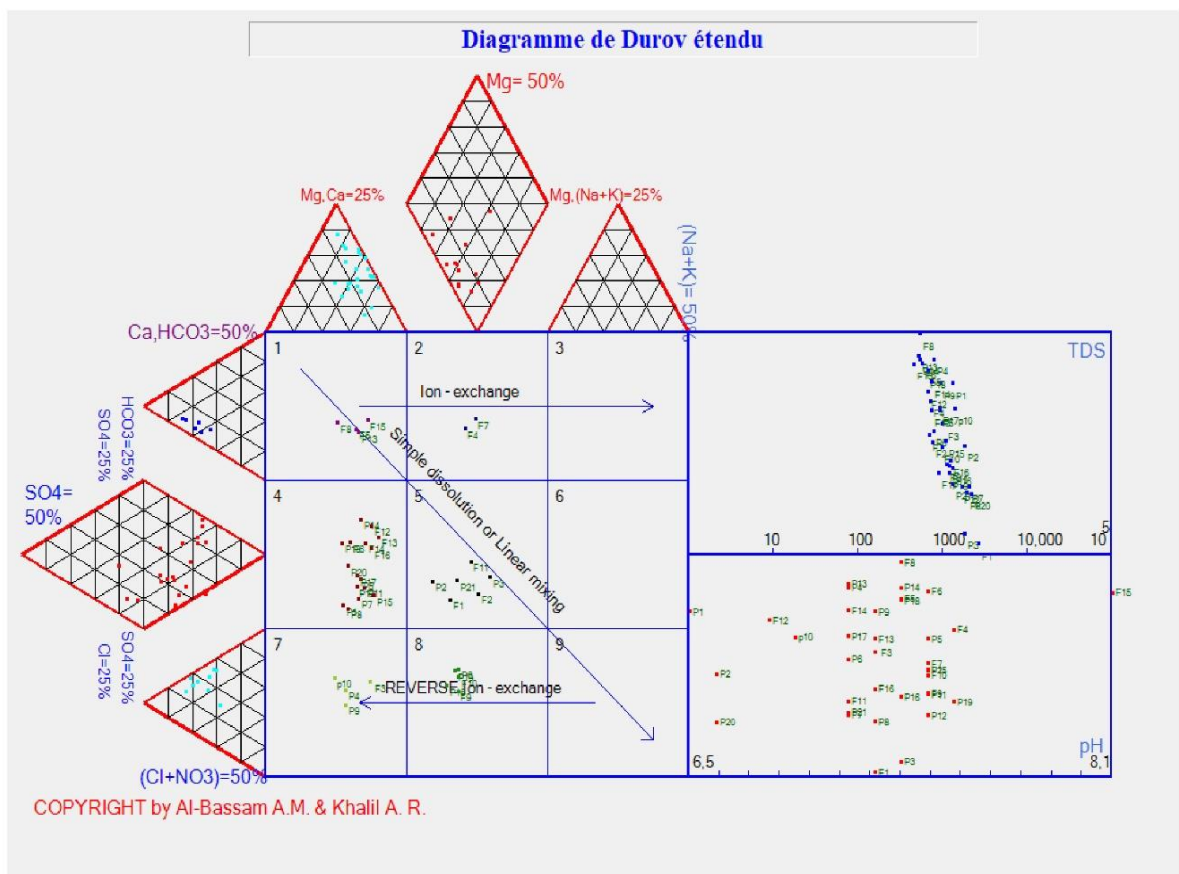


Figure IV.21 : Diagramme de durov étendu

Tableau IV.2 Classification de l'eau basée sur le diagramme de Durov étendu (Lloyd et Heathcoat, 1985).

Casier	Types de l'eau	Echantillons
1	HCO ₃ et Ca dominant, ce ci indique fréquemment que les eaux sont contenues dans des formations aquifères calcaireuses, sableuses, et d'autres types de formations aquifères.	P13- F5- F8-F15
2	Cette eau est à dominance des ions Ca et HCO ₃ . Une association avec la dolomite est présumée si le Mg est significatif. Cependant, ces échantillons dans lesquels Na est significatif, un échange important des ions est présumé.	F4- F7
3	HCO ₃ et Na sont dominants, généralement ce ci indique un échange de base de l'eau, bien que la production du CO ₂ en profondeur puisse générer HCO ₃ où Na est dominant sous certaines conditions.	/
4	SO ₄ domine, ou anion secondaire et Ca est dominant, Ca et SO ₄ dominant, ce ci indique fréquemment que l'eau est contenue dans des dépôts de laves ou gypsifères, sinon des eaux de mélange ou indiquant une simple dissolution.	P1- P5- P7- P8- P11- P12- P14- P15- P18- P17- P20- F6- F12- F13- F14- F16
5	Pas d'anion ou cation dominant, ce ci indique que la minéralisation de l'eau est due à une simple dissolution ou à un mélange.	P2- P3- P21- F1- F2- F11
6	SO ₄ domine, ou anion secondaire et Na est dominant, c'est un type d'eau qui n'est pas fréquemment rencontré et indique un mélange probable ou une influence rare de dissolution.	/
7	Cl et Na dominant, minéralisation fréquemment rencontrée sauf s'il y'a une pollution de couche aquifère. Sinon l'eau peut résulter d'un échange de base inverse du Na-Cl.	F3- P4- P9- P10
8	Cl l'anion dominant et Na le cation dominant, ce ci indique que les eaux souterraines sont liées à un échange de base inverse du Na-Cl.	P6- P16- P19- F9- F10
9	Cl et Na dominant, ce ci indique fréquemment qu'ils sont issus d'une dissolution.	/

Ce diagramme illustre 43% des échantillons se localisent dans le casier quatre (4) qui caractérise l'eau riche en SO₄²⁻ et Ca²⁺, ce ci indique fréquemment que l'eau est contenue dans des formations gypsifères. 16 % des échantillons dans le casier cinq (5) qui caractérise l'eau issue de la dissolution minérale, qui ne présente aucun cation ou anion dominant.

IV.6.2 Diagramme de Gibbs

Gibbs (1970) a suggéré une simple méthode de projection de TDS en fonction du rapport de Na^+ / ($\text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+$) et en fonction de Cl^- / ($\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-$) qui pourrait fournir des informations sur l'importance relative des mécanismes naturels majeurs qui contrôlant la chimie des eaux souterraines. Les deux diagrammes de Gibbs sont largement utilisés pour évaluer les sources fonctionnelles des constituants chimiques dissouts, tels que la dominance de la précipitation, de l'interaction eau-roche et de l'évaporation.

Les données de nos résultats sont projetées dans les diagrammes de Gibbs les points d'eau sont situés dans la zone de roche-dominance, mais aussi ont une tendance vers le processus d'évaporation.

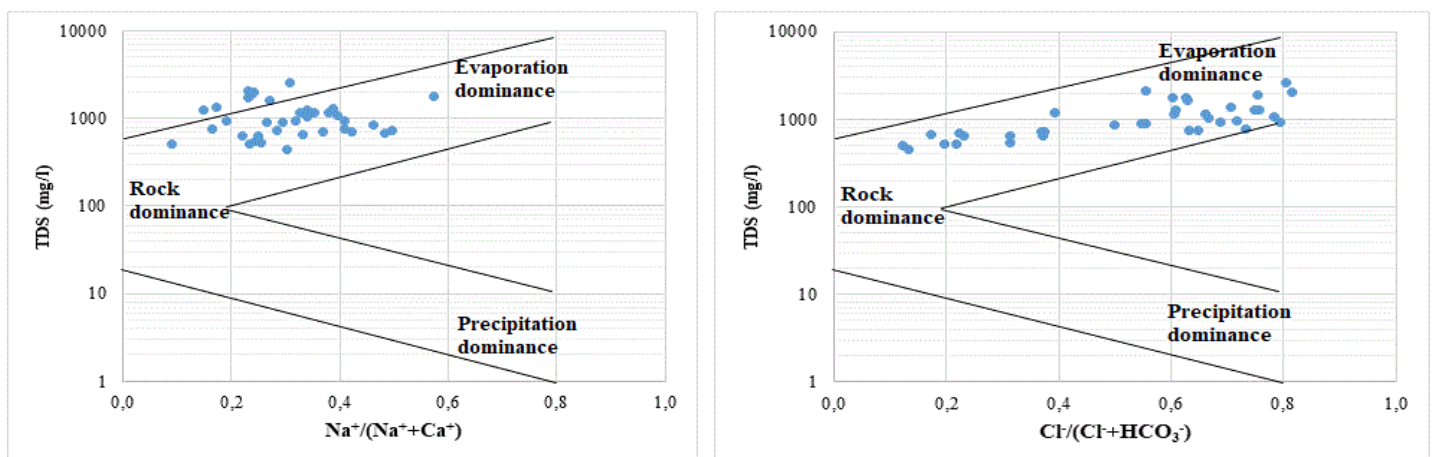


Figure IV.22 : Diagrammes de Gibbs, illustrant des mécanismes qui contrôle la chimie des eaux

IV.6.3 Indice d'échange de base

L'utilisation de l'indice d'échange de base (i.e.b.) permet de mettre en évidence les modifications du chimisme de l'eau au cours de son trajet souterrain.

L'indice d'échange de base défini par SCHOELLER en 1934 est le rapport entre les ions échangés et les ions de même nature primitivement existants dans l'eau. Il est obtenu par la relation (DIB, 2010) :

$$\text{i. e. b} = \frac{r\text{Cl}^- - r(\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{r\text{Cl}^-} \quad (\text{IV.8})$$

- Si l'i.e.b. est négatif alors les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} de l'eau sont échangés contre les ions K^+ et Na^+ des formations encaissantes.
- Si l'i.e.b. est positif alors les ions Na^+ et K^+ de l'eau sont remplacés par les ions Mg^{2+} et Ca^{2+} des formations encaissantes.
- Si l'i.e.b. = 0 alors il y a un équilibre entre les compositions chimiques de l'eau et celle du terrain encaissant.

L'interprétation des données des i.e.b. calculés montre que la majorité des points d'eau ont des i.e.b positifs, les ions Na^+ et K^+ de l'eau sont échangés contre les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} des formations encaissantes.

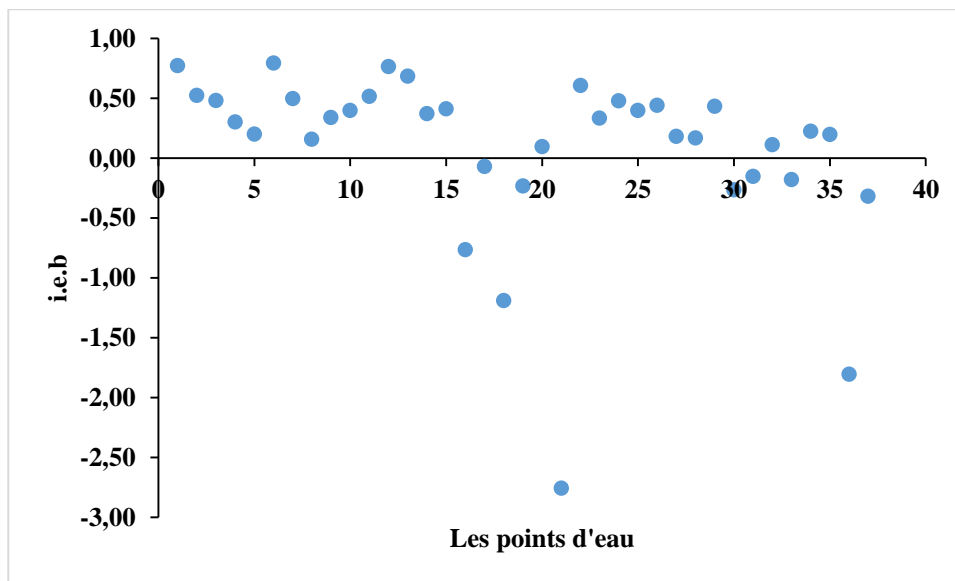


Figure IV.23 : Diagrammes d'indices d'échange de base

IV.6.4 Chadha diagramme

Pour classer et identifier les processus hydrochimiques intervenant dans la minéralisation des eaux souterraines, un diagramme de (Chadha, 1999) a été construit (Figure IV.24).

Ce diagramme est une version modifiée du diagramme de Piper (Piper, 1944) et le diagramme étendu de Durov (Durov, 1948). Dans ce diagramme la différence des milliéquivalents en pourcentage entre les alcalino-terreux ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) et les alcalins ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) exprimée en pourcentage est représentée sur l'axe des abscisses X, et la différence des milliéquivalent en pourcentage entre les anions d'acides faibles ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) et les anions d'acides forts ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) représentée sur l'axe des ordonnées Y.

L'intersection entre ces différences de pourcentages en X et Y définit le caractère global de l'eau selon les huit (08) critères (Chadha, 1999) :

1. Les alcalino-terreux dépassent les alcalins ;
2. Les alcalins sont supérieurs aux alcalino-terreux
3. Les anions d'acides faibles ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) dépassent les anions d'acides forts ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) ;
4. Les anions d'acides forts ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) dépassent les anions d'acides faibles ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) ;
5. (+X, +Y) champ où les alcalino-terreux et les anions d'acides faibles ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) excèdent les alcalins et les anions d'acides forts ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) respectivement ; on a des eaux de type $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ qui sont des eaux de recharge (les processus de dissolution des minéraux carbonatés prédominent) ;
6. (+X, -Y) les alcalino-terreux et les anions d'acides forts ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) excèdent les alcalins et les anions d'acides faibles ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) respectivement ; on obtient des eaux de type CaCl_2 indiquant que les phénomènes d'échange de base inverse prédominent ;
7. (-X, -Y) champ où les alcalins et les anions d'acides forts ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) dominent les alcalino-terreux et les anions d'acides faibles ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) respectivement ; les eaux sont donc de type NaCl ; ce qui exprime un mélange avec les eaux salées (intrusion marine ou effet des embruns marins). Cette eau crée généralement des problèmes de salinité à la fois dans l'irrigation et à la consommation humaine ;
8. (-X, +Y) les alcalins et les anions d'acides faibles ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) excèdent les alcalino-terreux et les anions d'acides forts ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) respectivement ; on obtient des eaux de type NaHCO_3 expriment la prédominance des phénomènes d'échange de base. Ces eaux déposent le résiduel du carbonate de sodium dans le cas de l'irrigation, ce qui cause des problèmes de moussage.

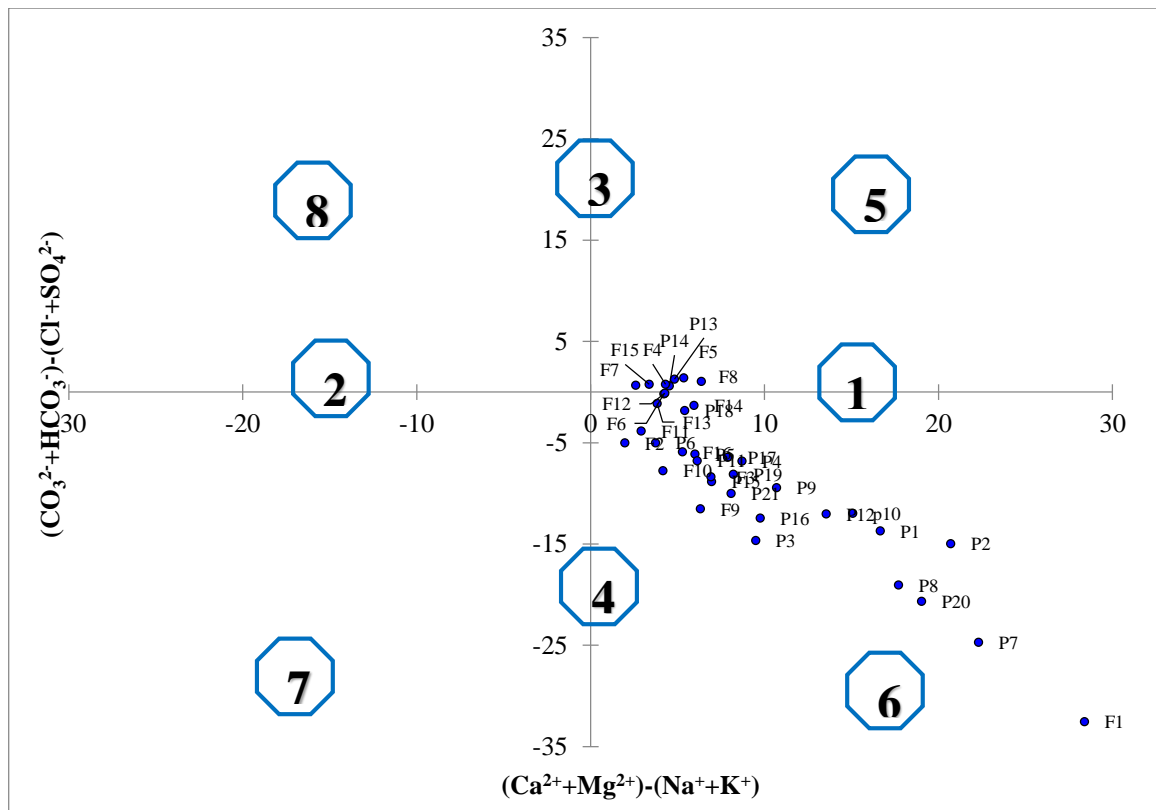


Figure IV.24 : Diagramme de Chadha

La représentation des résultats des analyses d'eau sur le diagramme de Chadha montre que les échantillons sont répartis en deux groupes :

* les eaux du groupe A sont localisées sur l'axe 1 ; soit un enrichissement aux ions Ca^{2+} , Mg^{2+} .

* les eaux du groupe B sont localisées dans le champ 6 soit 73 % des échantillons, où les alcalino-terreux ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) dominent les alcalins ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) et les anions d'acides forts ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) dominent les anions d'acides faibles ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$). Ces eaux sont moyennement à fortement minéralisées (conductivité 880-4560 $\mu\text{s}/\text{cm}$).

IV.6.5 Les diagrammes croisés

Pour mieux comprendre le processus de minéralisation des eaux souterraines, nous avons représenté les éléments majeurs en fonction de l'ion chlorures. Ce dernier est un élément conservé, ne participe pas aux interactions eau roche, caractérise l'origine de la salinité des eaux et constitue un traceur de mélange (Fidelibus et al., 1996 in Fehdi et al., 2009).

La figure IV.25 montre la relation entre les chlorures et les éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ et SO_4^{2-}). La disposition des différents points d'eaux analysés par rapport à la ligne de mélange eau douce-eau salée (eau de pluie-eau de mer) peut être de grande utilité pour

identifier d'autres phénomènes qui sont annexés au processus de mélange (**El Achheb et al., 2001**).

Le graphe Cl^- vs. Na^+ montre que tous les points se trouvent en dessous de la droite de mélange. Etant donné que la teneur en Na^+ devrait équilibrer la teneur en Cl^- , le déficit en Na^+ est expliqué par le phénomène d'échange de base ionique entre l'eau et l'aquifère et se traduisant par une adsorption de Na^+ et une libération de Ca^{2+} . Ainsi, la figure (IV.25 B) du Ca^{2+} vs Cl^- , confirme l'enrichissement en calcium. Cet apport est dû à la dissolution simultanée des carbonates et du gypse, auxquels s'associe un apport en Ca^{2+} par échange cationique. L'enrichissement simultané de Ca^{2+} et l'appauvrissement de Mg^{2+} est expliqué surtout par le phénomène d'interaction eau-roche comme la dolomitisation, dissolution et précipitation (**El Achheb et al. 2003**).

Le graphique SO_4^{2-} vs Cl^- montre que la majorité des points se trouve au-dessus de la droite de mélange eau douce - eau salée à l'exception de quelques points qui se rapprochent de cette droite. L'enrichissement en sulfates serait dû à un apport par la dissolution du gypse, le lessivage d'évaporites.

La relation entre K^+ et Cl^- souligne que tous les points se trouvent au-dessous de la droite de mélange montrant que l'origine la plus probable serait plutôt la pollution.

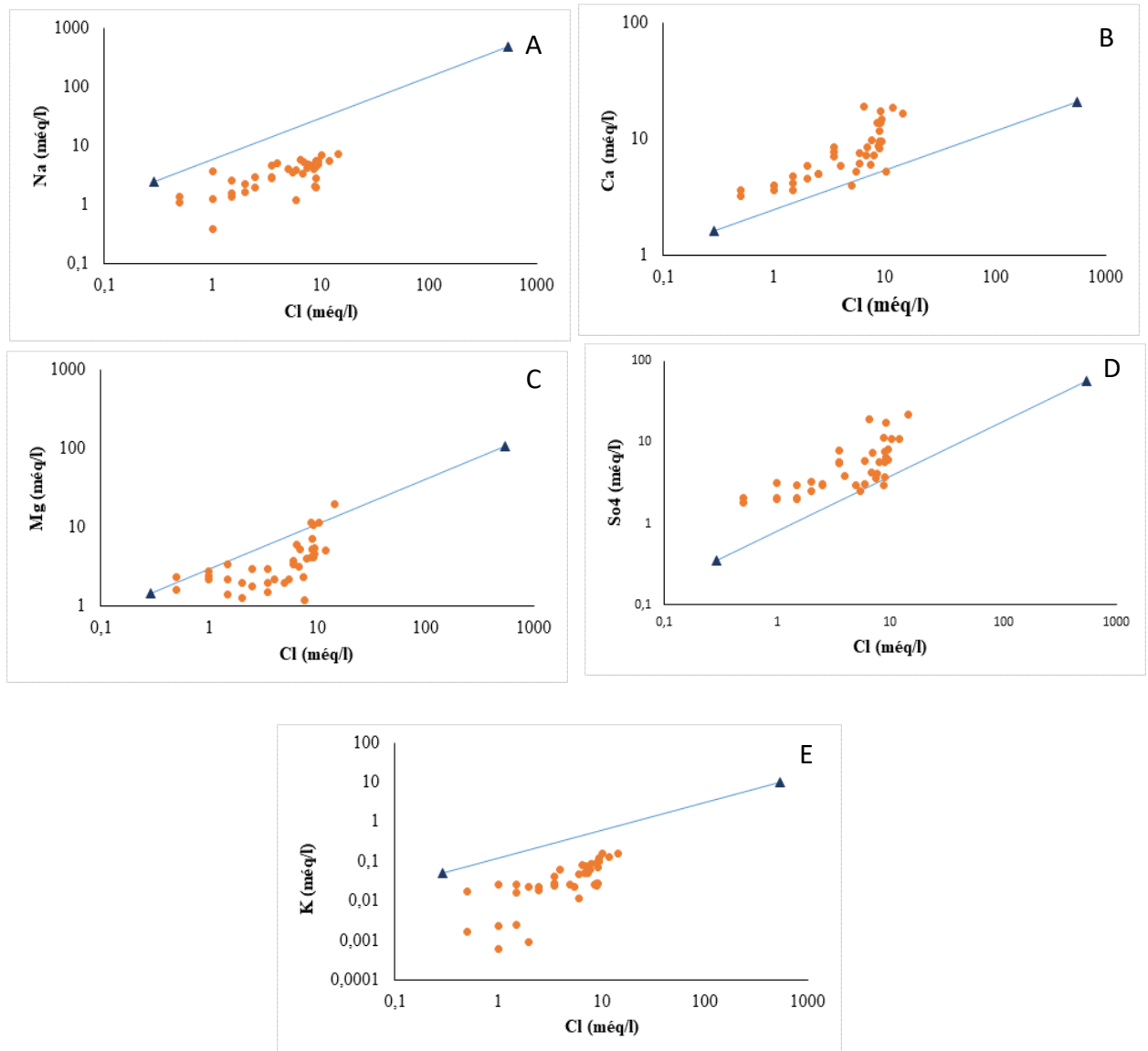


Figure IV.25 : Relation entre Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , K^+ et Cl^- des eaux souterraines et l'eau de Pluie - eau de mer

IV.7 Modélisation thermodynamique

IV.7.1 Notion de Diagramme de concentration

Dans les études hydrochimiques réalisées en zone aride, le processus de concentration des eaux sous l'effet du climat est souvent une source importante de variabilité de la composition chimique. Les modèles d'association ionique reconnaissent la formation des d'ions (ions complexes) ainsi que les autres types d'interaction au sein de la solution aqueuse. A partir de la composition chimique, ces modèles estiment l'activité chimique des différents éléments

dissous; il est alors possibles de connaître l'état de saturation des solutions par rapport aux différents minéraux .

Il est alors utile des réaliser des diagramme de concentration ; les eaux sont classées selon les concentrations croissantes d'un élément considéré comme traceur hydrochimique; il convient de choisir un élément peu réactif.

a) Estimation du facteur de concentration

L'étude de la chimie des solutions lors des processus de concentration permet de mettre en évidence des comportement différents selon les éléments (**Al-Droubi, 1976; Valles, 1987**) Dans la gamme de concentration étudiée, le chlorure peut être considéré comme inerte par rapport à la matrice poreuse, il peut constituer un critère d'estimation de concentration (FC).

IV.7.2 Notion d'alcalinité résiduelle

L'alcalinité peut être définie comme la capacité d'une solution à neutraliser les acides; en d'autre termes, c'est la somme des concentration des espèces alcalines multipliées par le nombre de protons que chaque espèces peut neutraliser, moins la concentration en proton (**Bouaicha, 2009**). L'alcalinité carbonatée est la part de l'alcalinité qui peut être attribuée aux ions carbonates et bicarbonates (CO_3^{2-} et HCO_3^-). L'alcalinité est conservative tant que le système n'est pas affecté par une augmentation ou une diminution de la pression partielle en CO_2 ou tant qu'il n'y a pas de précipitation d'acides forts ou faibles. Mais dans le système naturel, les équilibres avec les phases minérales et en particulier avec la calcite sont les principaux facteurs de contrôle de l'alcalinité.

Dans les régions calcaires ou les eaux sont saturées vis-à-vis de la calcite et de la dolomite, plusieurs auteurs (**Valles, 2005**) proposent d'utiliser le concept d'alcalinité résiduelle

(AR_{calcite}). C'est la différence de concentration exprimée en **méq/l** entre l'alcalinité carbonatée et la somme des concentrations en calcium.

$$\text{Alcalinité résiduelle calcite } (AR_c) = [\text{Alcalinité}] - [\text{Ca}] \quad (\text{IV.9})$$

Le concept d'alcalinité résiduelle généralisée est l'extension de la notion d'alcalinité résiduelle à la précipitation successive de plusieurs minéraux (**Valles et All, 1997**).

IV.7.3 Diagrammes de concentration.

Les diagrammes de concentration ont été tracés en calculant le facteur de concentration avec le chlorure comme traceur hydrochimique.

Pour chaque échantillon, FC est estimé égal à Cl/Cl_{min} avec Cl teneur en Cl de l'eau considérée et Cl min la teneur minimale de la série de données des teneurs en chlorures.

Les digrammes de concentration ont été calculés pour les différents éléments majeurs solubles.

Sodium : Dans les eaux diluées, c'est-à-dire pour $\log_{10}(FC)$ faible variant de 0 à 0.6, la concentration en sodium augmente et dépasse le traceur. Pour les eaux plus concentrées, $\log_{10}(FC)$ compris entre 0.6 et 1.5, la teneur du sodium évolue de manière similaire à celle du chlorure.

Cela est probablement attribuée à une fixation du Na par la Capacité D'échange Cationique (CEC) (Houha, 2007).

Alcalinité : Pour les eaux diluées, $\log_{10}(FC)$ compris entre 0 et 0.8, l'alcalinité diminue puis se stabilise. Au delà de $\log_{10}(FC)$ supérieur à 0.8, on note une dispersion importante des points. L'alcalinité diminue et la teneur en calcium augmente (mais moins que le chlorure) lorsque la minéralité augmente. Cette évolution suggère une précipitation de calcite, avec calcium dominant, c'est-à-dire avec ARc (Alcalinité Résiduelle calcite) négative.

La dispersion de l'alcalinité provient principalement de la variabilité spatiale de la pCO_2 et de l'hétérogénéité lithologique (Houha, 2007).

Le calcium : Lorsque les eaux se concentrent, les teneurs en calcium augmentent, l'alcalinité (Alc) augmente puis diminue conformément à la loi de l'alcalinité résiduelle (Houha et al, 2008).

La concentration du calcium augmente plus rapidement que l'alcalinité mais légèrement moins que le traceur. Les échanges de cations entre le complexe argilo-humique et la solution du sol augmentent la libération du calcium lors de la concentration des solutions (Droubi et al., 1976). Le calcium est affecté par la précipitation de la calcite puis de la calcite et gypse.

Le sulfate : la concentration du sulfate augmente et dépasse les chlorures, jusqu'à un facteur de concentration de 0.5 (en log) ou il marque un fléchissement. Le SO_4^{2-} serait probablement contrôlé lui aussi, notamment pour les eaux concentrées, ce qui serait lié à la précipitation du gypse comme pour la calcite.

Le magnésium : la teneur en Mg augmente, et dépasse le traceur jusqu'à un facteur de concentration de l'ordre de 0.4 (en log). Entre $\log_{10}(FC) = 0.5$ et $\log_{10}(FC) = 0.8$, l'évolution

des concentrations du Mg marque une stabilité de ce dernier, marqué par son adsorption par le complexe argilo –humique.

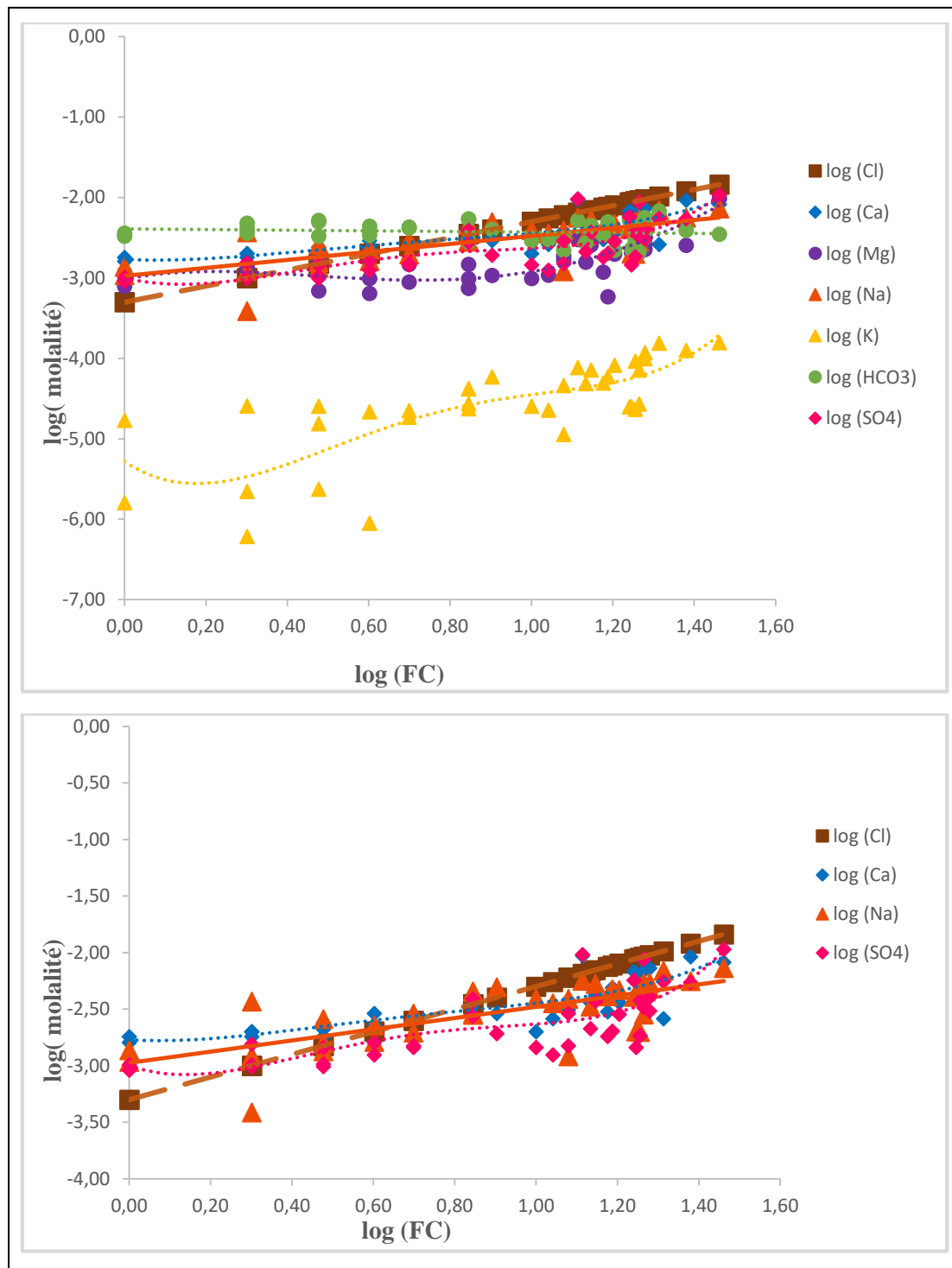


Figure IV. 26 : Diagramme de concentration des différents éléments chimiques

IV.8 Indice de saturation

Le chimisme de l'eau est acquis par l'interaction de l'eau avec les roches encaissantes. Ce mécanisme a été étudié à l'aide de l'indice de saturation (IS).

L'indice de saturation exprime le degré d'équilibre chimique entre l'eau et le minéral dans la matrice de l'aquifère et peut être considéré comme une mesure du processus de dissolution et/ou précipitation concernant l'interaction eau-roche (**Drever, 1997 in Fehdi et al., 2009**),

Les valeurs de l'indice de saturation de l'halite, la calcite, la dolomite et le gypse simulé au moyen du logiciel thermodynamique PHREEQ qui permet de calculer l'IS par la formule :

$$IS = \log \frac{PAI}{K} \quad (IV.10)$$

Avec : PAI, produit d'activité ionique des espèces qui composent le minéral ;

K, produit de solubilité du minéral.

Is < 0 signifie une sous-saturation d'une solution par rapport à un minéral ;

Is = 0 indique un état de saturation ;

Is > 0 démontre une sur-saturation.

Les minéraux carbonatés présentent des degrés de saturation différents, les minéraux évaporitiques montrent des degrés de saturation plus faibles que les minéraux carbonatés.

Les résultats de tous les échantillons d'eau souterraine analysés montrent que ; ces derniers sont sous-saturés à sursaturés par rapport à la calcite (-0.47 ; 0.78) et la dolomite (-1.02 ; 1.36), mais ils sont plutôt sous-saturés en ce qui concerne l'halite (-8.14 ; -5.74) et le gypse (-1.71 ; -0.38).

Le calcul des indices de saturation des minéraux dans l'eau indique que seuls les minéraux carbonatés tendent à précipiter. Par contre les minéraux évaporitiques sont toujours à l'état de sous saturation. Cela est expliqué par des valeurs élevées de la constante d'équilibre des minéraux évaporitiques (Halite (1,58) ; Gypse (-4,85)), ce qui permet aux éléments évaporitiques de se présenter dans l'eau à des concentrations élevées. Par contre pour les minéraux carbonatés, la constante d'équilibre est plus faible (Dolomite (-17,09), Calcite (-8,48)), ce qui produit une précipitation rapide des éléments chimiques.

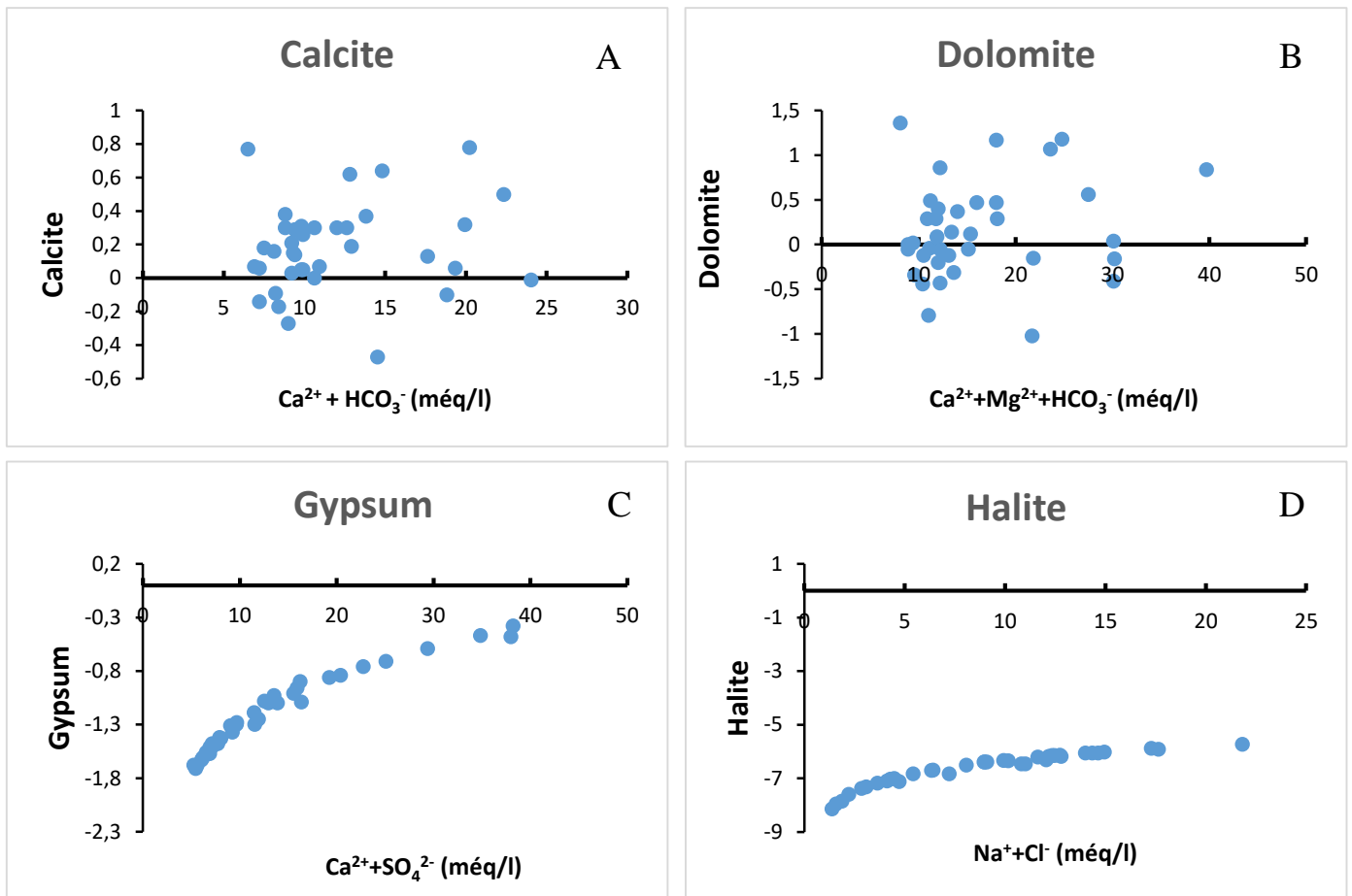


Figure IV.27 : Corrélation des indices de saturation des eaux Vis à vis les principaux éléments constitutifs

4.9 Etude statistique de la réponse chimique des eaux souterraines

Pour expliquer l'évolution du chimisme des eaux souterraines, une ou plusieurs liaisons existent entre les paramètres chimiques (variables). L'étude séparée de chacune des variables est une phase importante lors de l'analyse du comportement chimique, mais elle est souvent insuffisante. Il est donc intéressant de traiter les données en utilisant une méthode d'analyse multidimensionnelle comme l'Analyse en Composantes Principales (ACP).

Analyses en composantes principales.

L'ACP est une méthode descriptive dont l'objectif est de présenter sous une forme graphique le maximum d'informations contenues dans une base de données. Cette base est constituée, en lignes par des «individus» sur lesquels sont mesurées des «variables quantitatives» disposées en colonnes. Elle permet de réduire le nombre de variables afin de projeter le nuage de points dans un sous-espace bidimensionnel engendré par des couples d'axes factoriels ou facteurs.

L'objectif de l'application de l'ACP est d'analyser les corrélations existantes entre les différents variables et d'identifier les principaux ions responsables à la salinité des eaux souterraines.

L'analyse statistique a été réalisée sur 37 individus et 11 variables (la température, la conductivité électrique (CE), pH, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} et NO_3^-). Cette analyse a été réalisée par le logiciel (XLstat 2014).

IV.9.1. Statistique descriptive

Le tableau ci-dessous (IV.3) résume les paramètres statistiques des caractéristiques physico-chimiques des eaux souterraines du bassin versant.

Tableau IV.3 : Statistique descriptive des éléments chimiques des eaux

Variable	T	CE	pH	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-
Unité de mesure	°C	$\mu\text{S}/\text{cm}$	/	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Minimum	16	460	6.5	64.13	14.16	8.97	0.024	128.1	17.75	88	0.3
Maximum	20	4560	8.1	376.76	237.12	169.05	6.16	414.8	513.75	1035	128
Moyenne	18.13	1678.92	7.21	161.29	51.13	80.84	1.82	234.59	199.23	284.38	51.78
Ecart type	1.08	1016.59	0.28	89.98	44.78	40.53	1.65	67.46	130.48	235.18	27.22
Coefficient de variation	0.06	0.61	0.04	0.56	0.88	0.5	0.91	0.29	0.65	0.83	0.53

4.9.2 Matrice des corrélations

Les différentes corrélations entre les variables deux à deux et le coefficient de corrélation significatif, montre des corrélations positives pour la totalité des points (Tableau IV.4).

Selon le critère de Mangin, A., pour les 37 individus et au seuil de 5 %, le coefficient de corrélation critique est de 0,568.

De fortes corrélations ($R > 0,7$) existent entre les ions Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ Cl^- et SO_4^{2-} avec la conductivité électrique (Tableau IV.4). Ceci indiquerait que la minéralisation des eaux de la nappe est contrôlée principalement par les teneurs de ces éléments.

Une corrélation positive significative a été observée entre Ca^{2+} - Cl^- , Mg^{2+} - SO_4^{2-} , Mg^{2+} - Cl^- , Na^+ - SO_4^{2-} , SO_4^{2-} - Cl^- . Ces liaisons témoignent de l'influence évaporitiques sur le chimisme de l'eau.

Tableau IV.4 : Matrice de Corrélation des éléments chimiques.

Variables	T°C	CE	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
T°C	1										
CE	-0.0251	1									
pH	-0.2390	-0.2918	1								
Ca ²⁺	0.0421	0.7595	-0.4524	1							
Mg ²⁺	-0.0946	0.7971	-0.3047	0.6038	1						
Na ⁺	0.0565	0.7659	-0.0692	0.5974	0.5951	1					
K ⁺	-0.1232	0.8336	0.0684	0.5841	0.6519	0.8958	1				
HCO ₃ ⁻	-0.0215	0.2502	-0.0522	0.0398	0.1050	0.3174	0.2800	1			
Cl ⁻	-0.0443	0.9008	-0.2521	0.7558	0.7134	0.7367	0.7910	-0.0345	1		
SO ₄ ²⁻	0.0372	0.7863	-0.3883	0.8427	0.8257	0.7168	0.6771	0.1414	0.6695	1	
NO ₃ ⁻	0.1885	0.4521	-0.1313	0.5966	0.2162	0.2944	0.3367	-0.4056	0.5406	0.4010	1

Les chiffres en gras indiquent les corrélations significatives

9.2.3 L'analyse des plans factoriels

Le critère de kaiser (**Kaiser, 1960**) a été appliqué afin de déterminer le nombre total de facteurs significatifs. Selon ce critère, seuls les facteurs ayant une valeur propre supérieure ou égale à 1 seront acceptés comme sources possibles de variance dans les données.

Cette analyse a été poussée jusqu'à 3 facteurs et 78,78 % de la variance totale a pu être expliquées.

Tableau IV.5 : Valeurs propres et pourcentages exprimés pour les axes principaux

	F1	F2	F3
Valeurs propres	5,7966	1,6205	1,2589
Variabilité (%)	52,6961	14,7319	11,4450
Cumulés (%)	52,6961	67,4280	78,8730

L'analyse du plan factoriel F1-F2 montre que plus de 67 % de la variance totale sont exprimés (Figure IV.28). L'axe F1 (52.70 % de la variance) présente le pôle de la minéralisation il regroupe les variables suivantes : conductivité, Cl⁻, Na⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, SO₄²⁻ et K⁺ liés aux évaporites.

L'axe F2 représente 14,73% de la variance, oppose des eaux récentes riches en carbonates aux eaux profondes polluées par la pollution nitratée (origine anthropique : engrais).

L'axe F3 représente 11,44% de la variance expliquée (Figure IV.29). Il s'agit d'un axe de pollution par des eaux résiduaires riches en nitrates, sodium, potassium et chlorures.

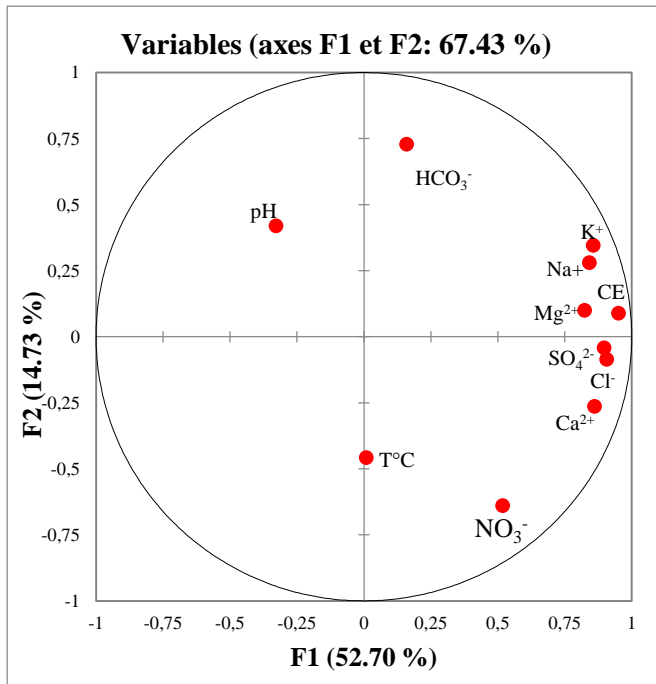


Figure IV.28 : Analyse dans l'espace des variables (plan factoriel F1 – F2)

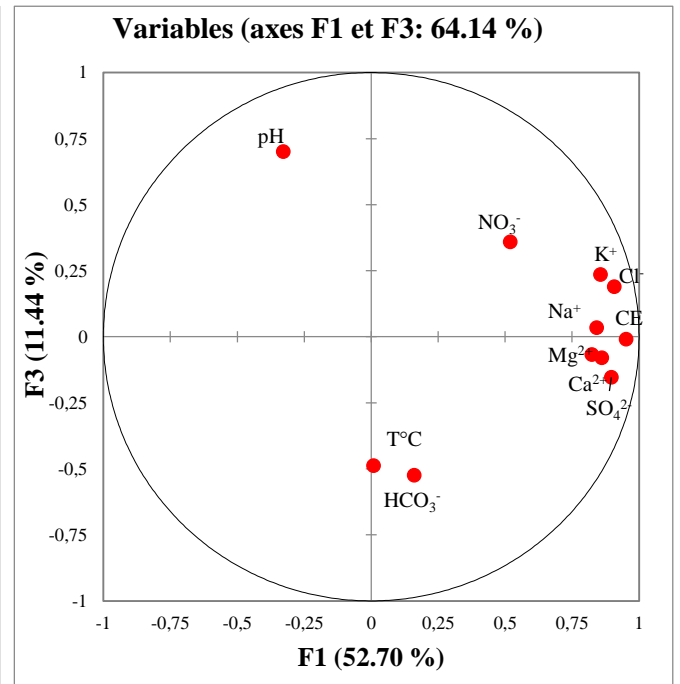


Figure IV.29 : Analyse dans l'espace des variables (plan factoriel F1 – F3)

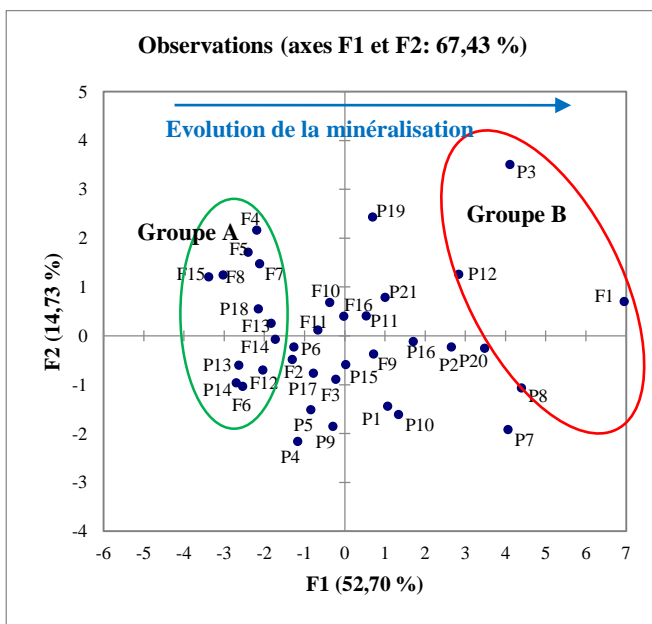


Figure IV.30 : projection des individus (plan factoriel F1 – F2)

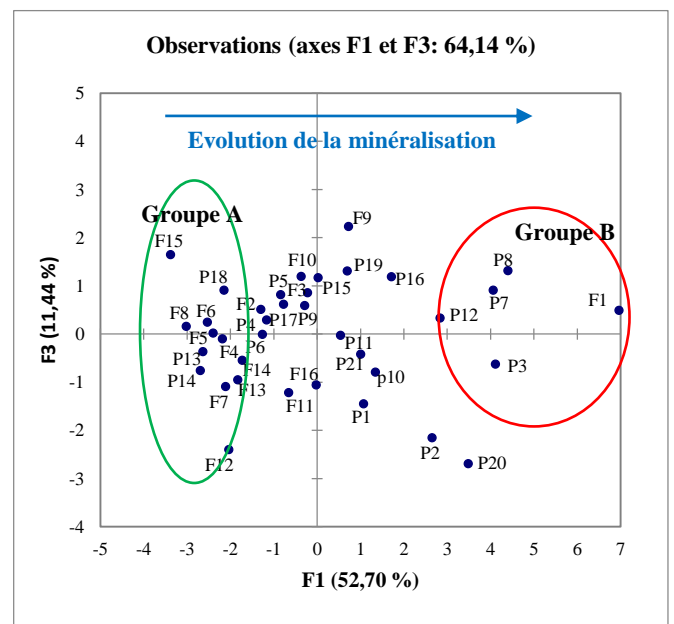


Figure IV.31 : projection des individus (plan factoriel F1 – F3)

La projection des individus (Figure IV. 30, Figure IV. 31) montre que la minéralisation évolue selon le sens d'écoulement, les eaux faiblement minéralisées (conductivité <1000 $\mu\text{s}/\text{cm}$) sont rencontrées dans les affleurements calcaires (groupe A), alors que, les fortement minéralisées (conductivité >2800 $\mu\text{s}/\text{cm}$) aux confins de chott Essbikhat (groupe B).

Nous avons effectué une seconde ACP élargie à toutes les eaux, souterraines (Puits et forages) et de surface (Chott), afin de situer une éventuelle relation hydraulique entre les différents systèmes d'eau.

L'analyse statistique multi variable a été réalisée sur les 11 variables (la température, la conductivité électrique (CE), pH, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} et NO_3^-) mesurés sur 39 prélèvements (forages, puits, et Chott).

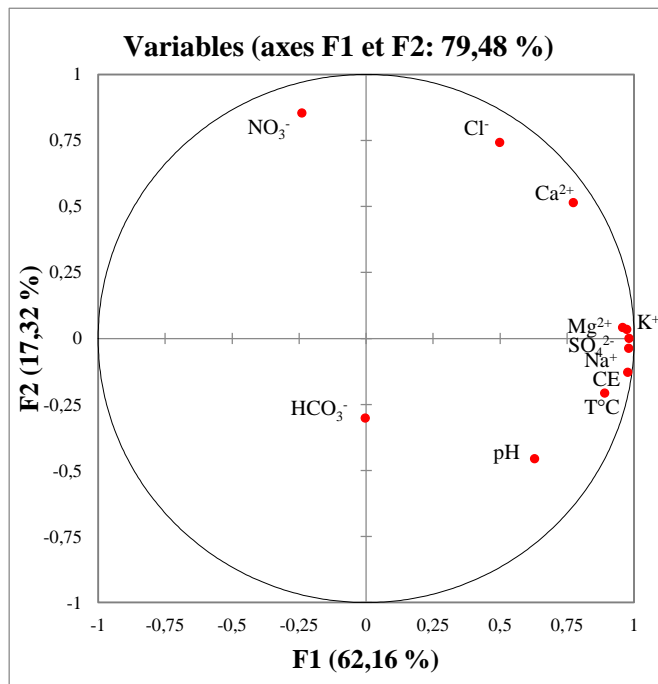


Figure IV.32 : Analyse dans l'espace des variables (plan factoriel F1 – F2)

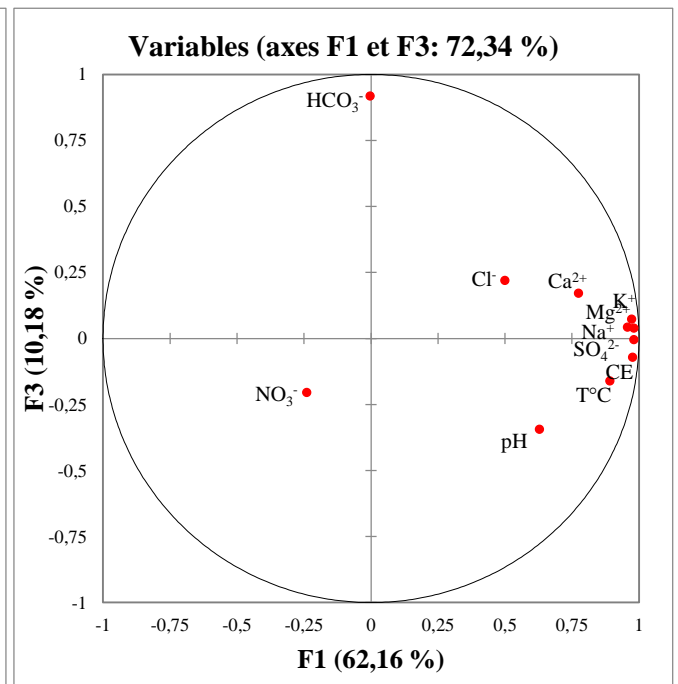


Figure IV.33 : Analyse dans l'espace des variables (plan factoriel F1 – F3)

Dans le plan factoriel F1 – F2 (Figure IV.32) l'axe F1 exprime 62,16 % de la variance. Il est défini par les variables : la température, la conductivité électrique, pH, Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} et K^+ . Ce pôle indique la salinité.

L'axe F2 montre une variance de 17,32 %, Sur cet axe se regroupent les variables Cl^- et NO_3^- . Cet axe traduit la pollution anthropique (les eaux usées) associée à une dissolution saline de CaCl_2 .

L'axe F3 représente 10,18 % de la variance (Figure IV.33). Il est déterminé dans sa partie positive par les bicarbonates (HCO_3^-) qui traduit la part des eaux jeunes et récentes sans charge saline appréciable, il s'agit d'une distinction d'eau d'affleurement calcaire.

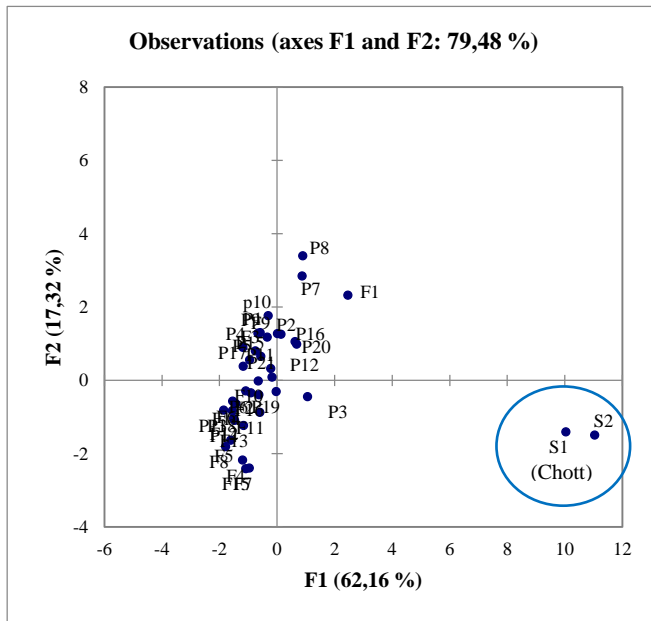


Figure IV. 34 : projection des individus (plan factoriel F1 – F2)

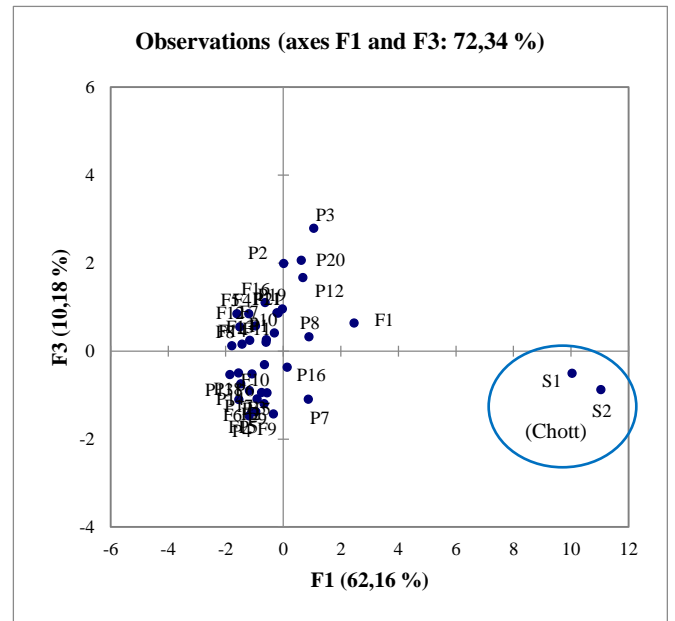


Figure IV. 35 : projection des individus (plan factoriel F1 – F3)

IV.10 Éléments en traces

L'utilisation des éléments en traces est un moyen efficace pour déterminer les causes de la salinité élevée des eaux souterraines. Des analyses de strontium, lithium et brome ont donc été effectuées.

IV.10.1 Strontium

Le strontium est un élément caractéristique des évaporites. Il s'y rencontre sous forme de célestite SrSO_4 , toujours associée au gypse $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (Carre, 1975 in Hsisou et al., 1996). Il est intégré en faible quantité dans le réseau des carbonates et il est peu adsorbé par les argiles. L'oxydation des composés soufrés tels que la pyrite libre du soufre mais ne s'accompagne jamais d'une mobilisation du strontium.

Le rapport caractéristique $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$

Le rapport des concentrations molaires du strontium sur celles du calcium dans les eaux doit permettre de déterminer l'origine du soufre dans les eaux sulfatées. D'après Meybeck (1984 in Hsisou et al., 1996) les rapports des concentrations molaires $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ supérieurs à 1‰ sont caractéristiques des eaux évaporitiques. De plus, comme chaque ensemble évaporitique

possède sa propre valeur du rapport $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$, les teneurs en Sr^{2+} et en Ca^{2+} des eaux ayant dissous les formations d'une région devraient permettre d'identifier les circulations souterraines et de distinguer leurs origines.

Meybeck 1984 in Houha, 2007 distingue en fonction de la valeur du rapport $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ des ensembles évaporitiques :

- évaporites du Trias : 3 à 10 ‰
- évaporites du Crétacé : 1 à 3 ‰

Le calcul du rapport $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ a révélé que les points d'eau possèdent des valeurs supérieures à 3 ‰ (Figure IV.36) ; mettant en évidence l'influence des formations évaporitiques sur la qualité des eaux souterraines.

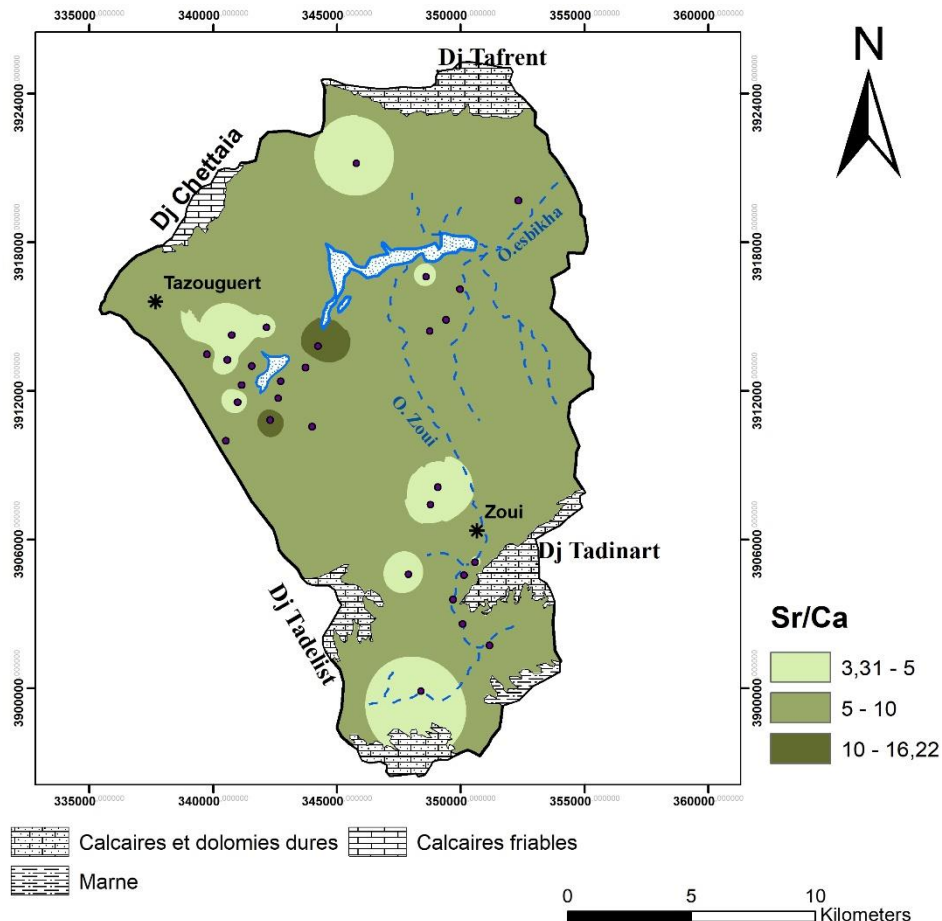


Figure IV.36 : carte du rapport $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ Mai 2015

IV.10.2 Le Lithium

Le lithium est souvent considéré comme un indicateur de lithofaciès (**Edmund, 1981**) ; c'est un indicateur du degré d'interaction eau-roche, par conséquent il donne une idée sur le temps de résidence des eaux souterraines. C'est un élément hydrophile, sensible à la variation de la température, d'où son utilisation dans certains géothermomètres. Le lithium peut être intégré dans une évaporite en se substituant à Na^+ dans l'Halite ou K^+ dans la Sylvite, comme il peut être lié aussi aux minéraux carbonatés (**Houha, 2007**).

Le rapport Li/Cl varie entre $(2.25 \cdot 10^{-4})$ et $(17.18 \cdot 10^{-4})$, étant supérieur à celui de l'eau de mer et qui est de l'ordre de $8,9 \cdot 10^{-6}$, ce rapport confirme que le lithium présent dans ces eaux est indépendant des chlorures et que l'interaction des eaux avec la matrice rocheuse est sa source majeure. En effet la présence de cet élément serait liée à une diagenèse des minéraux argileux (**Athamena, 2006**).

IV.10.3 Le Brome

❖ Le rapport caractéristique Br^-/Cl^-

Le brome et le chlore sont des traceurs conservatifs dans les environnements aqueux naturels : ils ne participent pas aux réactions d'oxydo-réduction et ils ne forment pas de précipités insolubles (**Fetter, 1993 in Fekrache, 2015**).

Le rapport Br^-/Cl^- , comparé à celui de l'eau de mer actuelle, peut être utilisé pour caractériser l'origine du chlore et par conséquent l'origine de l'eau et de sa minéralisation (**El Achheb et al. 2003**).

L'ensemble des eaux qui ont été analysées présentent un rapport Br^-/Cl^- variable (0.004 à 0.088 ‰) qui est très inférieur à celui de l'eau de mer (1.5 ‰), indiquant un excès des chlorures, ce qui met en évidence une source des chlorures autre que la mer (forte évaporation, dissolutions des évaporites, eaux usées, etc...) (**Fekrache, 2015**).

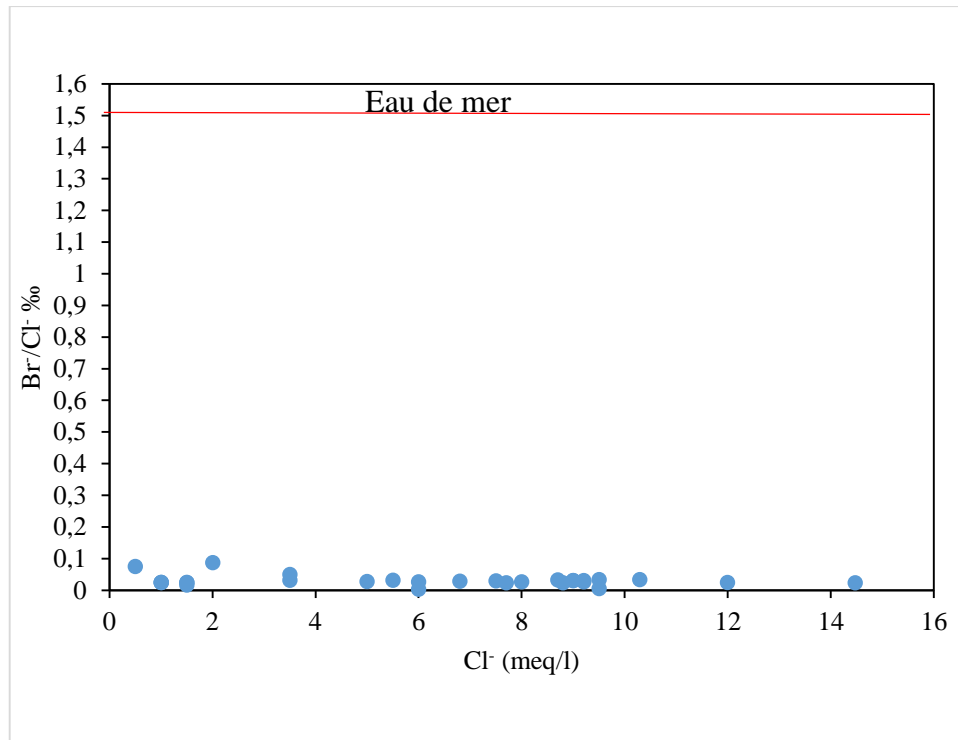


Figure IV.37 : Le rapport Br/Cl en fonction de Cl

IV. 11 Qualité des eaux

La composition chimique d'une eau joue un rôle important dans la détermination de sa qualité , par conséquent, son attribution pour l'alimentation en eau potable ou d'autres usages (irrigation, industrie...etc.) (Bouslah S, 2018).

IV.11.1 Indice de la Qualité de l'Eau

L'Indice de Qualité de l'Eau (Water Quality Index) ; c'est une méthode très appréciée et largement utilisée dans l'évaluation de la qualité de l'eau potable. L'indice de qualité de l'eau (IQE) reflète l'influence composite des différents paramètres de qualité de l'eau sur sa potabilité et permet de décrire l'état global de la qualité de l'eau en un seul terme qui repose sur la comparaison des différents paramètres de qualité de l'eau avec les normes internationale ou nationales recommandées. Le WQI a été initialement conçu par (Horton, 1965) et développé par (Brown et al. 1970).

Dix paramètres (pH, CE, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, HCO₃⁻, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻) ont été sélectionnés pour calculer l'Indice de qualité de l'eau.

Cet indice est calculé en suivant la méthode de l'indice arithmétique pondéré (Brown et al, 1970 ; Brown et al, 1972 ; Yidana et Yidana, 2010, Talhaoui et al, 2020).

Le calcul comprend les étapes suivantes :

Lors de la première étape, une valeur numérique appelée poids relatif (W_i), spécifique à chaque paramètre physico-chimique, est calculée (Tableau IV.6) selon la formule suivante :

$$W_i = k/s_n \quad (IV.11)$$

Où :

k : constante de proportionnalité et peut également être calculée à l'aide de l'équation

$$\text{suivante : } k = 1/(\sum_{i=1}^n 1/s_n) \quad (IV.12)$$

n : nombre de paramètres

S_n : valeur standard admissible

Dans la deuxième étape, une échelle d'évaluation de la qualité (q_i) est calculée pour chaque paramètre en utilisant l'équation (IV.13) :

$$q_i = [(v_{\text{actual}} - v_{\text{ideal}})/(v_{\text{standard}} - v_{\text{ideal}})] * 100 \quad (IV.13)$$

V_{actual} = On estime la concentration du paramètre i^{th} dans l'eau analysée ; V_{standard} = il est recommandé de valeur standard du paramètre i^{th} . V_{ideal} = est la valeur idéale du paramètre i^{th} dans l'eau pure. ($V_{\text{ideal}} = 0$, sauf $\text{pH}=7$) (Tableau IV.6).

Tableau IV.6 : Méthodologie de calcul WQI

paramètres	pH	C25°C	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	NO ₃ ⁻
Valeur standard (S _n /V _s)	8.5	1500	75	50	200	12	120	250	250	50
Norme idéale (V _i)	7	0								
(W _i)	0,425	0,0024	0,0483	0,0724	0,018	0,301	0,0302	0,0145	0,0145	0,0724

Finalement l'indice global de la qualité de l'eau est calculé par l'équation suivante :

$$WQI = \sum_{i=1}^n (q_i w_i) / \sum_{i=1}^n w_i \quad (IV.14)$$

Les valeurs de l'indice de qualité de l'eau (WQI) calculées sont classées en cinq classes (Tableau IV.7).

Tableau IV.7 : Classification des eaux souterraines selon le WQI

WQI	Classes de l'indice
0 - 25	Excellente
26 - 50	Bonne
51 - 75	Mauvaise
76 - 100	Très mauvaise
> 100	Non potable

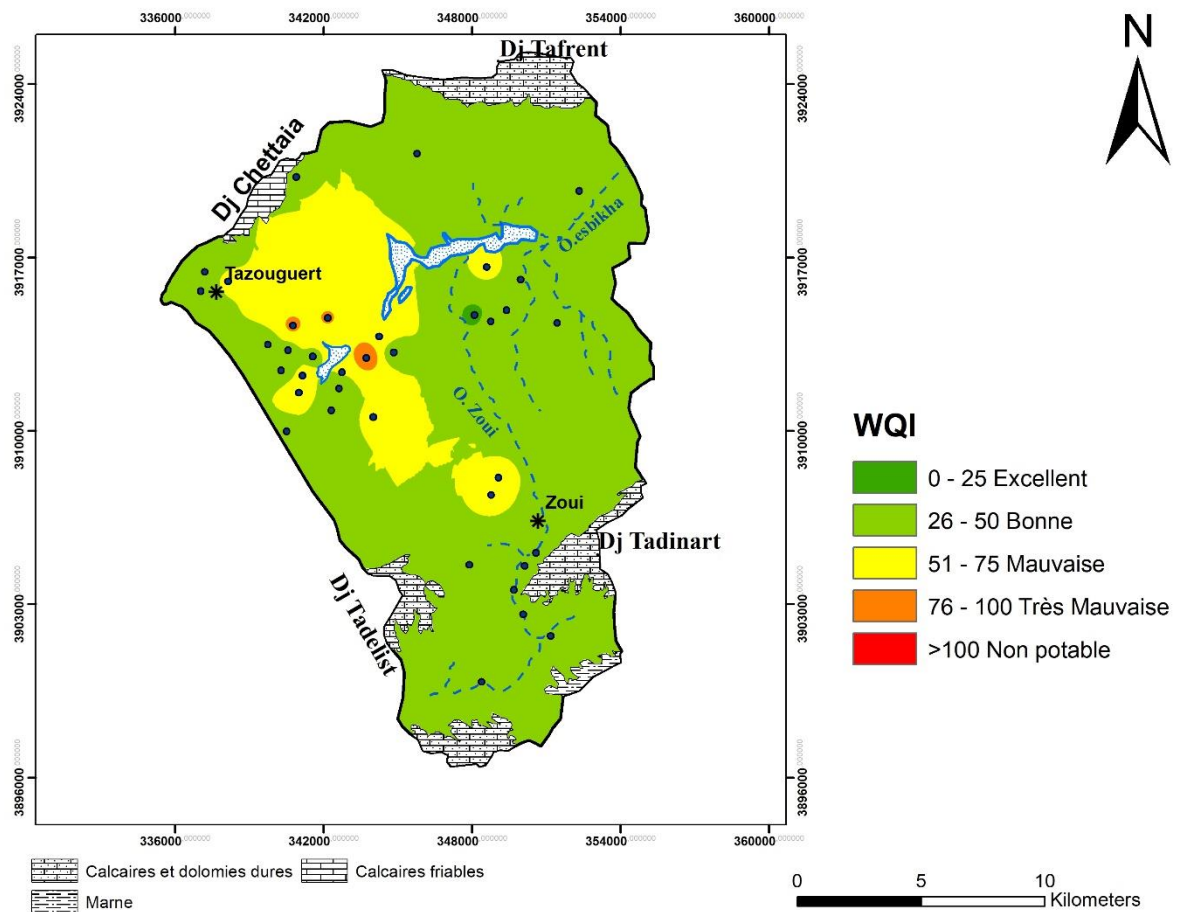


Figure IV. 38 : Carte de distribution spatiale du WQI

IWQ calculé varie de 16.46 à 83.15 avec une valeur moyenne de 45.6147 ce qui suggère que la qualité de l'eau dans la région d'étude est d'excellente à très mauvaise qualité, 2.7 % des échantillons sont d'excellente qualité, 67.57 % des échantillons sont de bonne qualité, 18.92 % de mauvaise qualité et 8.11 % très mauvaise qualité (Figure IV. 38).

IV.11.2 Qualité des eaux pour l'irrigation

IV.11.2.1 Calcul des paramètres des eaux à usage agricole

La qualité de l'eau utilisée pour l'irrigation est un paramètre essentiel pour le rendement des cultures, le maintien de la productivité du sol. Ainsi, les propriétés physiques et chimiques du sol, telles que sa structure et sa perméabilité, sont très sensibles au type d'ions potentiellement échangeables présents dans les eaux d'irrigation.

La qualité des eaux d'irrigation peut être évaluée par un certain nombre de paramètres tels que la conductivité électrique (CE), le taux d'absorption du sodium (SAR), le pourcentage de sodium (% Na), le risque de magnésium (MH), l'indice de perméabilité (PI), et l'indice de Kelly (KR). Tous les ions sont exprimés en (meq/l).

✚ Conductivité électrique (CE)

La conductivité électrique (CE) est l'un des paramètres les plus importants nécessaires pour évaluer la qualité de l'eau destinée à l'irrigation. Sur la base des valeurs de conductivité électrique, l'eau est divisée en cinq classes (**Ayers et Westcot 1985**) (Tableau IV.8).

Les valeurs de la conductivité (460-4560), permettent de classer les points d'eau dans quatre classes. La majorité des échantillons d'eau souterraine (57%) sont de qualité admissible, (13%) sont de bonne qualité (19%) de qualité médiocre et (11%) de mauvaise qualité.

✚ Le taux d'adsorption du sodium (SAR)

La présence du sodium peut causer des effets sur la structure de la roche, et sur la végétation due aux floculations des argiles, ce qui rend les sols compacts pour les plantes.

Afin d'éviter ce risque, **Richard (1954)** a élaboré une classification se basant sur le sodium absorbé par le sol, ou bien c'est la concentration en sodium.

Le SAR (Sodium Absorption Ratio) est un indice qui mesure le danger que représente l'existence d'une teneur donnée en sodium dans l'eau. Il se calcule par la formule suivante :

$$SAR = \frac{Na^+}{\sqrt{(Ca^{2+} + Mg^{2+})/2}} \quad (IV.15)$$

Les variations du SAR des différents points d'eau montrent qu'ils sont inférieurs à la valeur 10, elles sont qualifiées comme excellentes pour l'irrigation (Tableau IV.8).

Le diagramme de Richards

Les valeurs de **SAR** sont reportées en combinaison avec la conductivité électrique de l'eau, sur le diagramme de Richards. Le diagramme est découpé en quatre classes de salinité (C) et quatre classes de risques de sodisation (S).

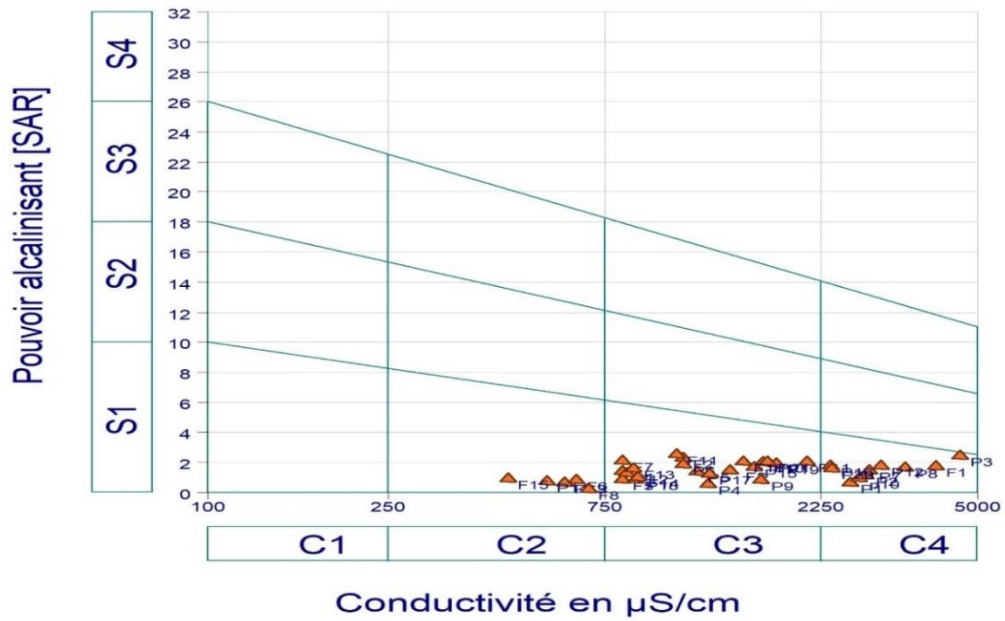


Figure IV.39 : Classification des eaux d'irrigation d'après le diagramme de Richards

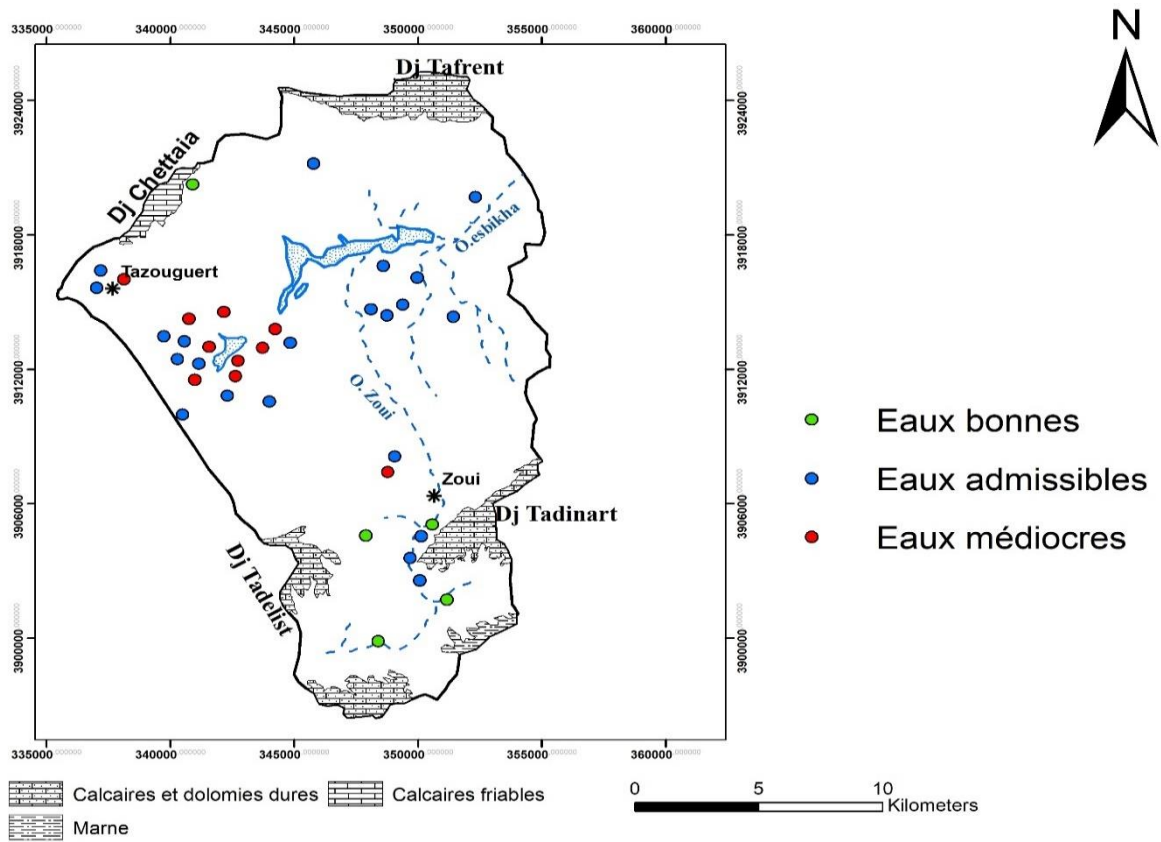


Figure IV.40 : Carte d'aptitude des eaux à l'irrigation selon la classification de Richards,

Mai 2015

Après avoir reporté tous les points d'eau sur le diagramme de Richards (Figure IV.39), on a pu dégager la présence de trois classes d'eaux qui sont les suivantes :

C2S1 : Elle caractérise une eau bonne pour l'irrigation et pouvant être utilisée sans contrôle particulier pour les plantes moyennement tolérantes aux sels. Cette classe représente les eaux de faible minéralisation.

C3S1 : En général, eaux convenant à l'irrigation de cultures tolérantes aux sels sur des sols bien drainés. L'évolution de la salinité doit cependant être contrôlée.

C4S1 : Représente des eaux médiocres fortement minéralisées, susceptibles de convenir à l'irrigation de certaines espèces bien tolérantes aux sels et sur des sols bien drainés et lessivés.

Pourcentage de sodium (%Na)

Le pourcentage de sodium (%Na) également appelé pourcentage de sodium soluble (SSP), est un paramètre utilisé dans l'évaluation de l'aptitude des eaux à l'irrigation (**Wilcox 1955**).

Le % Na peut être calculé par la relation suivante :

$$\%Na = \frac{Na^{+}+K^{+}}{Ca^{2+}+Mg^{2+}+Na^{+}+K^{+}} * 100 \quad (IV.16)$$

Le calcul du pourcentage en sodium montre que les points d'eau sont rangés dans les classes 1 et 2 c.à.d. que leur qualité est bonne pour l'irrigation voir même excellente pour certains points d'eau (Tableau IV.8).

Classification des eaux par la méthode de Wilcox

Généralement, les plantes supportent mal les sols saturés en sodium. La classification de Wilcox fondée sur la conductivité électrique et la teneur en sodium dans l'eau exprimée en pourcentage. La représentation des différents échantillons sur ce diagramme permet la caractérisation des eaux pour leur aptitude à l'irrigation.

La projection des analyses des eaux montre que 56.75% des échantillons sont des eaux de bonne qualité pour l'irrigation alors que 13.51% sont des eaux excellentes et 18.92% sont médiocres seuls 10.81% sont des eaux de mauvaise qualité pour l'irrigation (Figure IV.41).

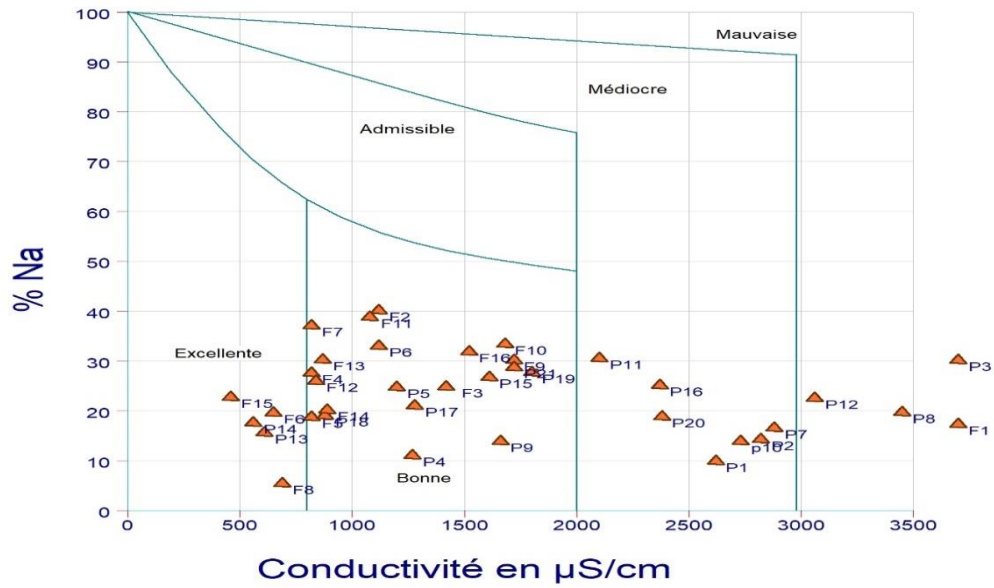


Figure IV.41 : Diagrammes de Wilcox, Mai 2015

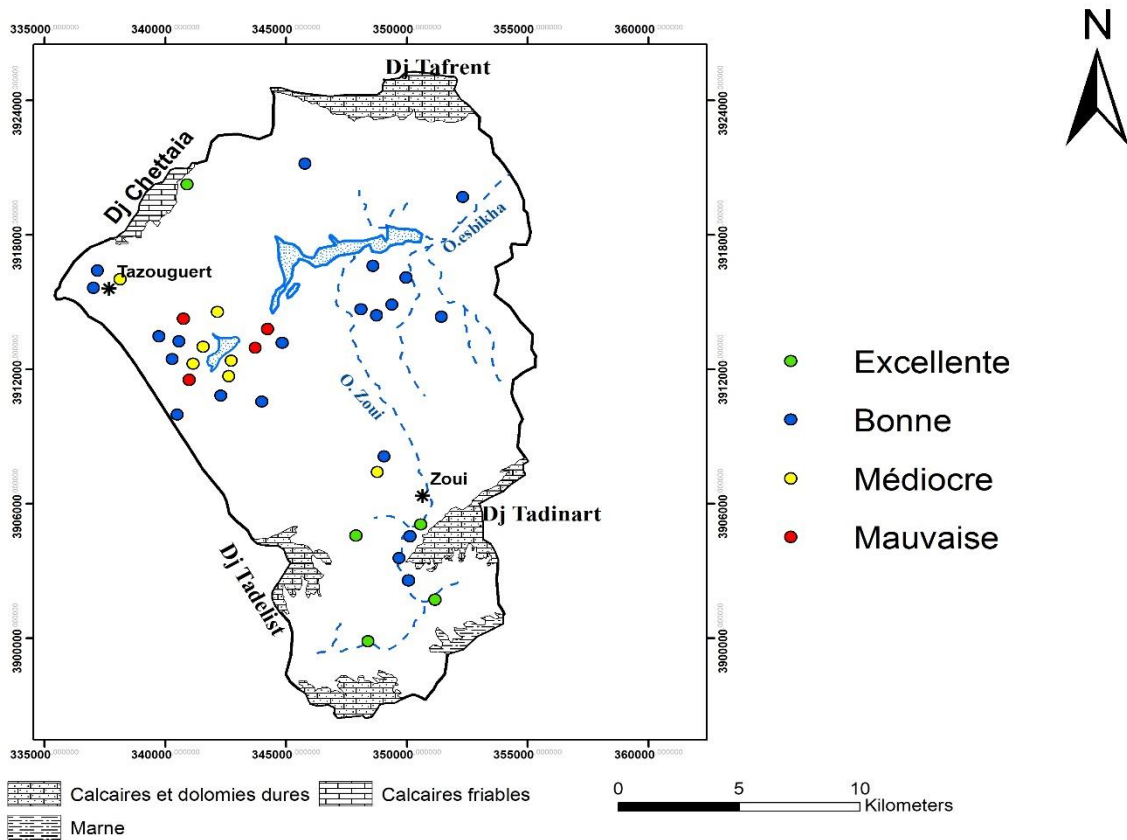


Figure IV.42 : Carte d'aptitude des eaux à l'irrigation selon la classification de Wilcox, Mai

2015

✚ Risque du Magnésium (MH)

Proposé par **Szabolcs et Darab (1964)**, ce paramètre est exprimé par l'équation suivante :

$$MH = \frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+} + Mg^{2+}} * 100 \quad (IV.17)$$

Le MH est la quantité excessive de Mg^{2+} sur Ca^{2+} . Généralement le magnésium (Mg^{2+}) et le calcium (Ca^{2+}) sont en équilibre dans les eaux souterraines. L'excès de Mg^{2+} affecte la qualité du sol donnant de faibles rendements agricoles. Dans le cas où la concentration de Ca^{2+} est inférieure à celle de Mg^{2+} , ce dernier va se comporter de la même manière que Na^+ et dégrade ainsi la structure du sol (**Hallouche, 2017**).

Les valeurs $MH < 50\%$ indiquent une aptitude des eaux souterraines à l'irrigation. Par contre, les valeurs de $MH > 50\%$ indiquent une eau impropre (**Lloyd & Heathcoat, 1985**).

Les valeurs de MH dans la majorité des points d'eau convient à l'irrigation, il représente seulement 2 points d'eau (P3 and F1) qui ne conviennent pas à l'irrigation car ils dépassent les 50% (Tableau IV.8).

✚ Indice de perméabilité (PI)

L'utilisation prolongée de l'irrigation peut affecter à long terme la perméabilité du sol. Le sodium, le calcium, le magnésium et les bicarbonates influencent la perméabilité des sols en modifiant leurs propriétés physiques et chimiques.

Doneen en 1964, à classé les eaux d'irrigation en se basant sur l'indice de perméabilité

Il est défini par la relation suivante :

$$PI = \frac{Na^+ + \sqrt{HCO_3^-}}{Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+} * 100 \quad (IV.18)$$

Si $PI > 75\%$: l'eau est excellente pour l'irrigation ;

Si $25\% < PI < 75\%$: l'eau est de bonne qualité pour l'irrigation ;

Si $PI < 25\%$: l'eau est de mauvaise qualité.

Les valeurs de PI varient de 17.95 à 58.70, il ressort que les échantillons d'eau souterraine de la région d'étude sont répartis comme suit : 19 % se trouvent dans la classe 3 ($PI < 25\%$), alors que 81% appartient à la classe 2 (25–75%) (Tableau IV.8).

✚ Indice de Kelly (KI) ou rapport de Kelly (KR)

Cet indice a été introduit par **Kelly (1940)** pour évaluer la qualité de l'eau destinée à l'irrigation ; il est basé sur la concentration de Na^+ par rapport à la somme des concentrations de Ca^{2+} et Mg^{2+} dans les eaux. Il est calculé en utilisant l'équation suivante :

$$KR = \frac{Na^+}{Ca^{2+}+Mg^{2+}} \quad (IV.19)$$

Si $KR < 0$: l'eau est mauvaise pour l'irrigation ;

Si $KR > 0$: l'eau est bonne pour l'irrigation.

L'indice de Kelly calculé des eaux souterraines de la zone d'étude varie entre 0.06 et 0.66 meq/l indiquant que ces eaux sont appropriées à l'irrigation (Tableau IV.8).

Tableau IV. 8 : Classification des eaux d'irrigation

Paramètres	Normes	Classe d'eau	Nombre des échantillons
(CE) ($\mu S/cm$)	<250	Excellente	-
	250–750	Bonne	5
	750–2000	Admissible	21
	2000–3000	Médiocre	7
	>3000	Mauvaise	4
Le taux d'adsorption du sodium (SAR)	<10	Excellente	37
	10–18	Bonne	-
	18–26	Médiocre	-
	>26	Mauvaise	-
Pourcentage de sodium (%Na)	<20 %	Excellente	15
	20 % < % Na < 40 %	Good Bonne	22
	40 % < % Na < 60 %	Admissible	-
	60 % < % Na < 80 %	Médiocre	-
	% Na > 80 %	Mauvaise	-
Risque du Magnésium (MH)	<50	Permissible	35
	>50	Unsuitable	2
Indice de perméabilité (PI)	>75	Excellente	-
	25-75	Bonne	30
	<25	Mauvaise	7
Indice de Kelly (KR)	<1	approprié	37
	>1	Inappropriée	-

IV.11.2.2 Indice de la qualité des eaux d'irrigation de MEIRELES (IWQI)

Développé par **Meireles et al. en 2010**, est une méthode spécifique principalement utilisée pour l'évaluation de la qualité de l'eau à des fins agricoles (**Abbasnia et al, 2018**).

L'indice de qualité de l'eau d'irrigation (IWQI) a été calculé en fonction des cinq paramètres suivants : EC, Na⁺, Cl⁻, HCO₃⁻ et SAR.

Dans la première étape, les valeurs des poids (w_i) ont été définies en fonction de leur importance relative pour la qualité de l'eau d'irrigation. Ses valeurs normalisées et leur somme soit égaux à un (Tableau IV.9). Dans la deuxième étape, les valeurs de (q_i) ont été estimées sur la base de chaque valeur de paramètre (Tableau IV.10), en fonction des paramètres de qualité de l'eau d'irrigation proposés par le Comité des consultants de l'Université de Californie - UCCC et selon les critères établis par **Ayers et Westcot (1999)**. Les paramètres de qualité de l'eau ont été représentés par une valeur non dimensionnelle. La valeur la plus élevée du q_i indique une eau de meilleure qualité.

Les valeurs de q_i ont été calculées à l'aide de l'équation suivante :

$$q_i = q_{i\max} - \left\{ \frac{(x_{ij} - x_{\text{inf}}) * q_{i\text{amp}}}{x_{\text{amp}}} \right\} \quad (\text{IV.20})$$

Où : $q_{i\max}$ est la valeur maximale de q_i pour la classe ;

x_{ij} est la valeur observée pour le paramètre ;

x_{inf} est la valeur correspondant à la limite inférieure de la classe à laquelle appartient le paramètre ;

$q_{i\text{amp}}$ est l'amplitude de classe ;

x_{amp} est l'amplitude de classe à laquelle appartient le paramètre.

Tableau IV.9 : Poids des paramètres

Paramètres	Poids (w_i)
EC	0.211
Na	0.204
HCO ₃	0.202
Cl	0.194
SAR	0.189
Total	1.0

L'indice de qualité de l'eau d'irrigation (IWQI) a été calculé selon l'équation suivante :

$$\text{IWQI} = \sum_{i=1}^n q_i w_i \quad (\text{IV.21})$$

Tableau IV.10 : Valeurs limites des paramètres pour le calcul de la mesure de la qualité (qi)

qi	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	SAR (meq/l) ^{1/2}	Na ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻
			Meq/l		
85-100	200 ≤ CE < 750	SAR < 3	2 ≤ Na < 3	Cl < 4	1 ≤ HCO ₃ < 1.5
60-85	750 ≤ CE < 1500	3 ≤ SAR < 6	3 ≤ Na < 6	4 ≤ Cl < 7	1.5 ≤ HCO ₃ < 4.5
35-60	1500 ≤ CE < 3000	6 ≤ SAR < 12	6 ≤ Na < 9	7 ≤ Cl < 10	4.5 ≤ HCO ₃ < 8.5
0-35	CE < 200 ou CE ≥ 3000	SAR ≥ 12	Na < 2 ou Na ≥ 9	Cl ≥ 10	HCO ₃ < 1 ou HCO ₃ ≥ 8.5

IWQI est un paramètre adimensionnel allant de (0 à 100).

Tableau IV.11 : Caractéristiques de l'indice de qualité de l'eau d'irrigation

IWQI	Restriction d'utilisation de l'eau	Recommandation	
		Sol	Plante
85-100	Pas de Restriction RP	Peut être utilisée pour la majorité des sols avec une faible probabilité de causer des problèmes de salinité et de sodicité, étant recommandé comme lessivage dans les pratiques d'irrigation, sauf pour des sols extrêmement peu perméables.	Aucun risque de toxicité pour la plupart des plantes
70-85	Faible Restriction RF	Recommandée pour les sols irrigués à texture légère ou à perméabilité modérée, sel recommandé lessivage. La sodicité du sol peut être présente dans les sols à texture épaisse, il est recommandé d'éviter son utilisation dans les sols très argileux.	Eviter les plantes sensibles au sel
55-70	Restriction Modérée RM	Peut être utilisé dans les sols avec des valeurs de perméabilité modérées à élevées, étant suggéré une lixiviation modérée des sels.	Les plantes ayant une tolérance modérée aux sels peuvent être cultivées
40-55	Restriction Elevée RE	Peut être utilisé dans des sols à haute perméabilité sans couches compactes. Un programme d'irrigation à haute fréquence doit être adopté pour les eaux dont la CE est supérieure à 2000 $\mu\text{S cm}^{-1}$ et le SAR supérieur à 7.	Devrait être utilisé pour l'irrigation des plantes avec modérée à haute tolérance aux sels avec contrôle spécial de la salinité pratiques, sauf l'eau avec faibles valeurs de Na, Cl et HCO ₃
0-40	Restriction Sévère RS	Son utilisation devrait être évité pour l'irrigation dans des conditions normales. Dans des cas spéciaux, peut être utilisé occasionnellement. L'eau contenant peu de sel et le SAR élevé nécessite l'application de gypse. Dans une eau à forte teneur en sel, les sols doivent avoir une perméabilité élevée et un excès d'eau doit être appliqué pour éviter l'accumulation de sel.	Seulement les plantes avec une tolérance élevée au sel, sauf pour les eaux avec des valeurs extrêmement basses de Na, Cl et HCO ₃

Cet indice est divisé en cinq classes en fonction des problèmes de de salinité de l'eau, d'infiltration lente de l'eau du sol et de la toxicité pour les plantes (Tableau IV.11).

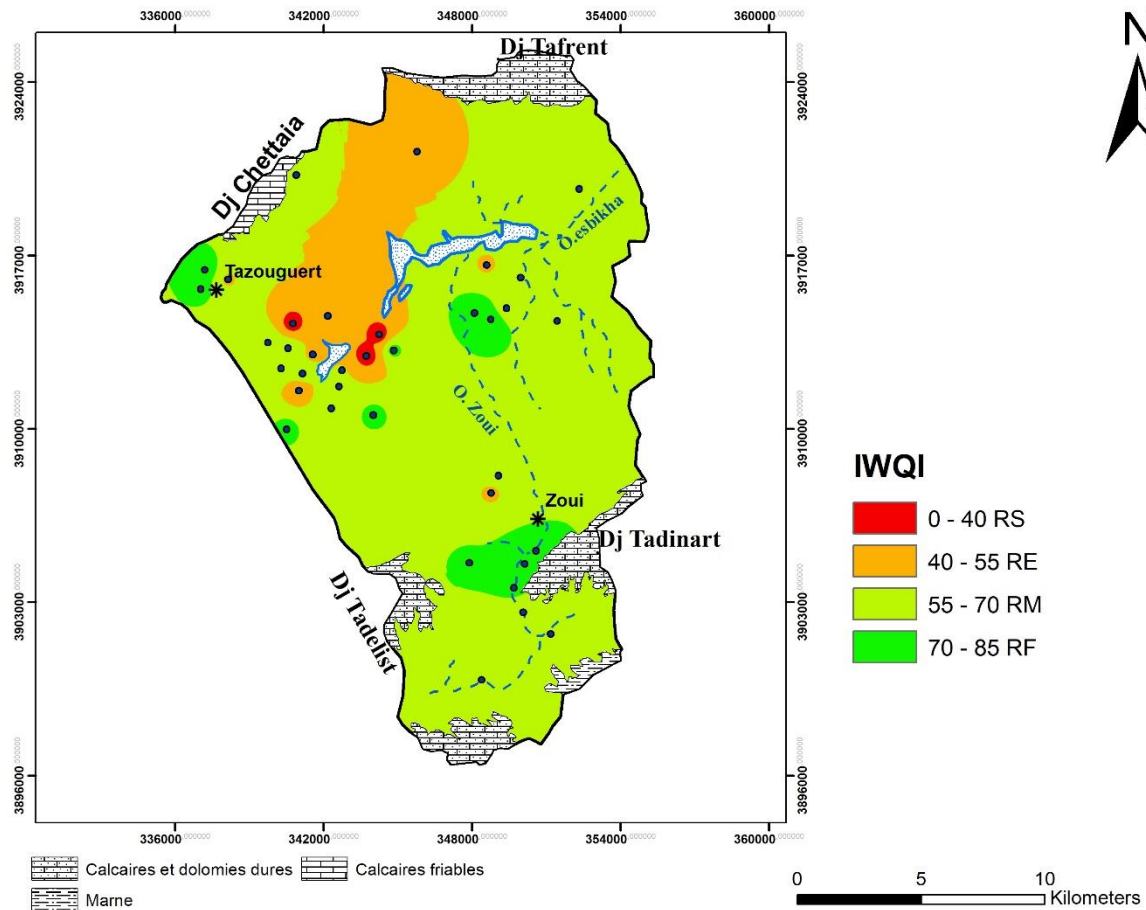


Figure IV.43 : la carte de répartition spatiale de l'IWQI

Le calcul de l'indice de qualité des eaux d'irrigation (IWQI) d'après le modèle de **Meireles et al., 2010** montre que 29.73 % des échantillons étaient classés dans la catégorie « Restriction Faible » et pourrait être utilisé pour l'irrigation directement sans aucun traitement. La classe à «Restriction Modérée» est la classe dominante, elle représente 45.95 % de l'ensemble des échantillons prélevés. Les eaux de cette classe peuvent être utilisées dans les sols ayant des valeurs de perméabilité modérées à élevées, et que les sels soient modérément lessivés. Un lessivage modéré des sels est suggéré. La classe à «Restriction Elevée » est représentée par 13.51 % des échantillons prélevés. L'utilisation des eaux appartenant à cette classe est tolérée pour les sols à haute perméabilité sans couches compactes. Le reste des échantillons étudiés 10.81 % dans la catégorie « Restriction sévère » (Figure IV.43).

*CONCLUSION
GENERALE*

Conclusion générale

Le bassin d'Essbikha-El-Mahmel occupe superficie de l'ordre de 343.55 Km². C'est un territoire qui se trouve partagée entre plusieurs unités physiques dont la totalité appartient au pays atlasique des monts Aurès-Nemamcha. Ce périmètre représente une vaste plaine dans laquelle se développent les meilleures terrains agricoles à l'exception de certains sols salés développés autour de la Sebkha appelée « Bahiret Sbukha ». C'est une plaine intramontagnarde assez vaste comblée de dépôts Plio-Quaternaire d'une altitude moyenne de 1060 m.

Le couplage entre l'étude géophysique (**ENAGEO 1988**) et la géologie fait apparaitre des terrains du Quaternaire, constituée par des dépôts sableux, limoneux et des graviers avec de gros galets d'une épaisseur de 70 m environ et du crétacé formé par une alternance de marne et de calcaire de Maestrichien. Sur le plan hydrogéologique en a la superposition de deux nappes : Quaternaire formé par des dépôts sableux limoneux, avec des galets et une nappe de Maestrichien formé par des calcaires qui représente la nappe locale.

L'analyse des données climatiques, a mis en évidence un climat de type semi-aride. Les précipitations et les températures moyennes annuelles sont de l'ordre de 467.42 mm/an et 15.84°C respectivement.

L'évapotranspiration réelle représente 85.28 % des précipitations, alors que l'infiltration est très faible et ne représente que 4.87 % des précipitations.

L'étude hydrochimique a permis de caractériser les principaux paramètres physico-chimiques des échantillons d'eau prélevés au cours de la campagne de terrain du Mai 2015. D'après les résultats des analyses chimiques et leurs classifications, nous remarquons que :

*Les eaux souterraines du bassin d'Essbikha-El-Mahmel présentent d'importantes variations de la minéralisation dans le sens de l'écoulement. La conductivité est généralement élevée et oscille entre 460 $\mu\text{S cm}^{-1}$ et 4560 $\mu\text{S cm}^{-1}$.

*De l'observation de la carte de répartition spatiale des différents paramètres étudiés, il ressort qu'au niveau de la zone d'étude, la nature hydrochimique des eaux est déterminée essentiellement par la nature lithologique des formations des zones de recharge.

*Les eaux qui émergent dans les formations carbonatées fissurées possèdent un faciès bicarbonaté calciques vers des eaux chlorurées calcique en aval du bassin aux confins de la sebkha, en passant par un faciès de transition marqué, par des eaux sulfatées calciques à sulfatées magnésiennes dans le remplissage Plio-Quaternaire.

Conclusion générale

*Les valeurs des indices d'échange des bases ainsi que la position des échantillons d'eaux dans les diagrammes croisés, Chadha, Gibbs et celui de Durov étendu indiquent que l'interaction eau-roche est le processus géochimique majeur contrôlant la minéralisation des eaux.

*L'analyse thermodynamique a montré une saturation des eaux en carbonates, Calcite et dolomite, suite au dégazage de CO₂ et une dissolution des formations évaporitiques, gypse et halite.

* L'analyse en composantes principales révèle trois facteurs (ACP) qui expliquent 78,87 % de la variation dans l'ensemble des données. Le facteur 1 présente le pôle de minéralisation. Le facteur 2 oppose des eaux récentes riches en carbonates aux eaux profondes polluées par la pollution nitratée. Le facteur 3 Il s'agit d'un axe de pollution par des eaux résiduaires.

*Les résultats de l'indice de qualité de l'eau potable (IWQ) ont montré que 2.7 % des échantillons sont d'excellente qualité, 67.57 % des échantillons sont de bonne qualité, 18.92 % de mauvaise qualité et 8.11 % très mauvaise qualité. De plus, l'indice de qualité de l'eau d'irrigation (IWQI) a montré que 29.73 % des échantillons étaient classés dans la catégorie « restriction faible », 45.95 % dans la catégorie « restriction modérée », 13.51 % dans la catégorie « restriction élevée », et 10.81 % dans la catégorie « Restriction sévère ».

Perspectives :

Pour une bonne compréhension du fonctionnement hydrogéochimique du système aquifère diverses perspectives semblent être nécessaires :

*La sensibilisation les populations sur l'importance de ce patrimoine et l'obligation de la protéger.

*La réduction des pompages intensifs afin de dissiper la menace qui pèse sur la qualité et la quantité des eaux souterraines et encourager l'irrigation par le goutte à goutte.

*lutter contre la pollution agricole par la sensibilisation des agriculteurs sur l'utilisation rationnelle des produits phytosanitaires et le danger qui peut provoquer sur les eaux souterraines.

*L'étude hydrochimique réalisée dans ce travail a permis de définir les interactions entre les eaux et les roches encaissantes et aussi d'aborder la question de l'origine de la minéralisation et de la salinité des eaux. Cependant, il serait très intéressant de compléter cette étude par des études isotopiques pour une meilleure compréhension de l'origine de la recharge et l'origine de la minéralisation des eaux.

Conclusion générale

*Adopter l'approche de gestion intégrée des ressources en eau en eaux afin de faire face aux problèmes liés à la qualité et à la quantité de l'eau de manière efficace et durable pour asseoir les assises d'un développement économique et social

*L'approche de gestion intégrée des ressources en eau contribue à la gestion et à l'aménagement durables et adaptés des ressources en eau, en prenant en compte les divers intérêts sociaux, économiques et environnementaux. Elle reconnaît les nombreux groupes d'intérêts divergents, les secteurs économiques qui utilisent et polluent l'eau, ainsi que les besoins de l'environnement.

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

- Abbasnia A, Yousefi N, Mahvi A H, Nabizadeh R, Radfard M, Yousefi M, Alimohammadi, M (2018).** Evaluation of groundwater quality using water quality index and its suitability for assessing water for drinking and irrigation purposes: Case study of Sistan and Baluchistan province (Iran). *Human and Ecological Risk Assessment. An International Journal*, 1–18.
- Aghzar N, Bellouti H et Soudi B, 2001.** Pollution nitrique des eaux souterraines au Tadla (Maroc). *Rev. Sci. Eau*, 15(2) 459-492.
- AL-Droubi A. (1976)** - Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation. Modèle thermodynamique de simulation, application aux sols salés du Tchad. Th. Doc. Ing., Univ. Strasbourg, 177 p.
- Amadou, H., Mahaman, S. L., & Abdou, S. M. (2014).** Caractérisation hydro chimique des eaux souterraines de la région de Tahoua (Niger). *Journal of Applied Biosciences*, 80, 7161-7172.
- Amrani, S., Hinaje, S., 2014.** Hydrodynamisme et minéralisation des eaux souterraines de la nappe phréatique plio-quadernaire du plateau Timahdite - Almis Guigou (Moyen Atlas, Maroc). *European Scientific Journal* 10, 174–189.
- Athamena M., 2006.** Etude des ressources thermales de l'ensemble allochtone Sud Setifien. Mémoire de Magister, option : Mobilisation des ressources hydriques. Université de Batna, 131 p.
- Ayers RS, Westcot DW (1985).** Water quality for agriculture. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Ayers, R.S. and Westcot, D.W. (1999):** "The water quality in agriculture", 2nd. Campina Grande: UFPB. (Studies FAO Irrigation and drainage, 29).
- Benaicha A, 2011 ;** Etude des processus des transports solide et leur impact sur l'alluvionnement des barrages, mémoire de magister. Université El Hadj Lakhdar de Batna, 117 p.
- Bentekhici N. (2006).** Utilisation d'un SIG pour l'évaluation des caractéristiques physiques d'un bassin versant et leurs influences sur l'écoulement des eaux (bassin versant d'Oued El Maleh, Nord-Ouest d'Algérie). Conférence francophone ESRI.
- Bouaicha. F (2009)** - Etude géophysique et hydrogéologique dans la région de kenchela, cas de Kheirane et Taouzient, Impact socio-économique Th .Magistère. Univ. Mantouri-constantine , 114-126 p.

- Bouderbala A, 2015** ; Contribution des méthodes hydrochimiques et géophysiques à l'acquisition de la minéralisation dans les zones côtières cas de la nappe Alluviale de l'oued Nador –Tipaza(Algérie). Thèse doctorat. Université Hassiba Benbouali de Chlef,192 p.
- Boubelli S, 2009** ; Identification et mise en évidence des formations hydrogéologique de la Wilaya de Khenchela (Nord-est Algérien) analyse et synthèse de données. Mémoire Magister. Université d'Annaba, 101 p.
- Boulghobra N, 2006** ; Protection de la ville de Skikda contre le risque d'inondation : Essai de PPRI, mémoire de magister. Université El Hadj Lakhdar de Batna, 156p.
- Bounab S, 2009** ; Détermination des volumes nets délivrés aux cultures irriguées dans quelques exploitations de Metidja ouest. Institut nationale d'agronomie, Alger - Ingénieur d'état en agronomie.
- Bouslah S, 2018** ; Etude de la qualité des eaux stockées a l'amont et les eaux d'infiltration a l'aval des barrages en remblai en Algérie. Thèse doctorat. Université Badji Moktar d'Annaba, ,166 p.
- Brinis N, 2011** ; Caractérisation de la salinité d'un complexe aquifère en zone aride cas de l'aquifère d'El-Outaya, région Nord-Ouest de Biskra. Algerie. Thèse de doctorat, Univ. Mohamed Kheider – Biskra, 191p.
- Brown, R. M., McClelland, N. I., Deininger, R. A., Tozer, R. G. (1970)**. A Water Quality Index- Do We Dare? Water and Sewage Works, 117, (pp. 339–343).
- Brown, R. M., McClelland, N. I., Deininger, R. A., & O'Connor, M. F. (1972)**. A water quality index-crashing the psychological barrier. In Indicators of environmental quality (pp. 173-182). Springer, Boston, MA.
- Carre J., 1975**. Géochimie du strontium dans les eaux de nappe et de surface de la région parisienne. Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Paris VI.
- Chadha DK., (1999)**, A proposed new diagram for geochemical classification of natural waters and interpretation of chemical data. Hydrogeol J7 :431-439
- Dahali s. (2013)** - étude hydrogéologique et hydrochimique de la nappe du continentale intercalaire de la région de touât (wilaya d'Adrar). Mémoire master, Univ. Ouargla, 78p.
- Dali, 2007** Ressources et gestion intégrée des eaux du bassin de Garaet el tarf (w. Khenchela) Mémoire magistère. Université Badji Moktar d'Annaba, ,132 p.
- Debieche T H., (2002)**. Evolution de la qualité des eaux (salinité, azote et métaux lourds) sous l'effet de la pollution saline, agricole et industrielle. Thèse Doc. Université de Franche-Compte, pp. 197.

Dib I, 2009 ; Impact de l'activité agricole et urbaine sur la qualité des eaux souterraines de la plaine de Gadaine, Ain Yaghout (Est Algérien), mémoire de magister. Université El Hadj Lakhdar de Batna, 110p.

Doneen LD (1964) Notes on water quality in agriculture. Water Science and Engineering, University of California, Davis

Drever, J. F. (1997) "The geochemistry of natural waters". 3rd ed. New York – Prentice- Hall INC; 379 pp.

Droubi A, Fritz B, Tardy Y (1976) Equilibres entre minéraux et solutions programmes de calcul appliqués à la prédiction de la salure des sols et des doses optimales d'irrigation. Cah. Orstom, sér. Pédol. XIV (1) 13-38.

Durov, S.A. (1948) Classification des eaux naturelles et la représentation graphique de leur composition. Doklady Akad. Nauk. SSSRt, v.59(1), pp.87-90.

El Achheb A, Mania J, Mudry J, Chauve P (2001) : Processus de salinisation des eaux souterraines dans le bassin Sahel-Doukkala (Maroc occidental). Proceedings First

International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers Monitoring and Management, Essaouira, Morocco.

El Achheb, A., Mania, J. et Mudry, J., 2003 Mécanismes d'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines dans le bassin SahelDoukkala (maroc Occidental). Approche par des traceurs hydrogéochimiques. IGME. Madrid, ISBN. 8478404708, 113-123.

ENAGEO. Etude géophysique dans le synclinale de EL Mahmel (Wilaya de Khenchela). 1988, p11.

Fehdi Ch, Boudoukha A, Rouabhia A, Salameh E. Caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines du complexe aquifère Morsott-Laouinet (Région Nord de Tébessa, Sud-Est Algérien). Afrique Sci., 2009, 05(2) : 217 – 231

Fekrache Fadila, 2015 Contribution à l'étude de l'origine de la salinité des eaux du lac fetzara Annaba (Algérie). Thèse doctorat. Univ. Annaba; 112p.

Fetter B.; 1993 - The health transition and colonial British Africa. International Population Conference, Montréal; 429-439.

Fidelibus MD, Tulipano L. Regional flow of intruding sea water in the carbonate aquifers of Apulia (Southern Italy). Proceedings of 14th salt water intrusion meeting. 1996, 230–241

Gaagai A, 2009; Etude hydrologique et hydrochimique du Bassin versant du barrage babar sur Oued El Arab Est de l'Algérie. Mémoire Magister. Université d'Annaba, 106 p.

Gibbs R.J., 1970. Mechanisms controlling world water chemistry. *Sci J* 170. Pp 795-840.

Gouaidia L., (2008). Influence de la lithologie et des conditions climatiques sur la variation des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines d'une nappe en zone semi-aride, cas de la nappe de Meskiana, Nord-Est Algérien. Thèse Doc. Université d'Annaba, pp 129

Guiraud R ,1973 ; Evolution 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 doctorat, Univ. Nice, 270 p.

Hallouche B., 2017. Bassin versant de la haute mekkera (Nord-Ouest algérien) : hydrologie, géochimie et pollution. Thèse de doctorat en sciences. Université de Sidi Bel Abbès, 253 p.

Hamida M, 2004 ; Capacité de rétention et bilan hydrique des sols des zones semi-aride de la wilaya de Batna, Mémoire de Magister, Département d'Hydraulique, Université de Batna, 83p.

Horton, R. K., 1965. An index number system for rating water quality. *Journal of Water Pollution Control Federation*, 37 (3), 300–306.

Houha B, 2007 ; Etude du fonctionnement hydrogéologique et salin d'un bassin semi-aride. Rémila – Khenchela. Thèse doctorat, Université Badji Mokhtar-Annaba.

Houha B, Kherici N, Kachi S, Valles V (2008) Hydrochemical Differentiation of Salinisation Process of the Water in Endoreic Semi-Arid Basin: Case of Rémila Basin, Algeria. *Amer. J .Appl. Sci.* 5 (7) 891-895.

Hsissou Y Chauve P, Mania J. Mangin A, Bakalowicz M, Gaiz A ; 1996. Caractérisation des eaux de l'aquifère turonien du bassin du Tadla (Maroc) par le rapport des concentrations molaires Sr^{2+}/Ca^{2+} . *Journal of Hydrology*, 183, 445–451.

Kaiser, H. F. (1960). The application of electronic computers to factor analysis. *Educational and Psychological Measurement*, 20, 141–151.

Kelly W. P. (1940) - Permissible Composition and Concentration of Irrigation Waters, *Proc Amer.Soc.Civ.Engin.* n°66, pp. 607 - 613.

Laborde J.P., 2009, Eléments d'hydrologie De Surface, cours Université de Nice - Sophia Antipolis, 192 p.

Ladlani I, 2007 ; Contribution à la gestion optimale de la ressource en eau mobilisée «choix de formule empirique pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle "ETP" dans les régions de Tébessa et Annaba» thèse du magister, l'université de Batna.

LDS. Etude de révision du plan directeur d'aménagement et d'urbanisme commune d'El Mahmel. 2007, p 194.

Laffitter R, 1939 ; Etude géologique de l'Aurès. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, Alger, Alger, 2ème sér. Bull. n° 15.

Lloyd JA, Heathcote JA (1985) Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater: an introduction. Oxford University Press, New York

Mansouri Z, 2009 ; Les ressources en eau et gestion intégrée du bassin versant de l'oued Bouhamdane (Nord-Est Algérien), mémoire de magister. Université Badji Mokhtar d'Annaba, 125 p.

Mebarki, 2005 Hydrologie des bassins de l'est Algerien : Ressources En Eau, Amenagement Et Environnement, These De Doctorat, Univ. Mantouri- Constantine, 316p.

Meireles A., Andrade E.M., Chaves L., Frischkorn H. et Crisostomo L.A., 2010. A new proposal of the classification of irrigation water. Rev Ciênc Agron 41

Mekaoussi N, 2014 ; Comportement des éléments chimiques dans les eaux de surface de Hammam Debagh (Est Algérien). Mémoire Magister. Université El Hadj Lakhdar de Batna, 110 p.

Meybeck M., (1984). Les fleuves et le cycle géochimique des éléments. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, France, 530 p.

Petelas C.P, Diamantis I.B. (1999): Origin and distribution of saline groundwater in the Upper Miocene aquifer system, coastal Rhodope area, northern Greece, Hydrogeol. 7, 3: 305-316.

Piper. A. M, (1944). A graphic procedure in geochemical interpretation of water analysis. Trans. Amer. Geophys. Union, Vol 25 (6): pp. 914-928; Richmond,

Remeniras G, 1986 ; Hydrogéologie de l'ingénieur. Edition Eyrolles. Paris 450p.

Richards. L .A, (1954). Diagnosis and improvement of saline and alkali soils, Agric. Handbook 60; USDA, Washington D.C., 160p.

Seghir k, 2008 ; Vulnérabilité à la pollution, protection des ressources en eaux et gestion active du sous système aquifère de Tébessa Hammamet (Est Algérien). Thèse doctorat. Université Badji Mokhtar d'Annaba, ,134p.

Simler, R., 2004. Diagrammes. Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon

Szabolcs I & Darab C (1964) - The influence of irrigation water of high sodium carbonate content of soils. *In: 8th internat. Congr. ISSS, Trans, vol. 2, pp 803– 812.*

Talhaoui A, El Hmaidi A, Jaddi H, Ousmana H, Manssouri I (2020). Calcul de l'indice de qualité de l'eau (iqe) pour l'évaluation de la qualité physico-chimique des eaux superficielles de l'Oued Moulouya (NE, Maroc). *European Scientific Journal January. Edition Vol.16, No.2*

Valles .V, (1980) : Modélisation des transferts d'eau et de sel dans un sol argileux. Application aux calculs des doses d'irrigation ; *Mém des Sci. Géol., 79-148.*

Valles. V et ALL, (1997) : Géochimie des sols salins dans deux zones arides du bassin méditerranéen étude de cas- géochimie de chott Melghir-Merouane 71-84p.

Villa JM, 1980 ; La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse doctorat sciences. Université de Pierre et Marie Curie, Paris VI, 655p.

Wilcox L. V (1955) - Classification and Use of Irrigation Water, Washington: *US Department of Agriculture. Circular, n° 969, 19 p.*

Yidana S M, Yidana A (2010). Assessing water quality using water quality index and multivariate analysis. *EnvironmentalEarth Sciences, 59(7), 1461-1473 p.*

Zahi F, 2014 ; Contribution à l'étude hydrochimique du sous bassin versant du lac Fetzara (Nord-Est Algérien) approche géochimique et fonctionnement des sols et des eaux. Thèse doctorat. Université Badji Moktar d'Annaba, 152 p.

ANNEXES

Forage

TZ1

X

340697.5

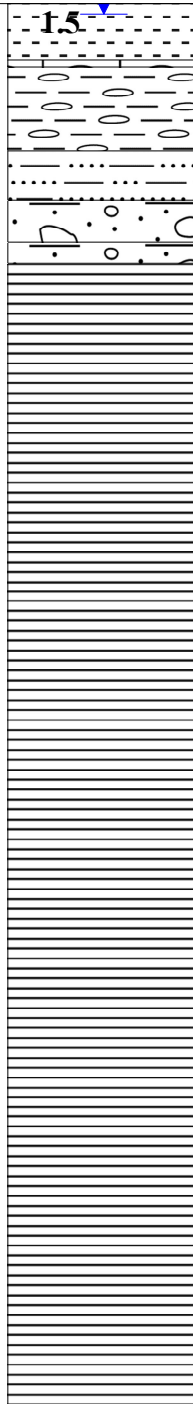
Y

3912598

Z

1080

1080	0
1070	10
1060	20
1050	30
1040	40
1030	50
1020	60
1010	70
1000	80
990	90
980	100
970	110
960	120
950	130
940	140
930	150
920	160
910	170
900	180
890	190
880	200



Argile calc, blanc et rouge

Galet de calcaire et gravier

Argile et gravier

Argile et rare gravier

Gravier et rare argile

Gravier et un peu d'argile

Marne et marno-calcaire, noir et doux

Forage

TZ5

X

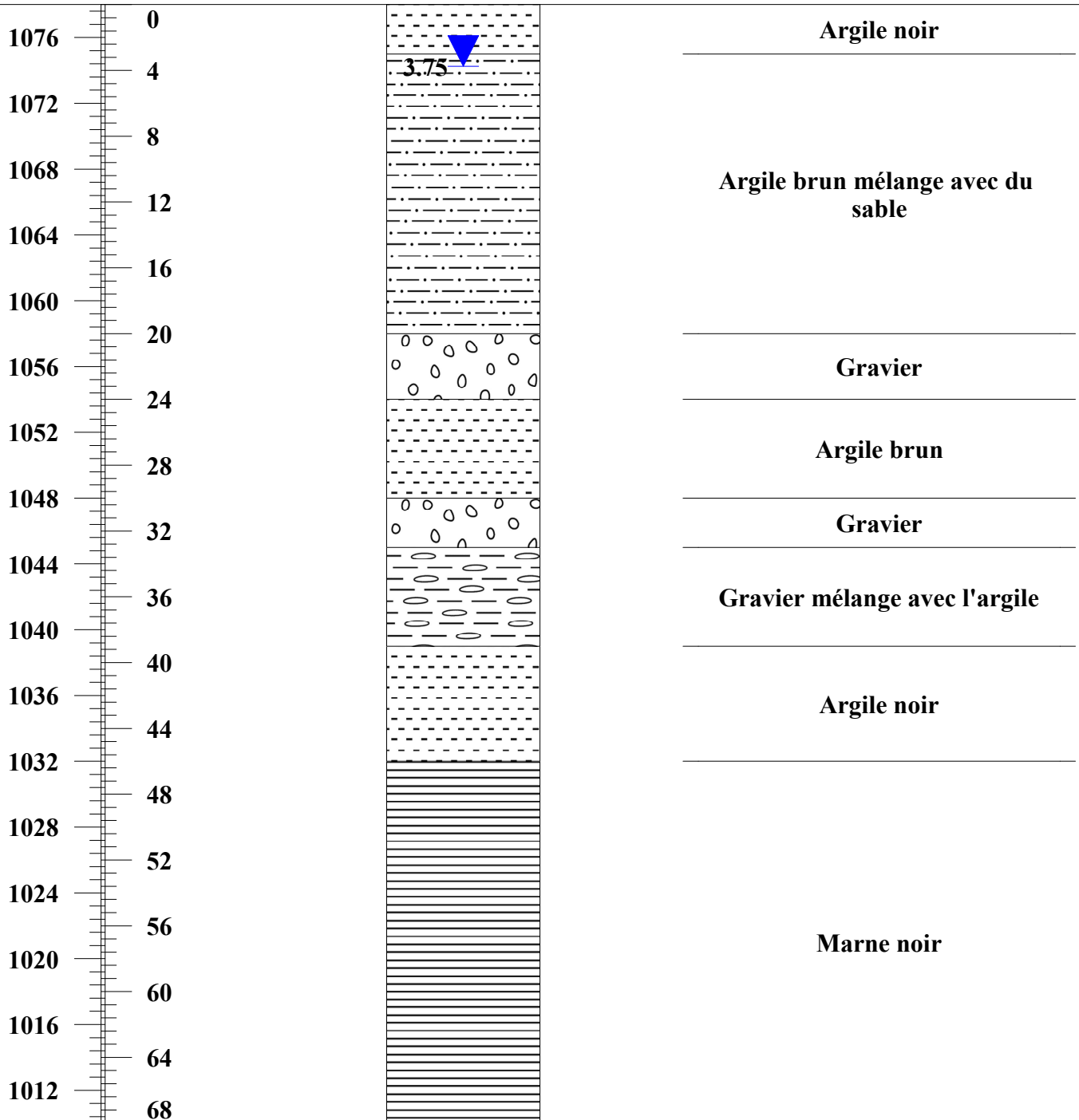
346332

Y

3914490

Z

1078



Forage

TZ6

X

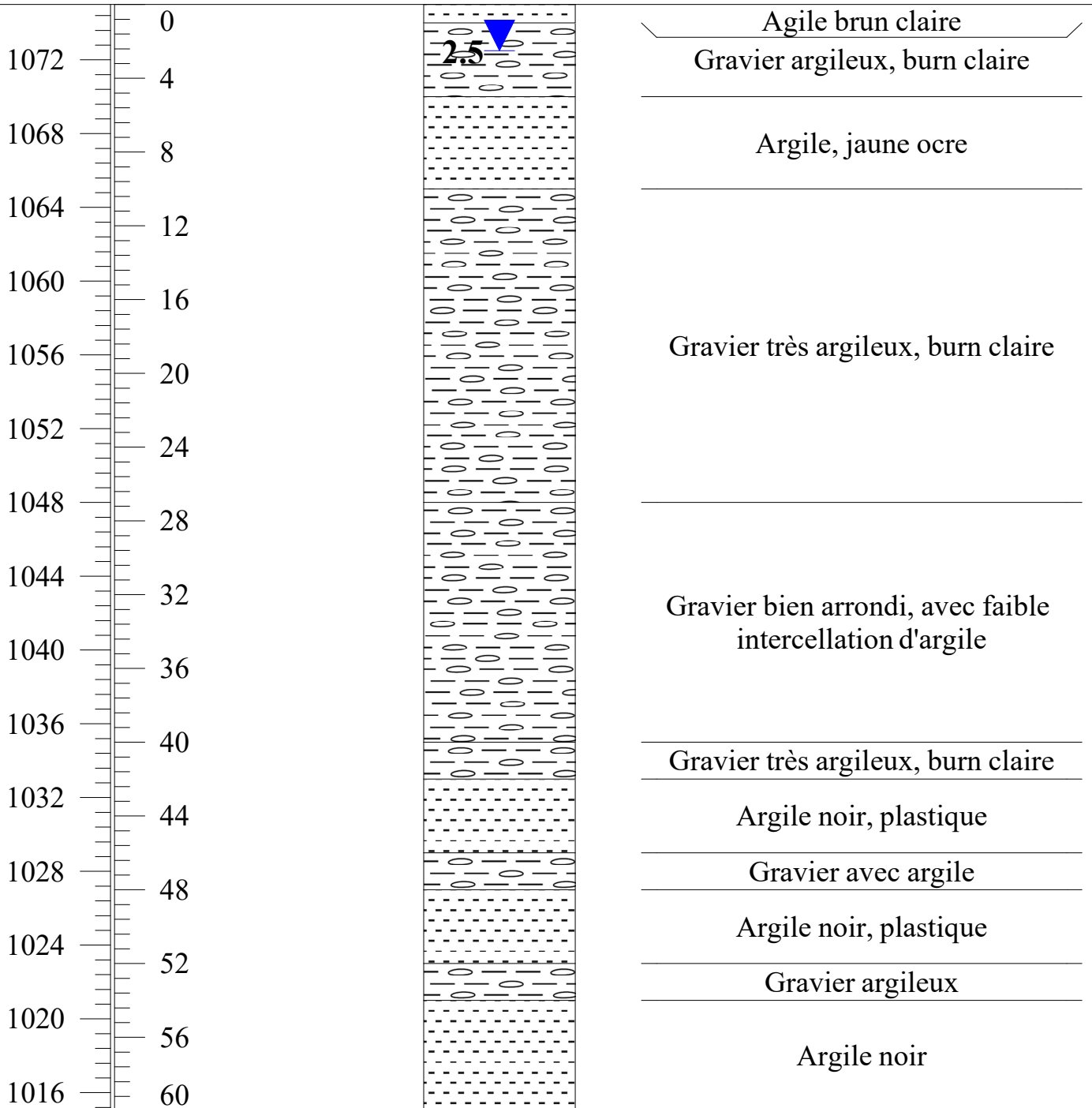
343489.1

Y

3912368

Z

1075



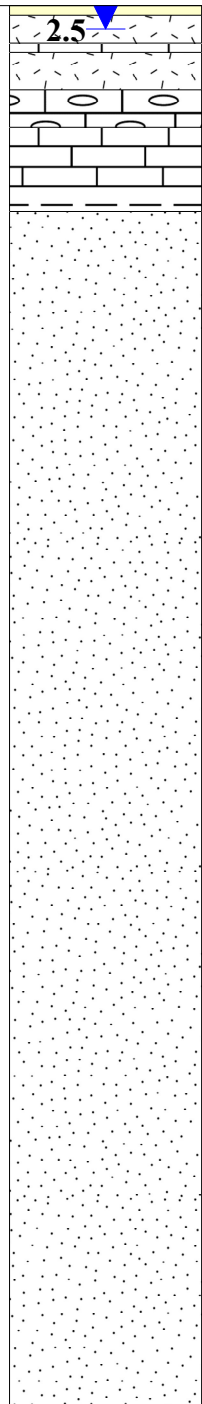
Forage TZ7

X 337115.1

Y 3916888

Z 1150

1150 0
1140 10
1130 20
1120 30
1110 40
1100 50
1090 60
1080 70
1070 80
1060 90
1050 100
1040 110
1030 120
1020 130
1010 140
1000 150



Terre arable+ sable fins
formation grésause (gréa très fins)
calcaire bleus
formation grésause
calcaire+ graviers de calcaires
calcaire bleus dure, devin de plus en plus
blanchatres avec des exements silicieux

perte totale, pas de remontée des
echantillons probablement des calcaire

Annexe III.1 : Les précipitations mensuelles de la station d'El Hamma 1997-2017

	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
1997	27	9	17	29	54	9	22	38	73	50	75	55
1998	6	31	61	59	57	28	0	30	44	34	42	21
1999	48,4	14	23	21	64	30	17	86	26	42	89	56
2000	10	4,1	14,6	10,3	81	60,4	1,2	9,7	47,2	34,7	17,9	20,8
2001	17,8	15,4	4,3	32,4	97,4	1,4	6,5	16,5	81	26,6	38,7	19,4
2002	9,9	14,9	12,1	26,8	22,2	13,1	27,4	128,6	28	20	84,5	29,5
2003	110	66	26,2	88,8	17,6	41,7	11	5,9	37,9	81,8	19	44,3
2004	29	3,9	41,8	53,6	141,7	66,2	5,2	14,5	24,6	15	112,5	110,6
2005	5	43	35,9	36,4	14,9	46,1	10,8	19,9	42,2	43,2	24,8	46,4
2006	88,7	43,1	10,5	46,7	148,7	11	41,1	47	22,2	36,6	11,8	76,2
2007	8,1	17,4	103,1	76,7	30,4	38,1	12	20,7	122,4	16,8	13,4	49,1
2008	23,1	7,7	24,8	14,5	102,7	5,6	26,8	57,8	93,7	96,2	15,2	48,5
2009	145,3	17,8	74,9	149,6	53,4	6,7	20,7	29,7	72,7	17,9	3,6	23
2010	30,1	15	15,5	84	87,4	25,3	17	42,7	70,6	36,7	73,2	31,6
2011	26,9	86,2	98,8	46,3	128,5	57,6	28,1	15,4	18,1	64,9	13,2	42,3
2012	26,7	66,1	31,5	42,4	46,4	16,2	3,4	24,4	73,2	25,9	27,1	5
2013	37,4	22,3	50	37,2	38,1	0,4	39,8	57,4	134,8	37,4	31,7	28,6
2014	47,4	38	79,1	0,1	32,3	49,3	0	24	30	15,6	36,6	68,5
2015	39,8	83,7	87,4	1,7	18,2	36,1	30,5	35,7	53,1	15,6	36,3	68,5
2016	22,9	13,5	23	54,2	60,8	2	3	24	14	34	35	32
2017	28	12	7	54	28	29	8	8	4	52	24	22

Annexe III.2 : Températures moyennes de la station d'El Hamma 1997-2017

	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
1997	8,1	9,75	9,35	12,35	20,25	26,2	26,9	24,7	20,4	16,5	11,2	8,15
1998	6,7	7,85	9,15	13,95	16,4	23,5	27	26,75	23,15	15,05	10,25	6,1
1999	7,05	5,25	10,05	14,45	21,65	25,8	26,5	29,45	23,25	19,35	10,15	6,6
2000	4,8	8	11,4	15,75	20,4	22,2	27,1	26,25	22,1	15,55	12,4	9,2
2001	7,95	7,6	15,7	13,5	18,15	23,9	28,2	26,4	21,95	20,3	11,05	6,3
2002	6,3	9,1	11,75	14,3	18,7	24,2	26,2	25	20,85	17,7	11,55	8,75
2003	6,4	5,75	9,6	13,75	18,2	24,05	28,6	26,9	21,2	18,85	11,3	6,6
2004	6,75	9,3	11,35	12,45	14,9	21,15	25,45	27,35	20,8	20	9,1	6,85
2005	4,2	4,35	10,8	13,25	19,8	23,2	27,9	22,7	18,3	17,2	11,3	6,1
2006	4,25	6,4	11,15	15,85	20,05	24,1	24,5	24,9	20,35	19	11,95	7,15
2007	8,25	8,85	8,45	12,8	17,75	24,95	26,25	26,3	21,4	16,75	10,05	6,6
2008	7,2	8,1	10,15	14,7	18,65	22,2	28	26,45	21,65	16,3	9,15	5,8
2009	6,15	5,85	9,15	10,2	16,8	22,95	28,1	25,95	19,95	15,45	12,5	10,25
2010	7,4	9,7	11,9	14,95	16,2	22,7	26,35	26,35	21,25	16,45	11,1	8,8
2011	7,8	5,95	9,25	14,2	16,35	21,05	26,8	26,55	23,4	15,3	11,5	7,45
2012	5,7	3,3	10	13,75	18,6	26,05	28,05	28,55	21,9	18,7	13,15	7,8
2013	7	5,95	12,05	15,1	17,65	21,6	26,35	24,75	21,75	6,7	9,95	6,6
2014	7,45	8,8	8,35	13,9	18	22,55	26,65	27,55	24,45	18,8	13,55	6,75
2015	6	5	9,65	14,55	19,45	22,1	26,45	26,05	22,35	17	11,05	8,4
2016	8,2	8,9	9,9	15,6	18,5	23,2	26,1	24,5	20,2	18,6	11,2	8,07
2017	4,28	8,93	11,4	13	20,1	24,7	27,8	27,5	21	15,25	9,76	5,96

Annexe III.3 : Facteur de correction pour calcul de l'ETP de Thornthweit

Lat. N.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.86	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.97	.85	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70
Lat. S.												
5	1.06	.95	1.04	1.00	1.02	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	.97	1.05	.99	1.01	.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	.98	1.05	.98	.98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	.97	.96	.91	.95	1.00	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	.95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	.93	.86	.78	.84	.92	1.00	1.15	1.20	1.29
42	1.28	1.07	1.07	.92	.85	.76	.82	.92	1.00	1.16	1.22	1.31
44	1.30	1.08	1.07	.92	.83	.74	.81	.91	.99	1.17	1.23	1.33
46	1.32	1.10	1.07	.91	.82	.72	.79	.90	.99	1.17	1.25	1.35
48	1.34	1.11	1.08	.90	.80	.70	.76	.89	.99	1.18	1.27	1.37
50	1.37	1.12	1.08	.89	.77	.67	.74	.88	.99	1.19	1.29	1.41

**Annexe IV.1 : Valeurs critiques du coefficient de corrélation selon A. Mangin
(in Athamena. M, 2006)**

Individus	Corrélation critique		Individus	Corrélation critique	
	Au seuil de 5%	Au seuil de 1%		Au seuil de 5%	Au seuil de 1%
5	0,992	0,997	25	0,684	0,750
6	0,979	0,991	30	0,638	0,705
7	0,961	0,981	35	0,600	0,667
8	0,943	0,969	40	0,568	0,643
9	0,926	0,955	45	0,541	0,606
10	0,903	0,941	50	0,518	0,580
11	0,883	0,926	60	0,477	0,539
12	0,864	0,912	70	0,445	0,505
13	0,846	0,889	80	0,419	0,476
14	0,828	0,883	90	0,397	0,449
15	0,811	0,869	100	0,378	0,429
16	0,797	0,854	125	0,341	0,391
17	0,782	0,843	150	0,313	0,359
18	0,766	0,828	200	0,272	0,314
19	0,754	0,818	250	0,244	0,290
20	0,741	0,804	300	0,223	0,258

Annexe IV.2 : Résultats des paramétrés CE, SAR, %Na, MH, PI, KI, IWQI et WQI

X	Y	NOM	CE	SAR	%Na	MH	PI	KI	IWQI	WQI
342628,69	3911705,8	P ₁	2620	0,658	9,82	37,90	17,95	0,11	59,79	29,98
342734,52	3912377,8	P ₂	2820	1,163	14,24	45,22	22,05	0,16	55,5	50,76
343724,06	3912954,6	F ₁	4040	2,427	30,07	68,76	40,64	0,42	29,03	102,12
344230,22	3913811,6	P ₃	4560	0,548	11,03	37,58	24,24	0,12	32,28	73,61
348750,49	3914410,1	F ₂	1120	1,380	24,77	21,83	38,94	0,33	82,57	37
349395,47	3914879,7	P ₄	1270	1,877	32,99	29,38	48,65	0,49	59,02	35,13
349960,26	3916101,8	F ₃	1420	1,460	16,55	38,19	20,72	0,20	68,28	42,76
352328,3	3919693,7	P ₅	1200	1,652	19,76	21,69	26,19	0,24	69,6	47,34
342303,78	3910830,5	P ₆	1120	0,802	13,85	32,53	23,97	0,16	67,04	27,57
342160,9	3914561,1	P ₇	2880	0,953	13,84	23,11	23,10	0,16	52,18	77,44
340748,02	3914259,5	P ₈	3450	2,038	30,59	10,62	44,53	0,44	30,09	82,51
340566,73	3913255,6	P ₉	1660	1,764	22,57	23,61	31,82	0,29	64,31	43,5
341557,65	3913005,4	p ₁₀	2730	0,636	15,61	39,24	42,62	0,18	53,04	46,5
341144,9	3912243,4	P ₁₁	2100	0,724	17,60	37,53	44,71	0,21	65,57	52,88
340988,57	3911535,1	P ₁₂	3060	1,685	26,70	30,57	38,11	0,36	38,1	74,26
349691,47	3903582,9	F ₄	820	1,789	25,18	36,11	33,94	0,33	71,83	38,63
350063,43	3902583,7	F ₅	820	1,226	21,06	27,39	33,24	0,26	62,78	32,04
351166,77	3901722,3	P ₁₃	610	0,872	19,02	18,08	39,96	0,23	55,12	25,71
348394,29	3899868	P ₁₄	560	1,942	27,70	38,49	39,04	0,38	67,45	30,75
347887,6	3904589,4	F ₆	650	1,614	18,86	24,14	26,14	0,23	71,31	35,28
350124,33	3904552	F ₇	820	2,060	28,65	37,85	39,62	0,40	83,15	32,57
350577	3905074,8	F ₈	690	1,735	17,30	54,33	21,32	0,20	71,94	27,23
349069,42	3908115,3	P ₁₅	1610	2,296	40,08	32,94	57,08	0,66	62,73	51,13
348773,82	3907410,3	P ₁₆	2370	1,483	24,87	30,38	36,59	0,33	52,43	60,18
343998,41	3910559,3	F ₉	1720	1,406	27,58	48,18	51,23	0,38	75,21	54,79
340502,71	3909986,4	F ₁₀	1680	0,852	18,72	31,06	44,73	0,23	75,61	43,07
339747,9	3913481,6	P ₁₇	1280	0,809	19,54	24,64	45,75	0,24	69,71	37,06
345781,19	3921184	P ₁₈	880	2,093	37,15	37,12	58,70	0,59	44,89	32,59
348599,51	3916616,1	P ₁₉	1800	0,212	5,47	40,78	33,80	0,06	52,56	57,59
337195,41	3916419,1	F ₁₁	1080	2,006	30,19	35,31	39,18	0,43	80,39	33,07
348097,87	3914676,9	F ₁₂	840	2,025	33,39	28,14	47,90	0,50	78,99	16,46
338127,82	3916026,4	P ₂₀	2380	2,504	38,85	27,07	54,02	0,63	52,89	54,07
344833,41	3913177,6	F ₁₃	870	1,270	25,96	29,93	49,61	0,35	75,04	30,16
351434,56	3914354,9	P ₂₁	1720	1,588	30,31	26,12	51,55	0,43	67,58	47,78
340287,65	3912449,8	F ₁₄	890	0,994	20,10	37,12	40,58	0,25	66,78	31,6
340890,07	3920253	F ₁₅	460	0,897	22,73	32,91	52,02	0,29	60,56	48,19
337031,73	3915642,7	F ₁₆	1520	2,056	31,81	15,10	47,67	0,46	73,83	44,32

Annexe IV.3 : Classification de Richards (Dahaili S, 2013).

Degré	Qualité	Classe	L'état d'utilisation
1	Excellente	C1 – S2	Eau utilisable sans danger pour l'irrigation de la plupart des cultures, sur la plupart du sol.
2	Bonne	C2 – S1 C2 – S2	En général, eau pouvant être utilisée sans contrôle particulier pour l'irrigation de plantes moyennement tolérantes au sel sur sols ayant une bonne perméabilité.
3	Admissible	C3 – S1 C3 – S2 C2 – S3	En général, eau convenant l'irrigation de cultures tolérantes au sel sur des sols bien drainés, l'évolution de la salinité doit cependant être contrôlée.
4	Médiocre	C4 – S1 C4 – S2 C3 – S3	En général, eau fortement minéralisée pouvant convenir à l'irrigation de certaines espèces bien tolérantes au sel et sur des sols bien drainés et lessivés.
5	Mauvaise	C3 – S4 C4 – S3 C4 – S4	Eau ne convenant généralement pas à l'irrigation mais pouvant être utilisé sous certaines conditions : sol très perméable, bon lessivage et plantes tolérantes très bien au sel.

HYDROGEOCHEMISTRY OF GROUNDWATER IN ES-SBIKHAT EL-MAHMEL BASIN, KHENCHELA (NE ALGERIA)

M. Ouldjaoui^{1,*}, S. Hassad¹, D. Dib^{1,2} and B. Houha¹

¹Faculty of Natural and Life Sciences, Department of Ecology and Environment, University of Abbes Laghrour, Khenchela 40004, Algeria

²Natural resources and sensitive areas management, Larbi Ben Mhidi university. Oum El Bouaghi, Algeria

Received: 22 July 2019 / Accepted: 30 April 2020 / Published online: 01 May 2020

ABSTRACT

Es-Sbikhat El-Mahmel basin, located at the southeastern piedmont of Aures massif (Northeastern Algeria), is characterized by a semi-arid condition. The sampling process was realized within 39 boreholes and wells during May 2015. Results of analysis data projected on the PCA (Principal Component Analysis) plan, which express 52.70% of variance has shown a chemical facies evolution from calcium-bicarbonate water into calcium-chloride water, going through a transition facies marked by calcium-sulfate to magnesium-sulfate water.

Thermodynamic analysis corroborated that water-rock interaction is the main process that control mineralization (dissolution-precipitation, cationic exchange and anthropogenic pollution).

Keywords: Mineralization, Pollution, Thermodynamic, Es-Sbikhat El-Mahmel basin, PCA.

Author Correspondence, e-mail: ould.mounia@gmail.com

doi: <http://dx.doi.org/10.4314/jfas.v12i2.18>

1. INTRODUCTION

The groundwater is the main source of water supply in arid and semi-arid regions. Their quality is controlled by natural context and anthropogenic factors that limit their exploitation. The interaction of these factors results in various water types [1].

Major elements variations in the groundwater are controlled by cation exchanges, dissolution



and precipitation of minerals, evaporation and oxidation-reduction reactions. These complicated hydrogeochemical processes help to get an insight into the contributions of rock-water interaction (geochemical study) that influences groundwater quality. These geochemical processes are responsible for the seasonal and spatial variations in groundwater chemistry [2].

The knowledge of hydro-chemical process is essential to determine the origin of mineralization of groundwater. Importance of hydrochemistry of groundwater has led to a number of detailed studies on geochemical evolution of groundwaters [3-7]

The objective of this research is to investigate various factors that influence water hydrogeochemistry.

2. THE STUDY AREA

2.1 Geographical location

Es-Sbikhat El-Mahmel Bassin is extended over 343.54 km² of area. It is a shared territory between several physical units, whose totality belongs to the Atlas region of Aures-Nemamcha Mountains [8]. (Figure 1)

This perimeter develops the best agricultural soils, except for some salt grounds developed around the Sebka called « Bahiret Esbikha ». Its altitude is on the average of 1060 m [8].

The basin is surrounded by several mountains: Chataia mountains (1455 m) and their continuation, Tafrent mountains (1405 m), Aidel mountains (2000 m) and its continuation, Chelia mountains (2328 m), Djahfa mountains (1700 m), Koudiat Seguigine and Tadelist (1599 m) and Tadinart mountains (1374 m). In addition, it is crossed by many Oueds such as Es- Sbikhaoued and Zoui.

Interpretation of climate data shows that the area is on the semi-arid domain with an average annual rainfall of 487.6 mm and temperatures ranging between 6°C and 27°C.

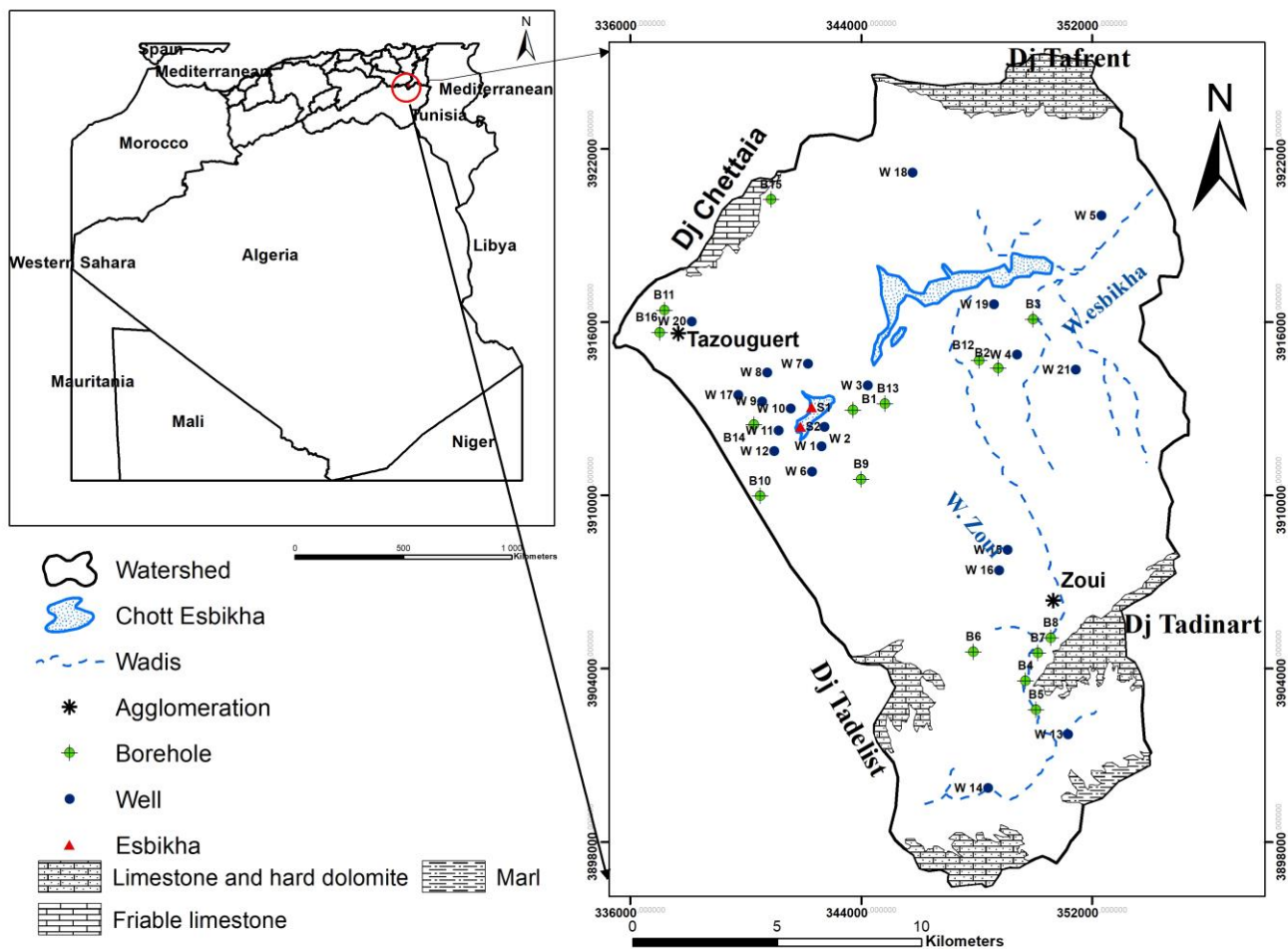


Fig.1. Location of the studied area and the sampling sites

2.2 Geological and hydrogeological settings

Geologically, the studied area is a sedimentary basin filled with erosion deposits, whose stratigraphic series are Cenomanian marls at the base, with 700 m of thickness, surmounted by Turonian marls and limestones having 150 m of thickness, on which rests a limestone formation having 100 m of thickness, representing the Maastrichtian. At the top, there are deposits of sand, silt and gravels with big pebbles representing the Quaternary [9]. (figure2).

From the hydrogeological point of view, we can identify two important aquifers; the first is superficial (50 m) and the second is deeper (150 m) [9].

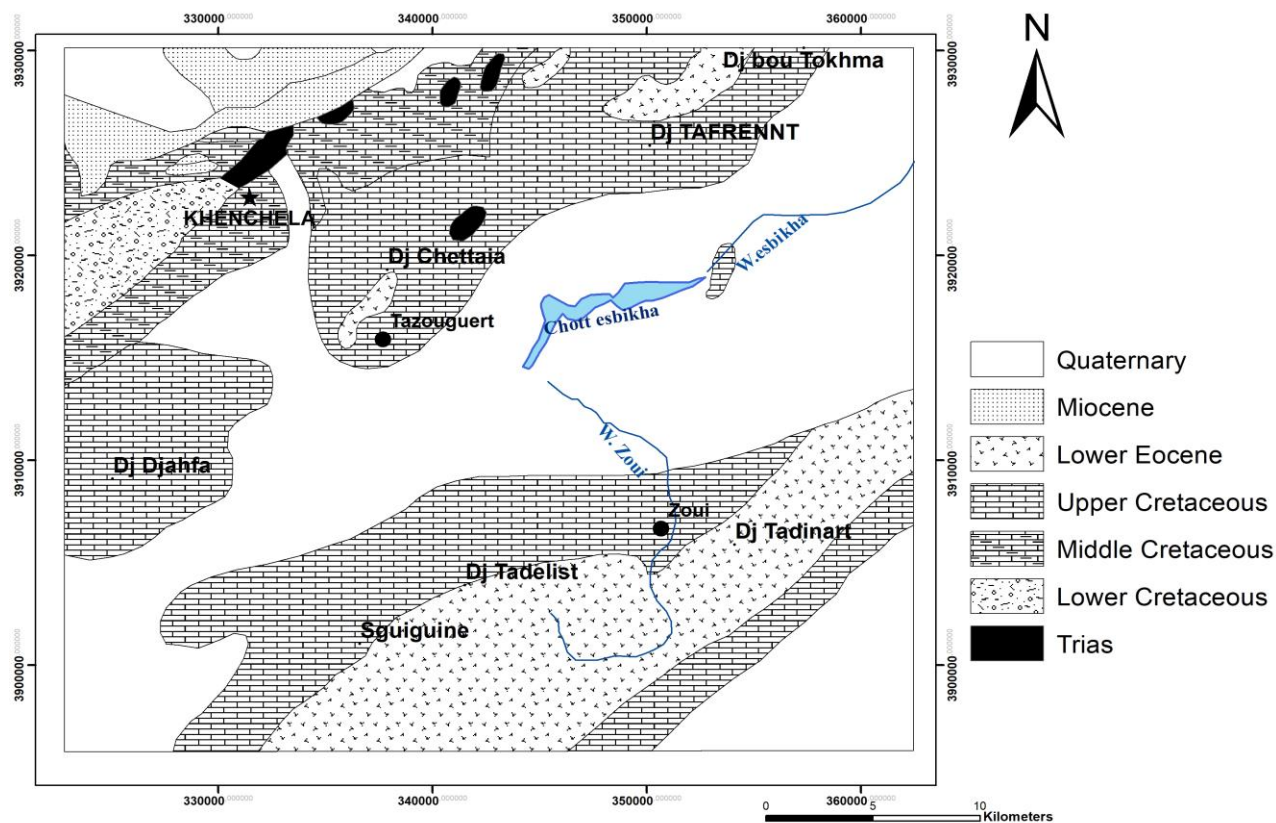


Fig.2. Geological context

3. MATERIAL AND METHODS

A sampling campaign on Es-Sbikhat-El-Mahmel groundwater and surface resources (Figure 1) is realised during May 2015 in which 39 samples were collected. Physicochemical analysis (electrical conductivity, pH, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} and NO_3^-) were at the laboratory of Earth Sciences Faculty (Constantine University), compatibly with standard techniques which details are shown in table 1.

Table 1. Physico-chemistry methods

Parameter	unit	protocols
Temperature	°C	Thermometer
Electrical conductivity	$\mu\text{S}/\text{cm}$	Conductivity-meter
pH	/	pH-meter
Sulfates, Nitrates SO_4^{2-} and NO_3^-	mg/l	Visible-UV spectrophotometer
Magnesium, Sodium, Potassium Mg^{2+} , Na^+ , K^+ ,		Flame spectrophotometer
Chlorides Cl^- ,		Titrimetry
Calcium Ca^{2+} ,		EDTA complexometry

Analysis results reliability were checked by applying the ionic balance method, and permissible error doesn't exceed 10%.

ArcGis software (version 10.1) enabled us to make the basin mapping. The chemical facies is determined by Diagrammes software 6.5 (LHA – Avignon). The index of saturation (SI) was calculated with PHREEQC software. The PCA (Principal Component Analysis) projection was carried using XLSTAT 2014.

4. RESULTS AND DISCUSSION

4.1. Chemical facies types

Piper diagram is largely used in the hydrochemical classification of waters [11], (Figure 4). The points cloud shows an evolution of hydrochemistry, from calcium–bicarbonate type in outcrops downstream of the basin and calcium– sulfate to calcium–chloride types in the irrigated perimeters and upstream behind the Sebkh. Some waters are magnesium–sulfate type (Figure 5).

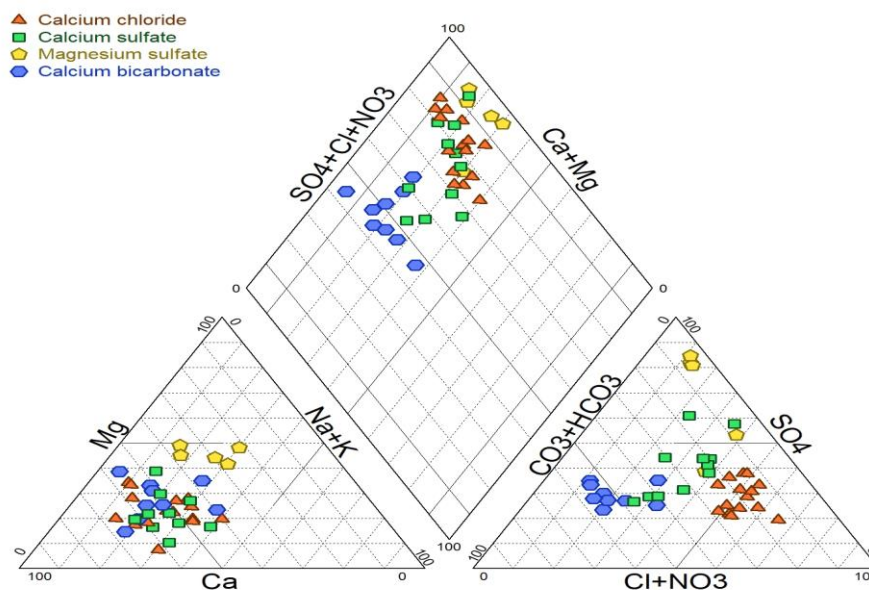


Fig.3. Piper diagram

4.2. Statistical results

Statistics on 37 individuals (boreholes and wells) and 11 variables (Temperature, electrical conductivity, pH, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} and NO_3^-) allows ordering data to extract maximum information about the main factors involved in the simultaneous evolution of variables and their mutual relationship [12].

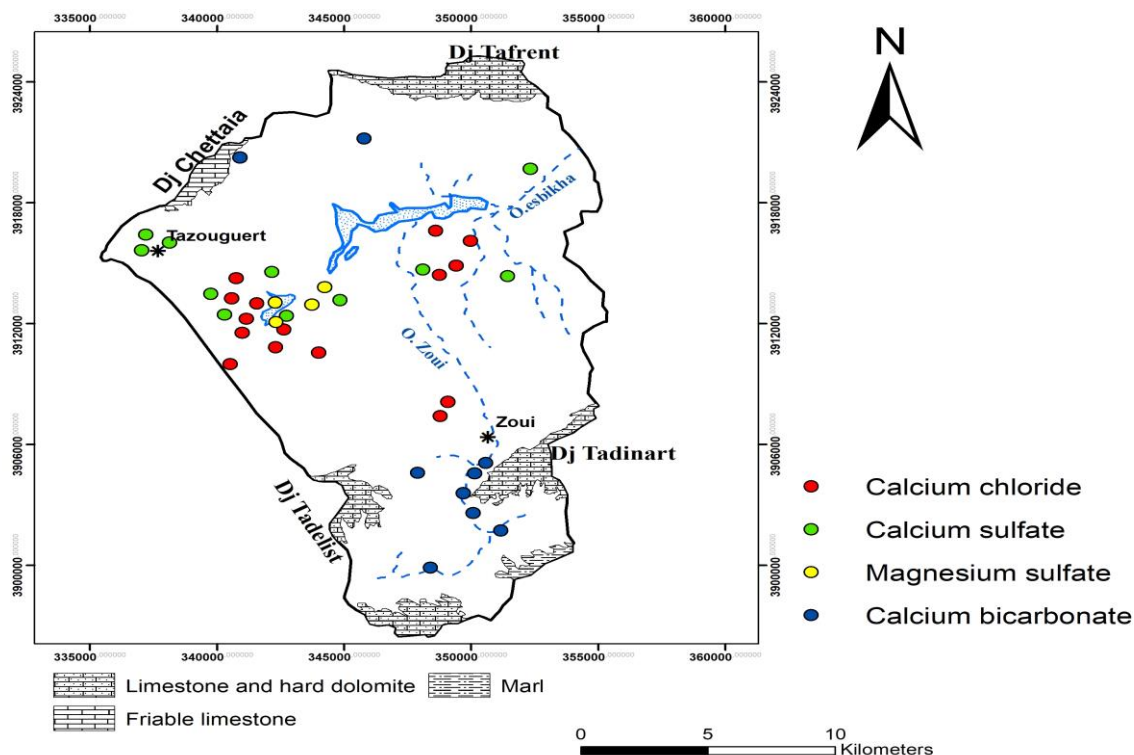


Fig.4. Distribution map of chemical facies

4.2.1. Basic statistics

Table 1 sums up the statistical parameters of physicochemical characteristics of water points monitored and analyzed.

Table 2. Physicochemical parameters of studied waters

Variable	T°	EC	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
Unit	°C	μS/cm	/	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Minimum	16	460	6.5	64.13	14.16	8.97	0.024	128.1	17.75	88	0.3
Maximum	20	4560	8.1	376.76	237.12	169.05	6.16	414.8	513.75	1035	128
Mean	18.13	1678.92	7.21	161.29	51.13	80.84	1.82	234.59	199.23	284.38	51.78
SD	1.08	1016.59	0.28	89.98	44.78	40.53	1.65	67.46	130.48	235.18	27.22
VC	0.06	0.61	0.04	0.56	0.88	0.5	0.91	0.29	0.65	0.83	0.53

4.2.2. Correlations matrix

The correlation between variables in groundwaters helps comprehend certain phenomena of water-rock interactions. It allows us to know about the common origin of certain parameters

[13].

Positive correlations for all our water points were determined from the correlation coefficient (Table 2).

According to Mangin criterion, A [14], the critical coefficient is 0.568, for the 37 individuals and at the threshold of 5 %.

Table 3. Correlation matrix of variables

Variables	T°	EC	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
T°	1										
EC	-0.0251	1									
pH	-0.2390	-0.2918	1								
Ca ²⁺	0.0421	0.7595	-0.4524	1							
Mg ²⁺	-0.0946	0.7971	-0.3047	0.6038	1						
Na ⁺	0.0565	0.7659	-0.0692	0.5974	0.5951	1					
K ⁺	-0.1232	0.8336	0.0684	0.5841	0.6519	0.8958	1				
HCO ₃ ⁻	-0.0215	0.2502	-0.0522	0.0398	0.1050	0.3174	0.2800	1			
Cl ⁻	-0.0443	0.9008	-0.2521	0.7558	0.7134	0.7367	0.7910	-0.0345	1		
SO ₄ ²⁻	0.0372	0.7863	-0.3883	0.8427	0.8257	0.7168	0.6771	0.1414	0.6695	1	
NO ₃ ⁻	0.1885	0.4521	-0.1313	0.5966	0.2162	0.2944	0.3367	-0.4056	0.5406	0.4010	1

Values in bold indicate significant correlations

4.2.3 Factorial designs analysis

This analysis has been pushed up to 3 factors, presenting 78.87 % of the total variance (Table 4).

Table 4. Proper values and percentages expressed for principal axes

	F1	F2	F3
Proper value	5.80	1.62	1.26
Variability (%)	52.70	14.73	11.44
Cumulative %	52.70	67.43	78.87

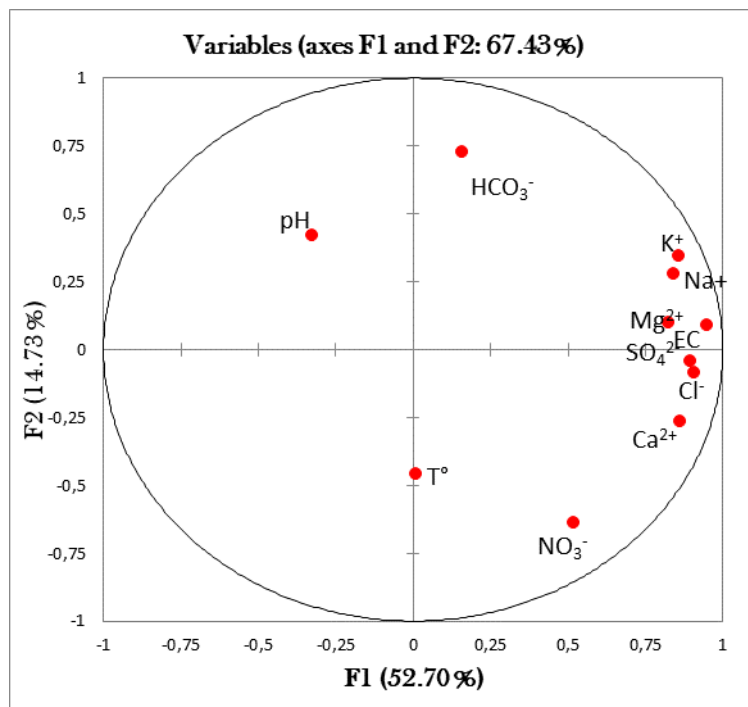


Fig.5. Analysis in the variables space (factorial design F1-F2)

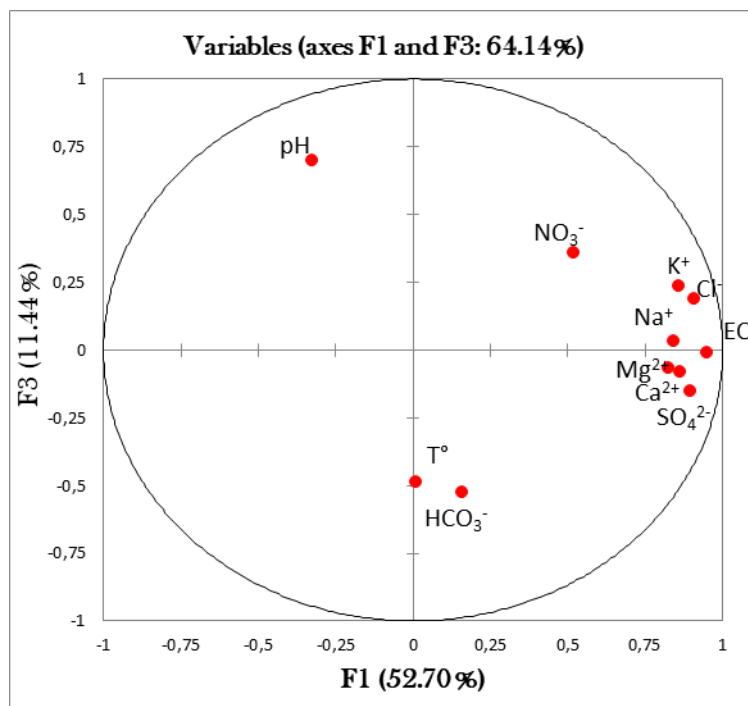


Fig.6. Analysis in the variables space (factorial design F1-F3)

F1 axis (52.70 % of variance) is the mineralization pole and groups the variables: electrical conductivity, Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} and K^+ (Figure 6).

F2 axis (14.73 % of variance) in which nitrates are negatively correlated and bicarbonates are positively correlated (+0.75): F2 opposes nitrate pollution (anthropogenic origin: fertilizer) and an intrinsic origin (dissolution of the reservoir rock) (Figure 6).

The F3 axis (11.44 % of variance), is determined by pH (Figure 7), it represents strongly influenced waters by the dissolution of the carbonate formations of the Jurassic.

4.3 Origin of salinity

Major elements are represented as a function of chloride ion (conserved element) to characterize the origin of water salinity.

The groundwater of different samples shows in general enrichment in Ca^{2+} , SO_4^{2-} , and poverty in Na^+ , K^+ and Mg^{2+} . The major reactions which enrich or improve water of the chemical elements are the Ca^{2+} - Mg^{2+} exchange due to the interaction carbonated water-rocks, the basic exchange Na^+ - Ca^{2+} or Na^+ - Mg^{2+} and the reduction of sulfates dissolution [15] in [7].

The graph Na^+ vs Cl^- (Figure 9 A) shows that all the groundwater samples are plotted under the mixing line of fresh and saline water. Considering that Na^+ content should balance Cl^- content, the Na^+ deficit is explained by the basic ionic exchange phenomenon between water and the aquifer, which led to Na^+ adsorption by clayey phase and a release of Ca^{2+} [7]. The graph Ca^{2+} vs Cl^- (Figure 9 B) corroborates the enrichment in calcium. This contribution is due to the simultaneous dissolution of carbonates and gypsum, associated with Ca^{2+} contribution through the cationic exchange. The water-rock interaction phenomenon essentially explained the simultaneous enrichment in Ca^{2+} and the impoverishment in Mg^{2+} (Figure 9 C) as dolomitization, dissolution and precipitation [17] and [18] in [4].

The relation between SO_4^{2-} and Cl^- (Figure 9 D) shows that the major groundwater samples are plotted above the mixing line of fresh and saline water except for some points, which are around this line. Sulfates enrichment would be due to contribution through gypsum dissolution, leaching of evaporates and infiltration of irrigation water.

The relation between the couple K^+/Cl^- (Figure 9 E) emphasizes that all samples are plotted

under the mixing line, showing probable pollution origin.

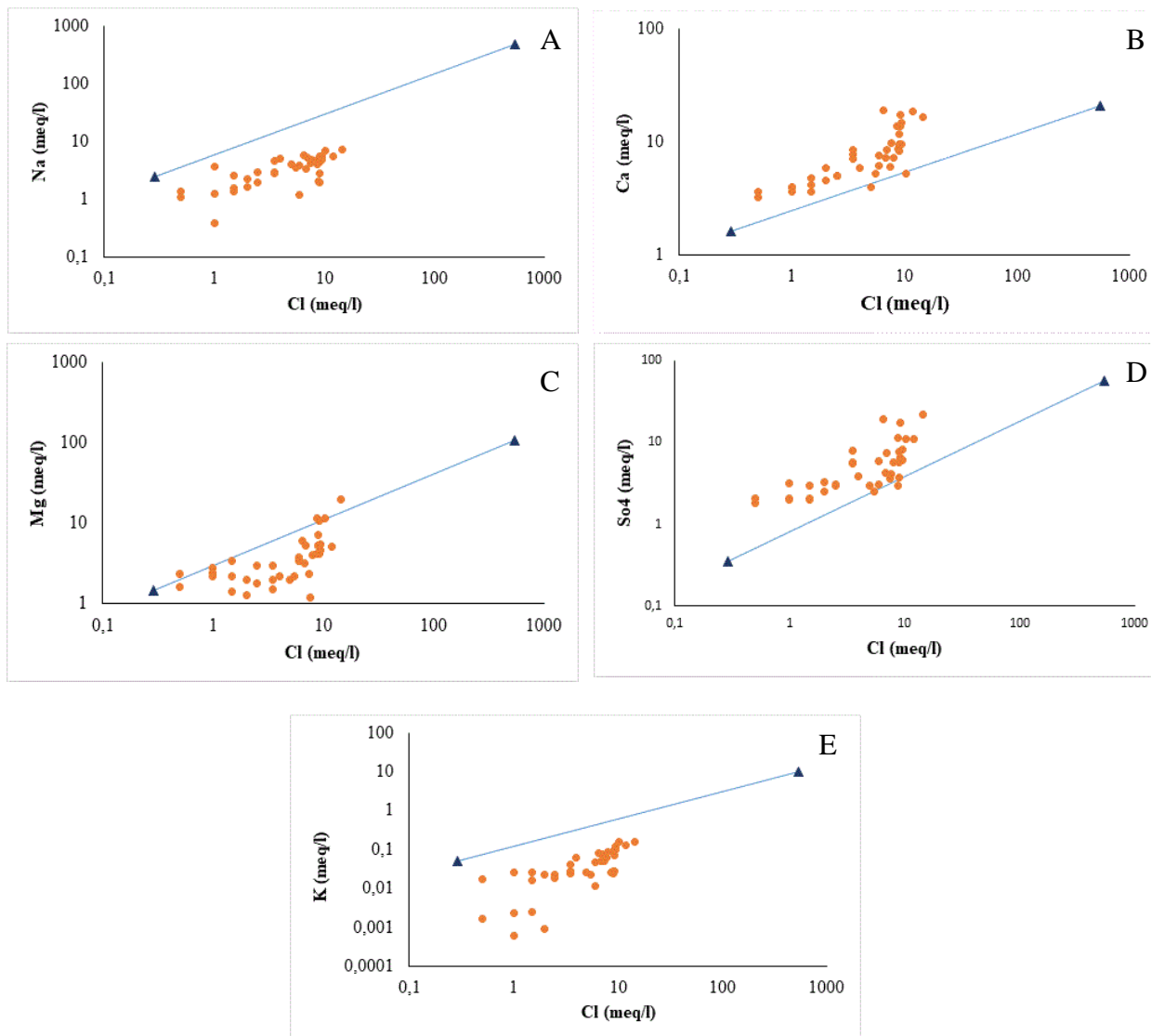


Fig.7. Relations Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{+2} , SO_4^{2-} , K^+ and Cl^- of groundwaters

4.4. Saturation index and solution-minerals equilibria

Water/rock Interactions control hydrogeochemistry. Mineral equilibrium calculation can predict the thermodynamic control on the composition of groundwater that has equilibrated with various minerals [1]; [19]; [20].

The degree of saturation can be evaluated according to the following equation:

$$SI = \log\left(\frac{KIAP}{Ksp}\right) \tag{1}$$

SI<0 means undersaturated groundwater

SI>0 means supersaturated groundwater. [21] and [22] in [23].

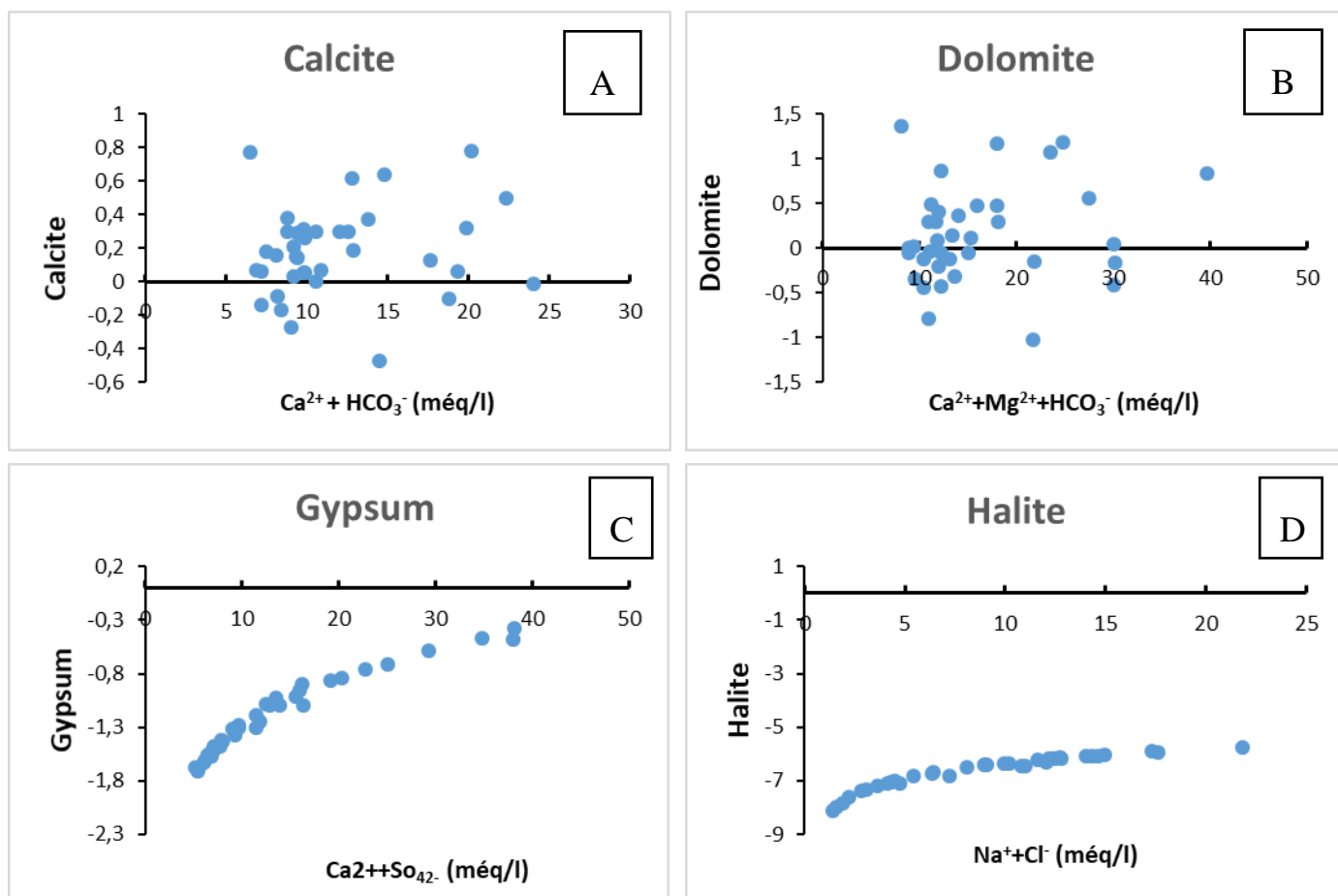


Fig.8. Saturation indices correlation with major components

Calcite and dolomite saturation indices with minerals show a saturation state for most of the samples (Figure 10 A and 10 B), which highlights the precipitation of these minerals in water, but they are rather undersaturated as regards halite and gypsum (Figure 10 C and 10 D). Saturation index of minerals in water points out that only the carbonate minerals tend to precipitate, especially under the form of dolomite. In contrast, the evaporitic minerals are in dissolution state, which induces an undersaturation of the solution.

4. CONCLUSION

This study demonstrates the interest of coupling thermodynamic with geochemistry and statistical tools to study the evolution of hydrochemistry of Plio-quadernary water. Piper

diagram has shown a chemical composition evolution from bicarbonate-calcium water in the calcareous outcrops into chloride-calcium waters downstream of the basin at the limits of the Sebkhah, going through a transition facies marked by sulfate-calcium to sulfate-magnesium waters in the Plio-Quaternary filling. The PCA projection reveals three factors which explained 78.87% of the variance in the entire data set. Factor 1 identifies the mineralization pole. Factor 2 opposes nitrate pollution and an intrinsic origin. Factor 3 represents samples strongly influenced by carbonate formations dissolution of the Jurassic.

The binary diagrams demonstrate that waters mineralization is related to water-rock interaction through the geochemical process of mineral dissolution-precipitation, cationic exchange and anthropogenic pollution. Thermodynamic analysis, of solution-minerals equilibria, has revealed that the solution is marked by a carbonate saturation, calcite and dolomite (CO₂ degassing) and dissolution of evaporitic formations, gypsum and halite marked.

6. REFERENCES

- [1] Sheikhy Narany T, Firuz Ramli M, Zaharin Aris A, Azmin Sulaiman W N, Juahir H, Fakharian K. *Int. Sci. World J.* 2014, doi: 10.1155/2014/419058
- [2] El-Sayed MH, Abo El-Fadl MM, Shawky HA. Impact of hydrochemical processes on groundwater quality, Wadi Feiran, South Sinai, Egypt. *Aust J. of Basic and Appl Sci.*, 2012, 6(3): 638-654
- [3] Hsissou Y, Chauve P, Mania J, Mangin A, Bakalowicz M, Gaiz A. *J. Hydrology.* 1996, 183: 445-451 [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)03009-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)03009-3).
- [4] El Achheb A, Mania J, Mudry J. *Processus de salinisation des eaux souterraines dans le bassin Sahel-Doukkala (Maroc occidental)*. First International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers— Monitoring, Modeling, and Management. Essaouira, Morocco., 2001
- [5] Hamed Y, Ahmadi R, Demdoun A, Bouri S, Gargouri I, Ben Dhia H, Al-Gamal S, Laouar R, Choura A. *J. of African Earth Sci.* 2014, 100: 418–436 <http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.07.012>

-
- [6] Belkhiri L, Mouni L, Boudoukha A. *J. of African Earth Sci.* 2012, 46–55
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.03.001>
- [7] Fehdi Ch, Boudoukha A, Rouabhia Aek, Salameh E. *Desalination and Water Treatment.* 2011, 36: 1–12, doi: 10.5004/dwt.2011.1205
- [8] LDS. *Etude de révision du plan directeur d'aménagement et d'urbanisme commune d'El Mahmel.* 2007, p 194.
- [9] ENAGEO. *Etude géophysique dans le synclinale de EL Mahmel (Wilaya de Khenchela).* 1988, p11.
- [10] Khemmoudj K, Bendadouche H Merabet S. *Water resources in semi-arid and sustainable development, case Djemila Northeast Algerian region.* *Larhyss J.*, 2016, 26: 249–258
- [11] Piper AM. *A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis.* *Am Geophys Union Transplant.*, 1944 25:914–928
- [12] Amadou H, Laouali M.S, Manzola A.S. *Analyses physico-chimiques et bactériologiques des eaux de trois aquifères de la région de Tillabery : application des méthodes d'analyses statistiques multi variees.* *Larhyss J.*, 2014, 20: 25-41
- [13] Brinis N, Boudoukha A, Hamel AA. *Analyse statistique et géochimique de la dynamique des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines du synclinal de Ghassira Algérie orientale.* *Larhyss J.*, 2015, 22:123–137
- [14] Ghebouli M.S, Bencheikh ELhocine M. *Origine de la salinité des eaux souterraines : cas des hautes plaines sétifiennes (Nord Est Algérien).* *Sciences & Technologie A.*, 2008, 28 37-46
- [15] Fidelibus MD, Tulipano L. *Regional flow of intruding sea water in the carbonate aquifers of Apulia (Southern Italy).* *Proceedings of 14th salt water intrusion meeting.* 1996, 230–241
- [16] Fehdi Ch, Boudoukha A, Rouabhia A, Salameh E. *Caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines du complexe aquifère Morsott-Laouinet (Région Nord de Tébessa, Sud-Est Algérien).* *Afrique Sci.*, 2009, 05(2) : 217 – 231
- [17] Tulipano L, Fidelibus MD. *Geochemical characteristics of Apulian coastal springs water (Southern Italy) related to mixing processus of ground waters with sea water having different*

residence time into the aquifer. Proceedings of the 5th international conference on water resources planning and management, Athens.,1984 p. 55-67

[18] Fidelibus MD, Tulipano L. Mixing phenomena owing to sea water intrusion for the interpretation of chemical and isotopic data of discharge water in the apulian coastal carbonate aquifer (Southern Italy). Proceedings 9th Salt Water Intrusion Meeting., 1986, 591-600

[19] Fehdi Ch, Rouabhia A, Baali F, Boudoukha A. Environ. Geol. 2009, 58:1611–1620, doi : 10.1007/s00254-008-1667-4

[20] Belfar D, Fehdi Ch, Baali F, Salameh E. Appl. Water Sci. 2015, DOI 10.1007/s13201-015-0357-0

[21] Appelo CAJ, Postma D. Geochemistry groundwater and pollution. Balkema, Rotterdam, 1996 p 536

[22] Langmuir D. Aqueous environmental geochemistry. Prentice Hall Inc, Upper Saddle River, 1997 p 601

[23] Aghazadeh N, Chitsazan M, Golestan Y. Appl. Water Sci. 2017, doi.10.1007/s13201-016-0498- 9

How to cite this article:

Ouldjaoui M, Hassad S, Dib, D Houha B. Hydrogeochemistry of groundwater in es-sbikhat el-mahmel basin, kenchela (ne algeria). J. Fundam. Appl. Sci., 2020, 12(2), 800-813.