

Université MUSTAPHA Stambouli
Mascara



جامعة مصطفى أسطمبولي
معسكر

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie
Département d'Agronomie
Laboratoire des Sciences et Technique de l'Eau

THESE de DOCTORAT de 3^{ème} cycle

Spécialité : Science de la Terre et de l'Univers.
Option : Hydrogéologie Sol et Environnement.

Intitulée

**Approche Hydrogéologique et Hydrochimique des Echanges entre Aquifères
Profonds et Superficiels du Bassin d'Oued Fekan.**

Présentée par : BEKKOUSSA Sabria Mokhtaria

Le 22/01/2020

Devant le jury :

Président	Hamimed Abderrahmane	PR	Université M. S. de Mascara
Examineur	Hamidi Mansour	PR	Université d'Oran2
Examineur	Azzaz Habib	PR	Université de M. S. de Mascara
Examineur	Elouissi Abdelkader	MCA	Université de M. S. de Mascara
Encadreur	Bekkoussa Belkacem	PR	Université M. S. de Mascara

Année Universitaire 2019/2020

REMERCIEMENTS

L'élaboration de ce travail de doctorat est le fruit de CINQ ans de recherches.

Son achèvement n'aurait pu voir le jour sans la collaboration de nombreuses personnes qu'il m'est agréable de remercier.

Je tiens dans un premier temps à remercier le Pr Bekkoussa Belkacem université de Mascara, qui a accepté de diriger ce travail et a veillé au bon déroulement du travail au cours de ces dernières années, en m'apportant des critiques constructives et des conseils pertinents.

Mes remerciements s'adressent à Madame Talia Amel Chef Département de L'hydraulique université de Mascara pour son aide.

- l'antenne de l'A.N.R.H. de Mascara

- la Direction de l'Hydraulique de la Wilaya de Mascara

Mes sincères remerciements s'adressent aux membres du jury qui ont acceptés de lire et juger ce travail. Le Pr Hamimed Abderrahmene université de Mascara, qui a bien voulu m'honorer en présidant ce jury, de même que le Pr Hamidi Mansour Université d'Oran 2, le Pr Azzaz Habib université de Mascara et le Docteur monsieur Elouissi Aabdelkader université de Mascara.

Avant de terminer, je dois remercier ma famille pour son encouragement, son soutien et sa patience.

***Je dédie ce travail à la mémoire de ma
mère Rabi yarhamha , mon frère
Belkacem pour son aide , mon mari
Mazouni pour ses encouragements et mes
deux anges Redha et Rania.***

Résumé

Le bassin d'oued Fekan est une région à vocation agricole caractérisée par un climat semi-aride. L'eau souterraine y constitue la principale source d'approvisionnement pour la population locale. Cette ressource se répartie entre la nappe phréatique du plio-quadernaire, la nappe des grés et calcaires lacustres du pliocène et la nappe profonde des calcaires dolomitiques du jurassique. Dans cette étude, une approche combinant entre statistiques multi variés (analyse en composante principale ACP et classification ascendante hiérarchique CAH) et méthodes hydrochimiques classiques a été utilisée pour identifier les échanges entre les aquifères. L'étude vise également la compréhension des processus hydrochimiques et hydrodynamiques qui caractérisent chaque nappe composant le système aquifère et les interconnexions éventuelles existant entre les horizons constituant le système. Les résultats ont montrées que la nappe phréatique réagit différemment face au forçage anthropique et/ou au forçage climatique dont elle était sujette. Des rehaussements des niveaux piézométriques de la nappe phréatique sont enregistrés dans une région localisée dans le nord-est tandis que des rabattements important (plus de 50 m) sont a déplorés au centre de la plaine. Les niveaux piezométrique des parties non confinées des deux autres nappes sont assez stables alors que les parties captives connaissent des rabattements importants. La recharge de la nappe phréatique à partir de la nappe jurassique se fait latéralement depuis les affleurements des calcaires dolomitiques au sud (monts de Saida) et à l'ouest (horsts d'enfous et bouradou) avec des eaux récentes. Les drainances ascendantes se produisent notamment dans le sud de la région de Guerdjoum avec de eaux caractérisées par un temps de séjour plus important. Les échanges entre la nappe du pliocène et la nappe phréatique ont été localisés plus particulièrement dans le nord-est de la plaine de Ghriss. L'hydrochimie du système aquifère est influencée par un phénomène de salinisation, la dissolution des évaporites (halite et gypse), les échanges cationiques et l'impact des activités humaines (agricoles ou urbaines).

Mots clés : fonctionnement hydrodynamique, fonctionnement hydrogéochimique, système aquifère multicouche, statistiques multivariées, échange entre aquifères.

ملخص

حوض وادي فكان هو منطقة زراعية تتميز بمناخ شبه جاف. المياه الجوفية هي المصدر الرئيسي لإمدادات السكان المحليين. يتم توزيع هذا المورد بين المياه الجوفية البلايو- الرباعية و المياه الجوفية البليوسينية وخزان الحجر الجيري والدولوميت لعميق. في هذه الدراسة ، تم استخدام طريقة تجمع بين إحصائيات متعددة المتغيرات (تحليل المركبات الرئيسية PCA و تصنيف تصاعدي هرمي (CAH) والأساليب الهيدروكيميائية التقليدية لتحديد التبادلات بين طبقات المياه الجوفية. تهدف الدراسة أيضًا إلى فهم العمليات الهيدروكيميائية والهيدروديناميكية التي تميز كل طبقة من طبقات المياه الجوفية والترابط المحتمل بين الأفاق التي تشكل النظام. أظهرت النتائج أن منسوب المياه يتفاعل بشكل مختلف مع التأثير البشري و / أو التأثير المناخي الذي كان يخضع له. تم تسجيل ارتفاع في مستويات المياه الجوفية البلايو- الرباعية في منطقة تقع في الشمال الشرقي ، بينما سجلت إنخفاضات في مستويات المياه الجوفية (أكثر من 50 م) في وسط السهل. فيما يخص الطبقتين الأخريين فقد سجلنا استقرار في مستوى المياه الجوفية في المنطقة الحرة السطحية و إنخفاض محسوس في الجزء العميق. يتم امداد المياه الجوفية البلايو الرباعية من الجانب الجنوبي من طرف المياه الجوفية جوراسية التي تبرز الى السطح في منطقة جبال سعيدة و في وسط السهل عند هورست انفوس و بورادو بالمياه الحديثة. الإمدادات الصاعدة تحدث خاصة في جنوب منطقة قرجوم بمياه تتميز بوقت مكوث اكبر. التبادلات بين الطبقة البلايو الرباعية و الطبقة البليوسينية تحدث خاصة في المنطقة الشمالية الشرقية لسهل غريس. تتأثر كيمياء المياه الجوفية في النظام المدروس بظاهرة التملح ، وتحلل صخور المتبخرات (الهاليت والجبس) ، التبادل الكاتيوني وتأثير الأنشطة البشرية (الزراعية أو الحضرية).

الكلمات الرئيسية: العملية الهيدروديناميكية, العملية الهيدروجيوكيميائية, نظام المياه الجوفية متعدد الطبقات, إحصائيات متعددة المتغيرات, التبادل بين طبقات المياه الجوفية.

Abstract

The Fekan Wadi Basin is an agricultural region characterized by a semi-arid climate. Groundwater is the main source of water supply for the local population. This resource is distributed between the plio-quadernary water table, the Pliocene sandstone and limestone lacustrine water table and the deep Jurassic dolomitic limestone aquifer. In this study, an approach combining multi-variate statistics (principal component analysis PCA and hierarchical ascending classification CAH) and conventional hydrochemical methods was used to identify exchanges between aquifers. The study is also aimed at understanding the hydrochemical and hydrodynamic processes that characterize each aquifer and the potential interconnections between the horizons that make up the system. The results showed that the phreatic water table reacts differently to the anthropogenic forcing and / or climate forcing it was subject to. Increases in piezometric levels are recorded in a region located in the north-east while heavy drawdowns (more than 50 m) are deplored in the center of the plain. The piezometric levels of the unconfined parts of the two other layers are fairly stable while the captive parts are experiencing significant drawdown. Groundwater recharge from the Jurassic aquifer occurs laterally from outcrops of dolomitic limestones to the south (Saida Mountains) and to the west (Horsts of Enfous and Bouradou) with recent waters. Ascending leakage occur especially in the south of the region of Guerdjoum with waters characterized by a longer residence time. The exchanges between the Pliocene aquifer and the phreatic aquifer have been located more particularly in the north-east of the Ghriss plain. The hydrochemistry of the aquifer system is influenced by a phenomenon of salinization, the dissolution of evaporites (halite and gypsum), cationic exchanges and the impact of human activities (agricultural or urban).

Key words: hydrodynamic relationship, hydrogeochemical relationship, multilayer aquifer system, multivariate statistics, groundwater flow process.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE.....	01
PARTIE I : PRESENTATION GENERALE DE LA REGION D'ETUDE.....	03
I.1 Introduction.....	03
I.2 Aspect géomorphologique	04
I.2.1 Limite géographique de la zone.....	04
I.3 Caractéristiques de formes	07
I.3.1 Modèle numérique de terrain (ASTER).....	07
I.3.2 La surface (A).....	08
I.3.3 Le périmètre (P).....	08
I.3.4 Coefficient de Gravelius (K_c)	08
I.3.5 Rectangle équivalent	09
I.3.6 Répartition altimétrique du bassin versant	10
I.3.7 Indices de pentes.....	13
I.3.8 Indice de pente de Roche	13
I.3.9 Indice de pente globale	14
I.3.10 Indice de pente moyenne.....	15
I.3.11 La dénivelée	15
I.3.12 La dénivelée spécifique	15
I.3.13 Caractéristiques hydrographiques du bassin versant	16
I.3.14 Hiérarchisation du réseau	16
I.3.15 Profil en long	18
I.3.16 Pente moyenne du thalweg principal (P_m)	19
I.3.17 Densité de drainage D_d	19
I.3.18 Fréquence des thalwegs d'ordre 1 (F_1).....	20
I.3.19 Fréquence des cours d'eau (F_s)	20
I.3.20 Coefficient de torrentialité (C_t)	20
I.3.21 Coefficient d'allongement (C_a)	21
I.3.22 Rapport de confluence (R_c)	21
I.3.23 Rapport des longueurs (R_l)	21
I.3.24 Temps de concentration des eaux (t_c)	22
I.3.26 Formule de Kirpich	22

I.3.27 Formule d’Izzard-Meunier.....	23
I.3.28 Formule de Basso.....	23
I.3.29 Formule de Passini	23
I.3.30 Interprétation et récapitulation des résultats	24
I.4. Contexte hydro-climatique.....	26
I.4.1. Variabilité interannuelle des pluies.....	26
I.4.1.1 Traitement et collecte des données.....	26
I.4.1.2 Choix des stations	26
I.4.1.3 Comblement des lacunes	28
I.4.1.4 Critique des données.....	28
I.4.1.4.1 Critique visuelle des données disponibles.....	28
I.4.1.4.2. Détection des anomalies.....	28
I.4.1.4.3. Méthode des résidus (Bois, 1972.....	28
I.4.1.5 Ajustement à la loi normale	30
I.4.2. Calcul de la lame précipitée sur l’ensemble du bassin versant d’OuedFekan.....	31
I.4.2.1 Méthode de la moyenne arithmétique.....	31
I.4.2.2 Méthode de Thiessen	32
I.4.3. Etude des statistiques descriptives des pluies moyennes annuelles.....	35
I.4.3.1 L’étude de la variabilité à l’échelle du temps.....	35
I.4.3.2 La moyenne mobile	35
I.4.4. Approches statistiques et analyses des séries pluviométriques	37
I.4.4.1. Tests de détection de ruptures	37
I.4.5. Cartographie de la variabilité pluviométrique annuelle.....	41
I.4.6. Variabilité interannuelle des débits.....	47
I.5. Pédologie.....	51
I.6. Types de végétation.....	52
I.7. Les ressources en eau dans la zone d’étude.....	52
PARTIE II : ETUDE DE LA STRUCTURE ET DE L’HYDRODYNAMIQUE DU SYSTEME AQUIFERE D’OUED FEKAN	66
II.1 Introduction.....	66
II.2 Contexte géologique et structural	66
II.3 Litho-stratigraphie	69
II.4 Contexte Hydrogéologique	71
II.4.1. Aquifères de la région.....	71
II.4.1.1. Aquifère des alluvions plio-quadernaires (nappe phréatique).....	71

II.4.1.2. Aquifère des calcaires lacustres et grès du pliocène	73
II.4.1.3. Aquifère des calcaires dolomitiques du jurassique	73
II.4.2 Limites des épontes.....	74
II.4.3 Alimentation des nappes.....	74
II.4.4 Prélèvement	75
II.4.5 Dimension des aquifères.....	76
II.4.5.1 Profondeur du toit de l'aquifère du plio-quaternaire.....	76
II.4.5.2 Profondeur du Toit de l'aquifère du jurassique.....	77
II.4.5.3 Profondeur du mur de l'aquifère du jurassique.....	77
II.4.5.4 Isopaque de l'aquifère du jurassique.....	78
II.4.5.5. Profondeur du toit de l'aquifère du pliocène.....	80
II.4.5.6. Profondeur du mur du Pliocène.....	80
II.4.5.7. Isopaque de l'aquifère du pliocène.....	80
II.5 Piézométrie.....	82
II.5.1. Piézométrie de la nappe du jurassique	82
II.5.2. Piézométrie de la nappe du pliocène.....	83
II.5.3. Piézométrie de la nappe du Plio-quaternaire.....	84
II.5.4. Évolution piézométrique	86
II.5.4.1. Évolution interannuelle de la piézométrie.....	86
II.5.4.2. Evolution de la piézométrie de la nappe du plio-quaternaire	88
II.5.4.3. Evolution de la piézométrie de la nappe du Jurassique et du pliocène.....	90
II.5.4.4. Évolution piézométrique saisonnière de la nappe plio-quaternaire.....	92
II.6. Conclusion.....	94
PARTIE III : HYDROCHIMIE DES NAPPES	95
III.1 Introduction.....	95
III.2 Echantillonnage et analyse.....	95
III.3 Statistique descriptive, types et qualité des eaux.....	96
II.3.1 Nappe du plio quaternaire.....	96
III.3.2 Nappe du jurassique supérieur.....	124
III.3.2.1 statistique descriptives.....	124
III.3.2.2 Facies chimique.....	128
III.3.3 Nappe du pliocène.....	130
III.3.3.1 statistiques descriptives.....	130
III.3.3.2 Facies chimique.....	133

III.4 Identification des échanges entre aquifères en utilisant les Statistiques multi variée globale.....	134
III.4.1 Matrice de corrélation.....	134
III.4.2 Classification ascendante hiérarchique (CAH).....	135
III.4.2.1Avantages de la classification ascendante hiérarchique.....	136
III.4.2.2Méthode d'agrégation pour la Classification Ascendante Hiérarchique.....	136
III.4.2.3 RESULTATS ET DISCUSSION.....	136
III.4.3Analyse en composantes principales (ACP).....	142
III.4.4 Cartographie des facteurs de l'ACP.....	144
III.4.5 Projection des observations sur les plans des facteurs de l'ACP.....	146
III.4.6 Utilisation des Graphes bivariables pour l'identification des échanges entre aquifère.....	148
III.5 Discussion sur les Echanges entre aquifères	154
III.5.1Échanges entre l'aquifère du jurassique et l'aquifère Plio-quadernaire.....	154
III.5.2Échanges entre l'aquifère du pliocène et l'aquifère Plio-quadernaire	155
III.6 CONCLUSION.....	157
CONCLUSION GENERALE.....	
Bibliographie.....	159

Liste des Figures

Fig .I.1 Situation géographique du bassin versant de la Macta et du sous bassin d'oued Fekan.....	05
Fig I.2 principaux oueds dans le bassin versant de Macta.....	06
Fig.I.3 Situation géographique du bassin versant d'Oued Fekan par rapport au découpage administratif de la wilaya de Mascara.....	07
Fig.I.4 Modèle numérique du terrain du bassin versant d'Oued Fekan.....	08
Fig. I.5. Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques....	11
Fig. I.6. Carte hypsométrique du bassin versant d'Oued Fekan	12
Fig. I.7 Carte des pentes du bassin versant d'Oued Fekan	15
Fig. I.8 Réseau hydrographique du bassin versant d'Oued Fekan	17
Fig.I.9. Profil en long d'Oued fekan.....	18
Fig. I.10. Cours d'eau principal de l'Oued Fekan.....	19
Fig.I.11 répartition des postes pluviométriques utilisés	27
Fig.I.12 Détection des anomalies à la station de Sidi kada par rapport à Nesmoth.....	30
Fig.I.13 Détection des anomalies à la station de Froha par rapport à Tizi1.....	30
Fig.I.14 Ajustement à une loi normale, station Mascara, 111429, 31 ans.....	31
Fig.I.15. carte des polygones de Thiessen dans le bassin versant d'Ain Fekane (1972-2012)	33
Fig.I.16 Evolution chronologique des totaux pluviométriques annuels à la station d'Ain fares.....	36
Fig.I.17 Evolution chronologique des totaux pluviométriques annuels à la station de Froha.....	36
Fig.I.18 Pourcentage d'année exprimant le facteur SPI pour la classe 1 (a), la classe 2 (b), la classe 3 (c), la classe 4 (d) et la classe 5 (e). les classe sont defini dans le tableau I.16.....	46
FigI.19: ajustement à la loi log-normale des lames d'eau écoulées annuelles Ain Fekan (1970-2002).....	48
Fig.I.20 : variation interannuelle des débits au bassin versant d'Oued Fekan (1970-2000).....	49
Fig. I.21 variation des débits moyens annuels et du coefficient de l'hydraulicité à la station hydrométriques d'Ain Fekane (1970-2000).....	50

Fig. II.1 Coupe géologique de la plaine de Ghriss modifiée, d'après (Sourisseau, 1972). Pour situation voir Fig. II.3.....	68
Figure II.2 Log litho stratigraphique des formations du Bassin d'oued Fekan.....	69
Figure II.3 Carte géologique, position des coupes géologiques et réseau hydrographique du Bassin d'Oued Fekan.....	72
Fig. II. 4 Coupe hydrogéologique du Bassin d'Oued Fekan.....	72
Fig. II.5 profondeur du toit de l'aquifère du plio-quadernaire.....	77
Figure II.6 profondeur du toit de l'aquifère du jurassique.....	78
Figure II.7 profondeur du mur de l'aquifère du jurassique.....	79
Figure II.8 épaisseur de l'aquifère du jurassique.....	79
Fig. II.9 Isohypse des profondeurs du toit de l'aquifère du pliocène.....	81
Fig. II.10 Isohypse des profondeurs du mur de l'aquifère du pliocène.....	81
Fig. II.11 Isopaque de l'aquifère du pliocène.....	82
Figure II.12 Carte piézométrique de l'aquifère Jurassique année 2012.....	83
Fig. II.13 carte piézométrique de l'aquifère du pliocène (Année 2012).....	84
Fig II.14 carte piézométrique de la nappe phréatique octobre 1970 (Bekkoussa, 2009)	85
Fig. II.15 carte piézométrique de la nappe phréatique mars 2019.....	86
Fig. II.16 Evolution des niveaux statiques des piézomètres constituant le réseau de surveillance du système aquifère de Ghriss.....	87
Fig. II.17 Localisation des piézomètres étudiés et des puits temoins.....	88
Fig. II.18 différence entre la piézométrie de 2019 et 1970.....	89
Fig. II.19 évolution des niveaux statiques des puits captant la nappe plio- quadernaire.....	90
Fig. II.20 Evolution des niveaux statiques des forages captant la nappe jurassique et la nappe pliocène.....	91
Fig. II. 21 Position des forages utilisé pour 'étude de l'évolution piézométrique de la nappe du jurassique et la nappe du pliocène.....	92
Fig. II.22 Fluctuation piézométrique saisonnière de quelques puits pendant l'année 2003.....	93
Fig III.1 situation des forages retenue pour l'étude de la nappe du jurassique.....	125
Fig. III.2 diagramme de piper pour les forages de la nappe du jurassique.	129
Fig III.3 situation des forges retenues pour l'étude de la nappe du pliocène.....	132
Fig. III.4 diagramme de piper pour les forages de la nappe du Pliocène.....	133
Fig III. 5. Dendrogramme résultant de l'application de l'CAH.	136

Fig.III.6	répartition des échantillons par classe après application de la CAH.....	137
Fig .III.7	Dendrogramme résultant de la création des sous classes	140
Fig.III.8	répartition des échantillons par classe après application de la CAH.....	142
Fig.III.9	Projection des variables sur le plan F1-F2.....	144
Fig.III.10	Distribution spatiale du facteur F1 (a) du résidu sec exprimé en (g/l) pour la nappe plio-quaternaire pour le mois de février 2014 (b).....	145
FigIII.11.	Distribution spatiale du facteur F2 et F3.....	146
Fig.III.12	Projection des observations sur le plan F1-F2.....	147
Fig.III.13	Projection des observations sur le plan F1-F3.....	148
Fig.III.14	Diagramme de Gibbs.....	149
Fig.III.15	Diagrammes bivariante (mM / mM) a) Mg / Na vs Ca / Na; et b) HCO₃ / Na vs Ca / Na	150
Fig .III.16	Relation Mg/Ca vs Cl.....	151
Fig. III.17	Relation (Ca+Mg)-(HCO₃+SO₄) vs Na+K-Cl (concentrations en meq/L).....	151
Fig. III.18	Boite à moustache de l'indice CAI pour les classes résultant de la CAH.....	153
Fig. III.19	CAI 1 vs CAI 2.....	153
Fig.III.20	Schématisation des échanges entre aquifère du jurassique et aquifère plio-quaternaire.	155
Fig .III.21	Position des puits du Plio-quaternaire recevant une Recharge de l'aquifère du Pliocène.	156

Liste des tableaux

Tableau I.1: la répartition altimétrique des surfaces du bassin % des surfaces partielles.....	10
Tableau I.2 : la répartition des altitudes moyennes entre deux courbes de niveau.....	13
Tableau I.3 : Répartition des classes de pente dans la zone d'étude.....	13
Tableau I.4 : Données pour le calcul de l'indice de pente de ROCHE.....	14
Tableau I.5 : Classification du relief selon l'Office de Recherche Scientifique d'Outre-Mer (O.R.S.T.O.M).....	14
Tableau I.6 : Classification du relief par l'intermédiaire de la dénivelée spécifique selon (O.R.S.T.O.M).....	16
Tableau I.7 : Classification du reseau hydrolique.....	18
Tableau I.8 : Rapport de confluence.....	21.
Tableau I.9 : Rapport de longueur.....	22
Tableau I.10 : Résultats d'estimation du temps de concentration.....	24
Tableau I.11 : Tableau récapitulatif des paramètres physiques du BV d'oued Fekan.....	25
Tableau I.12: liste des stations du réseau météorologiques retenues.....	27
Tableau I.13 : Statistiques descriptives des pluies moyennes annuelles 1972-2012.	34.
Tableau I.14: résultats des tests de détection de rupture appliqués aux séries pluviométriques annuelles (1972-2012).....	41
Tableau I.15 Différentes classes de indices SPI et leur signification	42
Tableau I.16 Ampleur de la sécheresse (et de l'humidité) entre 1972-2012	43
Tableau I.17 stations hydrométriques retenues dans l'étude.....	48
Tableau II.1 Unités lithostratigraphiques dans le bassin de la plaine de Ghriss.....	71
Tableau II.2 Paramètres utilisés pour l'estimation de la recharge annuelle moyenne liée aux précipitations.....	75
Tableau II.3 Prélèvement mensuelle par secteur dans la région d'étude	76
Tableau II.4 Nappes captées par les piézomètres	87
Tableau II.5 les niveaux statiques des points d'observations	90
Tableau. III.1 Statistique descriptives des paramètres physico-chimiques de la nappe du jurassique.....	124

Tableau.III.2 Statistique descriptives des paramètres physico-chimiques de la nappe du pliocene.....	130
Tableau III.3. Matrice de corrélation de Pearson des paramètres physico-chimiques pour les trois nappes étudiées.....	135
Tableau III.4 Statistique descriptives des classes obtenue à partir de la CAH.....	139
Tableau III.5 Statistique descriptives des sous classes obtenue à partir de la CAH.....	141
Tableau. III.6 FACTEUR DE L'ACP GLOBALE.....	143

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale

L'Algérie occupe la 29e place parmi les pays en situation de stress hydrique élevé, selon un classement comptant 44 pays établi par World Resources Institute (WRI, 2019). Les ressources en eau « classique » ne suffisent plus et le pays a recours de plus en plus à des ressources non conventionnelles telles que le dessalement d'eau de mer qui reste un investissement très lourd. Les régions intérieures de l'Algérie, étant plus éloignées du littoral, ne peuvent bénéficier de cette nouvelle ressource. De grand projet de transfert nord (littoral) sud (plaine et région intérieures) ont été pensés et partiellement réalisés mais sans que cela ne résout le problème de la pénurie de l'eau.

La Wilaya de Mascara et plus particulièrement Le bassin d'oued Fekan font partie des régions qui connaissent un stress hydrique important. Le bassin étudié est une région à vocation agricole caractérisée par un climat semi-aride. L'eau souterraine y constitue la principale source d'approvisionnement pour la population locale. Cette ressource se répartie entre la nappe phréatique du plio-quatenaire, la nappe des grés et calcaires lacustres du pliocène et la nappe profonde des calcaires dolomitiques du jurassique. La nappe phréatique a été soumise depuis plusieurs années à une surexploitation qui s'est répercutée négativement sur ses potentialités et sur sa qualité. En effet, des rabattements allant jusqu'à 80 m, en seulement quelques années d'exploitation, ont été enregistrés dans certaines contrées. Des concentrations en nitrates et chlorures très supérieures aux normes de potabilité sont à déplorés, indiquant ainsi une contamination, notamment de la nappe superficielle, par les activités anthropiques. Les échanges entre nappes dans le bassin d'oued Fekan ont été mis en évidences par quelques auteurs qui ont travaillé sur la région, néanmoins, sans donner de précision sur l'ampleur ou la manière avec laquelle se produisent ces phénomènes hydrogéologiques. L'exploitation accrue de la nappe superficielle a probablement favorisée les drainances verticales ascendantes à partir des nappes profondes. Les drainances horizontales existent également et notamment dans la partie centrale du bassin. Ces affirmations ont été démontrées par des études de modélisation hydrodynamique et par des études hydrochimiques réalisées sur la région (Bekkoussa et al., 2008 ; Bekkoussa et al., 2013) .

Le but de ce travail est de déterminer l'origine des eaux, de comprendre les mécanismes de recharge des différentes nappes et de déceler les éventuelles relations entre la nappe profonde et le système aquifère superficiel. L'utilisation des approches hydrochimiques combinées aux méthodes statistiques constituent les principaux outils usités pour atteindre les objectifs de ce travail. Afin d'accomplir cette étude, de nombreuses données ont été recueillies, traitées, analysées et parfois cartographiées. Ces données sont issus de divers organismes (ADE, DRE, ANRH...) et ont été complétés par des sorties de terrain pour réaliser notamment la piézométrie de la nappe phréatique.

L'aboutissement de ce travail permettra d'éclaircir beaucoup de zones d'ombres qui existent dans le fonctionnement hydrogéologique et hydrochimique de ces aquifères. Par ailleurs, ces résultats sont importants pour la gestion quantitative et qualitative des différents aquifères du bassin. La confirmation de l'intercommunication entre nappes permettra une mise en place

d'un protocole de protection de la qualité et/ou de la pérennité de cette ressource si vitale pour une région.

Le travail à été scindé en trois grand chapitres

Chapitre I : présentation de zone d'étude. Il aborde les principaux contextes ayant un impact direct ou indirect sur la ressource en eau avec un focus particulier sur l'hydroclimatologie.

Chapitre II : étude de la structure et de l'hydrodynamique du système aquifère de Ghriss. Cette partie est basée sur les études géologiques et hydrogéologiques réalisées sur la région. L'exploitation de données hydrogéologiques et piézométriques récentes permettra d'une part une vue plus précise sur la structure et la géométrie des aquifères et d'autre part d'étudier l'évolution des potentialités de la ressource en eau.

Chapitre III : hydrochimie des nappes. Cette partie est consacrée à la caractérisation hydrochimique des nappes avec une approche visant à estimer la qualité notamment de la nappe superficielle. L'utilisation des statistiques multi varié sur les données hydrochimique recueillis permettra de comprendre certain mécanismes d'échange indéchiffrable à l'œil nu. Cette partie a été basée sur des travaux récents utilisant l'hydrochimie et les statistiques pour l'identification des échanges entre aquifères (Moya et al. 2015 ; Yidana et al., 2018).

PARTIE I : PRESENTATION GENERALE DE LA REGION D'ETUDE

PARTIE I : PRESENTATION GENERALE DE LA REGION D'ETUDE

I.1 Introduction

Le bassin versant d'Oued Fekan fait partie du grand bassin de la Macta qui est situé au Nord-ouest de l'Algérie (fig. I.1). Il est compris entre la latitude 35°15' et 35°50' Nord et la longitude 0° et 0°40' Est. Il couvre une superficie globale de 1194,38 km². Ce bassin correspond à une zone topographique rigoureusement plane 304 m avec des reliefs de bordures qui s'élèvent à environ 1178 m.

La plaine de Ghriss correspond à une cuvette d'effondrement à topographie plane et à sédimentation alluvionnaire argilo sableuse. Elle est bordée de reliefs constitués de différentes formations géologiques. La plaine proprement dite fait partie du bassin hydrologique de la Macta, sous forme d'une dépression elliptique d'une superficie de 14 389 Km², couvrant ainsi tout le sous bassin de l'oued Fekan. Il couvre totalement ou partiellement 23 communes de la wilaya de Mascara qui sont : El bordj, Ain Farés, Khalouia, Sehailia, Tighenif, Sidi Kada, Maoussa, Mascara, Mamounia, El Keurt, Tizi, Froha, Matemore, Sidi Boussaid, Nesmoth, Gharrous, Aouf, Makda, Beniane, Oued Taria, Ghriss, Guerdjoum, Ain Fekan.

La plaine de Ghriss regroupe seize (16) communes sur 34% du territoire de la wilaya de Mascara avec une superficie irriguée physique de 17044Ha , elle représente 56% des terres irriguées de la wilaya de Mascara. L'eau d'irrigation est à plus de 96% d'origine souterraine. La nappe de Ghriss dispose de fortes réserves mobilisables (évaluées à 33 Hm³ pour Mascara) ; mais située dans une zone agricole très développée, elle est très fortement sollicitée par l'irrigation.

L'hydrographie est très faiblement marquée. Seuls quelques petits oueds comparables à de véritables ruisseaux Sillonnent la plaine. Avec cette rareté des eaux superficielles, reste l'exploitation des aquifères souterrains est le seul moyen de mobilisation des eaux en vue de satisfaire les demandes en eau. L'agriculture est le plus grand consommateur en eau de la plaine. L'irrigation des terres et l'alimentation en eau potable des agglomérations sont assurées par le pompage dans un grand nombre d'ouvrage captant toutes les nappes. La plaine de Ghriss est limitée au Nord par les Monts de Béni Chougrane, au Sud par les Monts de Saïda, à l'Ouest par les Monts de Bouhanifia, et à l'Est par le plateau de Tighenif. La cuvette correspond à une zone de subsidence marquée par la flexure des couches du Néogène, en bordure des Monts des BENI-CHOUGRANE; les apports d'alluvionnement argilo-sableux de l'Oued MAOUSSA continuent de permettre à cette subsidence d'évoluer.

Le substratum, effondré, est constitué par les calcaires dolomitiques du Jurassique Supérieur. Au dessus, se sont déposé localement des conglomérats de base puis un remplissage marin d'argiles et marne grisâtre et verdâtre du Miocène Inférieur et Moyen.

Au centre de la plaine, la subsidence a permis l'accumulation d'une grande épaisseur de calcaires lacustres.

L'agriculture consomme le plus grand volume des nappes de la plaine, évalué à 21.138.890 m³/an. L'irrigation des terres et l'alimentation en eau potable des agglomérations sont assurées par le pompage dans un grand nombre d'ouvrages captant toute les nappes, même celle des calcaires dolomitiques.

La majeure partie de l'alimentation en eau potable estimée à 11.495.887 m³/an est assurée par les eaux souterraines parmi lesquelles la nappe des calcaires lacustres et celle des dolomies.

I.2 Aspect géomorphologique

Le bassin versant d'oued Fekan couvre une superficie de 1185 Km², il fait partie du bassin de l'oued El Hamam, lequel s'étend sur une superficie de 14389 Km². Il correspond à une zone à topographie rigoureusement plane (470 m d'altitude) surplombée par des reliefs de bordure, élevés à environ 1200m (fig. I.1) d'altitude avec :

- Du Nord ouest au Nord est : les monts des Beni Chougrane, aux terrains plissés et charriés, constituant une limite septentrionale et occidentale imperméable et continue, recouverte par des faciès plus au moins perméables.
- Du Sud Ouest au Sud-Est : les monts de Saïda et de Sidi Kada aux terrains rigides, peu plissés, très fracturés, constituant une limite méridionale perméable et continue.
- A l'Ouest : entre les monts Beni-Chougrane et les monts de Saïda, on trouve le crétacé inférieur imperméable qui constitue une barrière étanche et continue.
- A l'Est : la remontée des marnes de l'Oligo-Miocène et le passage latéral de faciès des calcaires lacustres du Pliocène et des calcaires Marneux, constituent la limite orientale imperméable et continue.

I.2.1 Limite géographique de la zone d'étude :

Le bassin versant d'Oued Fekan fait partie intégrante du bassin versant de la Macta qui s'étend sur une superficie de 14 750 km².

Le bassin versant de la Macta est situé en Algérie occidentale, sous le code n°11, (fig. I.3) est constitué de 16 sous bassins ; il est délimité par :

- Au Nord-ouest, par la chaîne montagneuse du Tessala,
- Au Sud, par les hauts plateaux de Ras-el-Ma et les plaines de Maalifs,
- À l'Ouest par les plateaux de Telagh et les monts de Tlemcen qui sont le prolongement des monts de Béni- Chougrane
- Et à l'Est, par les monts de Saïda.

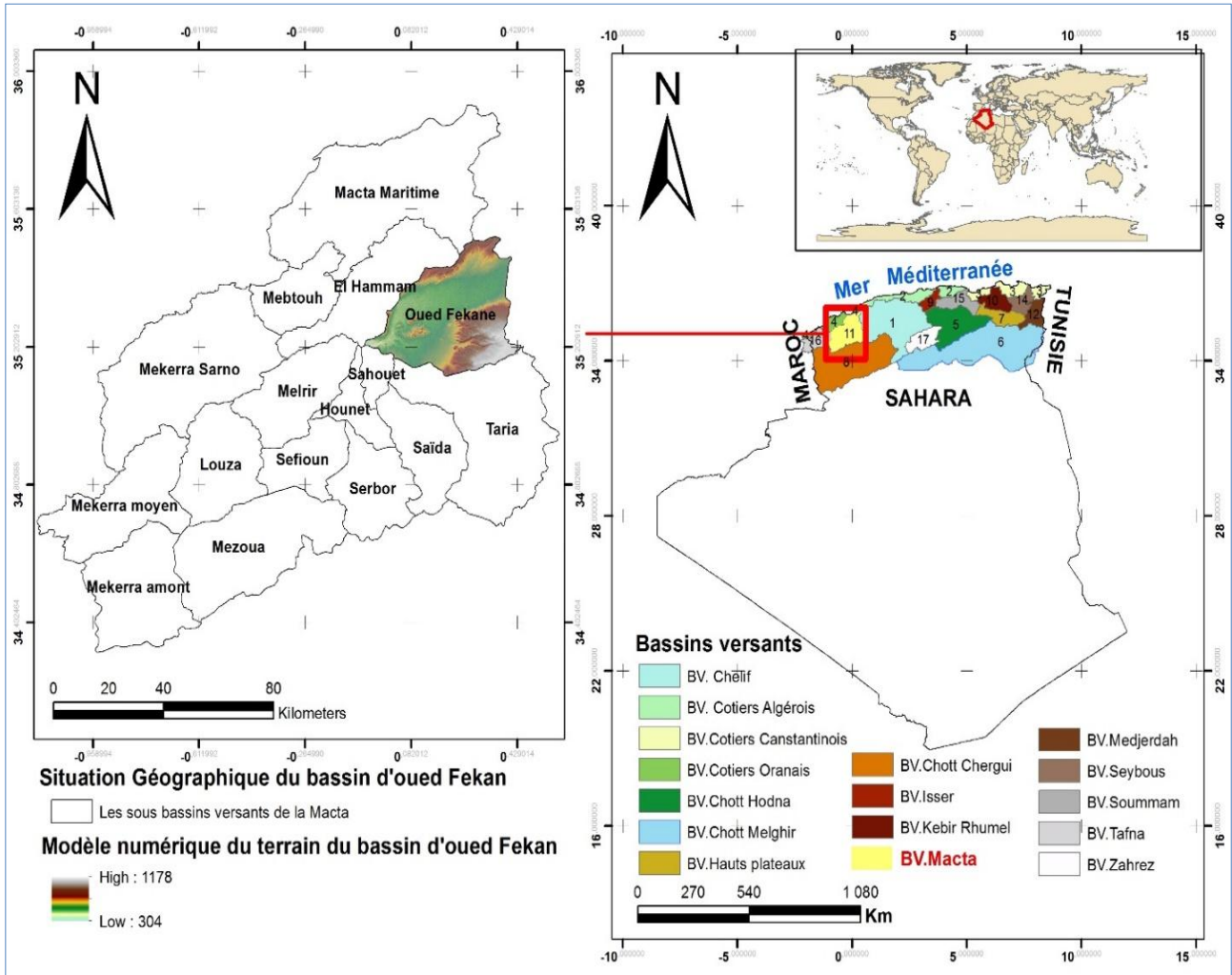


Fig .1.1 Situation géographique du bassin versant de la Macta et du sous bassin d'oued Fekan

Le bassin de la Macta est traversé par deux principaux cours d'eau, l'oued Mekerra à l'Ouest et l'oued El Hammam à l'Est. Ces cours d'eau se rejoignent non loin de la côte Méditerranéenne pour former la Macta (fig. I.2).

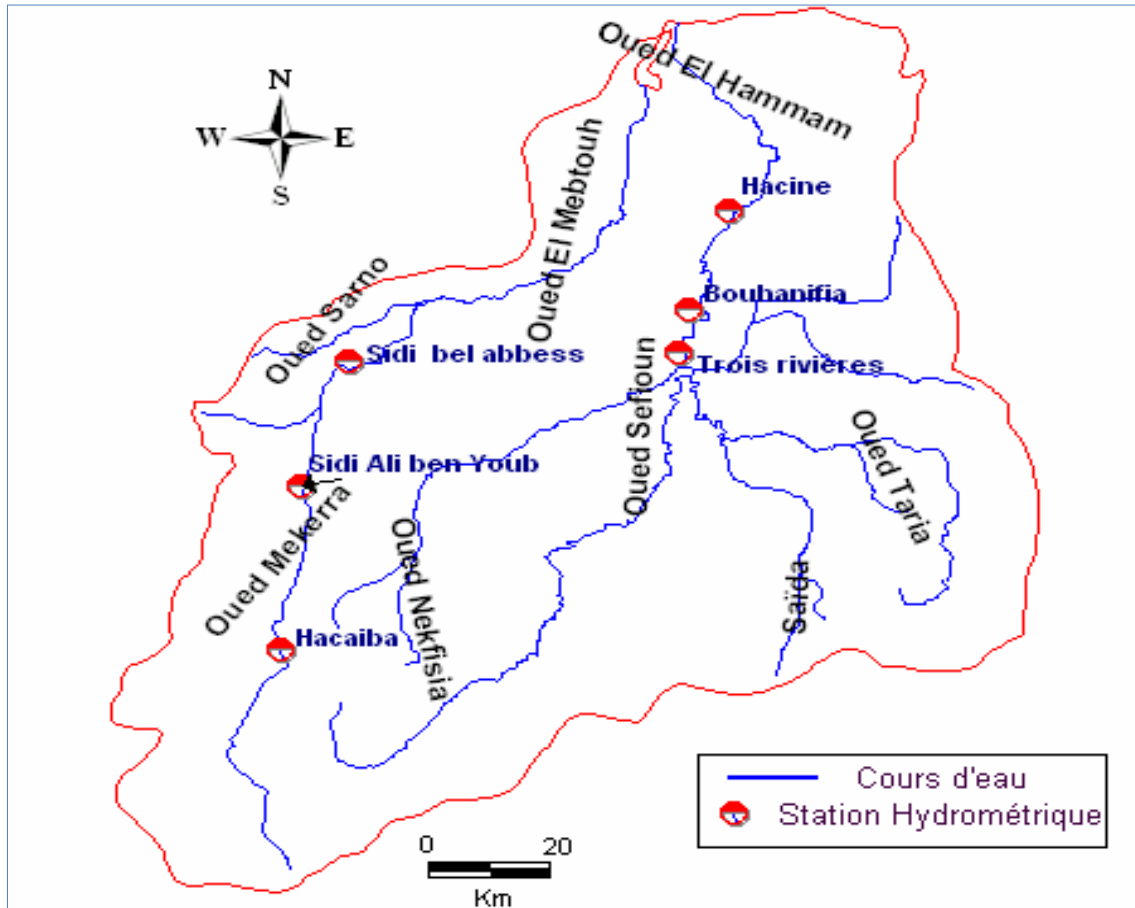


Fig I.2 principaux oueds dans le bassin versant de la Macta

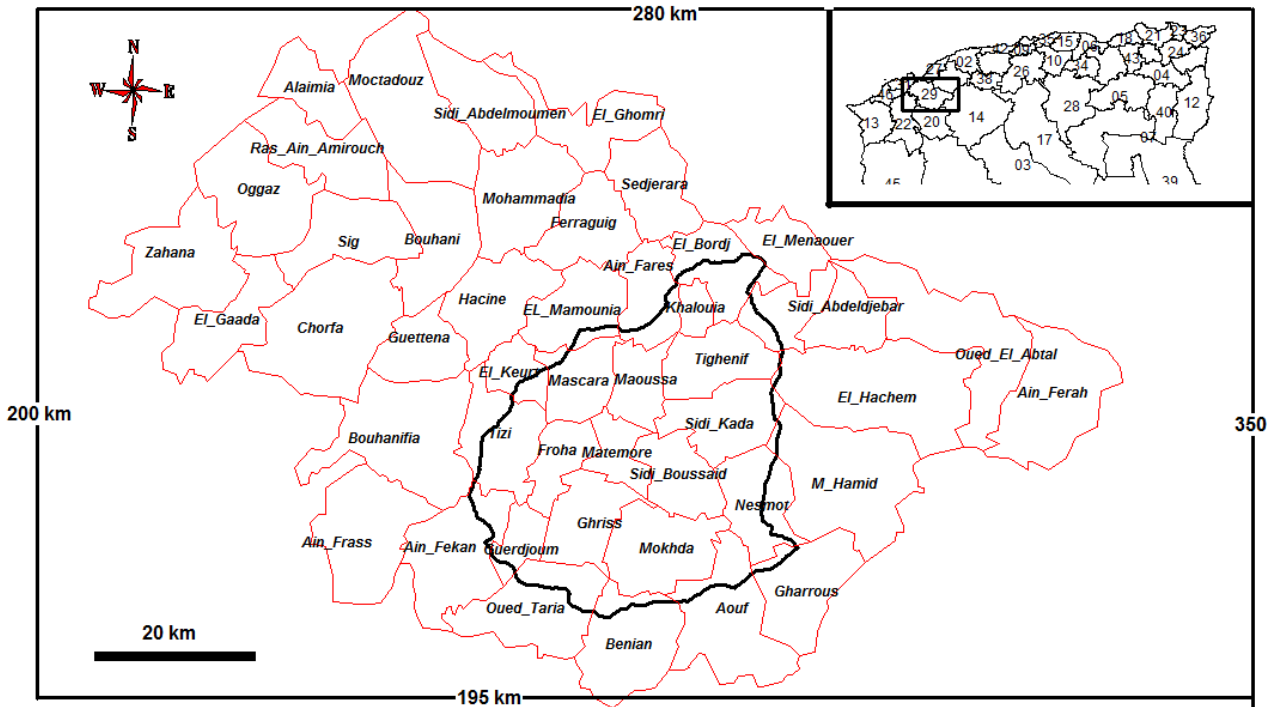


Fig.I.3 Situation géographique du bassin versant d'Oued Fekan par rapport au découpage administratif de la wilaya de Mascara

I.3 Caractéristiques de formes

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydro gramme à l'exutoire. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus important. Ce phénomène est lié à la notion de temps de concentration.

En revanche, les bassins en forme d'éventail, présentant un temps de concentration plus court et auront ainsi les plus forts débits de pointe.

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux. Citons à titre d'exemple, l'indice de compacité de Gravelius K_c (1914).

I.3.1 Modèle numérique de terrain (ASTER) :

La détermination des différentes variables physiographiques caractéristiques de chaque bassin versant étudié est obtenue en recourant à des techniques digitales et à des modèles numériques du terrain (MNT) qui permettent la numérisation des différentes variables physiques étudiées

Un modèle numérique de terrain (MNT) est une représentation numérique simplifiée de la surface d'un territoire, en coordonnées altimétriques et planimétriques, calée dans un repère géographique.

Pour cette étude, nous avons utilisé un modèle numérique de terrain ASTER d'une résolution spatiale de 30 m (fig. I.4), qui nous a permis de créer des cartes thématiques au moyen de SIG (système d'information géographique).

Dans notre cas, on a utilisé cette technique pour déterminer la topographie, la pente, le réseau hydrographique, la carte hypsométrique et les limites du bassin versant.

I.3.2 La surface (A)

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits vont être en partie reliés à sa surface. La superficie du bassin versant est mesurée à l'aide du logiciel Arcgis 10.2.2

$$A = 1194,38 \text{ Km}^2$$

I.3.3 Le périmètre (P)

Le périmètre du bassin versant est obtenu directement à l'aide du logiciel Arcgis 10.2.2

$$P = 167,69 \text{ km}$$

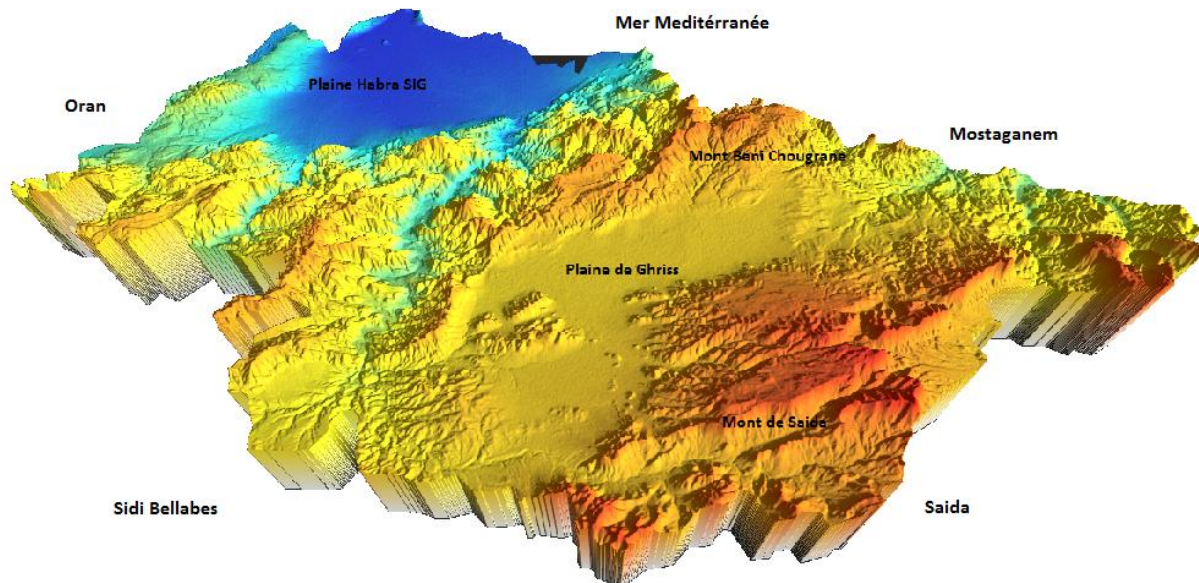


Fig.1.4 Modèle numérique du terrain du bassin versant d'Oued Fekan

I.3.4 Coefficient de Gravelius (K_c) :

La caractéristique de forme la plus utilisée est le "coefficient K_c de Gravelius". Il se définit comme le rapport du périmètre du bassin versant au périmètre du cercle ayant la même surface (appelée aussi coefficient de compacité) :

$$K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} = 1,35 \quad \text{I.1}$$

Avec :

A : superficie du bassin versant (1194,38 Km²)

P : périmètre du bassin versant (167,69 km)

$K_c = 1,35 > 1,12$ ce qui traduit un allongement modéré du bassin versant

I.3.5 Rectangle équivalent

C'est un modèle établi par ROCHE, il est défini comme un rectangle de longueur (**L**) et de largeur (**l**) qui a la même surface (**A**) et le même périmètre (**P**) que le bassin, l'exutoire est représenté par une des largeurs du rectangle et les courbes de niveau par les parallèles.

La notion de rectangle équivalent a été introduite dans l'étude géomorphologique des bassins et elle permet la comparaison des bassins entre eux du point de vue de l'influence de la forme sur l'écoulement, en possédant la même superficie et le même périmètre que le bassin considéré et par conséquent le même indice de compacité.

- La longueur du rectangle équivalent (**L**) :

$$L = \frac{K_c}{1.128} * \sqrt{A} [1 + \sqrt{1 - (\frac{1.128}{K_c})^2}] = 64.02 \text{ km} \quad \text{I.2}$$

- La largeur du rectangle équivalent (**l**) :

$$l = \frac{K_c}{1.128} * \sqrt{A} [1 - \sqrt{1 - (\frac{1.128}{K_c})^2}] = 18.65 \text{ km} \quad \text{I.3}$$

On définit le rectangle équivalent comme le rectangle de longueur (**L**) et de largeur (**l**) qui a même surface et même périmètre que le bassin versant soit à l'aide de :

$$P = 2. (L + l) \quad \text{et} \quad A = L. l \quad \text{I.4}$$

L'inconvénient de cette méthode est que l'on peut rencontrer des bassins plus compacts qu'un carré, l'équation n'a alors plus de racines réelles.

Le tracé des droites de niveau du rectangle découle directement de la répartition hypsométrique, c'est-à-dire des pourcentages cumulés des tranches d'altitudes.

I.3.6 Répartition altimétrique du bassin versant :

Le relief a une influence évidente sur les vitesses de ruissèlement. Une pente plus forte correspondra à une durée plus faible de concentration des eaux dans les affluents et le cours principal.

Le relief est indiqué sur les cartes topographiques par la disposition de la valeur des courbes de niveaux. La carte qui différencie les différentes tranches d'altitudes est appelée la carte hypsométrique (Fig.I.6).

Le relief est souvent caractérisé par la courbe hypsométrique. Celle-ci est obtenue en planimétrant les surfaces comprises entre les courbes de niveau. Chaque tranche d'altitude correspond à une superficie et un pourcentage de la surface totale du bassin versant. On établit un diagramme des fréquences altimétriques sur lesquelles on porte les tranches d'altitudes en ordonnée et les superficies cumulées leur correspondant en abscisse (Fig.I.5).

On peut considérer cette courbe comme sorte de profil du bassin et grâce à elle on peut déduire l'altitude moyenne, l'altitude médiane et l'altitude la plus fréquente comme il est démontré plus en bas.

Tableau I.1: la répartition altimétrique des surfaces du bassin % des surfaces partielles

Tranches d'altitude (m)	Surfaces partielles S_i (Km ²)	% des surfaces partielles S_i/S_t	Surfaces partielles cumulées $\sum S_i$ (Km ²)	% des surfaces partielles cumulées $(\sum S_i/S_t)$
304-400	6.13	0.52	6.13	0.52
400-500	464.05	38.85	470.18	39.37
500-600	307.22	25.72	777.40	65.09
600-700	145.80	12.21	923.20	77.3
700-800	122.76	10.28	1045.96	87.58
800-900	67.49	5.65	1113.45	93.23
900-1000	58.09	4.86	1171.55	98.09
1000-1178	22.84	1.91	1194.38	100

Altitude maximale : elle correspond au point le plus haut du bassin, $H_{max} = 1178$ m

Altitude minimale : elle correspond au point le plus bas du bassin : $H_{min} = 304$ m

Altitude la plus fréquente : elle correspond au maximum du diagramme des fréquences altimétriques : $H_{fréq} = 450$ m

Altitude médiane : elle correspond à 50% de la surface du bassin suivant la courbe hypsométrique : $H_{med} = 670$ m

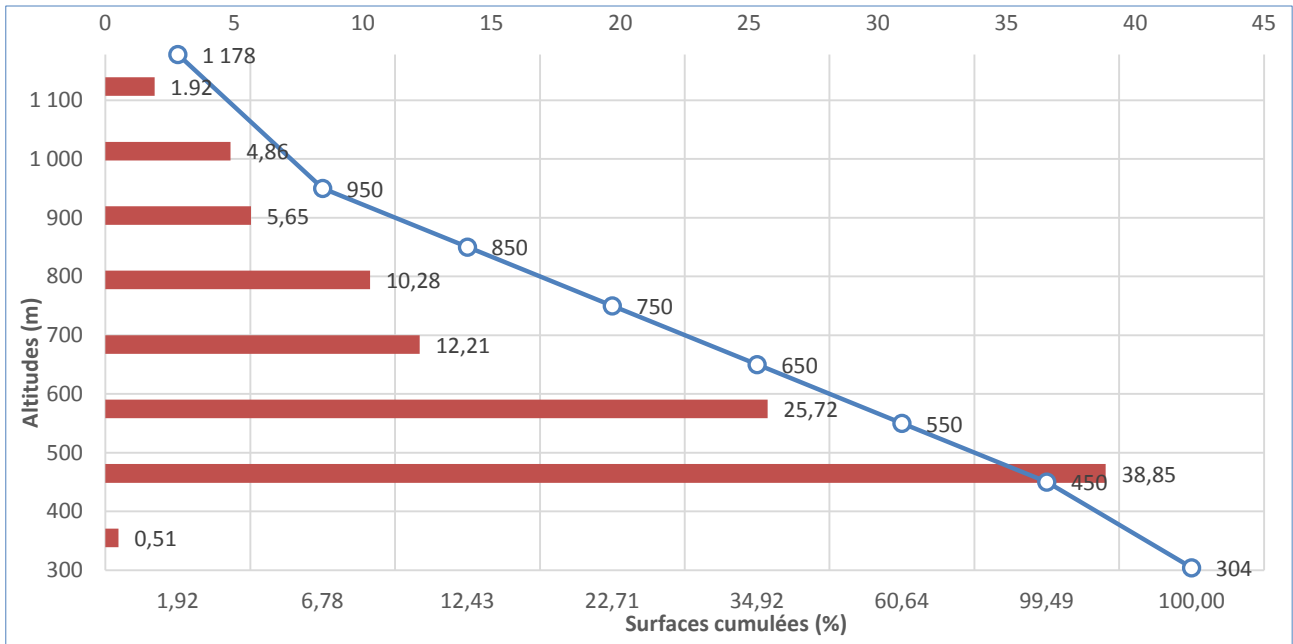


Fig. I.5. Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques

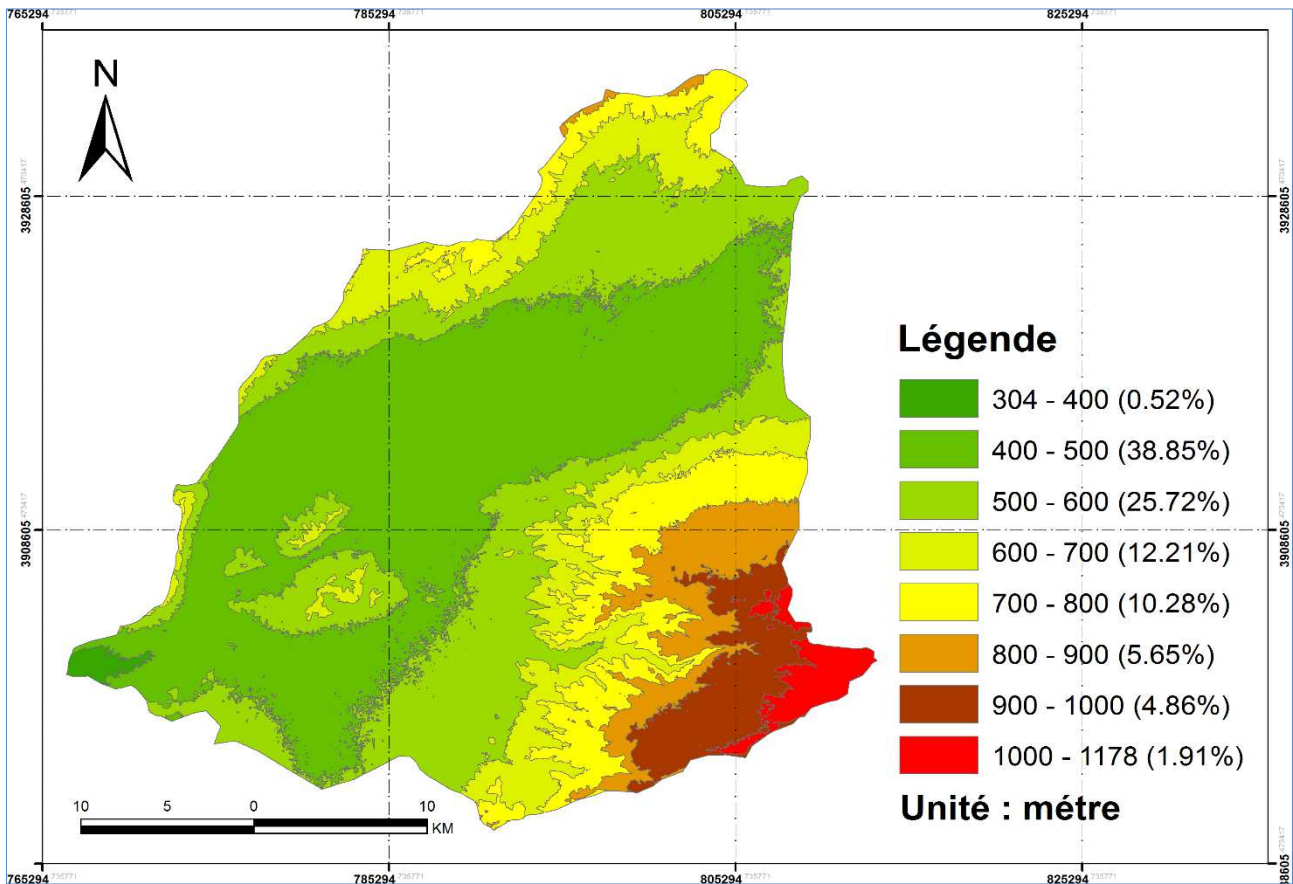


Fig. I.6. Carte hypsométrique du bassin versant d'Oued Fekan

Altitude moyenne : c'est le rapport de la somme des surfaces élémentaires par les altitudes moyennes correspondantes sur la surface totale du bassin versant

$$H_{\text{moy}} = \frac{\sum(H_i \cdot a_i)}{A} = 589.60 \text{ m} \quad \text{I.5}$$

Avec :

H_i : L'altitude moyenne entre deux courbes de niveau

a_i : Surface entre deux courbes de niveau en Km^2

A : Surface totale du bassin versant (1194.38 Km^2)

Les valeurs de (H_i) et ($H_i \cdot a_i$) sont représentées dans le tableau I.2

Tableau I.2 : la répartition des altitudes moyennes entre deux courbes de niveau

Tranches d'altitude (m)	H _i en (m)	a _i en (Km ²)	(H _i . a _i)
304-400	352	6.13	2 157.76
400-500	450	464.05	208 822.50
500-600	550	307.22	168 971.00
600-700	650	145.80	94 770.00
700-800	750	122.76	92 070.00
800-900	850	67.49	57 366.50
900-1000	950	58.09	55 185.50
1000-1178	1089	22.84	24 872.76
		Σ = 1194.38	Σ = 704 216.02

I.3.7 Indices de pentes :

La pente (l'inclinaison du terrain) est un facteur important dans plusieurs phénomènes hydrologiques au sein d'un bassin versant. Cette inclinaison est influencée par la roche en place, les sols, le ravinement, la distribution et la quantité des pluies et enfin l'activité de l'homme.

Un classement bien défini des différentes pentes était une donnée essentielle pour l'analyse fondamentale d'une étude (fig. I.7).

Tableau I.3 : Répartition des classes de pente dans la zone d'étude

Pente (°)	Surface A _i (Km ²)	Taux de recouvrement (%)
0 – 3	339.55	28.43
3 – 6	422.81	35.40
6 – 12.5	331.45	27.75
12.5 – 25	93.35	7.82
> 25	7.22	0.60

I.3.8 Indice de pente de Roche :

C'est un indice proposé par ROCHE en 1963 ; **I_p** est la moyenne de la racine carrée des pentes mesurées sur le rectangle équivalent et pondéré par les surfaces. Il s'exprime en pourcentage.

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{x_i(a_i - a_{i-1})} = 5.62\% \quad \text{I.6}$$

Avec :

x_i : Fraction de la surface du bassin comprise entre les cotes (a_i) et (a_{i-1}) fonction donnée par le tableau hypsométrique

L : longueur du rectangle équivalent (m)

$(a_i - a_{i-1})$: Dénivelée entre deux courbes de niveau voisines (m)

Tableau I.4 : Données pour le calcul de l'indice de pente de ROCHE

Altitudes	x_i (Km ²)	$(a_i - a_{i-1})$ en (m)	$\sqrt{x_i(a_i - a_{i-1})}$
1000-1178	22.84	178	2.02
900-1000	58.09	100	3.22
800-900	67.49	100	3.47
700-800	122.76	100	4.67
600-700	145.80	100	5.09
500-600	307.22	100	7.39
400-500	464.05	100	9.09
304-400	6.13	96	1.04
			$\Sigma = 35.99$

I.3.9 Indice de pente globale :

L'indice de Roche étant cependant trop long à évaluer pour des études rapides, on a proposé un indice encore plus simple : **la pente globale**. Il est calculé à partir de la courbe hypsométrique.

$$I_g = \frac{(H_{95\%} - H_{5\%})}{L} = 0,0115 \quad I.7$$

$$I_g = 1.15 \text{ m/Km}$$

Avec :

$H_{5\%}$: l'abscisse à 5% dans la courbe hypsométrique (360 m)

$H_{95\%}$: L'abscisse à 95% dans la courbe hypsométrique (1100 m)

L : longueur du rectangle équivalent

Tableau I.5 : Classification du relief selon l'Office de Recherche Scientifique d'Outre-Mer (O.R.S.T.O.M)

R₁	Relief très faible	$I_g < 0,002$
R₂	Relief faible	$0,002 < I_g < 0,005$
R₃	Relief assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$
R₄	Relief modéré	$0,01 < I_g < 0,02$
R₅	Relief assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$
R₆	Relief fort	$0,05 < I_g < 0,1$
R₇	Relief très fort	$0,1 < I_g$

D'après la classification d'O.R.S.T.O.M (tableau I.5) notre bassin se caractérise par un relief modéré.

I.3.10 Indice de pente moyenne :

La pente moyenne apporte des renseignements importants sur la topographie du bassin, sur le ruissellement et influence directement le débit de pointe lors d'une averse. Elle est définie comme le rapport entre la dénivelée totale du rectangle équivalent et sa longueur.

$$I_{pm} = \frac{H_{max} - H_{min}}{L} = 1.36\% \quad \text{I.8}$$

I.3.11 La dénivelée :

Bien souvent, on définit la "dénivelée D" comme étant la différence de côte entre H5% et H95% :

$$D = H_{95\%} - H_{5\%} = 735 \text{ m} \quad \text{I.9}$$

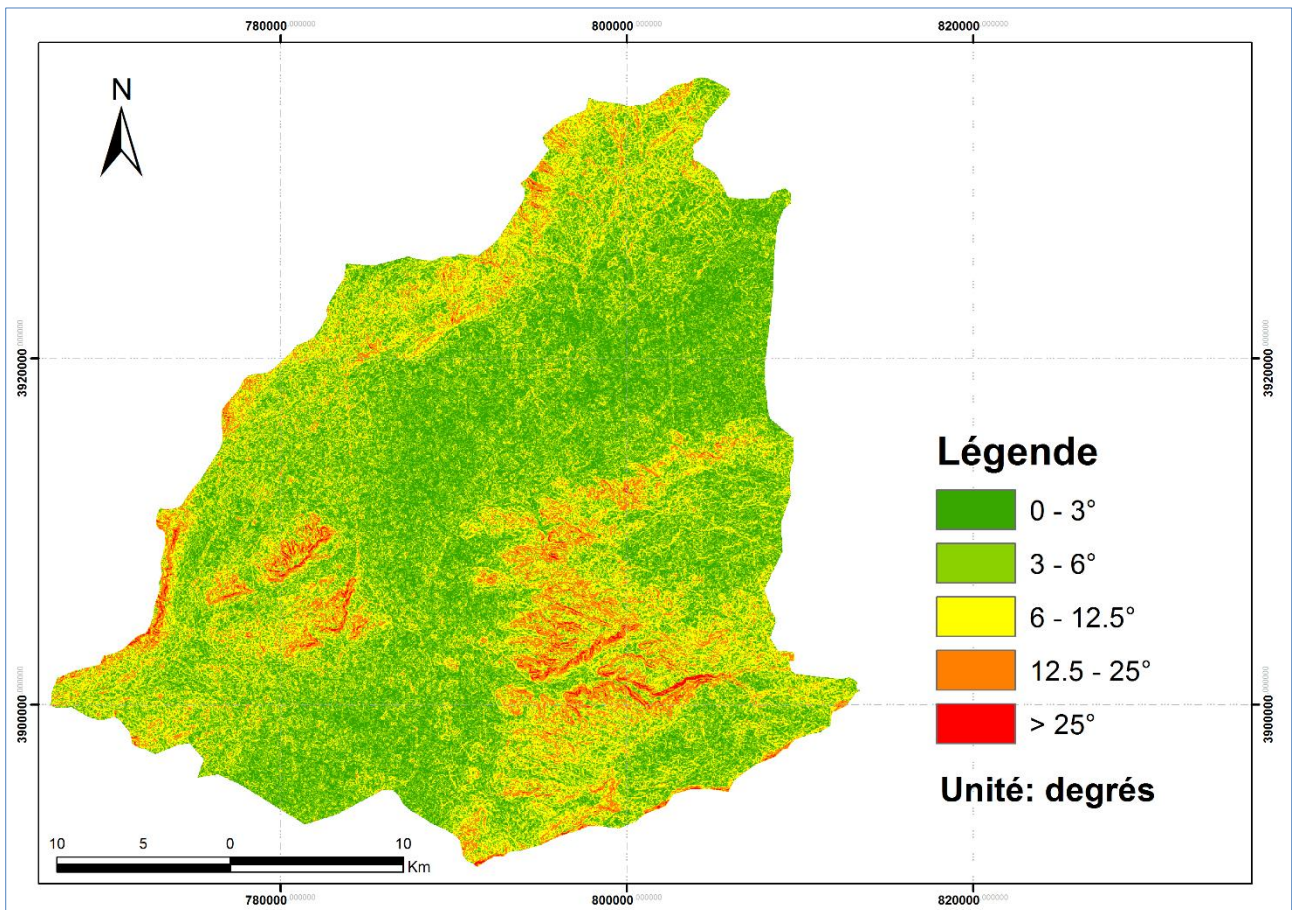


Fig. I.7 Carte des pentes du bassin versant d'Oued Fekan

I.3.12 La dénivelée spécifique :

L'indice I_g décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il est 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} :

$$D_s = I_g \sqrt{A} = \frac{D}{L} \sqrt{A} = D \sqrt{1/L} = 397 \text{ m} \quad \text{I.10}$$

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie ($D = H_5\% - H_{95}\%$) et de la forme du bassin ($1/L$). Elle donne lieu à une deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M., indépendante des surfaces des bassins :

Tableau I.6 : Classification du relief par l'intermédiaire de la dénivelée spécifique selon (O.R.S.T.O.M)

R₁	Relief très faible	$D_s < 10 \text{ m}$
R₂	Relief faible	$10 \text{ m} < D_s < 25 \text{ m}$
R₃	Relief assez faible	$25 \text{ m} < D_s < 50 \text{ m}$
R₄	Relief modéré	$50 \text{ m} < D_s < 100 \text{ m}$
R₅	Relief assez fort	$100 \text{ m} < D_s < 250 \text{ m}$
R₆	Relief fort	$250 \text{ m} < D_s < 500 \text{ m}$
R₇	Relief très fort	$500 \text{ m} < D_s$

D'après la deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M ci-dessus (tableau I.6) , le bassin d'Oued Fekan correspond à la classe R6, (Relief fort).

Alors à la lumière des deux classifications d'O.R.S.T.O.M on peut dire que le bassin versant de l'Oued Fekan se caractérise par un relief modéré à fort.

I.3.13 Caractéristiques hydrographiques du bassin versant :

Le réseau hydrographique : Ensemble des canaux de drainage naturels où s'écoulent les eaux provenant du ruissellement ou restitué par les nappes souterraines soit sous forme de source, soit par restitution continue le long du lit du cours d'eau.

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.

I.3.14 Hiérarchisation du réseau :

La classification topologique du réseau hydrographique est effectuée sur une méthode proposée initialement par Horton en 1945 puis modifiée par Strehler en 1947 (Tableau I.7). Elle est la plus utilisée aujourd'hui, son principe est comme suit :

- Tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre (1).
- Au confluent de deux cours d'eau de même ordre n , le cours d'eau résultant est d'ordre $(n + 1)$
- Un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre.

La forme et la hiérarchie d'un réseau hydrographique sont impérativement gouvernées par différents facteurs qui sont :

- La géologie (plissement, nature du substratum, accidents ...),
- Climat (humidité, précipitations ...),
- Pente des terrains,
- Présence humaines

Le bassin versant étudié est drainé par un système hydrographique comportant Oued Fekan caractérisé par un débit de base très régulier, dû aux apports des nappes profondes par les sources d'Ain Fekan, Oued Maoussa qui se situe au Nord Est de Mascara et à l'ouest de Tighenif. Prenant naissance sur le plateau d'El Bordj, au-delà de la localité de Mascara, il rejoint la plaine de Ghriss où ses eaux s'infiltrent.

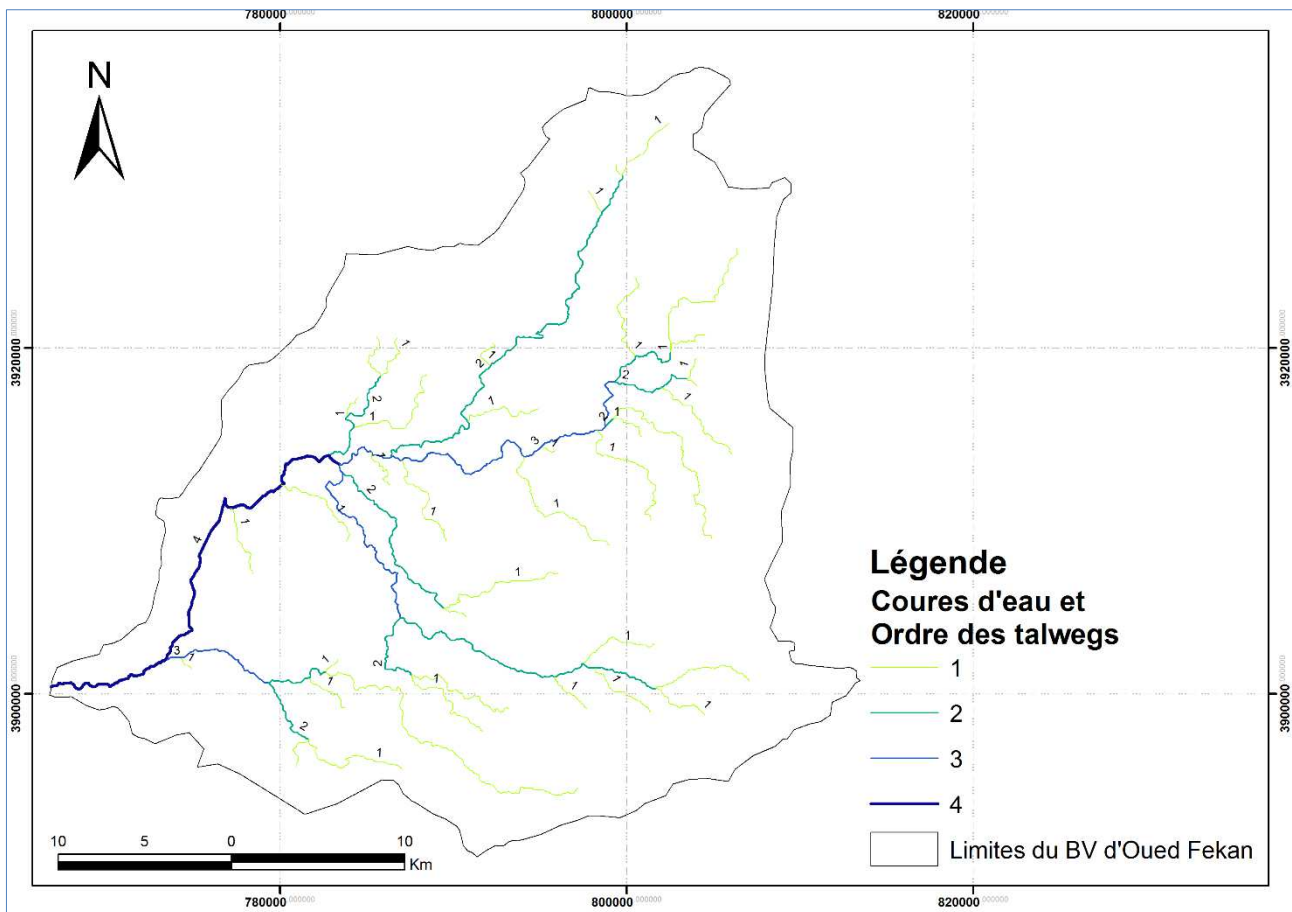


Fig. I.8 Réseau hydrographique du bassin versant d'Oued Fekan

Tableau I.7 : Classification du réseau hydrographique

Ordre	1	2	3	4	total
Nombre	39	10	3	1	53
Longueur (km)	202.59	92.46	44.96	28.42	368.43
Longueur moyenne (km)	5.19	9.25	14.99	28.42	57.85

I.3.15 Profil en long :

Le profil en long (fig. I.9) relatif au cours d'eau principal de l'oued Fekan (fig. I.10) et ses principaux affluents permettent d'apporter des éléments complémentaires à la densité de drainage, au vu du rôle déterminant de la pente des talwegs sur le ruissellement superficiel et sur la vitesse d'écoulement lors des crues. Le talweg principal de l'oued Fekan est d'une longueur de 61.5 km compris entre les côtes 500 m et 340 m.

L'oued Fekan présente des variations de pentes importantes. Le profil fait apparaître l'existence d'une pente relativement forte en amont et aval du bassin (0.6% et 0.3%), tandis que le centre du profil est caractérisé par une pente faible (0.1%) au niveau des altitudes les plus fréquentes. Ces variations de pente sont liées à des changements du faciès lithologique et aux conditions tectoniques au niveau de la plaine.

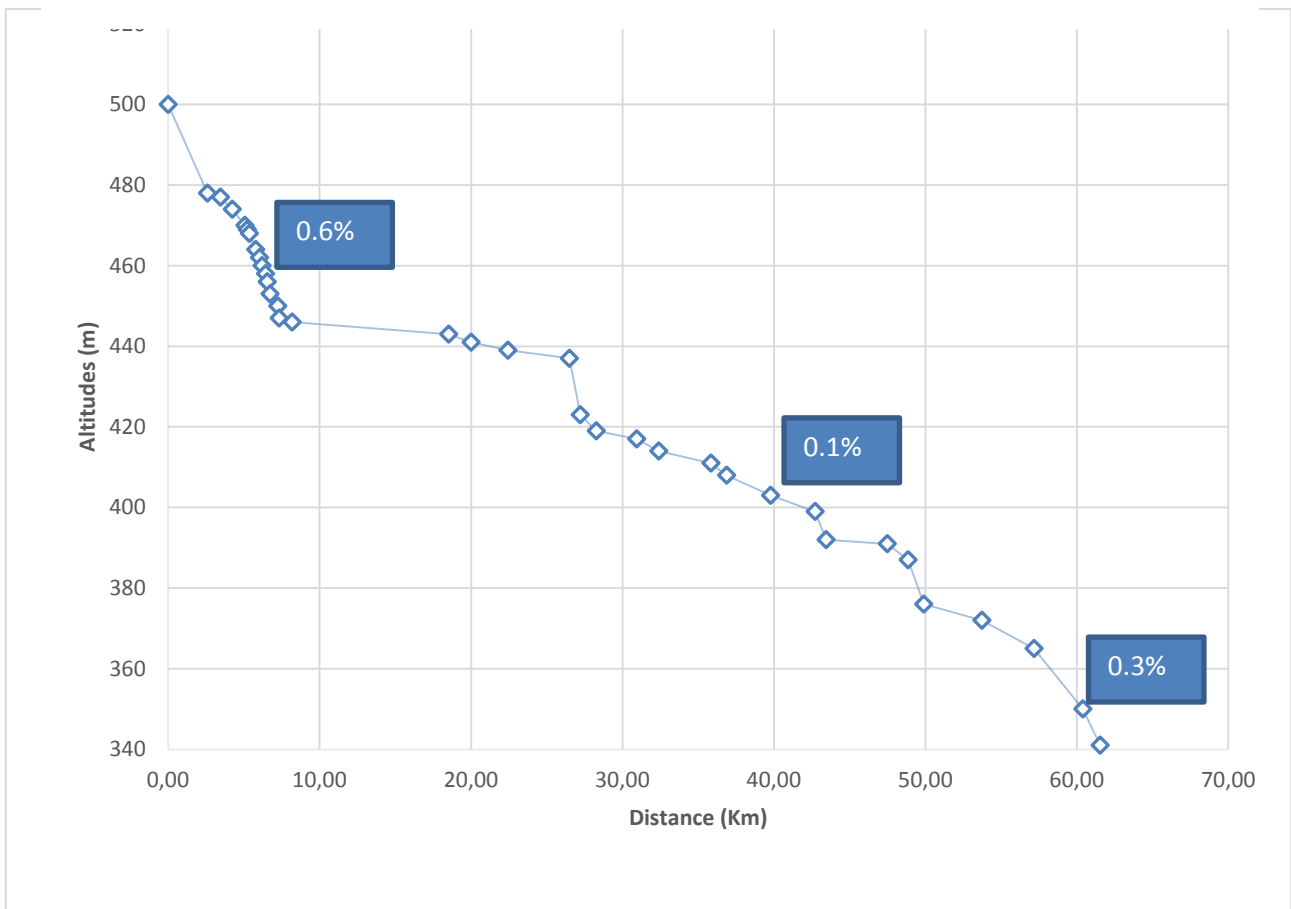


Fig.I.9. Profil en long d'Oued Fekan

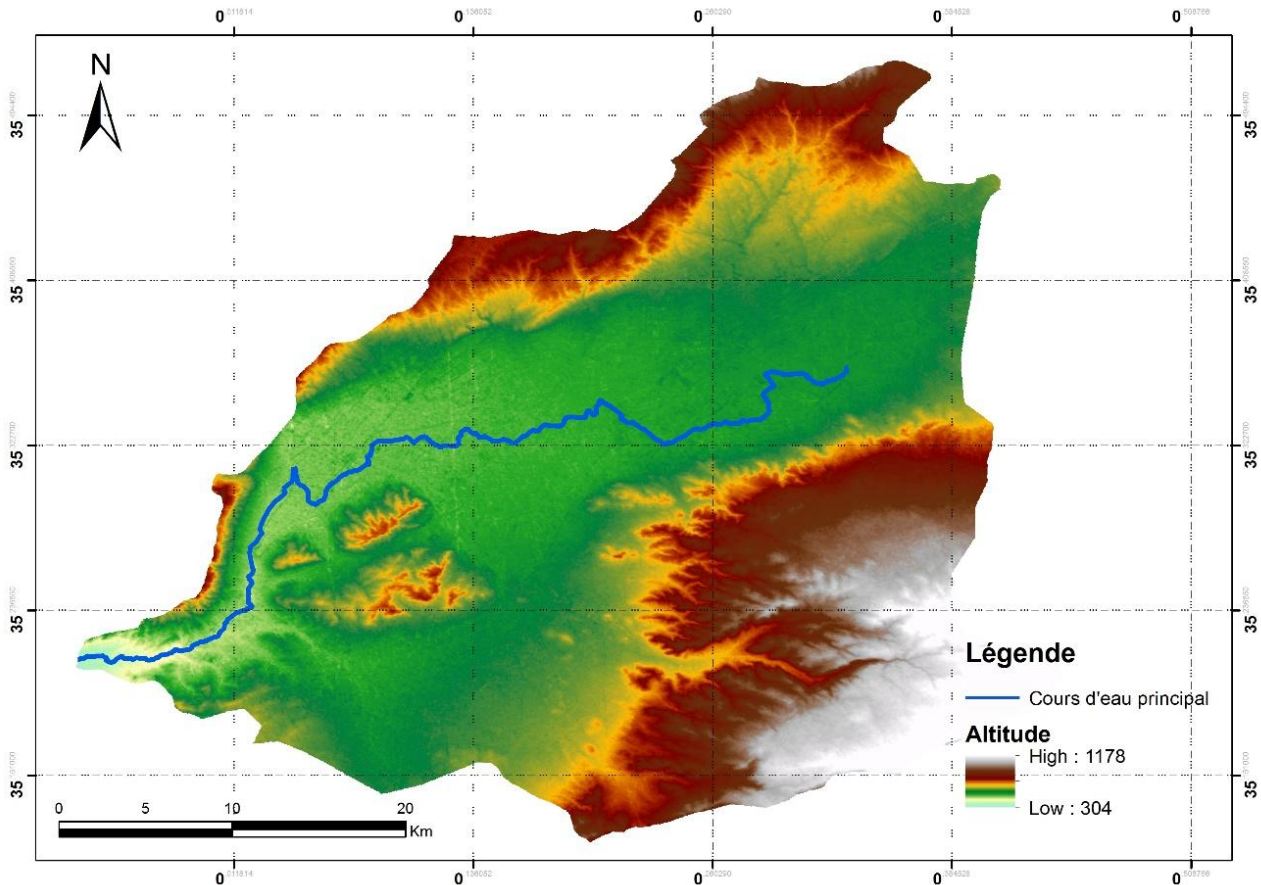


Fig. I.10. Cours d'eau principal de l'Oued Fekan

I.3.16 Pente moyenne du thalweg principal (Pm) :

Elle est définie par le rapport de la dénivelée (ΔH) à la longueur comprise entre deux points suffisamment éloignés du cours d'eau principal (ΔL).

$$P_m = \frac{\Delta H}{\Delta L} = 0.258\%$$

I.3.17 Densité de drainage D_d :

La densité de drainage est étroitement liée à deux facteurs principaux : la lithologie et l'abondance des précipitations, elle nous permet d'apprécier le réseau hydrographique dans le bassin versant.

Elle est exprimée par le rapport de la longueur totale des cours d'eau contenue dans un bassin versant (L) à la surface de ce dernier (A).

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{A} = 0.30 \text{ km/km}^2 \quad \text{I.11}$$

La densité de drainage qui exprime la dissection générale du relief est variable à l'échelle des sous-bassins où la superficie et la répartition des chevelus hydrographiques jouent un rôle déterminant dans la compensation de la densité de drainage. Cette dernière est généralement moyenne (0.30 km/km^2) pour l'ensemble du bassin de l'oued Fekan ce qui est une caractéristique des régions semi-arides, elle résulte à l'échelle zonale de l'intensité des précipitations et leur répartition saisonnière, de l'état du couvert végétal et par l'absence des sols.

La densité de drainage temporaire est élevée par rapport à la densité de drainage permanente cette situation s'explique par un terrain accidenté et la fréquence élevée des confluences, cette forte densité jointe le plus souvent à la forte pente, favorisant les crues rapides et puissantes avec un transport solide très élevé.

I.3.18 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

$$F1 = N_1/A = 0.032 \text{ Km}^{-2} \quad \text{I.12}$$

Avec N_1 : nombre total des cours d'eau d'ordre 1 et A : la surface (Km^2).

I.3.19 Fréquence des cours d'eau (Fs) :

Représente le nombre de cours d'eau par unité de surface :

$$Fs = N_t/A = 0.044 \text{ Km}^{-2} \quad \text{I.13}$$

Avec N_t : nombre total des cours d'eau et A : la surface (Km^2).

I.3.20 Coefficient de torrentialité (Ct) :

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la densité des thalwegs élémentaires et de la densité de drainage. Il met en évidence le caractère torrentiel du chevelu hydrographique.

$$C_t = D_d \cdot F_1 = D_d \cdot N_1/A = 0,0096 \quad \text{I.14}$$

Ce qui traduit le type de zone semi-aride

Avec D_d : densité de drainage

F_1 : Fréquence des thalwegs d'ordre 1

I.3.21 Coefficient d'allongement (C_a) :

Il est donné par la relation suivante :

$$C_a = \frac{[2 \cdot (A \cdot \pi)^{1/2}]}{L_0} \text{ et } L_0 = \frac{\sum L_m}{n} = 8.47 \quad \text{I.15}$$

C_a : Coefficient d'allongement.

A : Superficie du bassin versant en km^2

L_0 : Longueur moyenne des talwegs au niveau de chaque Oued, où n : nombre d'ordre.

L_m : Longueur moyenne des talwegs de même ordre (km).

I.3.22 Rapport de confluence (R_c) :

Il est donné par la relation suivante :

$$R_c = \frac{N_n}{N_{n+1}} \quad \text{I.16}$$

Avec N_n : Nombre de talwegs d'ordre n et N_{n+1} : Nombre de talwegs d'ordre $n+1$.

Tableau I.8 : Rapport de confluence

Ordre	1/2	2/3	3/4	Moyenne
Rapport de confluence	3.9	3.33	3	3.41

$R_c = 3.41 > 2$ ce qui traduit un réseau hydrographique moins organisé.

I.3.23 Rapport des longueurs (R_l) :

Il est défini comme le rapport entre la longueur moyenne des talwegs d'ordre $(n+1)$ par celui des talwegs d'ordre (n) (Tableau I.9).

$$R_l = \frac{L_{n+1}}{L_n} \quad \text{I.17}$$

Avec R_l : rapport de longueur.

L_n : Longueur moyenne des talwegs d'ordre n .

L_{n+1} : Longueur moyenne des talwegs d'ordre $n+1$.

Tableau I.9 : Rapport de longueur

Ordre	1	2	3	4	Moyenne
Longueur moyenne de thalweg	5.19	9.25	14.99	28.42	
Rapport de longueur	1.78	1.62	1.89	-	1.76

I.3.24 Temps de concentration des eaux (t_c) :

C'est le temps mis par une particule d'eau tombée sur le point le plus éloigné du bassin versant pour arriver à l'exutoire. Le temps de concentration est souvent compris comme le temps entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement direct. En pratique, c'est une grandeur difficile à évaluer. Pour son calcul, nous utilisons les formules suivantes :

I.3.25 Formule de Giandotti (Giandotti, 1937) :

Elle a été élaborée en Italie en 1937 par le professeur Mario Giandotti sur la base des données de plusieurs bassins versants.

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5 L}{0.8\sqrt{H_{\text{moy}} - H_{\text{min}}}} = 17.33 \text{ heures} \quad \text{I.18}$$

Avec t_c : temps de concentration (heure).

A : superficie du bassin (km^2).

L : longueur du thalweg principal (km).

H_{moy} : altitude moyenne (m).

H_{min} : altitude minimale (m).

I.3.26 Formule de Kirpich :

Cette formule est applicable pour les zones arides et semi-arides, elle est définie par :

$$t_c = 0.6615 L^{0.77} I_g^{0.385} = 17.16 \text{ h} \quad \text{I.19}$$

Avec :

L : longueur du bassin versant (km).

I_g : Indice de la pente globale.

I.3.27 Formule d'Izzard-Meunier :

$$t_c = \beta \frac{A^{0.312}}{I^{0.325}} = 1196 \text{ min} = 19.94 \text{ h} \quad \text{I.20}$$

Avec t_c : temps de concentration (minute).

A : surface du bassin versant (km^2).

B : Coefficient de Meunier valant $\beta = 331$ pour un bassin versant végétalisé et $\beta = 145$ lorsque le bassin versant est dégradé.

I : pente moyenne le long du thalweg en %.

I.3.28 Formule de Basso :

Cette formule a été élaborée en 1973 par Basso sur une base de données de bassins versants d'Amérique centrale.

$$t_c = 0.067 \cdot \frac{L^{1.155}}{(H_{\max} - H_{\min})^{0.385}} = 8.61 \text{ h} \quad \text{I.21}$$

t_c : Temps de concentration (heure).

L : Longueur du thalweg principal (km).

H_{\max} : Altitude maximale (km).

H_{\min} : Altitude minimale (km).

I.3.29 Formule de Passini :

$$t_c = \frac{0.108(A*L)^{1/3}}{I^{1/2}} = 36.70 \text{ h} \quad \text{I.22}$$

Avec L : Longueur du plus long thalweg (m).

I : Pente moyenne (%).

A : Aire du bassin versant (km^2).

T_c : Temps de concentration (heure).

Tableau I.10 : Résultats d'estimation du temps de concentration

Méthode	Giandotti	Kirpich	d'Izzard-Meunier	Basso	Passini	Moyenne
T_c (h)	17.33	17.16	19.94	8.61	36.70	19.94

D'après le tableau I.10, les seules formules qui semblent donner une valeur acceptable du temps de concentration pour le bassin d'oued Fekan sont les méthodes de Giandotti, Izzard-Meunier et celle de Kirpich. Le temps de concentration estimé par la formule de Passini nous semble relativement exagéré alors que celle de Basso est sous-estimée.

Le temps de concentration déterminé par la formule de Giandotti apparaît donc comme la plus adaptée au bassin de l'oued Fekan. Par ailleurs, cette formule a été vérifiée par plusieurs auteurs dans le contexte méditerranéen.

D'une manière générale, le bassin versant d'oued Fekan présente un temps de concentration plus long : 17 heures, en raison de la prédominance de la plaine en allant vers l'exutoire avec l'augmentation de la surface du bassin et sa forme allongée.

I.3.30 Interprétation et récapitulation des résultats

Les différents paramètres morpho métriques et hydrographiques qui agissent sur les variations du régime de l'écoulement, montrent que le bassin versant est caractérisé par une forme allongée qui a un coefficient de compacité égal à 1.35, ce qui traduit un développement de l'érosion linéaire.

Le relief, facteur déterminant de l'aptitude des terrains au ruissellement, à l'infiltration et à l'évaporation, est caractérisé par une altitude comprise entre 1178 m et 304 m avec une moyenne de 589.60 m.

Les indices de pente permettent de caractériser l'évolution géomorphologique de l'ensemble du bassin. La pente moyenne, paramètre important pour la détermination du temps de concentration, est égale à 1.36%.

La dénivelée spécifique est de 397 m, ce qui traduit un relief fort. Le profil en long, présente trois tronçons distincts, le premier entre 500 m et 450 m d'altitude avec une pente inférieure à 0.6%, entre 450 m et 399 m avec une pente de 0,3 % et un dernier tronçon qui correspond à une tranche d'altitude entre 399 m et 340 m avec une faible pente qui ne dépasse pas 0.1%.

La densité de drainage du chevelu hydrographique du bassin versant est d'environ 0.30 km/km², ce qui indique un réseau hydrographique relativement moyen.

Le coefficient de torrentialité est de 0.0096 ce qui signifie que la zone est de type semi-aride. Le temps de concentration est égal à 17.33 heures. La fréquence des cours d'eau est de 0.044.

Le rapport de confluence est relativement important 3.41 et qui traduit un réseau hydrographique moins organisé. Quant au rapport des longueurs est de l'ordre de 1.76 ce qui confirme le régime fluvial à l'état normal.

Tableau I.11 : Tableau récapitulatif des paramètres physiques du BV d'oued Fekan.

Paramètre		Symbole	B.V Oued Fekan	Unité
Superficie		A	1194.38	Km ²
Périmètre		P	167.69	km
Longueur du talweg principal		L _t	61.53	km
Pente du talweg principal		P _m	0.258	%
Indice de compacité		K _c	1.35	-
Rectangle équivalent	Longueur	L	64.02	km
	Largeur	l	18.65	km
Altitudes caractéristiques	Maximale	H _{max}	1178	m
	Moyenne	H _{moy}	589.60	m
	Médiane	H _{med}	670	m
	Minimale	H _{min}	304	m
Indices de pente	Indice de pente de M.ROCHE	I _p	5.62	%
	Indice de pente globale	I _g	0.0115	%
	Indice de pente moyenne	I _{pm}	1.36	%
Dénivelée		D	735	m
Dénivelée spécifique		D _s	397	m
Densité de drainage		D _d	0.30	km/Km ²
Coefficient de torrentialités		C _t	0.0096	-
Coefficient d'allongement		C _a	8.47	-
Fréquence des cours d'eau		F _s	0.044	Km ⁻²
Fréquence des talwegs d'ordre 1		F ₁	0.032	Km ⁻²
Temps de concentration des eaux		t _c	17.33	h
Rapport de confluence		R _c	3.41	-
Rapport de longueur		R _l	1.76	-

I.4. Contexte hydro-climatique

En Algérie, la demande en eau et les variations hydro-climatiques ont causé une diminution de la ressource en eau souterraine. La pénurie des ressources hydriques superficielles a entraîné, pendant les dernières années, une exploitation intensive des nappes souterraines, induisant de fortes baisses des niveaux phréatiques.

I.4.1. Variabilité interannuelle des pluies

I.4.1.1 Traitement et collecte des données

Parmi les questions qui préoccupent les scientifiques au sujet de la variabilité hydro-climatique revient continuellement à la comparaison de la variabilité climatique récente avec celle du passé. Des erreurs peuvent être perpétrées lors de l'une ou de l'autre des quatre phases du déroulement classique des opérations, à savoir : la mesure, la transmission de l'information, le stockage de l'information et le traitement de l'information. Par ailleurs, il est indispensable, avant d'utiliser des séries de données, de se préoccuper de leur qualité et de leur représentativité en utilisant diverses techniques en général de type statistique ou graphique (Musy et Higy, 2004). Les données qui figurent dans le présent travail ont été fournies par l'A.N.R.H. Il s'agit des totaux mensuels et annuels des précipitations dont la période d'observation varie de 39 ans à la station Tizi, Nesmoth et Ghriss jusqu'à 98 ans à la station de Maoussa.

I.4.1.2 Choix des stations

L'étude des précipitations se heurte, en Algérie, au double problème des lacunes d'observation et de leur fiabilité. Ceci a été mis en évidence dans d'autres études hydrologiques et climatologiques (Meddi et Hubert, 2003 ; Meddi et al, 2009). Le réseau utilisé doit être spatialement homogène pour ne pas favoriser une région particulière, les stations doivent alors couvrir le bassin de l'amont à l'aval. La faible densité du réseau pluviométrique dans les zones montagneuses constitue un handicap supplémentaire aux études. Nous avons ainsi retenu pour notre étude 11 stations réparties d'une manière plus ou moins homogène sur l'ensemble du bassin versant (fig.I.11) Le tableau I.12 résume les coordonnées Lambert et la période d'étude des différentes stations retenues dans l'étude.

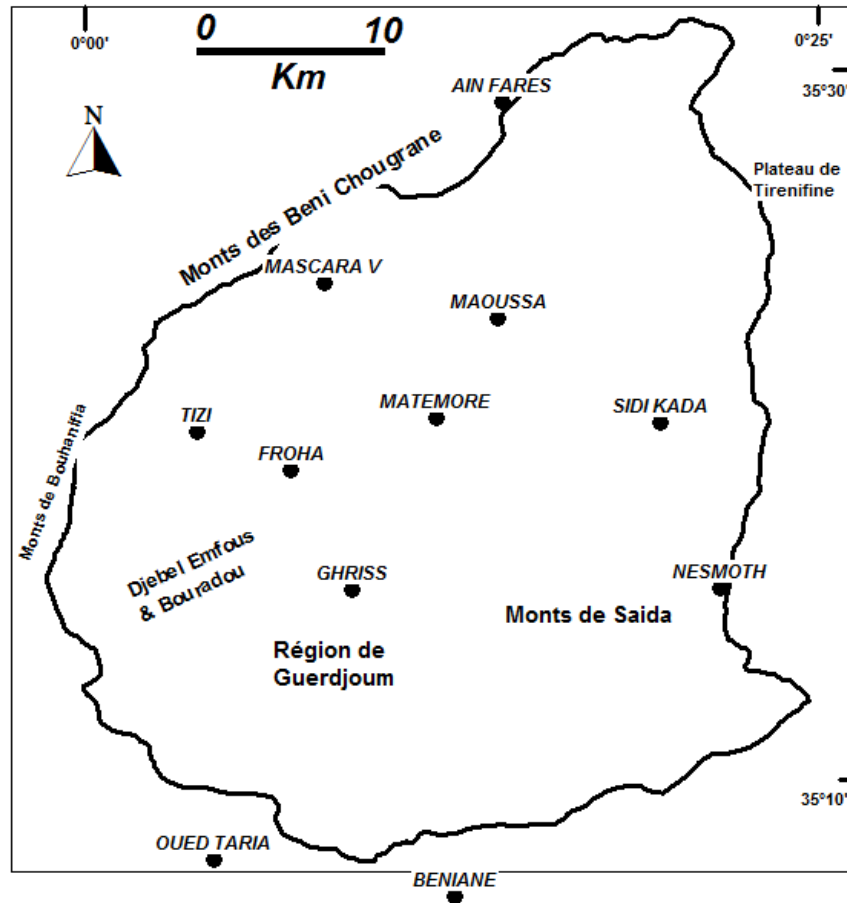


Fig.I.11 répartition des postes pluviométriques utilisés

Tableau I.12: liste des stations du réseau météorologiques retenues

N°	code	Nom	X (Km)	Y (Km)	Période d'étude
1	111401	MAOUSSA	277,3	233,8	1914-2012
2	111402	FROHA	266,3	225,8	1918-2012
3	111405	MATEMORE	274	228,5	1942-2012
4	111413	TIZI	261,3	227,8	1973-2012
5	111414	SIDI KADA	285,9	228,3	1940-2012
6	111417	AIN FARES	277,5	245,3	1969-2012
7	111418	NESMOTH	289,1	219,5	1973-2012
8	111424	GHRISS	269,5	219,4	1973-2012
9	111429	MASCARA V	268,1	235,7	1957-2012
10	111503	BENIANE	275.0	203.1	1969-2012
11	111509	OUED TARIA	262.2	205.1	1970-2012

I.4.1.3 Comblement des lacunes

Pour évaluer les données manquantes, nous avons utilisé la macro-commande « Bouche trou » de l'Hydrolab (Hydrolab 98.2). Ainsi, nous avons formé des matrices comportant en colonne les données des stations pour un mois données, et en ligne, les données des différentes années. Chaque donnée manquante a été remplacée par le texte « LAC » et sera complétée par les données de la même matrice.

I.4.1.4 Critique des données

Pour être utilisable, les observations doivent être aussi exactes que possibles et comparables les unes aux autres, donc synchrones et faites dans les mêmes conditions.

I.4.1.4.1 Critique visuelle des données disponibles

La mesure de pluie est potentiellement biaisée par de nombreux paramètres ; effet de site (environnement immédiat du capteur, exposition au vent et aux turbulences), dysfonctionnement du capteur (bouchage, calibrage des augets,...) ou de l'enregistreur (dérive, panne, défaut d'alimentation,...).

L'examen visuel de la totalité de l'information à l'échelle annuelles et mensuelles montre que quelques séries d'observation sont affectées par un manque d'homogénéité ou par des lacunes citons à titre d'exemple La station de Sidi Kada. Nous avons remarqué plusieurs valeurs nulles en 1972, ces valeurs ont été comparées avec les observations des stations avoisinantes. Il s'est avéré que c'est des valeurs erronées.

I.4.1.4.2. Détection des anomalies:

Au cour de la manipulation des données, certaines valeurs apparaissent comme étant des valeurs singulières par rapport au reste de la série chronologique. Le phénomène des valeurs aberrantes peut entraîner le climatologue à des interprétations erronées.

Contrairement aux valeurs erronées, les données exceptionnelles devraient se répéter dans plusieurs stations. Donc, il est indispensable de comparer tous les relevés des stations faisant partie de la même région pour s'assurer qu'ils ne présentent pas de discordance anormale.

Pour détecter les anomalies, nous avons utilisé la macro-commande « ANOMALIE » d'HYDROLAB qui se repose sur la méthode du cumul des résidus.

I.4.1.4.3. Méthode des résidus (Bois, 1972) :

L'étude d'homogénéité des séries par la méthode du double cumul est généralement confrontée au manque de tests statistiques valables pour préciser la signification des cassures apparentes.

P. Bois a suggéré une méthode basée sur le cumul des résidus \mathcal{E}_i . Cette méthode permet de déterminer un seuil à partir duquel la cassure est significative.

Le problème revient à rechercher une courbe de contrôle telle que tout dépassement amène à repousser l'hypothèse d'homogénéité de la série avec un seuil de confiance Choisi. P Bois a montré que la courbe de contrôle est une ellipse d'équation:

$$Y_i = \pm t_{\alpha/2} \cdot S_y \cdot \sqrt{1-r^2} \cdot \sqrt{\frac{i(n-i)}{n-1}} \quad \text{I.22}$$

Où $S_y \cdot \sqrt{1-r^2} \cdot \sqrt{\frac{i(n-i)}{n-1}}$ est la variance des résidus. Ces résidus étant déterminés par la relation suivante :

$$\mathcal{E}_i = y_i - \bar{y} - r \cdot \frac{S_y}{S_x} (x_i - \bar{x}) \quad \text{I.23}$$

\mathcal{E}_i est donc la différence entre la valeur observée et la valeur donnée par la régression linéaire de y en x.

$t_{\alpha/2}$: Variable de Student ;

S_y : L'écart type de y ;

S_x : L'écart type de x ;

\bar{y} : Moyenne de y ;

\bar{x} : Moyenne de x ;

r : Coefficient de corrélation entre les deux variables.

Cette méthode permet de dilater les différences, ce qui augmente considérablement la clarté du graphique surtout dans le cas où les écarts types sont faibles.

Les résultats obtenus sont représentés par les graphes suivants.

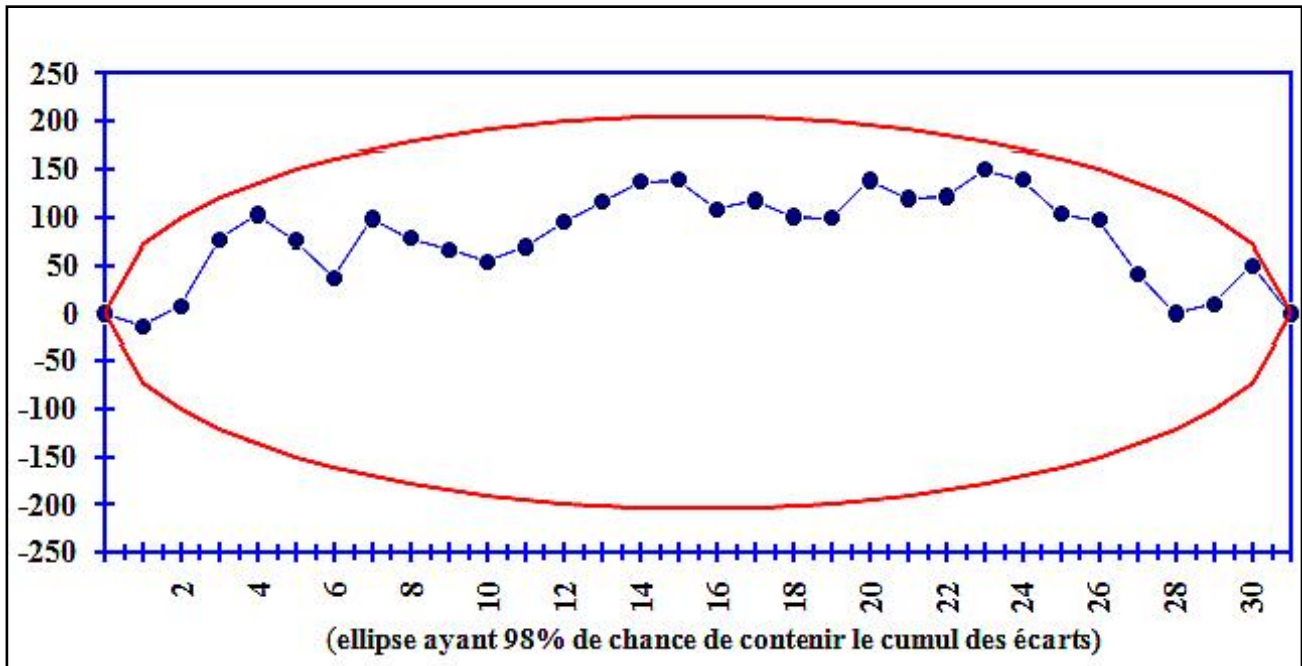


Fig.I.12 Détection des anomalies à la station de Sidi kada par rapport à Nesmoth

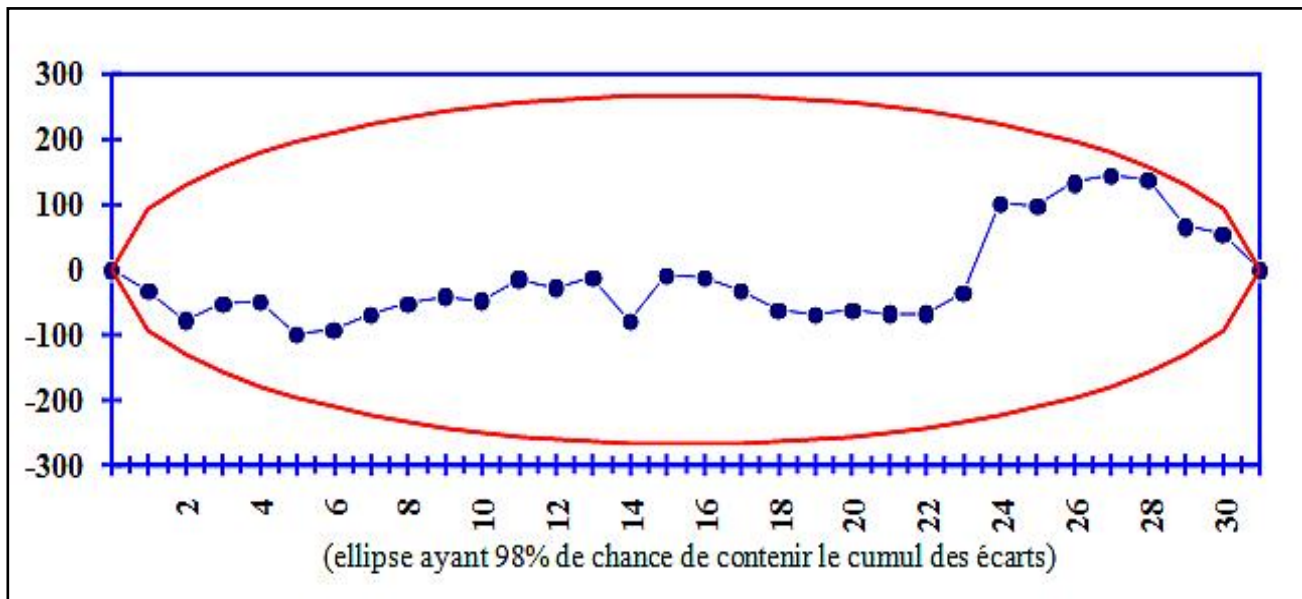


Fig.I.13 Détection des anomalies à la station de Froha par rapport à Tizi

I.4.1.5 Ajustement à la loi normale :

L'ajustement graphique des totaux pluviométriques annuels montre que la quasi-totalité des séries suit une loi normale. La loi normale est bien adaptée à l'ensemble des séries utilisées.

En abscisses sont reportées les fréquences expérimentales selon l'intégrale de Gauss et en ordonnées les précipitations annuelles exprimées en mm.

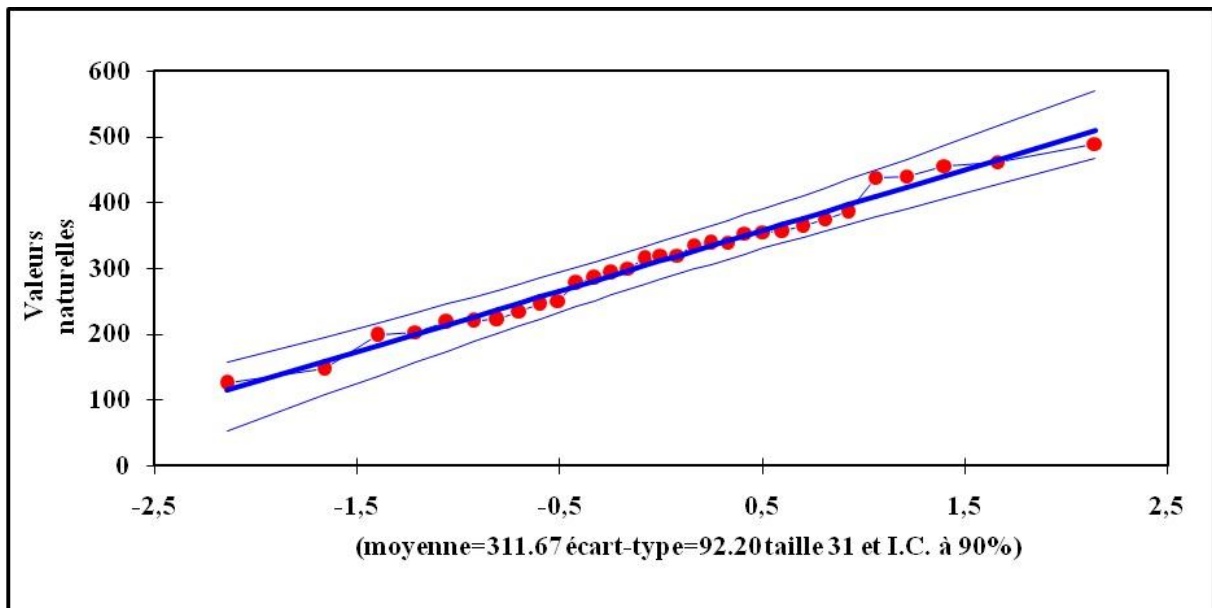


Fig.I.14 Ajustement à une loi normale, station Mascara, 111429, 31 ans

La majeure partie de travail a résidé dans l'analyse critique des données. Malgré cet effort il faut être prudent car il est possible qu'il réside encore des anomalies dans les séries de données. Afin de valider les ruptures et corriger ces anomalies, il est nécessaire d'avoir un historique des postes le plus complet possible.

I.4.2. calcul de la lame précipitée sur l'ensemble du bassin versant d'Oued Fekan

Les postes pluviométriques au sol fournissent des observations ponctuelles des pluies. On a besoin de connaître la lame d'eau précipitée sur l'ensemble du bassin. Différentes méthodes d'interpolation sont utilisées :

- la méthode de moyenne arithmétique.
- la méthode de Thiessen.

I.4.2.1 Méthode de la moyenne arithmétique

C'est la méthode la plus simple pour calculer la moyenne des pluies à partir de l'ensemble des mesures ponctuelle obtenues a plusieurs stations pluviométriques sur le bassin cette méthode consiste à calculer la moyenne arithmétique des valeurs obtenues aux stations étudiées.

$$\bar{P} = \frac{P_1 + P_2 + \dots + P_n}{N} \quad \text{I.24}$$

\bar{P} : Précipitation moyenne (mm) ;

$\bar{P}_1; \bar{P}_2; \bar{P}_n$: Précipitation moyenne annuelle pour chaque station ;

N : nombre des stations.

La valeur de la lame précipitée calculée par la méthode de la moyenne arithmétique sur la période 1972-2012 est :

$$\bar{P} = 350.70 \text{ mm.}$$

Cette méthode est assez grossière et elle est potentiellement source d'erreurs importantes. Elle est donc à proscrire le plus souvent. Elle reste néanmoins acceptable dans les cas suivants :

- densité importante et répartition régulière des points de mesure ;
- altitude du bassin homogène ;
- mesures ponctuelles peu différentes de la valeur moyenne.

I.4.2.2 Méthode de Thiessen

La méthode du polygone de Thiessen est la plus couramment utilisée, parce que son application est aisée et qu'elle donne en général de bons résultats. Elle convient notamment quand le réseau pluviométrique n'est pas homogène spatialement (pluviomètres distribués irrégulièrement).

Cette méthode permet d'estimer des valeurs pondérées en prenant en considération chaque station pluviométrique. Elle affecte à chaque pluviomètre une zone d'influence dont l'aire, exprimée en %, représente le facteur de pondération de la valeur locale. Les différentes zones d'influence sont déterminées par découpage géométrique du bassin sur une carte topographique. La précipitation moyenne pondérée \bar{P} pour le bassin, se calcule alors en effectuant la somme des précipitations P_i de chaque station, multipliées par leur facteur de pondération (aire s_i), le tout divisé par la surface totale S du bassin. La précipitation moyenne sur le bassin s'écrit :

$$\bar{P} = \sum_{i=1}^{i=n} \left[\frac{p_i \cdot s_i}{S} \right] \quad \text{I.25}$$

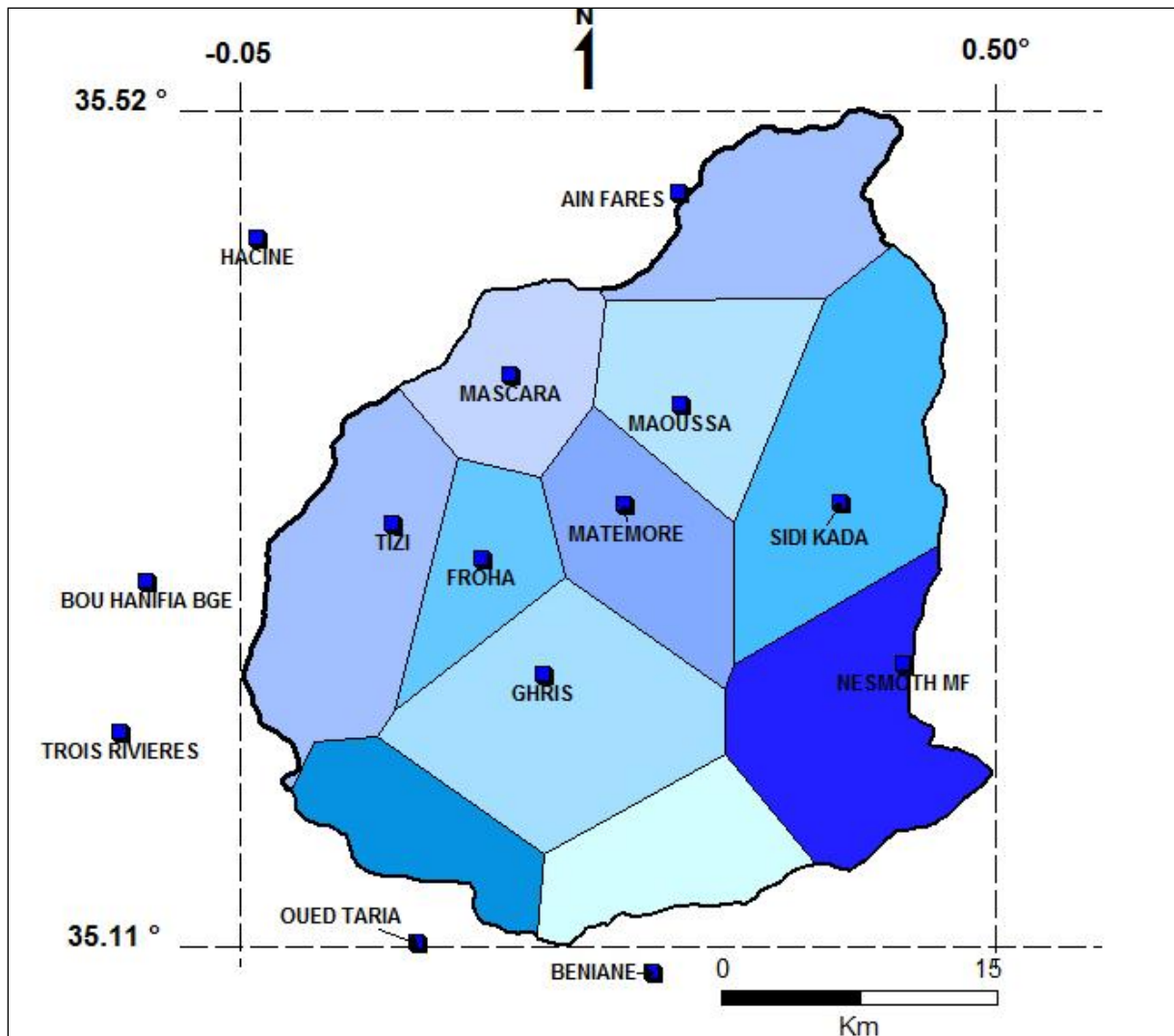
Où :

\bar{P} : Pluie moyenne annuelle du bassin (mm).

p_i : Pluie moyenne annuelle de la station considérée en (mm).

s_i : Surface influencée par p_i en (km²).

S : Surface totale du bassin versant (km²).



*Fig.15. carte des polygones de Thiessen dans le bassin versant d'Ain Fekane
(1972-2012)*

on obtient alors

$$\bar{P}=351.1\text{mm.}$$

Cette approche présente un risque d'erreur important, car elle ne prend pas compte la structure du champ précipitant (non prise en compte de l'effet du relief ni des caractéristiques des précipitations (front, cellules convectives). Elle est à proscrire sur des bassins avec relief accentué et peu instrumenté aux altitudes les plus élevées.

I.4.3. Etude des statistiques descriptives des pluies moyennes annuelles

Le bassin versant d'Ain Fekan est soumis à des variations pluviométriques spatio-temporelles très irrégulières, pour caractériser cette variabilité interannuelle, nous avons défini les différentes caractéristiques descriptives des stations pluviométriques ayant une période d'observations comprise entre 1972 et 2012 (tableau I.13).

Nous avons constaté que la moyenne annuelle des totaux précipités varie entre 237.18 mm au niveau de la station de Beniane et 413.87 mm au niveau du site le plus pluvieux à savoir celui de Nesmoth dans l'extrême Sud-est du bassin versant. On a remarqué également que les moyennes des stations utilisées sont assez proches de la médiane, ceci montre qu'effectivement la loi de distribution est symétrique.

Nous avons déduit que le coefficient de variation varie entre 0.23 et 0.39 à la station de Sidi Kadda et à la station de Ghris respectivement. La valeur max/min varie quant à elle entre 2.25 à la station de Sidi Kada et 4.83 à la station de Ghris. Ceci met en évidence la régularité de la variation des pluies annuelles au niveau du bassin versant d'Oued Fekane.

Tableau I.13 : Statistiques descriptives des pluies moyennes annuelles 1972-2012.

Station	Moyenne	Médiane	Minimum	Maximum	Ecart-type	CV	max/min
BENIANE	237.18	239.10	119.50	357.20	65.04	0.27	2.99
MAOUSSA	291.71	272.70	165.70	500.76	92.09	0.32	3.02
FROHA	285.22	291.47	155.40	514.00	78.73	0.28	3.31
MATEMORE	286.99	270.03	135.70	458.80	78.15	0.27	3.38
TIZI	328.46	318.00	180.40	474.21	81.50	0.25	2.63
SIDI KADDA	303.55	302.20	198.40	446.20	68.66	0.23	2.25
AIN FARES	348.01	337.40	171.60	561.20	90.77	0.26	3.27
NESMOTH	413.87	372.30	255.60	701.20	111.92	0.27	2.74
GHRIS	294.13	281.90	144.00	695.10	115.21	0.39	4.83
MASCARA V	311.67	319.30	125.80	488.95	92.20	0.30	3.89
OUED TARIA							

I.4.3.1 L'étude de la variabilité à l'échelle du temps

La répartition annuelle des précipitations et ses variations conditionnent, en relation avec les facteurs thermiques, l'écoulement par conséquent le régime des cours d'eau ainsi que celui de nappes aquifères. Sa connaissance est donc fort indispensable pour la gestion des ressources en eau.

Cependant, si le phénomène de variabilité des précipitations annuelles se prêtent facilement à l'analyse, vu son caractère tranché dans la zone d'étude, il est néanmoins malaisé de définir de périodes pluviométriques spatialement homogènes et ce en raison des différences des régimes de précipitations déterminés eux-mêmes par des variantes à la fois géographiques et météorologiques.

Pour étudier l'évolution des totaux pluviométriques annuels, on a appliqué la méthode de la moyenne mobile.

I.4.3.2 La moyenne mobile :

Chaque observation est remplacée par une moyenne arithmétique calculée sur la valeur de cette observation et les valeurs voisines qui l'encadrent ; dans le cadre de notre étude on a utilisé trois valeurs. ainsi x_i est remplacé dans la série par :

$$\frac{x_{i-1} + x_i + x_{i+1}}{3}$$

Cette méthode réduit l'influence des variations accidentelles, élimine l'effet des fluctuations de très courtes périodes et par conséquent les résultats sont plus commodes à interpréter. On a opté pour cette méthode en raison de sa simplicité et sa pertinence.

Au niveau d'Oued Fekan, l'étude de variabilité interannuelle sur la période 1972-2002 montre l'existence de deux types de variabilité: Une tendance à la baisse à partir de la fin des années 70 suivie d'une augmentation de la pluviométrie aux alentours de la fin des années 90 (fig. I.16 à la fig.I.17). Le plus grand nombre d'années déficitaires s'observe durant la décennie 80 et la décennie 90. Ces résultats montrent également la persistance des totaux déficitaires qui se sont prolongés sur plusieurs années successives par exemple on a enregistré 14 années déficitaires successives à la station de Ain Fares.

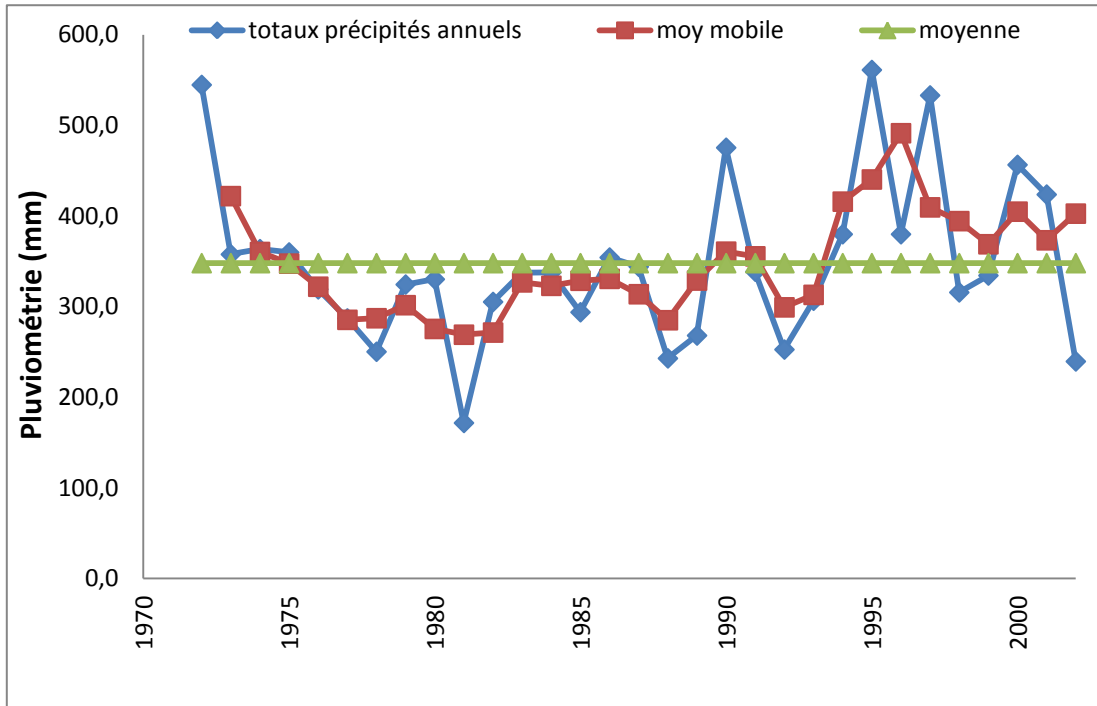


Fig.I.16 Evolution chronologique des totaux pluviométriques annuels à la station d'Ain fares.

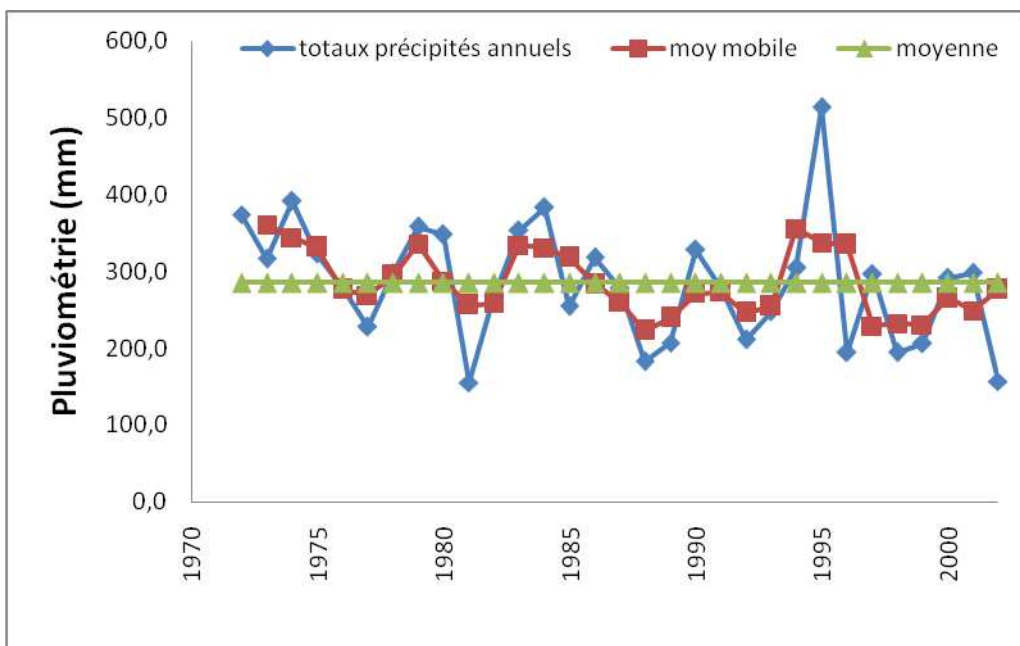


Fig.I.17 Evolution chronologique des totaux pluviométriques annuels à la station de Froha

Pour déterminer la signification de ces résultats, on a soumis les séries pluviométriques annuelles aux tests de détection de rupture statistique.

I.4.4. Approches statistiques et analyses des séries pluviométriques :

En Algérie, les variations hydro- climatiques de ces dernières décennies ont eu une influence négative sur la ressource hydraulique (recharge des nappes et remplissage des barrages réservoirs) et sur le rendement agricole.

Nous espérons mettre ici en évidence cette évolution par la détermination de l'année ou des années de rupture des séries pluviométriques.

Nous traiterons la totalité de l'information contenue dans les séries chronologiques retenues. L'étude sera menée par l'application de tests statistiques de détection de ruptures des séries chronologiques de pluies à l'échelle de temps annuelle.

I.4.4.1. Tests de détection de ruptures :

« **Rupture** » doit être comprise comme un changement dans la loi de probabilité de la série chronologique à un instant donné, le plus souvent inconnu (Paturel et al., 1997). Les tests appliqués lors de cette étude sont :

A. **Test de Pettit « version modifiée de Mann-Whitney » (Lubes et al, 1994) :**

Le test de Pettitt est non-paramétrique et dérive du test de Mann-Whitney. L'absence d'une rupture dans la série (x_i) de taille N constitue l'hypothèse nulle.

Le fondement de ce test est le suivant :

La série est divisée en deux sous-échantillons respectivement de taille m et n .

Les valeurs des deux échantillons sont regroupées et classées par ordre croissant. On calcule alors la somme des rangs des éléments de chaque sous-échantillon dans l'échantillon total. Une statistique est définie à partir des deux sommes ainsi déterminées, et testée sous l'hypothèse nulle d'appartenance des deux sous-échantillons à la même population.

La mise en œuvre du test suppose que pour tout instant t variant de 1 à N , les séries $(x_i), i = 1, t$ et $(x_i), i = 1, t+1, N$ appartiennent à la même population.

$$\text{Soit } D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j) \text{ avec : } \begin{cases} \text{sgn}(x) = 1 & \text{si } x > 0 \\ \text{sgn}(x) = 0 & \text{si } x = 0 \\ \text{sgn}(x) = -1 & \text{si } x < 0 \end{cases} \quad \text{I.25}$$

On considère $U_{t,N}$ telle que :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij} \quad \text{I.26}$$

Soit K_N la variable définie par le maximum en valeur absolue de $U_{t,N}$ pour t variant de 1 à N .

A partir de la théorie des rangs, Pettitt montre que si k désigne la valeur de K_N prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur k est donnée approximativement par :

$$prob(K_N \geq k) \approx 2 \exp\left(\frac{-6k^2}{(N^3 + N^2)}\right) \quad \text{I.27}$$

Pour un risque α de première espèce donné, si $prob(K_N \geq k)$ est inférieur à α , l'hypothèse nulle est rejetée. La série comporte alors une rupture localisée au moment τ où est observée K_N .

Le test est plus particulièrement sensible à un changement de moyenne.

b. La Procédure Bayésienne de Lee et Heghinian (Lubes et al, 1994) :

Le modèle de base de la procédure est le suivant :

$$x_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i=1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & i=\tau+1, \dots, n \end{cases} \quad \text{I.28}$$

Les ε_i sont des variables aléatoires normales de moyenne nulle et de variance σ^2 . τ, μ, δ et σ sont des paramètres inconnus et indépendants, $1 \leq \tau \leq N-1$, $-\infty \leq \mu \leq +\infty$, $-\infty \leq \delta \leq +\infty$, $\sigma > 0$. τ et δ représentent respectivement la position dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel de moyenne.

L'approche Bayésienne présentée ici est fondée sur les distributions marginales *a posteriori* de τ et δ (Lee et Heghinian, 1977).

a. Les distributions *a priori* de τ et δ sont :

$$p(\tau) = \frac{1}{N-1}, \quad \tau=1, 2, \dots, N-1 \quad \text{I.29}$$

$p(\delta)$ Est normale de moyenne nulle et de variance σ_δ^2 .

b. La distribution *a posteriori* de τ est définie par :

$$p\left(\frac{\tau}{x}\right) = [N / (\tau(N-\tau))]^{1/2} [R(\tau)]^{-(N-2)/2}, \quad 0 \leq \tau \leq N-1 \quad \text{I.30}$$

Avec :

$$R(\tau) = \frac{H(\tau)}{\sum_{i=1}^N (x_i - x_N)^2} = \frac{\sum_{i=1}^{\tau} (x_i - \bar{x}_{\tau})^2 + \sum_{i=\tau+1}^N (x_i - \bar{x}_{N-\tau})^2}{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x}_N)^2}$$

et :

$$\bar{x}_N = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i ; \bar{x}_{\tau} = \frac{1}{\tau} \sum_{i=1}^{\tau} x_i ; \bar{x}_{N-\tau} = \frac{1}{N-\tau} \sum_{i=\tau+1}^N x_i$$

c. la distribution *a posteriori* de δ est définie à partir de la distribution *a posteriori* de τ , $p(\tau/x)$ et de la distribution conditionnelle *a posteriori* par rapport à τ ,

$$p(\delta/\tau, x) :$$

$$p(\delta/x) = \sum_{\tau=1}^{N-1} p(\delta/\tau, x) \cdot p(\tau/x)$$

d. la distribution conditionnelle *a posteriori* de δ par rapport à τ est une distribution de Student de moyenne $\hat{\delta}_{\tau} = \bar{x}_N - \bar{x}_{\tau}$ et de variance $\sigma_{\delta/\tau}^2 = \frac{N \cdot H(\tau)}{(N-2) \cdot (\tau(N-\tau))}$ avec $\nu = N-2$, la fonction densité de probabilité de cette loi de Student est la suivante :

$$p(\delta/\tau, x) = \frac{\nu^{\nu/2} \Gamma((\nu+1)/2)}{\Gamma(1/2) \cdot \Gamma(\nu/2) \cdot (\sigma_{\delta/\tau}^2)^{\nu/2}} \cdot \frac{1}{(\nu + (\delta - \hat{\delta}_{\tau})^2 / \sigma_{\delta/\tau}^2)^{(\nu+1)/2}} \quad I.31$$

Le changement éventuel, position et amplitude, correspond au mode des distributions *a posteriori* de τ et δ . La méthode fournit la probabilité que le changement se produise au moment τ dans une série où on suppose a priori qu'il y a effectivement un changement à un moment indéterminé. De même elle donne une estimation de la probabilité que l'amplitude du changement ait la valeur δ .

c. La procédure de segmentation des séries hydrométéorologiques (Hubert P., 1997) :

Une procédure de segmentation de séries hydrométéorologiques a été présentée par Hubert en 1989.

Le principe de cette procédure est de « découper » la série en m segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne (ou des) segment(s) voisin(s). Une telle méthode est appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne.

La segmentation est définie de la façon suivante :

Toute la série x_i , $i = i_1, i_2$ avec $i_1 \leq 1$ et $i_2 \geq N$ où ($i_1 < i_2$) constitue un segment de la série initiale des (x_i) , $i = 1, \dots, N$.

Toute partition de la série initiale en m segments est une segmentation d'ordre m de cette série.

A partir d'une segmentation particulière d'ordre m pratiquée sur la série initiale, on définit :

- i_k , $k=1, 2, \dots, m$, le rang dans la série initiale de l'extrémité terminale du $k^{\text{ième}}$ segment ;
- $n_k = i_k - i_{k-1}$, la longueur du $k^{\text{ième}}$ segment ;

- \bar{x}_k la moyenne du $k^{\text{ième}}$ segment, $\bar{x}_k = \frac{\sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} x_i}{n_k}$;

- D_m , l'écart quadratique entre la série et la segmentation considérée, $D_m = \sum_{k=1}^m d_k$ avec

$$d_k = \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (x_i - \bar{x}_k)^2 .$$

Cet écart permet d'apprécier la proximité de la série et de la

segmentation qui lui est appliquée.

La segmentation retenue au terme de la mise en œuvre de la procédure doit être telle que pour un ordre m de segmentation donné, l'écart quadratique D_m soit minimum. Cette condition est nécessaire mais non suffisante pour la détermination de la segmentation optimale. Il faut lui adjoindre la contrainte suivante selon laquelle les moyennes de deux segments contigus doivent être significativement différentes : $\bar{x}_k \neq \bar{x}_{k+1} \forall k = 1, 2, \dots, m-1$. Cette contrainte est satisfaite par application du test de Scheffé qui repose sur le concept de contraste (Dagnélie, 1970).

Par conséquent si lors du processus de segmentation d'ordre $m+1$, aucune segmentation produite n'est valide au sens du test de Scheffé, la segmentation de la série qui est retenue en tant que meilleure segmentation est la segmentation optimale d'ordre m .

D'après les auteurs (Hubert et al., 1989), cette procédure de segmentation peut être regardée comme un test de stationnarité, « la série étudiée est stationnaire », constituant l'hypothèse nulle de ce test. Si la procédure ne produit pas de segmentation acceptable d'ordre supérieur ou égal à 2, l'hypothèse nulle est acceptée.

Les résultats des détections de ruptures sont consignés dans le tableau I.14.

Tableau I.14: résultats des tests de détection de rupture appliqués aux séries pluviométriques annuelles (1972-2012)

Station	période d'étude	Segmentation de Pierre Hubert				Pettitt	Lee et Heghinian
		début	fin	moyenne	écart-type	année	année
BENIANE	1972-2012	1972	2002	266.9	93.3	pas de rupture	1975
GHRISS	1972-2012	1972	1976	435.8	160.3	1980	1976
		1977	2012	266.9	83.9		
NESMOTH	1972-2012	1972	1980	506.2	124.4	pas de rupture	1977
		1981	2012	376.1	82.8		
AIN FARES	1972-2012	1972	2012	348.0	90.8	pas de rupture	1972
MASCARA V	1972-2012	1972	2012	311.7	92.2	pas de rupture	2001
SIDI KADDA	1972-2012	1972	1976	414.0	70.5	pas de rupture	1976
		1977	2012	302.231	68.91		
TIZI	1972-2012	1972	1976	414.6	41.4	pas de rupture	1976
		1977	2012	311.9	76.998		

Appliqués à chaque site, ces tests donnent des résultats généralement concordants du moins au niveau de la reconnaissance d'une hétérogénéité dans la série, même si les estimations des ruptures en moyenne données par plusieurs tests diffèrent parfois de quelques années. Pour la majorité des stations et pour l'ensemble des tests, la rupture s'est produite durant la décennie 1970-1980 et c'est donc là que la baisse du module pluviométrique annuel est devenue une réalité.

Cependant, nous avons remarqué que d'autres stations pluviométriques ne présentaient aucune tendance significative et ceux malgré la prédisposition de ces dernières à la baisse par exemple : station de Ain Fares et Mascara Ville.

I.4.5. Cartographie de la variabilité pluviométrique annuelle

Pour chacun des postes retenus, un indice pluviométrique a été calculé, défini comme une variable centrée réduite (Paturel et al. 1997)

$$\frac{x_i - \bar{x}}{S}$$

Avec :

x_i : Pluviométrie de l'année ;

\bar{x} : Pluviométrie moyenne interannuelle sur la période de référence;

S : écart-type de la pluviométrie interannuelle sur la période de référence.

L'indice standardisé de précipitation a été développé en 1993 en vue de caractériser les déficits de précipitation pour une période donnée. Il reflète l'impact de la sécheresse sur la disponibilité des différentes ressources en eau.

On effectue une classification de la sécheresse suivant les valeurs de l'indice pluviométrique (tableau I.15).

Tableau I.15 Différentes classes de indices SPI et leur signification

N° classe	Classe SPI	Interprétation
1	SPI>2	Humidité Extrême
2	1<SPI<2	Humidité Forte
3	0<SPI<1	Humidité Modérée
4	-1<SPI<0	Sécheresse Modérée
5	-1<SPI<-2	Sécheresse Fort
6	SPI<-2	Sécheresse Extrême

Cet indice pluviométrique traduit un excédent ou un déficit pluviométrique pour l'année considéré par rapport à la période de référence choisie

Il est également possible de déterminer le nombre d'années par gamme SPI et la signification correspondante en terme d'ampleur du phénomène climatique (Tableau I.16) à partir de l'équation :

$$A_i = (n_i/N) * 100 \quad \text{I.32}$$

Où, A_i est le pourcentage des années concernées par la classe i (**Tableau I.15**), n_i est le nombre d'année de la classe i et N le nombre total d'années sur la période d'étude.

40% des années d'observation du bassin versant d'Oued Fekan ont subit une sécheresse modérée et seulement 13.3 % correspondent à un régime de sécheresse forte. A l'opposé, sur la même période, 28.14% des années se caractérisent par un régime à humidité modérée et les 18.51% restants correspondent à une humidité allant de forte à extrême (Tableaux I.16). Par contre le bassin n'est pas touché par les phénomènes extrêmes de sécheresse ou d'humidité (fig.I.18).

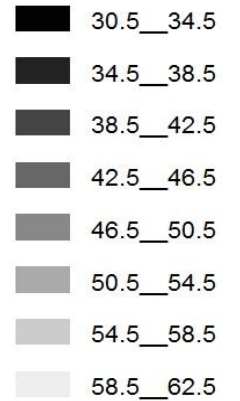
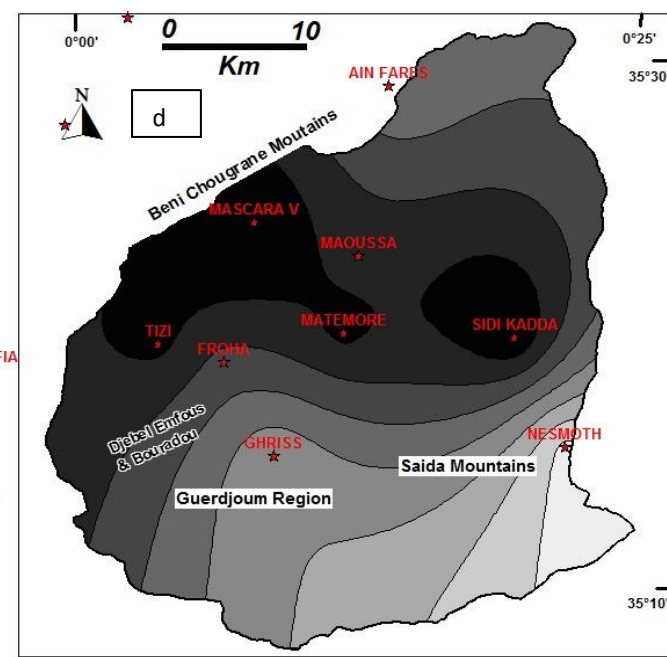
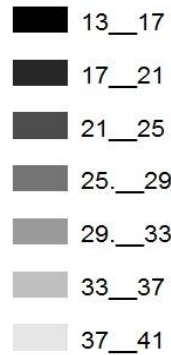
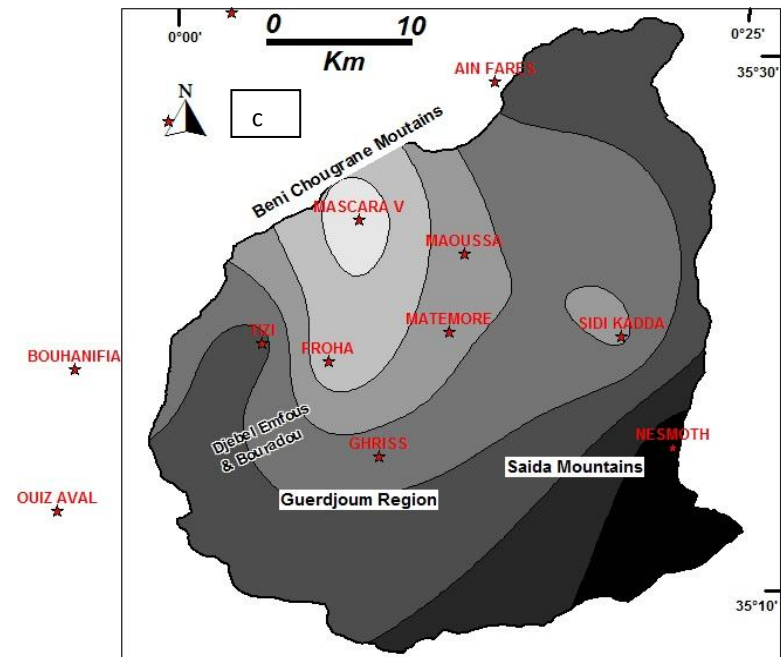
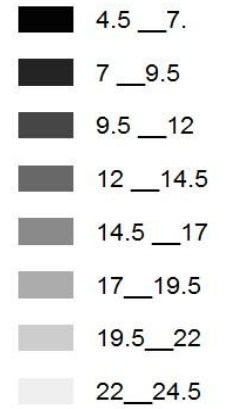
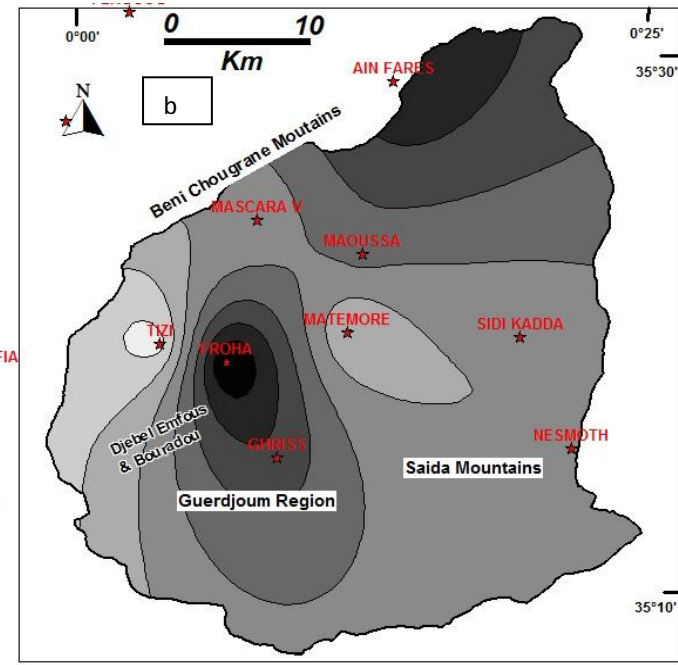
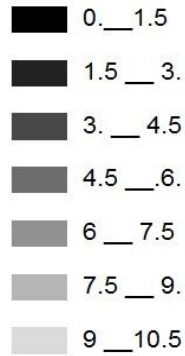
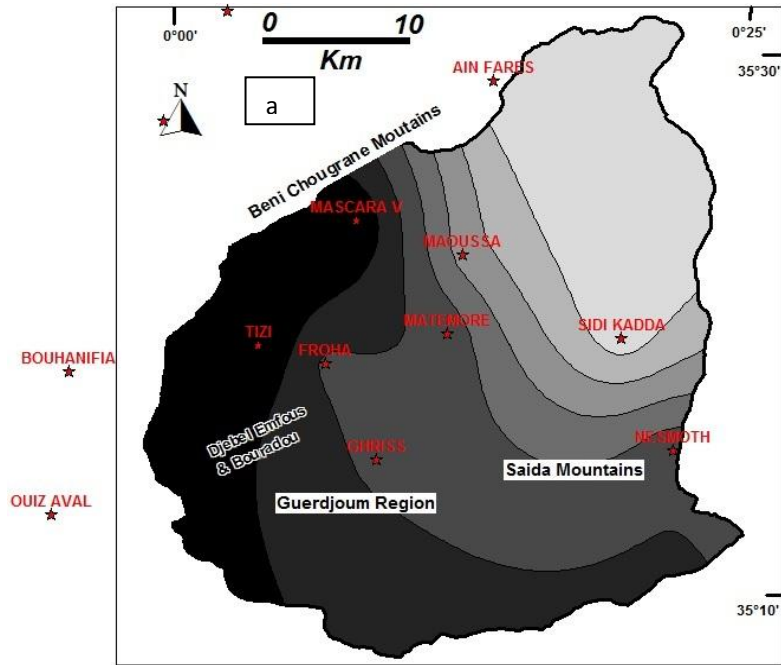
Tableau I.16 Ampleur de la sécheresse (et de l'humidité) entre 1972-2012 :

station	$\text{spi} > 2$	$1 < \text{spi} < 2$	$0 < \text{spi} < 1$	$-1 < \text{spi} < 0$	$-2 < \text{spi} < -1$
MAOUSSA	6.7	13.3	30.0	36.7	13.3
FROHA	3.3	3.3	36.7	40.0	16.7
MATEMORE	3.3	20.0	30.0	33.3	13.4
TIZI	0.0	23.3	23.3	33.3	20.1
SIDI KADDA	10.0	16.7	30.0	30.0	13.3
AIN FARES	10.0	6.7	23.3	46.7	13.3
NESMOTH	3.3	16.7	13.3	60.0	6.7
GHRISS	3.3	10.0	26.7	50.0	10
MASCARA	0	16.7	40	30	13.3
MOYENNE	4.43	14.08	28.14	40	13.34

Pour mieux visualiser les résultats obtenus au tableau I.16, nous proposons une cartographie du pourcentage des années concernées par la classe i « A_i ». Nous remarquons :

- 1- La classe de l'humidité extrême ($\text{SPI} \geq 2$) le pourcentage d'année varie de 0 à 10%. Cette classe est notamment représentée par deux stations à savoir Sidi Kada et Ain Fares. A priori cette classe concerne les parties montagneuses de la zone nord. La partie Ouest de la plaine est la moins représentative pour cette classe.
- 2- La classe $1 \leq \text{SPI} \leq 2$ mettant en évidence les années à caractère forte humidité. Le pourcentage d'année varie de 3.3 à 23.3. Les deux stations qui reflètent le mieux cette tendance sont Tizi et Matemore.
- 3- La classe $0 \leq \text{SPI} \leq 1$ exprimant une humidité modérée compte un pourcentage d'année variant de 13.3 à 40. Les pourcentages les plus importants d'année avec humidité modérée sont situés au niveau des stations Mascara et Froha. Cette classe est celle où enregistre les pourcentages les plus importants après celle exprimant une sécheresse modérée.

- 4- La classe $-1 \leq \text{SPI} \leq 0$ exprimant une sécheresse modérée compte les pourcentages les plus importants d'année. En effet, de 33.3 à 60% des années étudiées appartiennent à cette classe. La station qui adhère le plus à cette tendance est la station de Nesmoth suivi par la station de Ghriss. Cette classe semble représentée la partie sud de la plaine.
- 5- La classe $-1 \leq \text{SPI} \leq -2$ exprimant une sécheresse extrême ne compte que 10 à 23% des années de la série étudiée. La station de Tizi est celle qui comptabilise le plus d'année appartenant à cette classe. Cette tendance est plus marquée dans la partie Ouest de la plaine ce qui rejoint les résultats d'autre étude (Meddi et al., 2003 ; Ghenim & Megnounif, 2011).



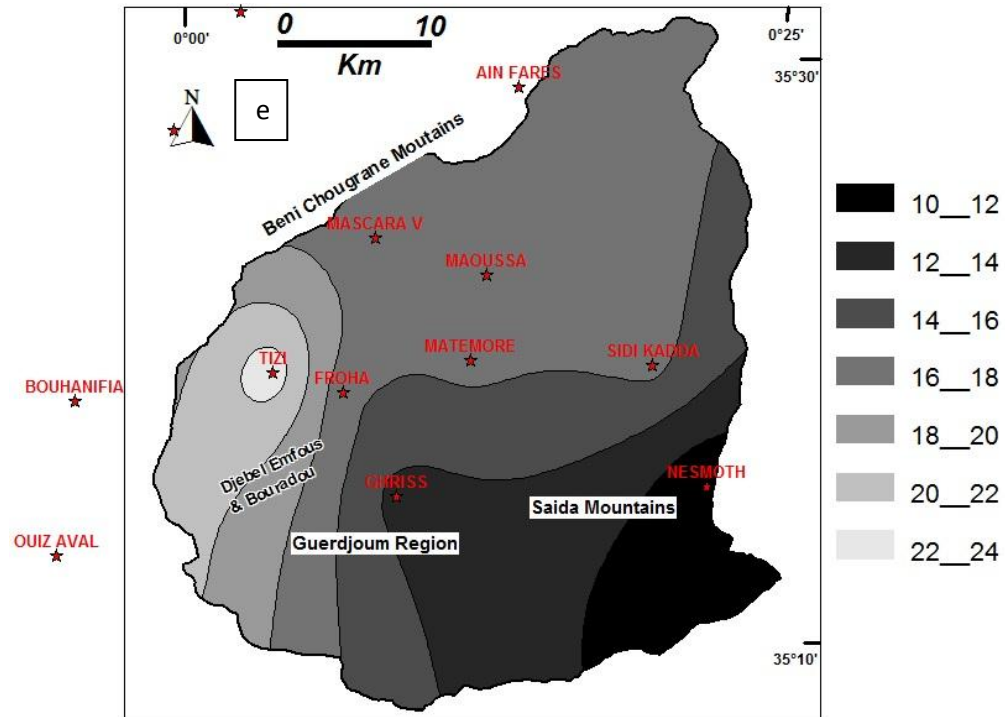


Fig.I.18 Pourcentage d'année exprimant le facteur SPI pour la classe 1 (a), la classe 2 (b), la classe 3 (c), la classe 4 (d) et la classe 5 (e). les classe sont defini dans le tableau I.16.

I.4.6. Variabilité interannuelle des débits

Les précipitations connaissent de fortes fluctuations qui se traduisent par l'existence d'années sèches et d'années humides. Les conséquences d'une telle variabilité se marquent dans l'abondance annuelle, dans les régimes fluviaux saisonniers et dans les formes extrêmes de l'écoulement (crues et étiages). L'étude des séries hydrométriques menées sur une période de temps assez longue permet d'évaluer la sensibilité des rivières aux variations du climat.

A cet égard, nous proposons la présente partie en vue de déterminer l'influence de ces aléas sur les ressources en eau superficielles.

Cette étude est fondée sur l'utilisation des débits liquides mensuels et annuels des différents cours d'eau de la région d'étude. Malheureusement, le volume d'informations recueilli auprès de l'ANRH est assez limité et ne couvre qu'une partie restreinte de la région d'étude.

Tableau I.17 stations hydrométriques retenues dans l'étude

station	Coordonnées Lambert			période
	X (Km)	Y (Km)	altitude (m)	
Ain Fekan	254.1	217.4	432	1970-2002
Khalouia	282.4	243.6	550	1975-2002
Ghriss	269.5	219.4	511	1970-2002

En général pour un climat méditerranéen, les apports à l'échelle annuelle ainsi qu'à l'échelle mensuelle ne suivent pas une loi normale, le plus souvent, on essaie d'ajuster les apports à une loi log –normale qui a la particularité d'être dissymétrique. L'examen graphique de ces séries a confirmé l'ajustement de la loi citée précédemment aux séries des apports annuels (Fig. I.19).

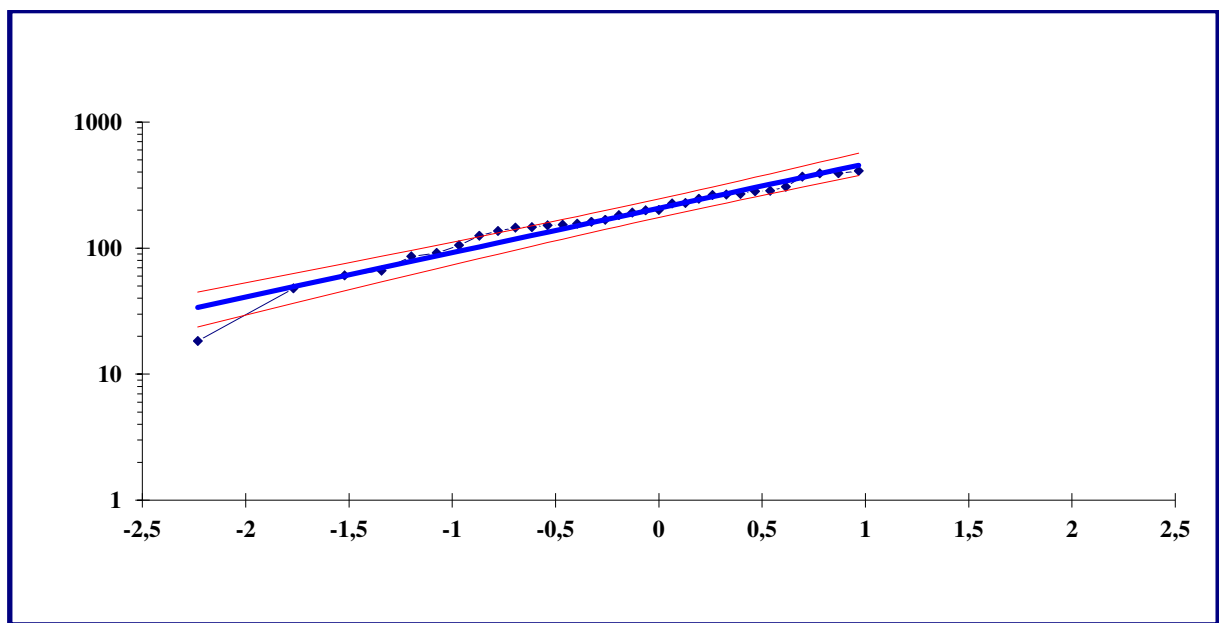


Fig.I.19: ajustement à la loi log-normale des lames d'eau écoulées annuelles Ain Fekan (1970-2002)

A partir de la fig. I.20, il apparaît que, durant les années 70, la majeure partie des débits moyens annuels ont enregistré une diminution.

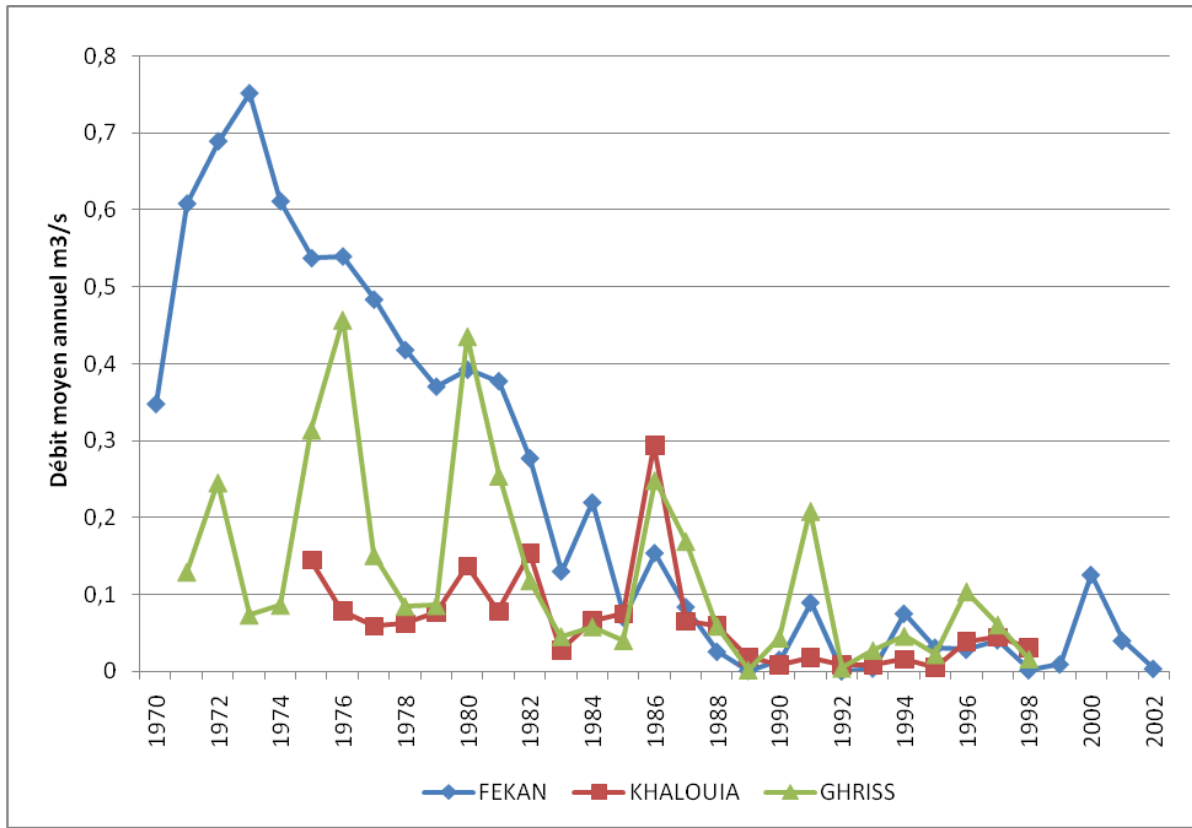


Fig.I.20 : variation interannuelle des débits au bassin versant d'Oued Fekane (1970-2000)

Depuis 1982, les débits moyens annuels ont été inférieurs à la moyenne dans la station hydrométrique d'Ain Fekane (fig.I.21). Les débits moyens annuels ont enregistré la valeur zéro au cours des années hydrologiques 1989-1990, 1992-1993, 1993-1994 et 1998-1999 avec des déficits variant de 10 % à 80 %..

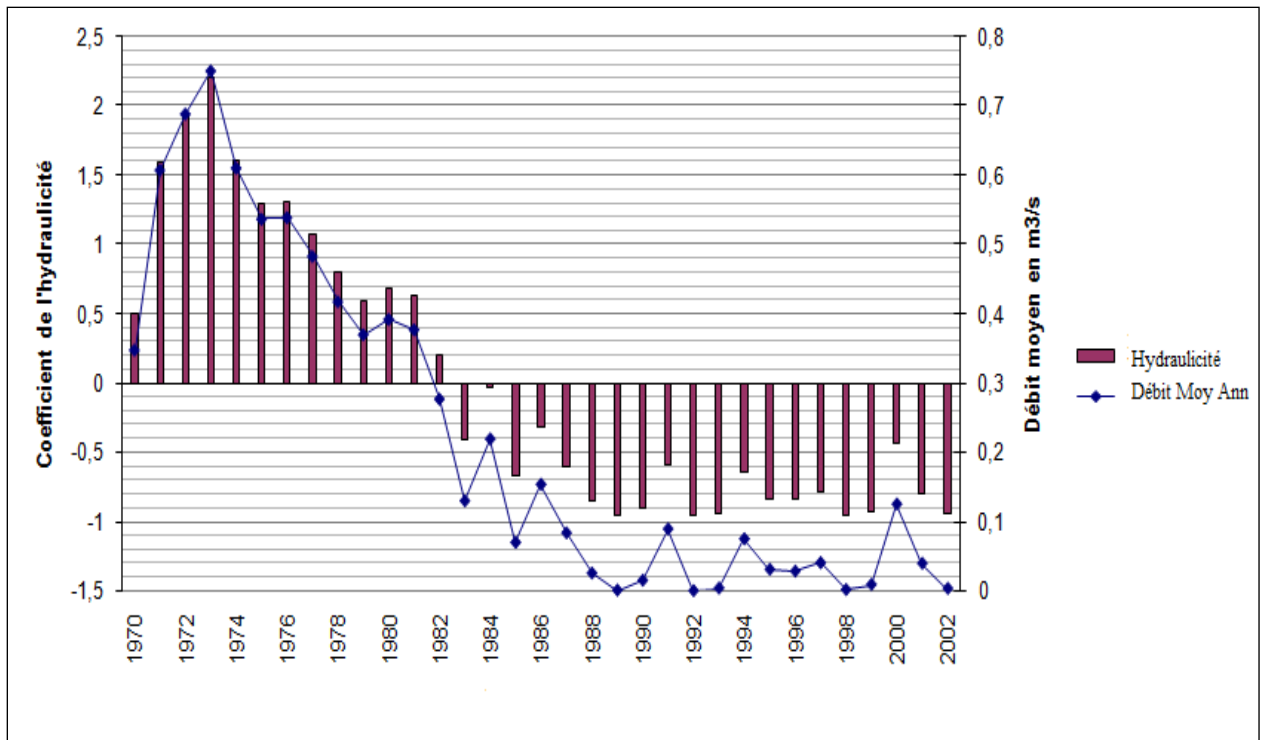


Fig. I.21 variation des débits moyens annuels et du coefficient de l'hydraulicité à la station hydrométrique d'Ain Fekane (1970-2000)

Discussion

Cette étude montre que le bassin versant d'Oued Fekan a connu une succession de périodes à déficits et de périodes à excédents pluviométriques sans toutefois, pouvoir parler de cycle. Il apparaît d'une façon générale une tendance de baisse de la pluviométrie était marquée pendant le début des années 70. La fluctuation la plus brutale et la plus significative (au sens statistique du terme) est observée autour des années 80, au cours desquelles on note une diminution généralement assez importante de la pluviométrie annuelle. Cette période déficitaire se caractérise depuis lors par son intensité et sa durée. Cette variabilité pluviométrique a eu des impacts négatifs sur la ressource en eau superficielle.

I.5. Pédologie

Cette partie a été prise essentiellement des travaux fait au niveau de l'A. N. R. H. OÙ la plaine de Mascara a fait l'objet de nombreuses prospections pédologiques, on peut citer :

- Étude agro-pédologique de la plaine de mascara, réalisée au 1/50000 – **Mechai (1970)**
- Étude de l'aire d'irrigation de Tizi, réalisée au 1/20000 – **VINAS (1978)**
- Étude pédologique de la plaine de Mascara, **Hammooum - Djeraba (1994)** (1/20000)
- Étude pédologique de l'extension Est de la plaine de Mascara, **Djeraba (1996)** (1/20000)

La cartographie des sols de la plaine réalisée en 1970 à l'échelle 1/50.000° et reprise en 1994 au 1/20.000° a permis de mettre en évidence cinq (05) classes de sols, qui sont :

• Sols peu évolués

Cette classe de sols occupe une place importante. Ils sont localisés sur les dépôts alluviaux, colluviaux récents ou actuels (cônes de déjections des oueds). Ils sont bien représentés sur la partie Nord – Est de la plaine aux environs de l'oued Maoussa.

• Vertisols

Sols à superficie peu importante localisés dans quelques dépressions au centre de la plaine, autour de Froha et à l'Ouest de Tizi. Ces sols sont caractérisés par la présence de fentes de retrait et par une texture très argileuse.

• Sols calcimagnésiques

Cette classe constitue la catégorie de sols la plus représentée dans le périmètre. Ce sont des sols des glaciers Moulouyens à croûte calcaire dure et épaisse. Ce glacier prend une grande extension au Sud de Tighennif, à l'Ouest de Matemore et au Sud – Ouest de Ghriss.

Une Grande partie de ces sols est représentée par les rendzines qui sont des sols peu profonds trop riches en graviers et cailloux, formés sur des croûtes et encroûtements calcaires.

• Sols isohumiques

Ils occupent des superficies moyennes et sont localisés surtout dans la partie Sud – Ouest de la plaine dans l'axe Ghriss – Matemore. Ces sols à pédo-climat frais pendant les saisons pluvieuses sont représentés par le groupe de sols marron, formés sur croûte et encroûtement calcaire. On note la présence d'accumulation nodulaire au sein du profil.

• Sols à sesquioxydes de fer

Ces sols sont représentés par le groupe des sols rouges formés sous un climat de type méditerranéennes ont une extension assez réduite Sud – Est de Mascara, dans la petite vallée de l'oued Fekan, rive droite de l'oued Maoussa.

I.6. Types de végétation

Les paragraphes qui suivent sont pris du rapport de synthèse du plan directeur d'aménagement des ressources en eau amélioration de l'outil **PDARE** - suivi de la nappe de Ghriss- troisième phase publié en avril 2012 par l'organisme **ABH**.

La diversité de la végétation est très pauvre dans la plaine. L'arboriculture peu développée se compose en majorité de vigne et d'oliviers ; quelques arbres fruitiers comme les agrumes (Maoussa et Tighennif), l'amandier et le pommier (Froha) introduisent récemment dans la région dont la vocation autrefois céréalière tendent vers un maraîchage total.

Dans la plaine, des jujubiers (*Ziziphus lotus*) et de rares caroubiers et quelques palmiers nains sur les hautes terres. Au niveau des terres basses, on rencontre des plantes hydrophiles telles qu'Atriplex-Soudes-Typha-Roseaux-Scirpus.

Sur les reliefs prolifèrent oliviers sauvages, thuyas, lentisques, genêts et ronces. Des plantes rustiques et épineuses (*asparagus*) ou grimpantes (*salsepareilles*) constituent la couverture végétale du sol en altitude.

Des espèces ont même été acclimatées comme le platane, l'eucalyptus, utilisé pour l'assainissement des marais, le figuier d'Amazonie et quelques acacias. Dans la plaine et servant le plus souvent de haies ou de paravents, les ifs, épicéas et cyprès avoisinent les fermes agricoles.

I.7. Les ressources en eau dans la zone d'étude

Cette partie a été réalisée sous forme d'article publié dans la Revue LARHYSS.

LA CRISE DE L'EAU DANS LA WILAYA DE MASCARA (NORD-OUEST ALGERIEN): DIAGNOSTIC ET PERSPECTIVES.

SABRIA BEKKOUSSA¹, BELKACEM BEKKOUSSA² & HABIB AZZAZ²

¹Laboratoire de Géomatique, Ecologie et Environnement (LRGEE), Université Mustapha Stambouli de Mascara, Algérie, Tel/Fax : 045707019, email : bekkoussa.sabria@gmail.com

²Laboratoire des Sciences et Techniques de l'Eau (LSTE), Université Mustapha Stambouli de Mascara, Algérie, Tel/Fax : 045707019.

RESUME. Malgré toutes les infrastructures hydrauliques et les ressources en eaux souterraines dont elle dispose, la Wilaya de Mascara souffre d'un stress hydrique de plus en plus important. Les besoins croissant en eau dans cette région dépassent les ressources disponibles. Or, une sécheresse persistante, une mauvaise gestion, l'accroissement de la démographie et une intensification des activités agricoles sont tous responsables de la diminution des réserves en eau de la région. Les ressources souterraines sont mobilisées principalement à partir du système aquifère de la plaine de Ghriss. Cependant, la pression exercée sur la principale ressource en eau, en l'occurrence les eaux souterraines, a eu pour conséquence une dégradation quantitative et qualitative de cette ressource. De plus, et face à un envasement envahissant, les barrages ne remplissent leurs objectifs initiaux qu'à moitié. Dans ce contexte, les gestionnaires de l'eau ont optés pour un transfert d'eau depuis la station de dessalement de la Mactaa vers les communes situées au nord de la Wilaya qui souffre d'un déficit estimé à plus de 36000 m³/J. Dans ce travail ont a tenté de diagnostiquer la situation hydrique de cette région en partant d'un contexte national puis régional. Les perspectives de cette situation sont également abordées en se basant sur les plans fixés par la tutelle et les gestionnaires de l'eau chargés de la planification au niveau des organismes spécialisés.

Mots clés : Stress Hydrique, Surexploitation, Transfert Régional, Gestion de l'Eau.

ABSTRACT. Despite all the hydraulic infrastructures and groundwater resources at its disposal, the Wilaya of Mascara is suffering from an increasing water stress. The growing water requirements in this region exceed available resources. However, persistent drought, mismanagement, increasing population and an intensification of agriculture activities are all responsible for the reduction of water reserves in the region. Groundwater resources are mobilized mainly from the aquifer system of the Ghriss plain. However, the pressure on the main water resource, in this case the groundwater has led to a quantitative and qualitative degradation of this resource. In addition, and facing an invasive siltation, dams do not fulfill their initial aims. In this context, water managers have opted for a regional water transfer from the desalination station of Mactaa to the towns situated northern of the Wilaya of Mascara, which suffers from a deficit estimated at more than 36000 m³/ Day. In this work we try to diagnose the water situation in the region, considering the national and regional context. The

prospects of water situation for this region are also treated based on the plans set by guardianship and water managers responsible for planning at specialized organizations.

Key words: Water Stress, Overexploitation, Regional Transfer, Water Management.

1. INTRODUCTION

L'accès durable aux ressources en eau est une préoccupation majeure qui concerne tous les pays du bassin méditerranéen. Le changement climatique et la croissance urbaine et démographique ainsi que l'expansion des activités agricoles, attendus dans la région, risquent d'aggraver la situation du stress hydrique qui frappe déjà la plupart des pays du Sud et de l'Est de la Méditerranée.

L'Algérie se situe, à l'instar des pays touchés par le stress hydrique, dans la catégorie des pays les plus pauvres en matière de potentialités hydriques, soit en dessous du seuil théorique de rareté fixé par la Banque Mondiale à 1000 m³ par habitant et par an. Si en 1962, la disponibilité en eau théorique par habitant et par an était de 1500 m³, elle est passée à 720 m³ en 1990, 680 m³ en 1995, 630 m³ en 1998 et atteindra 430 m³ en 2020 (Nichane et Khelil, 2014). L'Algérie est un pays semi-aride, voire même Aride (200 à 400 mm) et les ressources en eau sont faibles, irrégulières, et localisées dans la bande côtière. Le potentiel hydrique Algérien est estimé à environ 18 milliards de m³/an (PNUD, 2009). La répartition spatiale de ces ressources dépend des caractéristiques géographiques du pays. Sa superficie de 2,4 millions de km² se compose d'une diversité géographique et climatique : du nord composé de régions côtières et sub-littorales, vers les régions des hauts plateaux semi-arides, en allant vers le sud et son vaste ensemble saharien au climat aride ou hyperaride. Il en résulte une répartition spatiale des ressources en eau estimée à 12 Milliards de m³ dans les régions Nord et 5,2 Milliards de m³ dans les régions sahariennes. La wilaya de Mascara constitue un échantillon des régions qui souffrent de la pénurie de l'eau. Dans ce travail on essaiera de diagnostiquer sa situation hydrique et les perspectives du développement du secteur de l'eau.

2. PRESENTATION GENERALE DE LA WILAYA DE MASCARA

La Wilaya de Mascara est limitée à l'Est par les Wilayate de Tiaret, et Relizane, à l'Ouest par la Wilaya de Sidi Bel Abbas, au Nord par les Wilayate d'Oran et de Mostaganem et au Sud par la Wilaya de Saida. Elle s'étend sur un territoire d'une superficie de 5135 Km². Administrativement la Wilaya est subdivisée en 47 communes réparties sur 16 Dairate. La population au 1^{er} Janvier 2011 est estimée à 828434 habitants. Le taux d'accroissement démographique est de l'ordre de 2 % (DPAT, 2012). La densité moyenne de la population est de 161 Hab/Km². Au plan de l'espace physique, la Wilaya recouvre quatre zones homogènes, à savoir : les plaines de Sig et de Habra au Nord, les monts des Beni-chougrane au nord, les hautes plaines au centre et les monts de Saida au Sud. Les altitudes dans la région étudiée varient de 0 à 1200 m (mont de Sidi Kada au sud). La région est soumise à des conditions climatiques contraignantes marquées par de forts contrastes saisonniers et des irrégularités très nettes des précipitations. Les abats d'eau sont fréquemment brutaux et l'essentiel des pluies se concentre sur quelques jours pendant la saison humide. Des événements pluviométriques exceptionnels sont assez fréquents tout au long de l'année.



Fig. 1 Situation de la wilaya de Mascara et des principaux ouvrages hydrauliques.

3. CONTEXTE SOCIO-ECONOMIQUE

La région est caractérisée par son potentiel agricole très important puisque plus de 85 % de la superficie totale de la plaine, soit plus de 100 000 hectares, est occupée par des terres agricoles exploitables. Elle se trouve à un carrefour géographique et économique reliant le Nord, le Sud et le Centre. Durant les dernières décennies, la production agricole de la wilaya de Mascara a enregistré de très fortes fluctuations du taux de croissance annuelle particulièrement liées aux effets climatiques : + 31 % pour la période 1995-1996 présentant une pluviométrie de 420 mm/an, et - 40 % pour la période 1996-1997 présentant une pluviométrie de 240 mm/an. En production végétale, le maraîchage représente 70 % de la production agricole, la culture du fourrage 14 % et la céréaliculture 9 %. Plus de 72 % de la population a moins de 40 ans et plus de 43 % de la population active est employé dans le secteur agricole.

4. CONTEXTE HYDRO-CLIMATIQUE

La région fait partie du grand bassin versant de la Macta qui s'étend sur une superficie de 14390 km². Il est drainé par deux principaux cours d'eau : l'oued Mebtouh à l'ouest, et l'oued El Hammam à l'est. Au nord, le bassin versant de la Macta est soumis à un climat méditerranéen. Vers le sud, une tendance continentale s'affirme, qui se traduit par une aridité marquée, des hivers froids et des étés particulièrement chauds.

Les précipitations moyennes annuelles à la station de Sig pour la période 1986 à 2009 varient entre 79,7 et 488,2 mm. La moyenne interannuelle pour cette période est de 275,4 mm. La moyenne annuelle des températures à la station de Mascara est de 17 °C. Les moyennes mensuelles varient de 23 à 27 °C au cours des mois de juin et septembre et de 8,8 à 18,6 °C d'octobre à mai.

La diminution des pluies a touché l'ensemble de l'Algérie, mais elle a été surtout sensible dans sa partie occidentale. Les précipitations, enregistrées dans la région étudiée depuis 1930, montrent de nombreuses années déficitaires pendant la décennie 40, puis sur l'ensemble des décennies 80 et 90 (Meddi et al., 2009). Sur le bassin versant de la Macta, la rupture de stationnarité s'est produite fin 1975 à Ain Fekane. Les précipitations annuelles moyennes avant et après le point limite sont respectivement de 429 et 266 mm (diminution de 38 %).

Le régime hydrologique est marqué par une grande irrégularité d'écoulement tant saisonnière qu'annuelle. Les crues sont rapides, souvent violentes. Les apports liquides sont relativement faibles compte tenu du déficit pluviométrique très sensible que subit l'Oranie depuis le début des années 80. Par rapport à la période 1949-1976, les écoulements enregistrés à la station de trois rivières sur la période 1976-2002 ont subi une diminution relative de 36 % (Meddi et al., 2009).

Cependant, du fait des variations interannuelles très importantes, la rupture de la stationnarité des chroniques est moins nette que pour les précipitations. Les apports solides de la station de Trois rivières, qui est la principale station hydrométrique de l'Oued El Hammam, varient d'une année hydrologique à une autre. Entre 1993 à 2004 on a enregistré un maximum 6,84 million de tonnes correspondant à 124,77 Hm³ d'apport liquide durant l'année 1994-1995, alors que ces apports ne dépassant guère 0,15 million de tonnes correspondant à 33,22 Hm³ d'apport liquide durant l'année 1998-1999. Ceci montre une irrégularité interannuelle importante. En 1995 le débit liquide instantané d'une crue a atteint 2335,8 m³/s. Cependant, et malgré l'apport liquide important enregistré durant quelque année tel que 1997-1998, l'apport solide reste modeste. Ceci indique que l'action érosive reste un phénomène complexe résultant de la combinaison de plusieurs paramètres. A l'échelle mensuelle, le mois d'octobre est celui ou on enregistre le pic des apports liquides et solides pour l'oued El Hammam.

5. SITUATION HYDRIQUE ACTUELLE

5.1. Ressource en eau souterraine

Les ressources souterraines sont prélevés essentiellement à partir des trois aquifères de la plaine de Ghriss à savoir : l'aquifère des alluvions du plio-quaternaire (nappe superficielle), l'aquifère des calcaires dolomitiques du jurassique et l'aquifère des calcaires lacustres et grès du pliocène. Les apports respectifs de ces aquifères sont estimés à 33,8 Hm³/an, 5 Hm³/an et 22 Hm³/an.

A ce système aquifère s'ajoutent quelques nappes locales dont les potentialités sont beaucoup moins importantes tel que l'aquifère de Oggaz et du synclinal de Ghomri et la nappe des calcaires de Menaour et de Zahana. Les bilans d'exploitation de ces dernières nappes ne sont pas bien identifiés.

D'autre part, le débit total extrait du système aquifère de la plaine de Ghriss a été évalué par l'ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydriques) à environ 33 millions de m³/an (Bekkoussa et al., 2008). Hors, la Direction de la Planification et de l'Aménagement du Territoire (DPAT) de la wilaya de Mascara estime la superficie des terres agricoles irriguées à plus de 7500 ha. Parallèlement et dans une étude agro-pédologique et à partir des mesures faites sur le terrain, les besoins en eau des cultures irriguées de la plaine ont été évalués à 7000 m³/ha/an. Ceci se traduirait par une consommation de 52,7 millions de m³/an pour l'irrigation agricole. L'alimentation en eau potable et les besoins de l'industrie dans cette partie de la wilaya totalisent un volume de 12 millions de m³/an. Par conséquent, on extrait annuellement 64,7 millions de m³/an pour les besoins des différents secteurs de la région. Ce dernier chiffre obtenu à partir de statistiques récentes, est près du double du volume donné antérieurement et officiellement recensé par l'ANRH. Les débits importants pompés à partir des puits et des forages illicites qui échappent à tout contrôle peuvent expliquer cette divergence.

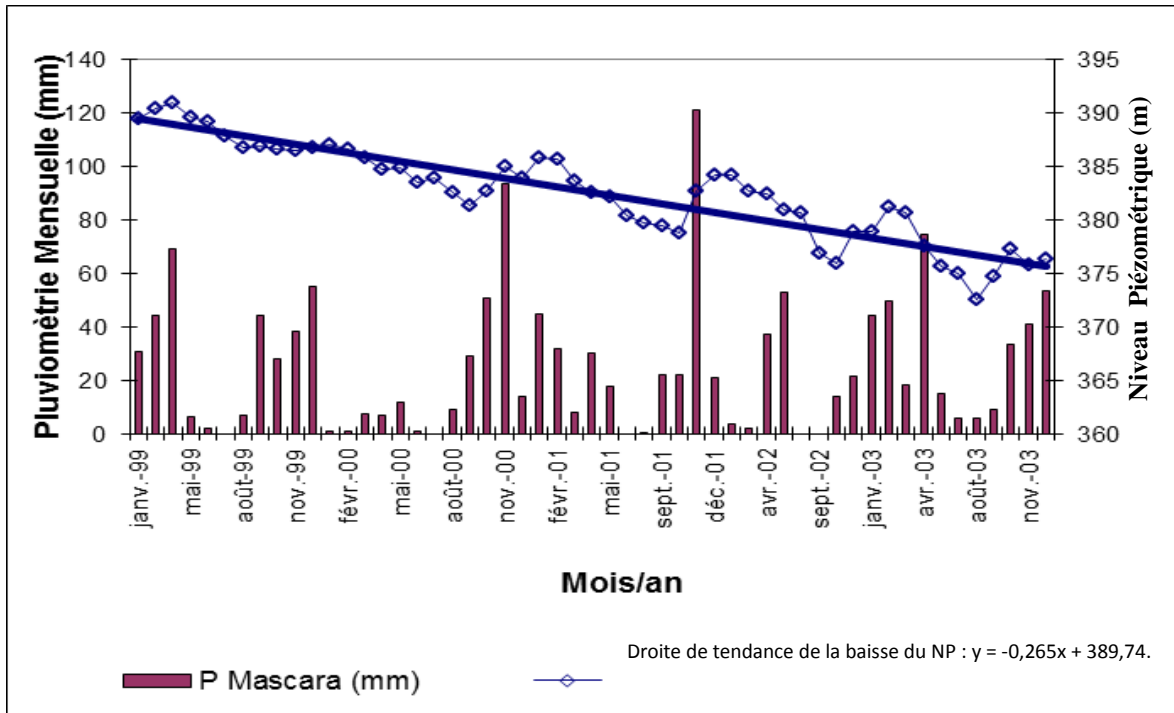


Fig. 2 Variations mensuelles du niveau piézométrique du piézomètre P_{2-2} et des précipitations de la station de Mascara. (Dans l'équation de la droite de tendance : $y = NP$ et $x = \text{mois}$)

L'évolution des niveaux piézométriques mesurés dans la plaine de Ghriss montre une baisse sur l'ensemble des puits et forage. La Fig. 2 montre l'évolution piézométrique dans un puits de la région. Le rabattement moyen réel sur toute la plaine entre 1970 et 2001 a été estimé 32 mètres. Ce rabattement peut atteindre localement plus de 70 m, notamment au niveau de la dépression piézométrique observée au centre de la plaine de Ghriss.

5.2.Ressource en eau superficielle

Le volume des eaux superficielles emmagasinées dans les 4 grands barrages de la région d'étude atteint 213,4 millions de m³ (tableau 1). Le nombre de retenue collinaires en exploitation est de 6 avec une capacité de 1,89 million de m³. Ce volume passera à 2,56 million de m³ après l'achèvement de 3 retenues collinaires en phase de réalisation. Néanmoins, la capacité des grands ouvrages hydrauliques de la région, notamment Bouhanifia et Fergoug ont été nettement amoindrie par l'envasement. Les apports solides sont considérables du fait de la lithologie des terrains et de la violence des crues. La capacité utile du barrage de Fergoug a été considérablement réduite. Son taux de comblement atteint plus de 97%. Les services concernés ont opté pour le dévasement du barrage par le procédé de dragage.

Tableau 1. Capacité et envasement des barrages de la Wilaya de Mascara pour le mois de janvier 2012.

Barrage	Capacité Initiale (Hm³)	Capacité Actuelle (Hm³)	Volume (Hm³)	Taux de Remplissage (%)	Taux D'envasement (%)
OUIZERT	100	95	21,535	22,6%	5%
BOUHANIFIA	73	38	14,128	37,1%	47,9%
FERGOUG	17	0,4	0,35	87,5%	97,6%
CHORFA	83	80	24,795	31%	3,6%
TOTAL	273	213,4	60,8	28,5%	21,8%

5.3.Alimentation en eau potable

80% des besoins domestiques de la wilaya de Mascara sont puisés à partir des eaux souterraines. La consommation en eau de la population de la Wilaya a presque doublé en 13 ans. En effet, elle est passée de 85536 m³/j en 1999 à 136598 m³/j en 2012. Dans la wilaya de Mascara, les volumes d'eau alloués aux populations varient considérablement d'une commune à l'autre. Le taux de satisfaction est le rapport de la dotation moyenne réelle par habitant à la dotation théorique par habitant qui est de 150 l/j. L'analyse de ce taux concernera les années, 2000, 2004 et 2010. Sur la base des différents taux de satisfaction des besoins de la population en eau, cinq classes de niveau de satisfaction ont été utilisés.

L'analyse de ces données reflète un important déficit en matière d'approvisionnement en eau potable pour les populations pour l'année 2000, car le nombre de communes déficitaires en eau est de 40/47, soit 85 % alors que le nombre de communes excédentaires ne représente que 15 %. En 2004, la situation semble s'améliorer puisque le niveau de satisfaction des besoins en AEP très satisfaisante et satisfaisante représente plus de la moitié des communes, soit 51 % du total des communes. L'année 2010 marque une régression dans l'alimentation en eau potable de la Wilaya. En effet, seulement 32% des communes reçoivent de l'eau en quantité satisfaisante.

5.4. Alimentation en eau d'irrigation

En dépit de la grande demande sur l'eau exercée par le secteur agricole, il ne reçoit que 7430,40 m³/J, ce qui est très insuffisant en sachant qu'un hectare de blé consomme en moyenne 5500 m³/an et un hectare de pomme de terre consomme 4870 m³/an. Ceci s'est traduit par l'abandon de plus de 30 % des terres agricoles exploitables et par conséquent un taux de chômage important au sein de la population locale.

5.5. Epuration des eaux usées

En matière d'assainissement et d'épuration des eaux, l'Algérie disposait jusqu'en 2000, de 48 stations d'épuration pour un volume épuré de 200 millions de m³ (Mozas & Ghosn, 2013). Le volume rejeté, à l'époque était de 600 millions de m³. Il passera en 2020 à 1,15 milliards de m³. La wilaya de Mascara est parmi les régions les mieux équipées en matière d'épuration des eaux domestiques suite à la réalisation de 11 STEP. Le débit total installé de ces stations est estimé à 37266 m³/J, ce qui équivaut à 293621 équivalents habitant. La station de Mascara à elle seule permet d'épurer 13000 m³/J. Ce volume pourra être utilisé pour le secteur agricole en effectuant les contrôles adéquats et en respectant la réglementation requise dans ce domaine.

6. BILAN HYDRIQUE DE LA WILAYA DE MASCARA

Le bilan ressource/besoin est nettement négatif sans tenir en compte des besoins de l'industrie (Tableau 2). La Wilaya devra compter sur des ressources en eau extérieures et des transferts pour subvenir à ses besoins. On constate que le secteur de l'agriculture est le premier consommateur d'eau. L'utilisation des ressources souterraines dans la plaine de Ghriss pour l'irrigation pose d'ores et déjà problème. La diminution remarquable des niveaux piézométrique dans le système aquifère de la plaine de Ghriss est due essentiellement à des pompages incontrôlés notamment durant les périodes des fortes sécheresses.

Les agglomérations les plus importantes sont concentrées au nord. La demande en eau de la ville de Mascara est de 10 Hm³ suivi de Mohammadia avec 7 Hm³. Les périmètres irrigués de Sig et Habra sont situés également dans le Nord. Ce qui explique l'action des gestionnaires de l'eau de réserver une partie des eaux de la station de dessalement de la Mactaa à cette zone sujette à un stress hydrique.

Le tableau 3 montre la consommation réelle de l'eau par secteur pour quelques communes de la Wilaya de Mascara. On constate que la ressource mobilisée (réellement utilisée) est supérieure à celle mobilisable (existante) dans les communes suivantes : Mascara, Oggaz, Alaimia, Ras Ain Amirouche, Mohammadia. Les autres communes mobilisent toute la ressource en eau dont elles disposent.

Tableau 2. Bilan hydrique de la Wilaya de Mascara.

Ressources (Hm3)	Besoins (Hm3)
<u>Ressources souterraines</u> : 70	<u>Eau domestique</u> (47 communes): 55
<u>Eaux de surface</u> :	<u>Irrigation</u> :
<ul style="list-style-type: none"> • Prélèvements au fil de l'eau : 7.5 • Barrage : 101 	<ul style="list-style-type: none"> • Périmètre de Sig : 61 • Périmètre de Habra : 121 • Périmètre de Ghriss : 83
Total : 178.5	Total : 320

Tableau 3. Situation des ressources en eau et leurs utilisations par secteur pour quelques communes (DPAT, 2012).

Commune	Ressources Hydriques			Utilisation Actuelle (m ³ /J)		
	Mobilisables x 10 ³ (m ³ /j)	Mobilisées x 10 ³ (m ³ /j)	Superficielle x 10 ³ (m ³)	AEP	Agricole	Industrie
Mascara	11.23	15.72	0	19.20	3.72	1.04
Sig	6.11	6.11	0	8.33	0	0
Oggaz	5.79	10.54	0	0.86	0	0
Mocta Douz	0.50	0.50	0	0.80	0	0
Bouhenni	0.40	0.40	0	1.00	0	0
Alaimia	1.99	2.42	0	1.44	0	0
R. A. Amirouche	1.99	2.42	0	1.13	0	0
Mohammadia	2.42	2.59	458	11.50	2.42	0
El Ghomri	12.10	17.88	0	1.00	0	0
Sedjerara	0.48	0.48	272	0.48	0	0
S/A/El Moumene	4.00	4.00	0	4.00	0	0
Total	47.00	63.07	730	49.74	6.13	1.04

7. TRANSFERT DES EAUX DE DESSALEMENT VERS LA WILAYA DE MASCARA

L'Algérie, qui dispose de 1200 km de côtes, a mis en œuvre l'alternative du dessalement d'eau de mer ou d'eau saumâtre pour alimenter en eau potable des villes et localités du littoral, et jusqu'à 80 km aux alentours. La station de la Mactaa, dont l'entrée en exploitation a été effectuée en 2016, dispose d'une capacité de 500000 m³/j, soit l'une des plus grandes unités de dessalement par osmose inverse, permettant la couverture à long terme des besoins de cinq millions de personnes en eau potable (Cote, 2011).

Le transfert de l'eau dessalé à partir de la station de la Mactaa vers 11 communes de la wilaya de Mascara vise à améliorer l'approvisionnement de la wilaya en eau potable et à libérer ses autres ressources afin de les consacrer exclusivement aux besoins agricoles de la région. Au total, 70000 m³/J d'eau seront transférés à partir du grand couloir d'adduction M.A.O (Mostaganem-Arzew-Oran) vers la Wilaya de Mascara qui souffre d'un déficit estimé à plus de 36000 m³/J. 70% de la population de la wilaya de Mascara sera alimenté à moyen terme par des ressources provenant d'autres wilayas en attendant la reconstitution et l'augmentation des ressources de celle-ci.

8. SITUATION HYDRIQUE DE LA WILAYA DE MASCARA A L'HORIZON 2030

Selon le Plan national de l'eau (PNE, 2010), à l'horizon 2030, la demande en AEP sera de 72 Hm³ dont 11,6 Hm³ pour Mascara, 8,5 Hm³ pour Mohamadia, 7,56 Hm³ pour Sig et 6 Hm³ pour El Ghomri, pour ne citer que les plus importantes. Deux à trois grands périmètres irrigués seront en service : Sig et Habra, et Ghriss (12000 ha prévus pour 2030). Les tendances observées sur l'évolution du secteur agricole tirent la demande à près de 139 Hm³. Côté ressources en eau superficielle, la wilaya disposera de 2 barrages supplémentaires, Oued Tath et Oued Abd qui porteront l'ensemble des volumes régularisés à 114 Hm³. Les ressources en eau souterraine seront de près de 70 Hm³. Les huit grandes STEP (station d'épuration) de la région produiront quelques 11 Hm³ pour les deux principales agglomérations (Mascara et Mohammadia), soit une production d'eau réutilisable de 6 Hm³ destiné vers l'agriculture.

Vu l'importance du secteur agricole, les barrages seront affectés à l'irrigation des grands périmètres irrigués tandis que l'eau potable sera amenée du Nord en provenance de la station de dessalement d'eau de mer de la Mactaa. Cette disposition permettra également d'affecter au secteur agricole l'ensemble des ressources souterraines. La petite et moyenne hydraulique devra être confinée ou adaptée à des ressources comprises entre 71 et 95 Hm³ selon l'hydrologie de l'année en cours.

9. CONCLUSION

La wilaya de Mascara est qualifiée comme une agropole. Au vu de l'accroissement des besoins en eau, et notamment ceux du secteur agricole qui constitue le premier consommateur d'eau, l'approvisionnement de la Wilaya par des ressources extérieures s'avère une nécessité absolue. La diminution des réserves d'eau souterraine suite à une surexploitation accrue, les irrégularités climatiques et la baisse de la pluviométrie, ainsi que la diminution du taux de remplissage des principaux barrages de la Wilaya sont tous des facteurs qui indiquent une situation hydrique déficitaire pour la région de Mascara. En effet, le bilan hydrique est nettement négatif avec un total de 320 Hm³ pour les besoins (sans tenir compte des besoins de l'industrie) et des ressources totalisant 178 Hm³, et cela selon une estimation du ministère des ressources en eau. Dans ce contexte, les gestionnaires de l'eau ont optés pour une alimentation de la commune de Mascara et du couloir Mohammadia-Sig par les eaux excédentaires de la station de dessalement de la Mactaa. Cette opération vise à améliorer l'approvisionnement de la wilaya en eau potable et à libérer ses autres ressources afin de les consacrer exclusivement aux besoins agricoles de la région. 10 communes situées sur le couloir Mohammadia-Sig plus la commune de Mascara seront alimentées par les eaux de la station de dessalement d'eau de mer de la Macta avec un débit de 122000 m³/J. La situation hydrique de la région doit être suivie de très près par les scientifiques et les responsables du secteur, car plusieurs facteurs naturelle ou anthropique menacent de bouleverser la balance et l'équilibre ressource/besoin et de briser ainsi tous les efforts entrepris pour faire sortir cette wilaya de sa crise d'eau.

REFERENCES

Bekkoussa, B., Meddi, M. & Jourde, H., (2008) Forçage climatique et anthropique sur la ressource en eau souterraine d'une région semi-aride : cas de la plaine de Ghriss, nord-ouest algérien. *Revue sécheresse* (2008), Vol. 19, n°3, 173-184.

Cote, M. (2011) L'Algérie, Mondialisation et nouvelles territorialités. *Revue Méditerranée* N°116-2011, 77-83.

Dongmyeong Engineering (DMEC) (2012) Etude de l'APD de l'alimentation en eau potable de Mascara et du couloir Mohammadia-Sig à partir du transfert MAO. Rapport d'étude, Ministère des ressources en eau, Algérie.

DPAT, (2012) Rapport annuel de la direction de la planification et de l'aménagement du territoire de la Wilaya de Mascara. Rapport interne DPAT, Mascara, Algérie, (131 p).

Meddi, M., Talia, A., Martin, C. (2009) Evolution récente es conditions climatiques et des écoulements sur le bassin versant de la Macta. *Revue étude de géographie physique* (2009) 25-46.

Mozas, M. & Ghosn, A. (2013) Etat des lieux du secteur de l'eau en Algérie. Rapport de l'institut de prospective économique du monde méditerranéen (IPEMED). 27p.

Nichane, M., Khelil M.A. (2014) Changements climatiques et ressources en eau en Algérie : vulnérabilité, impact et stratégie d'adaptation. *Revue des BioRessources* Vol 4 N° 2 Décembre 2014.

PNE (2010). Plan national de l'eau. Rapport du ministère des ressources en eau.

PNUD (2009) Problématique du secteur de l'eau et impacts liés au climat en Algérie. Rapport du programme des nations unies pour le développement.

Remini, B., (2010) La problématique de l'eau en Algérie du nord. *Larhyss Journal*, ISSN 1112-3680, n° 08, Juin 2010, pp. 27-46.

**PARTIE II : ETUDE DE LA STRUCTURE ET
DE L'HYDRODYNAMIQUE DU SYSTEME
AQUIFERE D'OUED FEKAN**

PARTIE II : ETUDE DE LA STRUCTURE ET DE L'HYDRODYNAMIQUE DU SYSTEME AQUIFERE D'OUED FEKAN.

II.1 Introduction

L'hydrogéologie est la partie de l'hydrologie qui traite de la présence, du mouvement et de la qualité de l'eau sous la surface de la Terre. Hydrogéologie traite de l'eau dans des environnements souterrains complexes et, par conséquent, sa complexité en tant que science dépasse l'hydrologie de surface (Zekai Sen, 2015). Les systèmes aquifères multicouches, comme celui de Ghriss, sont une succession de couches perméables alternant avec des couches semi-perméables et caractérisés par des différences de charge hydraulique engendrant ainsi des échanges verticaux appelés drainance. Selon la configuration géologique régionale, le phénomène de la drainance peut s'exercer selon des directions opposées dans un même aquifère. On observe alors un lent mais significatif transfert vertical d'eau induit par le différentiel de pression. Afin de comprendre le fonctionnement d'un système aquifère, il faut étudier chaque couche séparément d'un point de vue structurale, géométrique et hydrodynamique puis faire une synthèse qui permettra à terme de comprendre les interactions agissant à l'intérieur du système aquifère. Deux anciennes études ont traitées le système aquifère dans son ensemble, il s'agit de Sourisseau, 1972 et Assens, 1977. Ces deux études constituent la base de nos travaux. En dépit de son importance, pour la région le fonctionnement du système aquifère reste très mal connu notamment face aux nouvelles contraintes et forçages d'origine anthropique et climatique. L'objectif de cette partie est l'étude hydrogéologique descriptive détaillée des trois aquifères tous en mettant l'accent sur les éventuelles interactions et échange entre nappes. Cette partie n'a pas pour but de quantifier ces échanges, ce qui demanderait d'autres outils et d'autres approches tel que la modélisation ou le traçage hydrogéologique.

II.2 Contexte géologique et structural

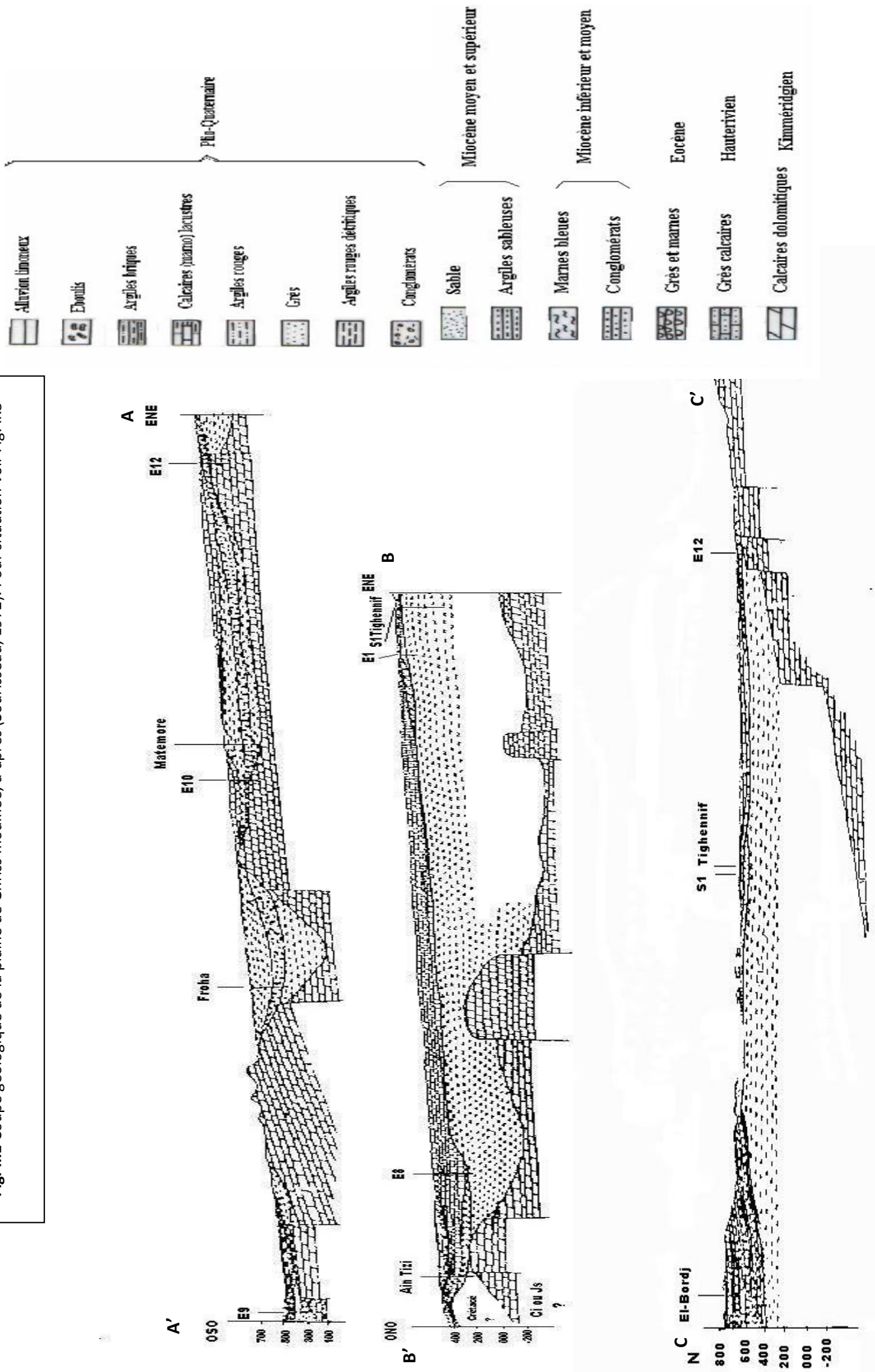
Le bassin de Oued Fekan est composé principalement de la plaine de Ghriss qui est une entité hydrogéologique indépendante encadrée par des reliefs aux aspects géologiques divers :

- Au Nord et au Nord-Ouest de la plaine se trouvent les versants Sud des Beni Chougrane formés d'un chéneau de djebels allongés en direction Sud-Sud-Ouest et Nord-Nord-Est. Ils sont formés de terrains très plissés possédant une ossature Crétacée et un recouvrement Tertiaire très épais. Le Crétacé marneux et marno-calcaires à semelle de trias gypseux et salifère recouvre les terrains du Miocène. Le nummulitique (éocène et oligocène), marneux et gréseux est en contact soit avec le crétacé ou le Miocène. Ces assises du Néogène, légèrement ondulées, couvrent actuellement, presque en totalité, la bordure méridionale des monts des Béni Chougrane. La limite septentrionale et occidentale de la plaine de Ghriss est un massif à ossature totalement constituée par les terrains nappés (marneux et argileux), recouverts par des terrains plus ou moins perméables qui vont contribuer à l'alimentation des nappes de la plaine.
- Au Nord-Est de la plaine et plus précisément à l'Est de la ville de Tighennif la surélévation des formations marneuses et argileuses de l'oligocène et du Miocène,

forment une barrière relativement imperméable qui limite nettement le bassin versant de la plaine de Ghriss de celui de l'oued Mina.

- La bordure Sud du bassin versant de la plaine de Ghriss est formée par les Monts de Saïda (djebels de Sidi Kada). Ces derniers sont constitués par des formation karstiques qui ont subit une intense tectonique cassante, dont subsistent quelques témoins (horsts des djebel Emfouss et Bourradou). Cet ensemble s'enfonce légèrement vers le Nord ce qui favorise l'écoulement et le drainage des eaux vers la plaine. Au niveau de Ain Fekan, cet ensemble calcaréodolomitique du Jurassique supérieur est limité par une faille qui le met en contact avec les argiles gréseux du crétacé. Cette interruption brusque de la perméabilité est à l'origine des sources de Ain Fékan, là où le crétacé constitue un véritable barrage souterrain. Les terrains calcaréo-dolomitiques rigides, des monts de Sidi Kada se prête mal aux déformations. On note quelques ondulations de faibles amplitudes, mais surtout affectées par une tectonique cassante suivant deux directions principales : une première direction de failles, Ouest-Sud-Ouest et Est-Nord-Est, détermine un effondrement en marches d'escaliers de l'altitude +500 mètres sur les reliefs à -700 mètres sous la plaine. Une seconde direction de failles, orientée Sud-Nord dans la partie occidentale, divise les formations précédentes en horsts et grabens (**Figure II.1**).

Fig. II.1 Coupe géologique de la plaine de Ghriss modifiée, d'après (Sourisseau, 1972). Pour situation voir Fig. II.3



II.3 Litho-stratigraphie :

La série stratigraphique qui caractérise les formations de la plaine de Ghriss (**Figure II. 2**) s'établit de haut en bas comme suit:

- Le quaternaire est représenté par des formations continentales constituées d'argiles rouges détritiques qui surmontent les calcaires lacustres du Pliocène. Ces dépôts affleurent à l'Ouest et au Nord de la plaine. Entre les villes de Tighennif, Maoussa et Froha le quaternaire moyen correspond à une terrasse alluviale constituée de sables fins accompagnés de quelques petits graviers centimétriques.

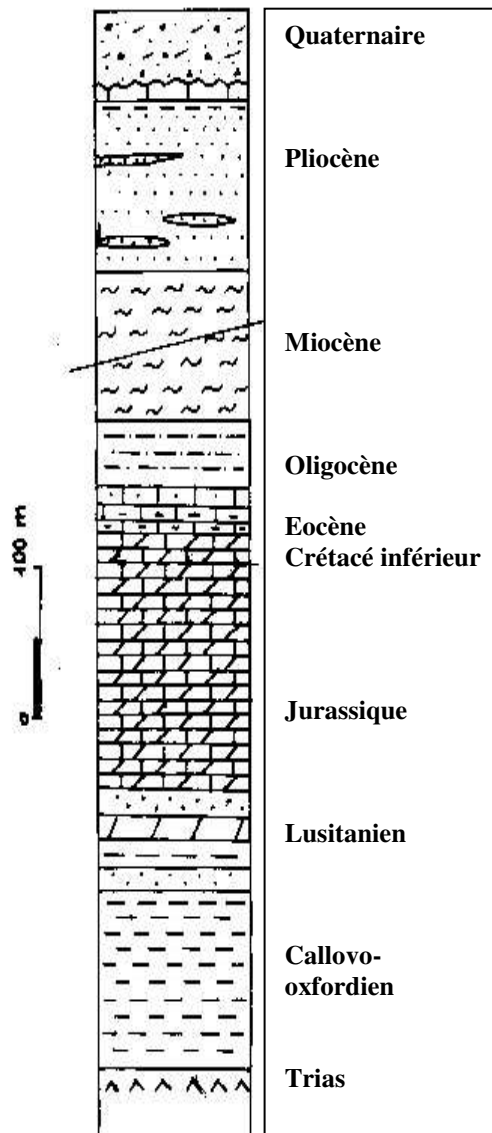


Figure II.2 Log litho stratigraphique des formations du Bassin d'oued Fekan. (Sourisseau, 1972)

- Le Pliocène est constitué principalement par deux formations géologiques à savoir les grès de l'astien et les calcaires lacustres. Les grès affleurent dans la région de Khalouia et à proximité de la ville de Mascara et biseautent sous la plaine. Ces formations d'origine marine passent progressivement à des sables consolidés vers le sommet de la série. Leurs épaisseurs varient de 40 à 100 mètres. Les calcaires lacustres affleurent sur toute la bordure des monts Beni Chougrane. Ils reposent directement sur les grès ou séparés de ces derniers par une couche d'argile sableuse rouge de faible épaisseur. L'épaisseur des calcaires lacustres augmente sous la plaine jusqu'à atteindre une valeur de 270 mètres dans un forage au Sud-Est de la ville de Mascara (forage E5). Ces formations disparaissent au Sud d'une ligne reliant les Djebels d'Emfous et Bourradou et le Nord des monts de Saida.
- Le Miocène affleure au Nord des Beni Chougrane. Il s'agit d'un ensemble monotone, très épais, à prédominance de marnes vertes qui a une puissance totale de l'ordre de 400 mètres. Sous la plaine, il constitue les terrains qui ont comblé les fosses d'effondrement du Jurassique supérieur. Sous la plaine ces formations constituent le mur de l'aquifère des grès et calcaires lacustres du Pliocène et le toit des nappes profondes.
- L'oligocène est représenté par des couches argilo-marneuses avec des passages de grès et à la base s'intercale un conglomérat à base polygénique. Il affleure dans les monts Béni Chougrane et à l'Est de la plaine.
- L'éocène affleure dans le Nord-Ouest de la plaine. Il est représenté par une alternance de bancs métriques grésocalcaires et de couches argilo-marneuses de plusieurs mètres d'épaisseur.
- Le crétacé inférieur affleure au Nord-Ouest de la région de Mascara, à l'Ouest de Djebel Emfouss et dans le Sud-Ouest de la plaine de Guerdjoum aux environs de la ville de Fekan. Il est représenté par des calcaires gréseux, devenant argileux en profondeur. La puissance de ces formations atteint une centaine de mètres.
- Le Jurassique (Kimméridgien et Purbeckien) affleure largement, tout au long de la bordure méridionale de la plaine. Il constitue également le substratum résistant effondré. Au sommet on trouve des calcaires gris à pâte fine et zoogènes, qui passent progressivement à des calcaires dolomitiques et à des dolomies. On observe de petits niveaux de marnes noires qui ralentissent l'infiltration des eaux et peuvent donner naissance à des résurgences perchées. La puissance totale de cette formation dépasse 400 mètres.
- Le lusitanien affleure dans la partie Sud des monts de Sidi Kada. Il est composé en alternance de bancs gréseux et dolomitiques. La puissance totale de cette formation est de l'ordre de 150 mètres.
- Le callovo-oxfordien (argiles de Saida) correspond à des séries d'argiles et de marnes grises, jaunes et vertes, avec une intercalation de bancs gréseux. La formation n'affleure pas dans le secteur étudié, mais constitue le substratum imperméable de l'aquifère calcaréo-dolomitique. Sa puissance totale est de l'ordre de 250 mètres.
- Le trias est rencontré dans les monts des Beni Chougrane à la base des formations du crétacé. On trouve dans toute la région Nord de l'Algérie deux associations de faciès bien caractéristiques, souvent mal datés mais rattachés au Trias par analogie avec ce que l'on trouve ailleurs. Dans la région ces deux associations correspondent d'une part, à une formation détritique grossière, et d'autre part à des dépôts lagunaires, riche en gypse, en halite et en argile versicolore.

Tableau II.1 Unités lithostratigraphiques dans le bassin de la plaine de Ghriss

Unité stratigraphique	Lithologie (épaisseur)
<ul style="list-style-type: none"> • Quaternaire • Pliocène • Miocène • Oligocène • Eocène 	<ul style="list-style-type: none"> • Alluvions (moins de 100m) • Grès de l'astien et calcaires lacustres (40 à 270m) • Marnes vertes (jusqu'à 400m) • Formations Argilo-marneuses avec passages de grès (moins de 100m) • Alternance de couches grésocalcaires et argilo-marneuses (moins de 50m)
<ul style="list-style-type: none"> • Crétacé inférieur • Jurassique (Kimméridgien et Purbeckien) • Lusitanien • Callovo-oxfordien • Trias 	<ul style="list-style-type: none"> • Calcaires gréseux et grès fins argileux en profondeur (jusqu'à 100 m) • Calcaires gris et calcaires dolomitiques (plus de 400m) • Bancs gréseux et dolomitiques (plus de 150m) • Argiles et marnes avec alternances de grès (plus de 250m) • Formations détritiques et dépôts lagunaires riches en gypse et en halite

II.4 Contexte Hydrogéologique

II.4.1. Aquifères de la région

Les études entreprises sur la région ont permis d'identifier trois aquifères :

II.4.1.1. Aquifère des alluvions Plio-Quaternaires (nappe phréatique)

C'est une nappe libre qui s'étend sur toute la plaine (**Figure II.3**). Elle est contenue dans les dépôts alluvionnaires et dans les terrains d'altération des roches sous jacentes. Elle est relativement uniforme est continue dans toute la partie abaissée et remblayée de la plaine, hétérogène et discontinue sur les reliefs de bordure. Cet aquifère est constitué d'alluvions, de calcaires blancs altérés poreux et fissurés, de sables de désagrégation, de grès et de calcaires lacustres. Cette nappe superficielle est alimentée par l'infiltration des eaux de pluie au travers de son impluvium, à laquelle il faut ajouter les retours à la nappe dans les zones irriguées, et les apports latéraux venants de l'aquifère du Jurassique au Sud et au Sud-Est, ainsi que de l'aquifère des calcaires et grès du Pliocène au Nord. Son mur est constitué par des marnes. Le niveau de cette nappe varie en moyenne de -6 à -80 mètres par rapport au sol.

Les écoulements se dirigent vers un exutoire commun appelé Ain Fekan qui est une source dont le débit est actuellement nul. Le taux d'infiltration est estimé à environ 20% des précipitations sur la plaine (**Sourisseau, 1972**). Les valeurs de transmissivité pour les alluvions de la plaine sont comprises entre 5.10^{-5} et 10^{-2} m²/s. La région de Guerdjoum, située au Sud-Ouest de la ville de Ghriss, est la partie la moins perméable de la région avec une transmissivité moyenne de 10^{-5} m²/s. Ces valeurs sont déduites des essais par pompages réalisés sur une cinquantaine de puits fermier à travers toute la région.

Cependant, aucune information n'est fournie sur la durée ou les moyens utilisés pour ces essais par pompage réalisés au début des années 70. Le coefficient d'emménagement varie entre 0,1 et 0,25 en moyenne ce qui reflète une porosité élevée de l'aquifère Plio-Quaternaire.

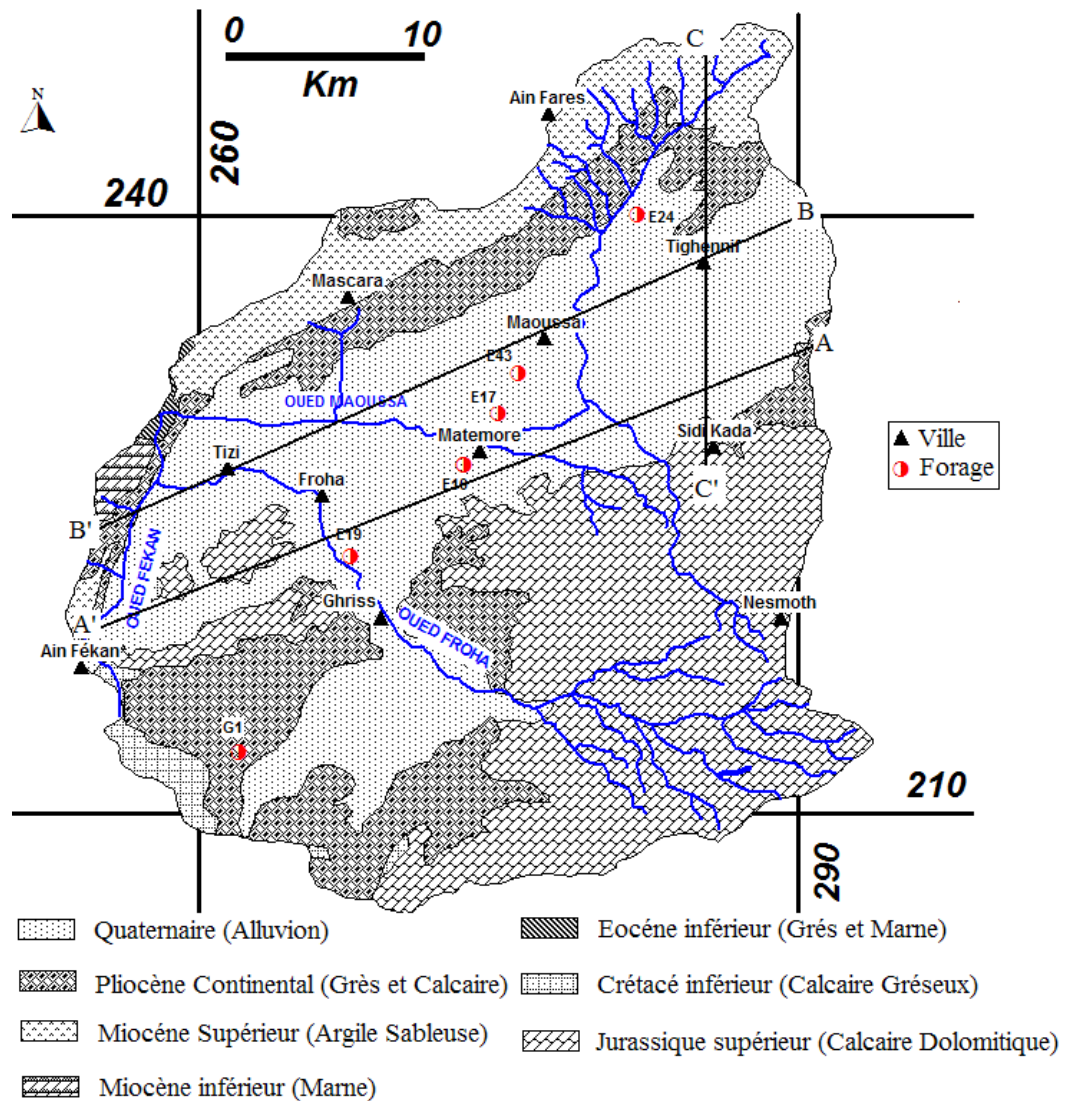


Figure II.3 Carte géologique, position des coupes géologiques et réseau hydrographique du Bassin d'Oued Fekan

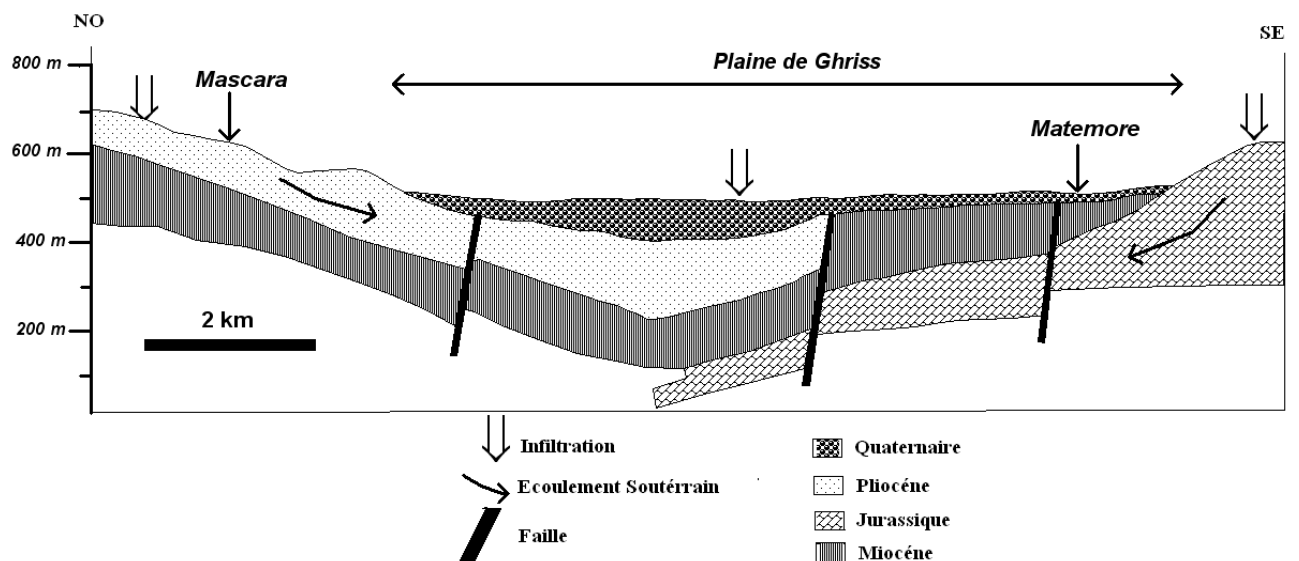


Fig. II. 4 Coupe hydrogéologique du Bassin d'Oued Fekan

II.4.1.2. Aquifère des calcaires lacustres et grès du Pliocène

Cet aquifère renferme une nappe captive localisée dans le nord de la plaine. Elle est alimentée par les affleurements de la région de Khalouia et au niveau des Beni Chougrane ; sous la plaine, elle est biseauté. Les calcaires lacustres du Pliocène affleurent dans les monts de Béni Chougrane (**Figure II.3**) au-dessus des grès de l'astien avec lesquels ils forment une même entité hydrogéologique. Ces deux formations plongent sous les alluvions après avoir subi une flexure à la limite de la plaine. Au Nord de la ville de Tighennif, dans la région de Khalouia, les affleurements de grès sont assez importants et l'aquifère gréseux devient captif vers le Sud, en dessous des calcaires lacustres à faciès marneux. La couche aquifère des calcaires lacustres et des grès se biseaute sous la plaine et disparaît au Sud d'une limite reliant les Djebels Emfous et Bouradou et le Nord des monts de Saida. Elle repose sur un horizon très peu perméable formé d'argile rouge au Sud et d'une grande épaisseur de marnes vertes Miocènes au Nord d'une ligne Tizi-Matmore (**Figure II.4**). Le principal exutoire de cet aquifère se trouve au contact avec les formations Plio-Quaternaire vers lesquelles l'eau de l'aquifère percole par drainance ascendante. Une percolation par drainance descendante est peu probable du fait de l'épaisseur importante et de la faible perméabilité du substratum. Le niveau piézométrique de la nappe contenue dans les calcaires lacustres varie de -23 à -50 mètres par rapport au sol, et le niveau piézométrique dans les grés varie de -6 à -23 mètres. Les essais par pompage, réalisés sur les forages qui captent cette formation Pliocène, ont révélé une transmissivité allant de 5.10^{-5} à 3.10^{-3} m²/s. Le coefficient d'emmagasinement de ces formations serait de l'ordre de 0,005 (Sourisseau, 1972).

II.4.1.3. Aquifère des calcaires dolomitiques du Jurassique

C'est un aquifère de type karstique relativement évolué. Les calcaires et dolomies du Jurassique affleurent sur les monts de Saida d'une part, et sur les Djebels Emfous et Bouradou d'autre part. L'écoulement des eaux s'effectue en réseau karstique sous la plaine et se dirige vers la source de Ain Fekan. A cet endroit les eaux remontent au contact d'une faille côtoyant les terrains imperméables du crétacé. Cet aquifère est drainé par les dépôts de galets et conglomérats de piedmont. Le mur de cet aquifère est la roche calcaréo-dolomitique saine, compacte, non fissurée. Le toit est formé par les marnes du Miocène ou les argiles rouges détritiques. La profondeur de l'eau dans les forages qui captent cet aquifère varie de -4 à -120 mètres sous la surface du sol. Les propriétés hydrodynamiques, estimées à partir d'essais par pompage sur des forages captant cette formation sont respectivement de 10^{-4} à 10^{-2} m²/s pour la transmisivité, et de l'ordre de 0,003 pour le coefficient d'emmagasinement.

La nappe du Jurassique se divise en deux compartiments au comportement hydraulique différent, séparés par un Graben d'une ligne Nord-Sud. Le compartiment oriental (Est) est alimenté par les affleurements des monts de Saida. Les eaux infiltrées rejoignent la nappe des dolomies et s'écoule vers le nord. Une partie percole vers la nappe phréatique (Assens et al., 1977). Plus au nord la couche de marne verte constituant le toit des dolomies forme une barrière hydraulique efficace. Le compartiment occidental (Ouest) est alimenté par les affleurements des djebels Enfous et Bougaddou. Dans cette partie l'aquifère profond communique directement avec la nappe phréatique sur une grande superficie.

II.4.2 Limites des épontes

a) Nappe alluvionnaire ou phréatique:

Cette nappe est limitée géologiquement par l'interruption des formations constituant l'aquifère sur les bordures. Le mur de cette nappe est constitué par les marnes bleues Miocène. La nappe est libre et sa limite supérieure correspond à la couche pédologique.

b) Nappe des calcaires et grés du Pliocène :

Les limites, de cette nappe sont purement géologiques et sont le biseautage de cette formation sous la plaine au Sud, et par son interruption au Nord, sur les bordures des monts des Beni Chougrane. Le toit de cette nappe est libre au nord et captif sous les marnes Miocène dans la plaine.

c) Nappe du Jurassique supérieur :

Cette nappe est limitée hydrogéologiquement par une ligne de partage des eaux souterraines au sud et sud-est, Au nord cette nappe est limitée sous les marnes Miocènes. Le toit de cette nappe est constitué par les marnes Miocènes au nord dans la plaine. Elle est libre au sud. Le mur est formé par les argiles Callovo oxfordiennes et la roche saine de dolomies.

II.4.3 Alimentation des nappes

Les informations relatives au calcul du bilan hydrique du système aquifère (Tableau II.2), sont basées sur des études entreprises sur la région. La pluviométrie annuelle moyenne est celle calculée sur la période 1969-2011. Les trois moyennes, calculées arithmétiquement et relatives aux trois aquifères, correspondent aux précipitations des stations pluviométriques situées sur leurs bassins d'alimentation. La recharge est exprimée en fonction d'un taux d'infiltration (rapport entre la lame d'eau atteignant l'aquifère et la lame d'eau précipitée Tableau II.2). Le volume total d'alimentation du système hydrogéologique calculé à partir de ces données actualisées serait de 66,5 millions de m³/an. Le coefficient de réinfiltration des débits prélevés pour l'irrigation et qui regagnent le système aquifère a été évalué à 10% (Sourisseau, 1972), ce qui correspondrait à plus de 6,65 millions de m³/an. Par conséquent, le volume de la recharge annuelle moyenne du système aquifère de la plaine de Ghriss serait de l'ordre de 73,15 millions de m³. Cette valeur est supérieure à celle calculé par d'autre auteur tel que Bekkoussa, 2009 qui l'on estimée à 65,3 millions de m³. Cette étude était basée sur des moyennes pluviométriques calculées à partir de période moins longue (1976 -2001) et moins récentes. Donc à priori, l'amélioration des apports pluviométriques aurait contribué à augmenter la recharge du système aquifère de Ghriss de plus de 7,8 millions de m³ par an.

Tableau II.2 Paramètres utilisés pour l'estimation de la recharge annuelle moyenne liée aux précipitations pour la période 1969-2011

Aquifère	Plio-Quaternaire	Calcaire et grès du Pliocène	Jurassique
Coefficient d'infiltration	20 %	12 %	15 %
Surface d'infiltration (Km ²)	605	125	378
Pluie annuelle (mm)	307,62	372,45	418,4
Volume infiltré million de m ³ /an	37,2	5,6	23,7

II.4.4 Prélèvement

L'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) a procédé à un inventaire exhaustif des débits prélevés dans la plaine de Ghriss en 2000. Au totale plus de 5300 points d'eau ont été inventoriés dont la majorité sont des puits captant l'aquifère Plio-Quaternaire. Plus de 50% de ces puits sont asséchés ou non exploitables, alors que seulement 4% des forages sont à sec. La plupart des sources inventoriées sont à sec ou ont des débits très faibles. Le débit total extrait de la plaine de Ghriss a été évalué par l'ANRH en l'an 2000 à environ 33 millions de m³/an (ANRH, 2000).

Cependant, des statistiques plus récentes sur la production des eaux souterraines dans la région a permis d'estimer le volume total extrait à partir du système aquifère de Ghriss. Ce volume avoisine 32,5 million de m³ (DRE, 2016). Ce chiffre est légèrement inférieur à celui recensé 16 ans auparavant mais reflète une nette stabilisation des prélèvements dans la région d'étude.

La Direction de la Planification et de l'Aménagement du Territoire (DPAT) de la wilaya de Mascara estime la superficie des terres agricoles irriguées à plus de 7500 ha. Dans une étude agropédologique et à partir de mesures faites sur le terrain, les besoins en eau des cultures irriguées de la plaine ont été évalués à 7000 m³/ha/an (Mechai, 1970). Ceci se traduirait par une consommation de 52,7 millions de m³/an pour l'irrigation agricole. L'alimentation en eau potable et les besoins de l'industrie totalisent un volume de 12 millions de m³/an. Par conséquent, on extrairait annuellement 64,7 millions de m³/an pour les besoins des différents secteurs de la région. Ce dernier chiffre obtenu à partir de statistiques récentes, est près du double du volume donné antérieurement et officiellement recensé. Les débits importants pompés à partir des puits et des forages illicites qui échappent à tout contrôle peuvent expliquer cette divergence.

Tableau II.3 Prélèvement mensuelle par secteur dans la région d'étude en m³.

	Particulier	APC	Irrigation	Autre
MASCARA	222912		111456	31104
TIZI	383616	-	0	-
KEURT	31104	-	0	-
FROHA	38880	-	-	-
AIN FARES	95904	-	-	-
TIGHENNIF	316224	121824	-	-
SEHAILIA	-	59616	-	-
SIDI KADA	-	150336	-	-
EL BORDJ	10368	-	-	-
HACHEM	-	313632	-	-
NESMOT	-	15552	-	-
GHRISS	186624	20736	-	-
MAOUSSA	-	80352	-	-
MATEMORE	-	62208	0	-
S/BOUSSAID	-	51840	0	-
MAKDA	-	44064	0	-
AOUF	-	62208	0	-
BENIANE	-	121824	0	-
AIN FEKAN	-	59616	0	-
OUED TARIA	-	98496	0	-
GUERDJOUM	-	18144	0	-
TOTAL	1285632	1280448	111456	31104

II.4.5 Dimension des aquifères

Cette partie vise à donner un aperçu sur les dimensions verticales des aquifères en utilisant les logs géologiques des forages disponibles et les cartes issues des études antérieures.

II.4.5.1 Profondeur du Mur de l'aquifère du Plio-Quaternaire

La carte des isobathes de la base de l'aquifère superficiel établie (Fig. II.5) révèle que l'aquifère superficiel hérite d'une structure plissée, soulignée par l'existence d'une large cuvette centrale interrompue par un bombement anticlinal au niveau de Maoussa. Deux de plis sont distingués de direction N-O vers N-E et N-O vers S-E. Vers l'extrémité orientale du bassin les profondeurs atteignent les valeurs maximales avoisinant les 440 à 470 m. c'est dans cette région que l'aquifère est le plus épais. Les profondeurs les moins importante se trouvent à l'extrémité occidentale à l'ouest de Tizi ou le mur de l'aquifère atteins 200m.

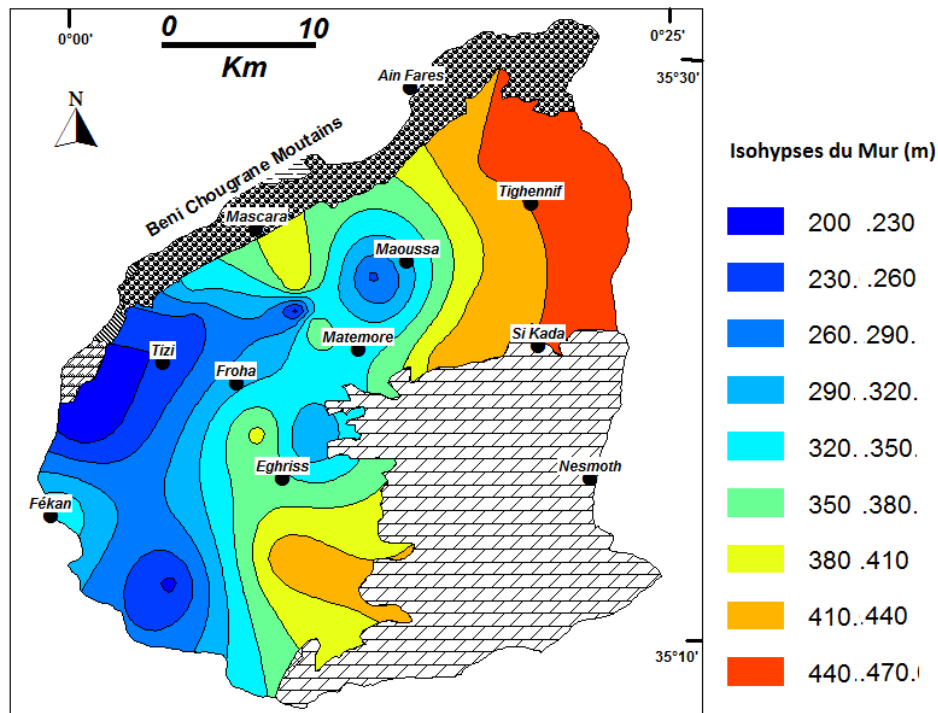


Fig. II.5 profondeur du Mur de l'aquifère du Plio-Quaternaire.

II.4.5.2 Profondeur du Toit de l'aquifère du Jurassique

La carte des isohypses du toit des calcaires dolomitiques (Fig. II.6) montre l'existence d'une zone effondrée du toit des calcaires dolomitiques à l'Ouest de la région d'étude, qui forme une cuvette qui est la partie méridionale de la plaine de Ghriss, centrée au Nord de la région de Froha à une cote de 183 m. Au niveau de la région de Ghriss, le toit de la formation atteint une cote de 310 m, vers l'Est au niveau de la région Sud de Tighennif et Hachem, le toit des calcaires dolomitiques atteint une cote respectivement entre 385 et 360 m. A partir de la ligne 500 m d'isohypse, le toit de cette formation atteint la surface au Sud de la Zone d'étude, ce soulèvement est assuré par une faille détectée par une étude géophysique. Cette surélévation remonte graduellement en affleurement pour atteindre le sommet a une cote maximale de 1080 m au niveau de la région de Makhda.

II.4.5.3 Profondeur du mur de l'aquifère du Jurassique

La carte des isohypses du mur des calcaires dolomitiques (Fig. II.7) montre un effondrement à l'Ouest de la région d'étude, au niveau de la région de Froha, à une profondeur de plus de 600 m. Au niveau de la région de Ghriss, le mur substratum atteint une profondeur de 300 à 380 m. Vers le Nord, la profondeur du mur des formations calcaires dolomitiques augmente jusqu'à s'enfoncer sous les Beni Chougrane. Le mur du substratum des calcaires dolomitiques remonte graduellement vers le Sud pour atteindre une cote maximale de 835 m au niveau de la région de Makhda.

II.4.5.4 Isopaque de l'aquifère du Jurassique

L'épaisseur de l'aquifère calcaire dolomitique dans la région d'étude est influencée par deux facteurs, le premier consiste en un jeu conjugué de failles, et le deuxième consiste d'une part en une subsidence affaissée à l'Ouest et au Nord de la région, et d'autre part une surrection vers le Sud. Le résultat en est une diminution de l'épaisseur au niveau des compartiments surélevés, et une augmentation de cette épaisseur de l'aquifère au niveau des compartiments affaissés subsidient. La Fig. II.8 Représente la carte égale épaisseur de la formation profonde des calcaires dolomitiques tels qu'elle a été définie par les coupes géologiques des forages. Elle montre une augmentation de l'épaisseur de cette formation au sein de la cuvette à l'Ouest de la région au niveau de Froha avec une épaisseur qui dépasse les 300 m. Les épaisseurs de l'aquifère sont assez importante au niveau de Sidi Boussaid et de Nesmoth et dépassent les 250 m. En générale, la carte des égales épaisseurs de l'aquifère calcaire dolomitique dessine une structure synclinale vers l'Ouest de la région de direction ENE-OSO et situé au niveau O. Taria, passant au niveau de Ghriss puis Matemore. Une structure anticlinale située à la confluence de plusieurs accidents au niveau de Sidi Kada, passant vers le Sud au niveau de la région de Makhda. Cet anticlinal rehausse le niveau piézométrique et joué le rôle de limite entre deux bassins hydrogéologiques connus sous le nom de Ghriss et Mina.

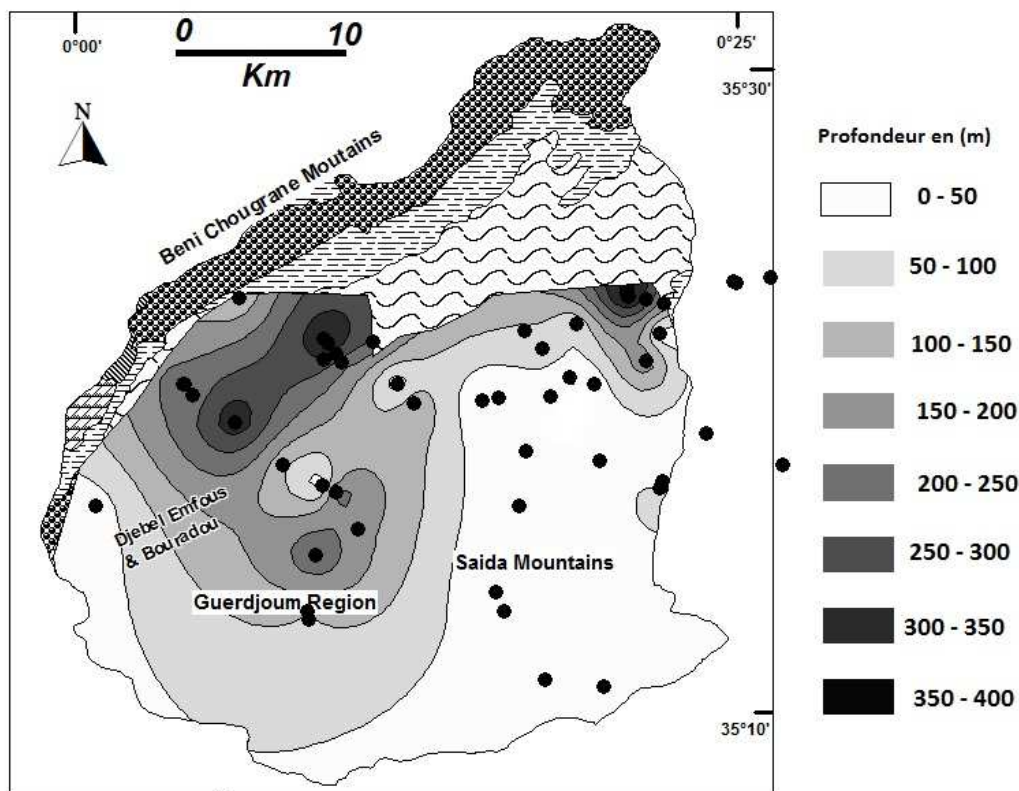


Figure II.6 profondeur du toit de l'aquifère du Jurassique

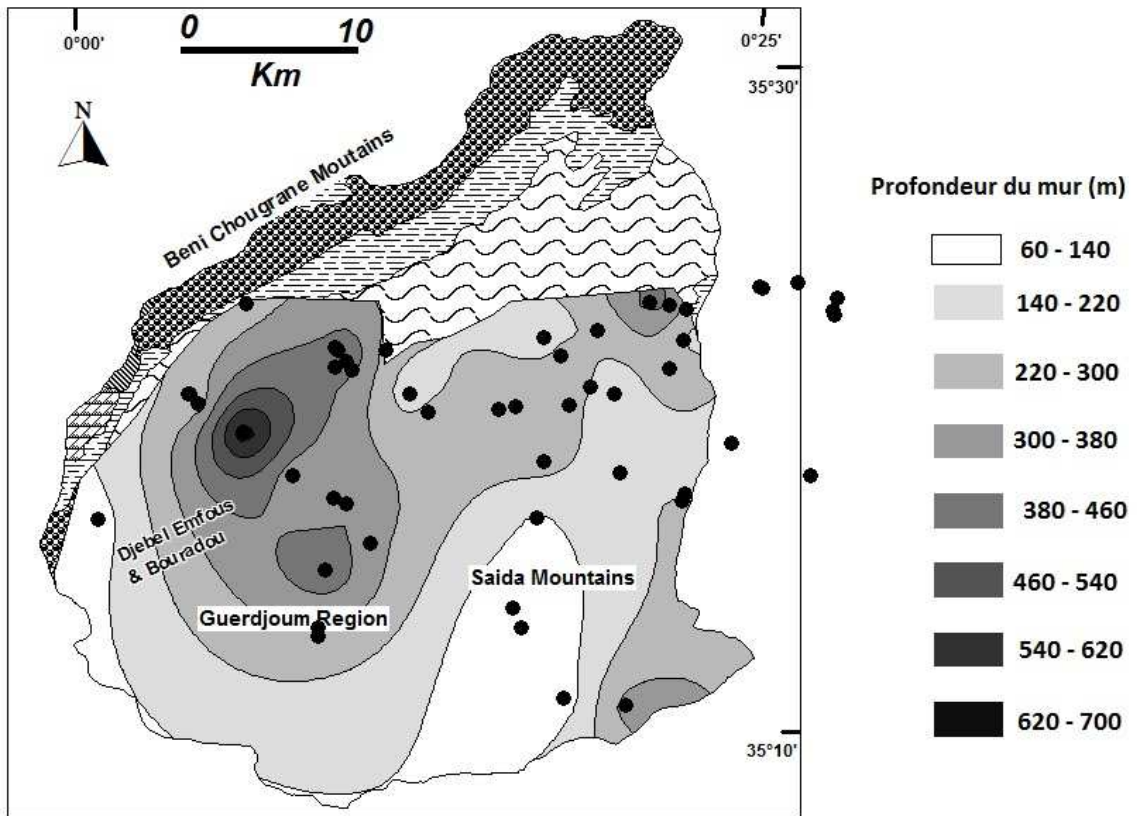


Figure II.7 profondeur du mur de l'aquifère du Jurassique

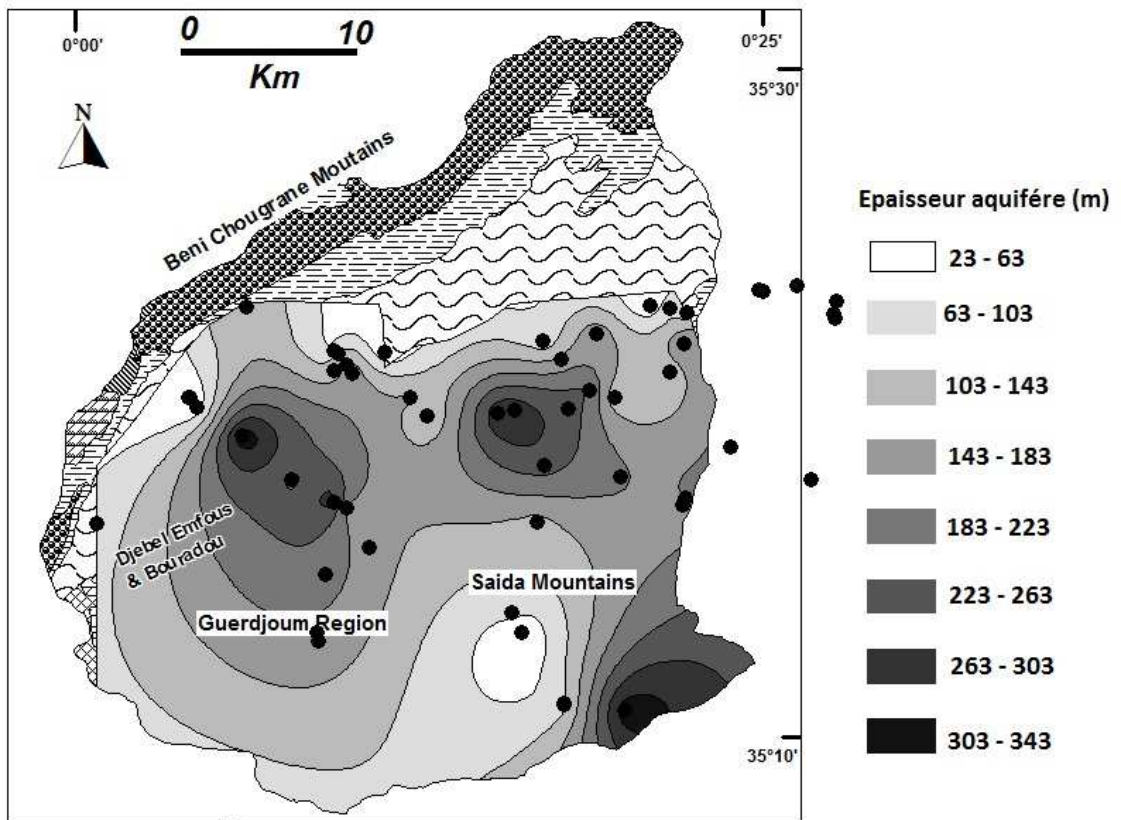


Figure II.8 épaisseur de l'aquifère du Jurassique

II.4.5.5. Profondeur du toit de l'aquifère du Pliocène

La profondeur du toit de l'aquifère du Pliocène qui est composé de deux formations à savoir les grés et sable de l'astien et les calcaires lacustres, augmente de l'est vers l'ouest du bassin. Elle varie entre 2 m par rapport au sol au niveau du forage S2 au alentour de Tighennif à 140 m au niveau du forage E8 Mascara au nord est de la ville de Tizi. Une dépression est a signalée au niveau de la ville de Tizi.

II.4.5.6. Profondeur du mur du Pliocène

La surface du mur n'est pas parallèle à la surface du toit. Les isohypse du mur augmente du nord vers sud. Les profondeurs oscillent de 74 m au niveau du forage S1 dans la région de Tighennif à 250 m au niveau du forage E61.

II.4.5.7. Isopaque de l'aquifère du Pliocène

Les épaisseurs de la couche aquifère augmentent du nord vers le sud. Elles varient entre 35 m au niveau du forage E33 situé au alentour de la région de Tighennif à 250 m au niveau du forage E61situé à la limite sud de l'aquifère. Vers l'ouest les épaisseurs diminuent suite à la disparation des formations de grés et sable en faveur des calcaires lacustres.

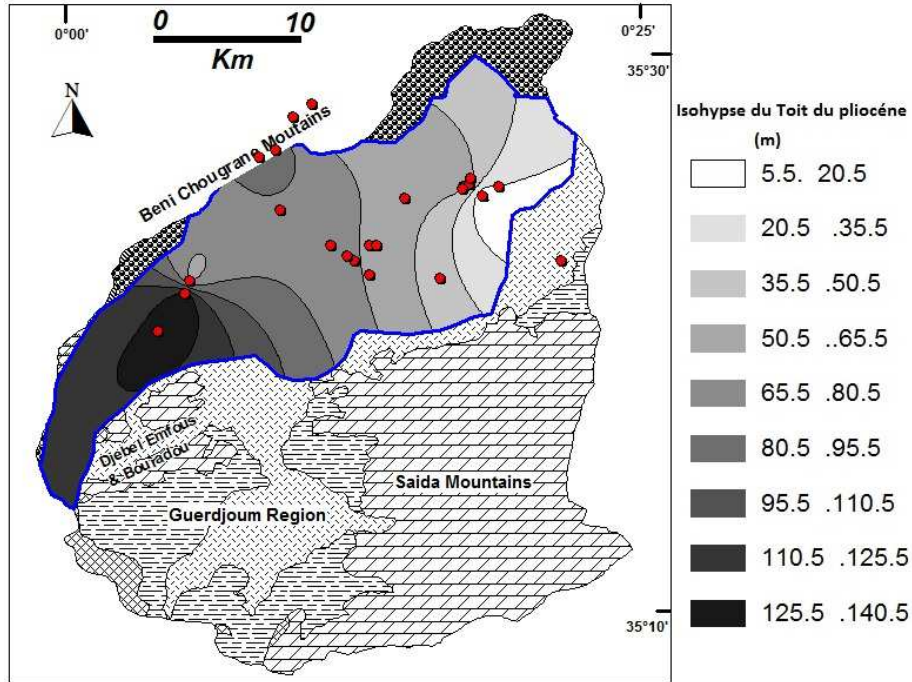


Fig. II.9 Isohypse des profondeurs du toit de l'aquifère du Pliocène

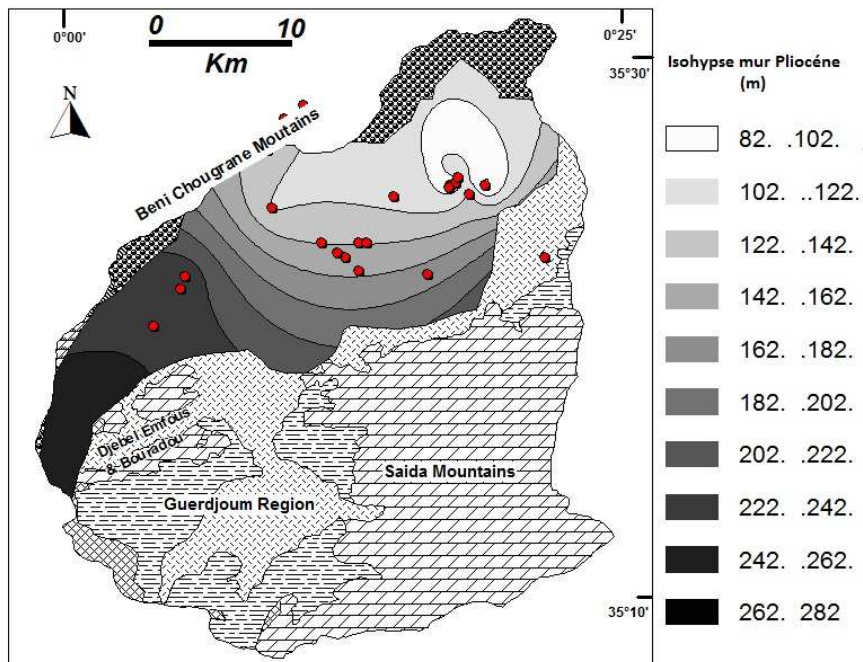


Fig. II.10 Isohypse des profondeurs du mur de l'aquifère du Pliocène.

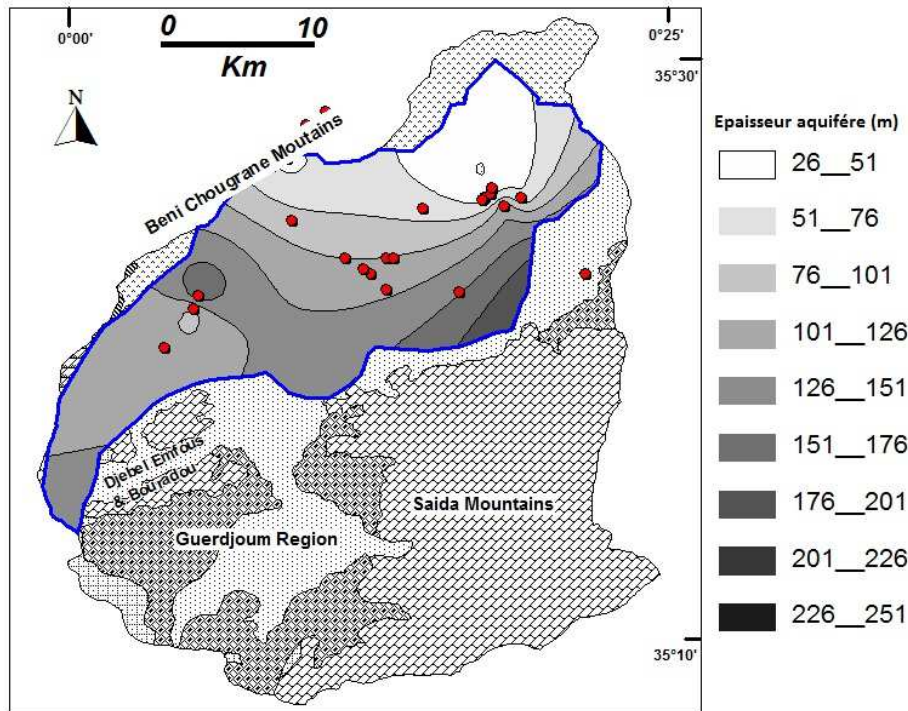


Fig. II.11 Isopaque de l'aquifère du Pliocène.

II.5 Piézométrie

II.5.1. Piézométrie de la nappe du Jurassique

La carte piézométrique a été réalisée avec les relevées de 59 forages répartis sur l'ensemble de la région d'étude durant l'année 2012. Les niveaux statiques des forages varient de 5 à 120 m. l'écoulement de la nappe se dirige du sud-est vers le centre de la plaine, en occurrence des zones de recharges situées dans les monts de Saida vers les partie profonde de l'aquifère qui s'enfonce sous la plaine. La direction de l'écoulement met en évidence la recharge latérale de l'aquifère du Plio-Quaternaire par les formations carbonatés du Jurassique. Cependant, il n'existe pas de mesures piézométriques de la nappe du Jurassique au niveau des Horst des Djebel Emfous et Bouradou. Cette lacune n'a pas permis de visualiser le rôle de ces formations dans l'écoulement général des eaux souterraines. Néanmoins, la surélévation du niveau sur la limite nord par rapport au centre de la plaine indique qu'une recharge se produit plus au sud c'est-à-dire au niveau de horsts précédemment cités. A noter que le gradient hydraulique au centre est plus important que sur les cotés, ce qui reflète des débits plus conséquent.

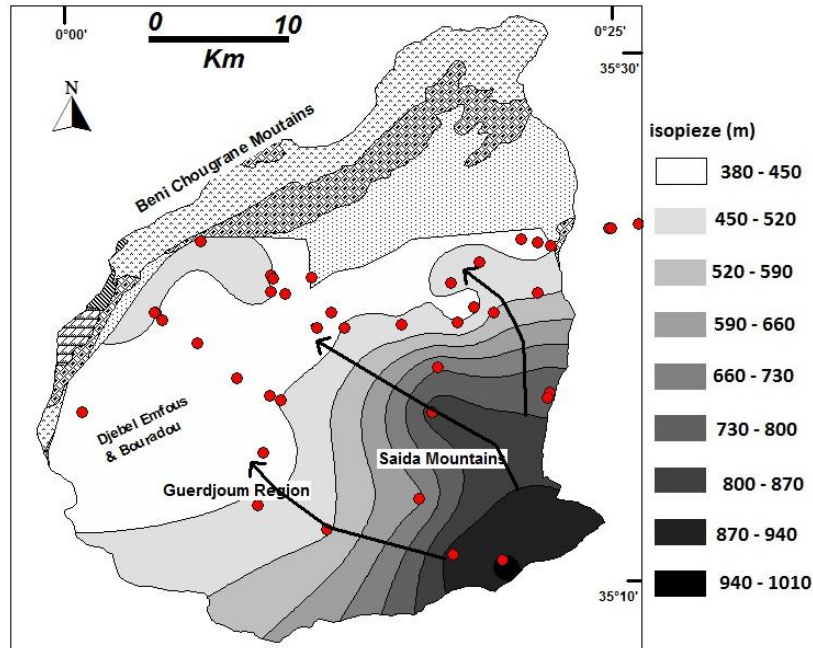


Figure II.12 Carte piézométrique de l'aquifère Jurassique année 2012.

II.5.2. Piézométrie de la nappe du Pliocène

La carte piézométrique de la nappe du Pliocène pour l'année 2012 montre un sens d'écoulement Nord-Sud. Les niveaux par rapport au sol varient de 6 m au niveau du forage S1 Tighennif à 116 m au niveau du forage E62 Maoussa situé à la limite sud de l'aquifère. Dans le Nord de Mascara plus précisément au forage SE2 (Selatna) les niveaux sont assez proches du sol avec un niveau statique mesuré égale à 7 m. L'écoulement des eaux souterraines se dirige vers le centre de la plaine la ou l'aquifère du Pliocène est drainé par l'aquifère phréatique. Les deux aquifères sont séparés par une couche semi-perméable de marnes blanches d'une épaisseur de 5 à 20 m dans la majeure partie du domaine sauf dans la partie ouest la ou elles atteignent jusqu'à 100m.

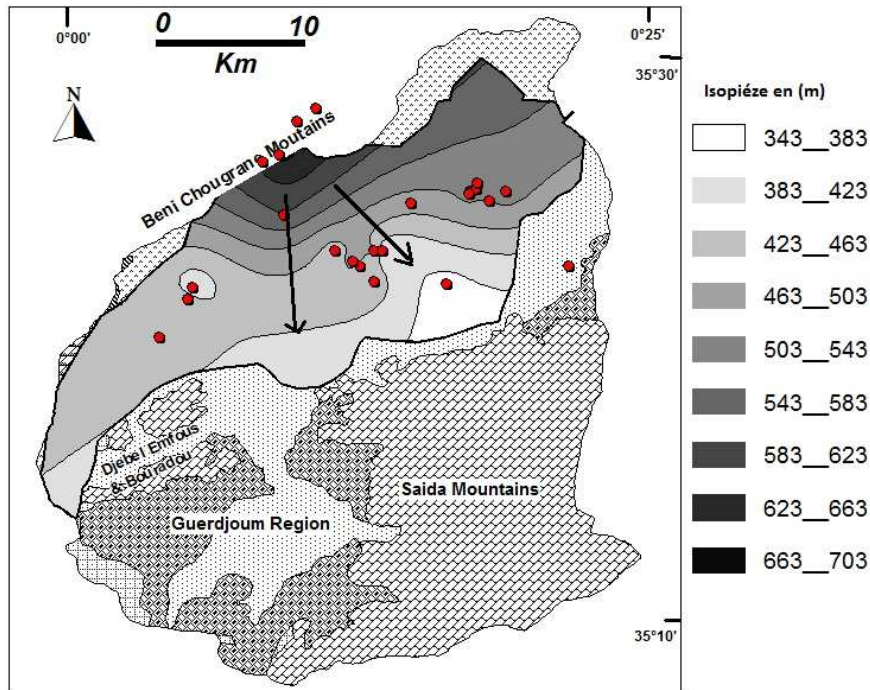


Fig. II.13 carte piézométrique de l'aquifère du Pliocène (Année 2012)

II.5.3. Piézométrie de la nappe du Plio-Quaternaire

La carte piézométrique de mars 2019 et d'octobre 1970 sont réalisées en se basant respectivement, sur les relevés faits par les agents de l'ANRH à partir d'un réseau de puits destinés à la surveillance des eaux souterraines de la région, et sur d'anciennes données piézométriques datant des années 70. Ces cartes ont permis notamment de comparer le niveau de la nappe Plio-Quaternaire de Ghriss entre ces deux périodes.

Les deux cartes font apparaître un sens d'écoulement Est-Ouest et Sud-Est Nord-Ouest convergent vers l'unique exutoire qui est la source de Ain Fekan (prés de la ville de Fekan). Cet axe d'écoulement est tributaire d'écoulements adjacents provenant du Nord et du Sud, la contribution Sud étant plus importante du fait de l'alimentation venant des massifs karstiques des monts de Saida. Une dépression piézométrique est visible au centre de la plaine, limitée à l'est par la ville de Matemore et Nord par la ville de Tizi et à l'ouest par la ville de Fekan (courbes isopièzes 391 à 411 m). C'est à cet endroit que la nappe atteint les profondeurs les plus basses. Ceci pourrait être la conséquence des nombreux prélèvements destinés à l'irrigation et concentrés dans cette région. Cette dépression existait déjà en octobre 1970 (courbes isopièzes 440 à 460 m) mais d'une manière moins marquée. Pour l'année 2019 Les niveaux par rapport au sol varient de 5,2 m au niveau du puits 1245 situé dans la partie extrême Nord-est de la plaine à 75 m au niveau du centre de la plaine.

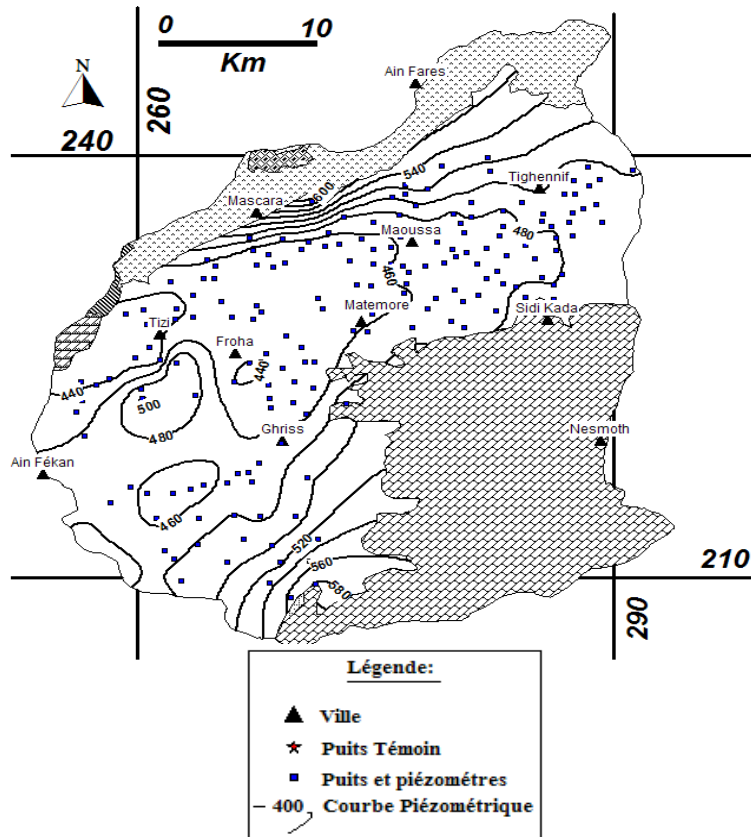


Fig II.14 carte piézométrique de la nappe phréatique octobre 1970 (Bekkoussa, 2009)

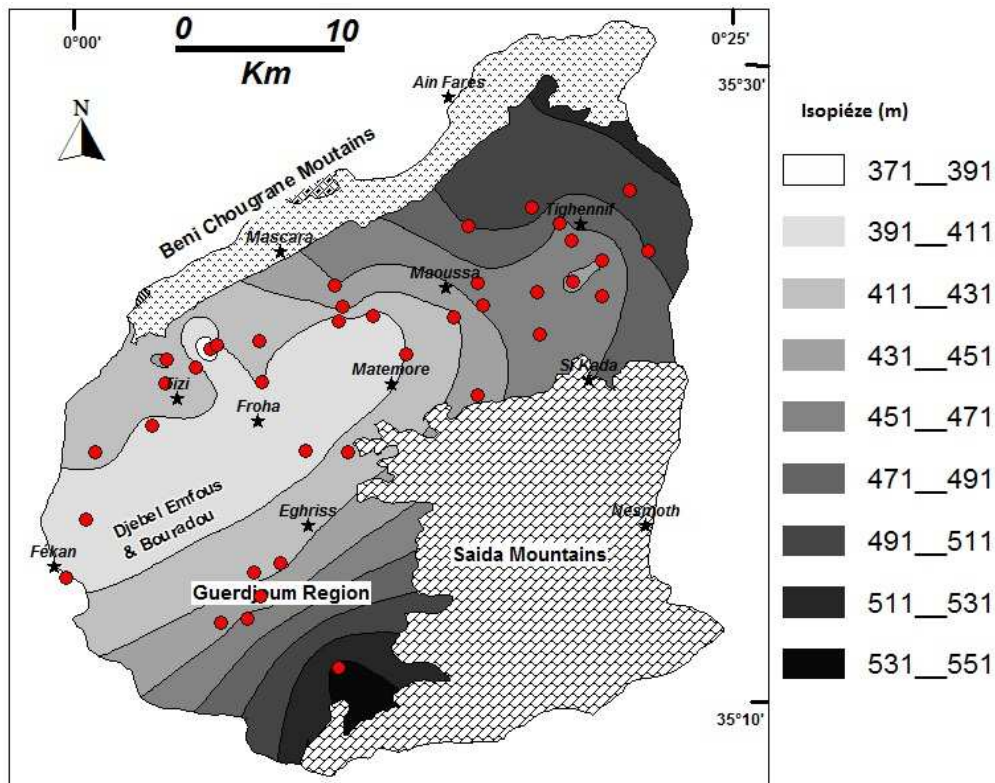


Fig. II.15 carte piézométrique de la nappe phréatique mars 2019.

II.5.4. Évolution piézométrique

II.5.4.1. Évolution interannuelle de la piézométrie

L'étude des niveaux statiques (niveau par rapport au sol) de sept (07) piézomètres durant la période s'étalant de mars 1998 jusqu'à mars 2019 a permis de mettre la lumière sur l'évolution des potentialités des différentes nappes au cours de ces trente dernières années.

Les piézomètres reflètent les variations des niveaux des nappes captées sans qu'il soit pour autant impactés par les pompages ou les perturbations d'origine anthropiques.

Les piézomètres P2-1, P5 et P4 se sont asséchés respectivement en juin 99, juillet 2004 et mars 2019. Les rabattements les plus importants sont enregistrés au piézomètre P2-2 (48,13 m) et P6 (28,38 m). Le piézomètre P3 a connu pendant la période 1998-2019 un léger rabattement de quelques mètres jusqu'à ce que la tendance s'inverse en 2007 et les niveaux ont augmenté jusqu'en 2019 atteignant une valeur supérieure à celle observée en 1998. C'est le seul piézomètre ayant enregistré des rehaussements de nappe. Les niveaux du piézomètre P7 sont restés plus au moins stable avec quelques rabattement durant la période 1998-2008 et une augmentation de la surface de la nappe captée jusqu'à ce jour.

Par conséquent on peut conclure que les principales nappes de la région ont tous connue dans l'ensemble des rabattements importants qui sont dues principalement à la diminution des apports pluviométriques et la surexploitation accru. Cependant, une partie de la nappe des calcaires lacustres représentée par le piézomètre P3 et une partie de la nappe du Plio-Quaternaire représentée par le piézomètre P7 semblent avoir échappés à cette règle. Selon (Bekkoussa, 2009), Le rehaussement ou/et la stabilisation des niveaux dans ces parties a été

attribué au retour des eaux d'irrigation pompées à partir des nappes profondes. Ce phénomène est semblable à une recharge artificielle dont les eaux viennent des horizons plus profond.

Tableau II.4 Nappes captées par les piézomètres

N° du piézomètre	Localisation	Profondeur (m)	Coordonnées		Nappe surveillée
			Long.	Lat.	
P2-1	Tizi	50	0.095	35.339	Alluvions
P2-2	Tizi	190	0.095	35.338	Calcaires lacustres
P3	ST. ONM	95	0.180	35.363	Calcaires lacustres
P4	Matemoure	131	0.222	35.315	Calcaires dolomitiques
P5	Sidi Kada	80	0.281	35.324	Conglomérats
P6	Tighennif	90	0.320	35.410	Grés et sable
P7	route de Tighennif	60	0.329	35.374	Grés et graviers

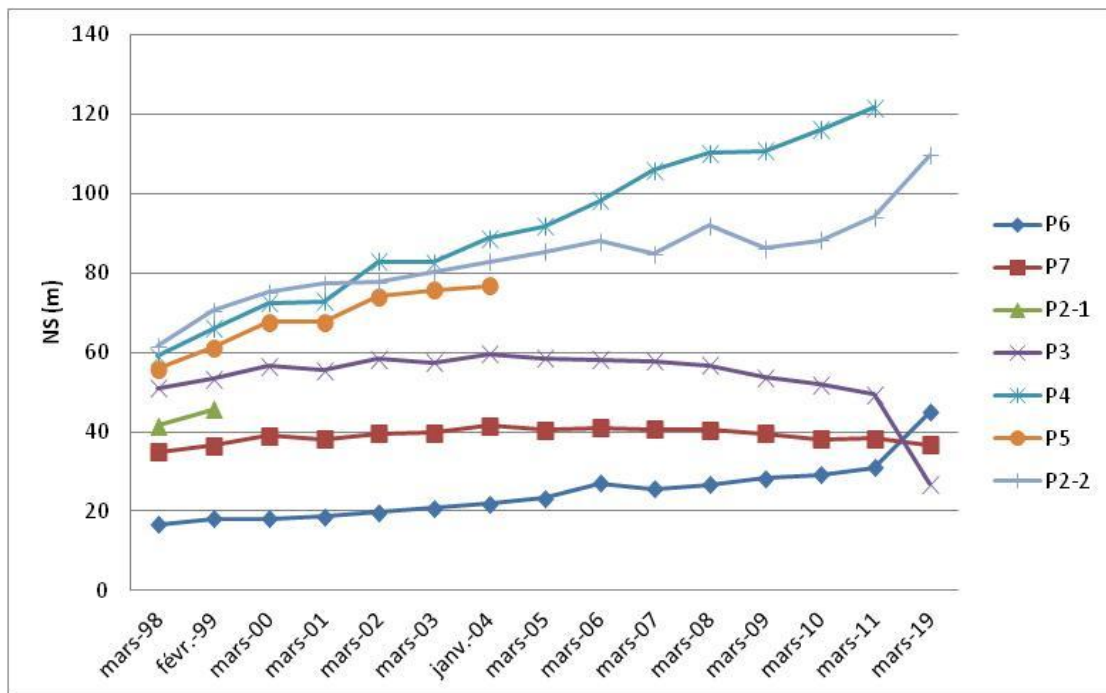


Fig. II.16 Evolution des niveaux statiques des piézomètres constituant le réseau de surveillance du système aquifère de Ghriss.

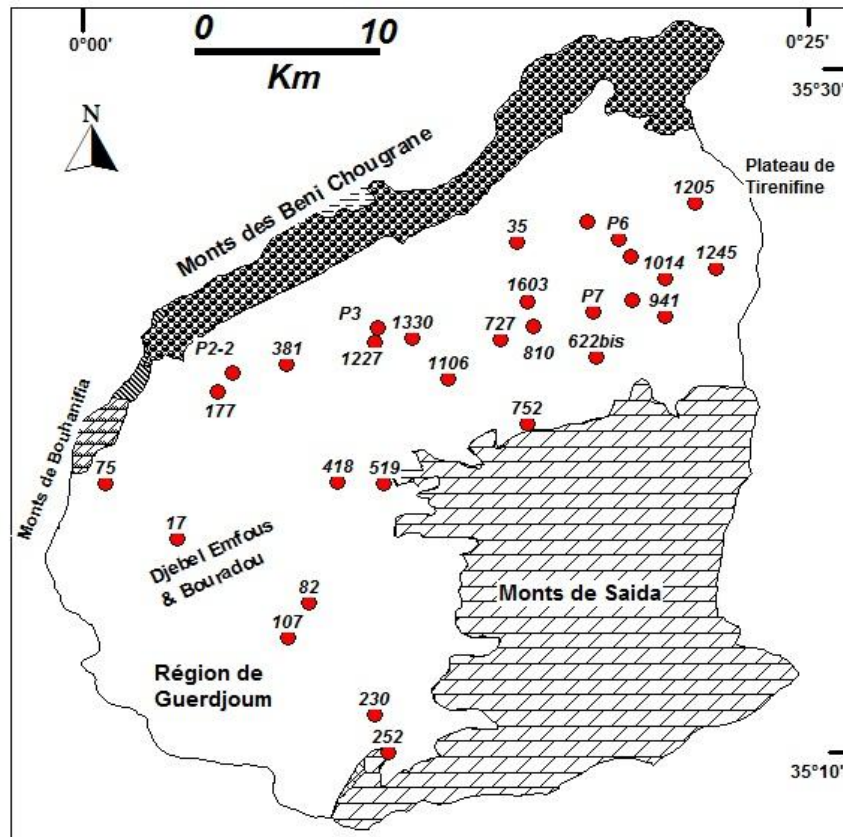


Fig. II.17 Localisation des piézomètres étudiés et des puits témoins.

II.5.4.2. Evolution de la piézométrie de la nappe du Plio-Quaternaire

Une approche visant à avoir une vision d'ensemble de la variation de la piézométrie de la nappe Plio-Quaternaire a été tentée en comparant les niveaux actuels (mars 2019) et une année de référence à savoir 1970. La fig. II.18 représente une cartographie de la différence des niveaux entre 2019 et 1970.

Les parties de la nappe Plio-Quaternaire qui ont connus un rehaussement sont situées à l'extrémité nord-est et au sud de la ville de Ghriss. Cependant, le centre de la plaine limité approximativement par les villes Maoussa et Tizi au Nord et la région de Guedjourn au sud est la partie où les rabattements sont le plus importants plus de 50 m. On constate que la nappe réagit différemment face au forçage anthropique et/ou au forçage climatique dont elle était sujette. La partie Est reçoit, en plus des pluies efficace et des retours des eaux d'irrigation, une recharge venant du Nord (nappe du Pliocène) et du Sud (nappe du Jurassique). Ceci a certainement contribué à l'augmentation des niveaux après des rabattements record durant les années 80 et 90. La partie centre quant à elle est la plus sollicitée par les pompages destinés plus particulièrement à l'irrigation. Elle reçoit les recharges par drainance ascendante à partir de la nappe profonde mais le débit n'est pas suffisant, et les rabattements sont importants.

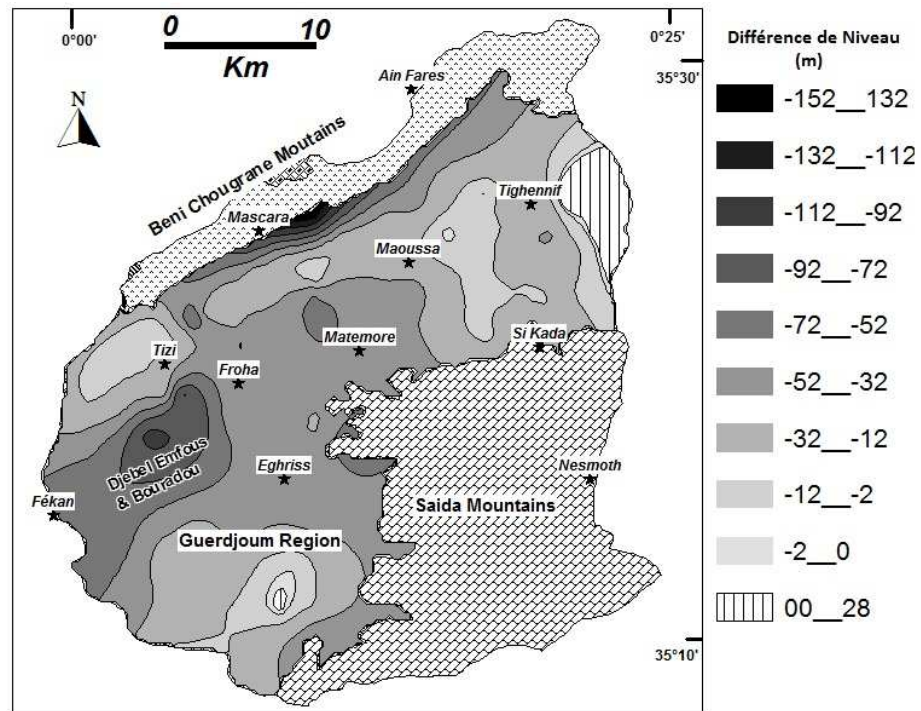


Fig. II.18 différence entre la piézométrie de 2019 et 1970.

L'évolution des niveaux statiques de quelques puits témoins pendant 20 ans (entre 1999 et 2019) a révélé globalement que le niveau de la nappe a une tendance à la baisse, mais l'abaissement du niveau ne se fait pas d'une manière régulière ni dans le temps ni dans l'espace. Une diminution du niveau qui dépasse les 5 m a été enregistrée au niveau des puits : 1098 ; 35 ; 661 ; 82 et 107. Ce dernier puits présente la valeur maximale du rabattement avec 14.82m (tableau II.5). Cependant, on note une remontée d'eau variant de 4 à 18 m pour les puits 622bis ; 519 ; 727 ; 230 et une remontée maximale de l'ordre de 20m enregistré au niveau du puits 1205. Pour le puits 1014, le niveau varie entre 44.90m et 44.35 m avec une amélioration de l'ordre de 0.55 m en 2019 par rapport 1999 m. Il présente une stabilisation du niveau piézométrique au cours de la période d'étude.

Tableau II.5 les niveaux statiques des points d'observations

Puits	NS 1999	NS 2004	NS 2019	Rabattement entre 1999 et 2019
622bis	34.50	33.51	30.24	-4.26
519	69.66	66.72	63.94	-5.62
1205	30.70	27.41	9.89	-20.81
1098	21.12	30.32	27.89	6.77
35	23.95	37.45	29.83	5.88
1014	44.90	44.61	44.35	-0.55
661	38.56	50.82	44.33	5.77
107	51.38	89.88	66.20	14.82
82	65.57	82.13	73.74	8.17
727	72.71	66.26	59.66	-13.05
230	28.02	18.90	9.12	-18.24

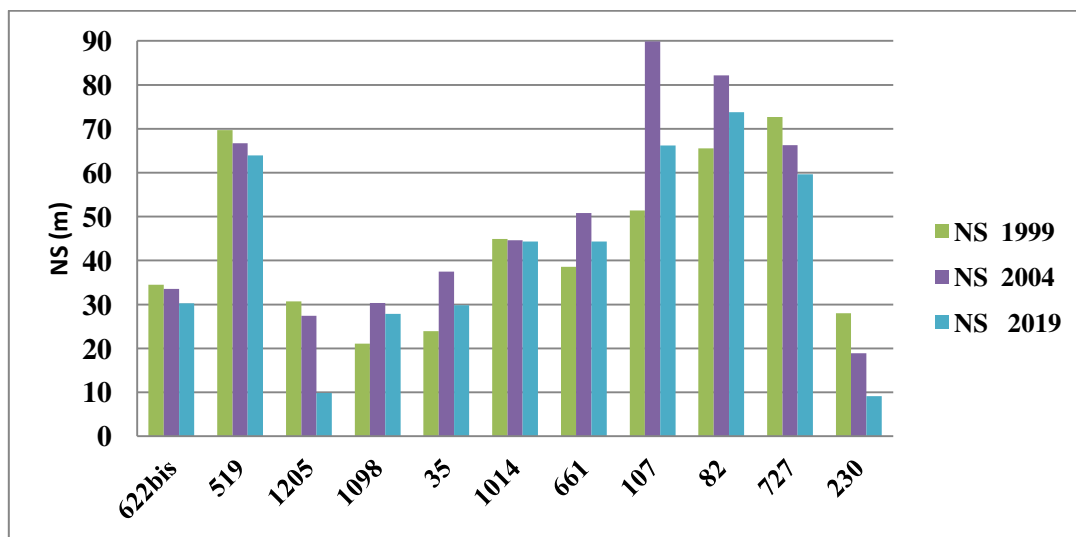


Fig. II.19 évolution des niveaux statiques des puits captant la nappe Plio-Quaternaire

II.5.4.3. Evolution de la piézométrie de la nappe du Jurassique et du Pliocène

La fig. II.20 représente la différence entre les niveaux statiques de quelques forages captant les deux nappes à différents endroits durant une période qui s'étale de novembre 2012 à septembre 2018. Pour la nappe du Jurassique, on enregistre une stabilisation des niveaux statiques des forages qui se situent dans les zones d'affleurements (monts de Saïda ou Djebel Enfous et Bouradou) ou à proximité (forage F2, E54 et E59). Les forages situés plus au nord ont connus des rabattements très importants allant jusqu'à 77 m en moins de 6 ans. Par conséquent on peut supposer que la nappe du Jurassique se recharge plus aisément dans sa partie libre ce qui se traduit par une stabilisation des niveaux à ce niveau, alors que les parties les plus profondes connaissent des rabattements causés par un renouvellement très lent de la ressource en eau dans ces zones et une surexploitation massive.

Pour la nappe du Pliocène les rabattements augmentent de l'est vers l'ouest avec un minimum au niveau de S2 et E61 et un maximum au niveau du forage E4.

Au nord et à l'est le rechargement de la nappe se fait respectivement à partir de l'affleurement des calcaires lacustre d'une part et des grès et sable d'autre part. Vers l'ouest ses formations s'enfoncent sous une épaisse couche de marne. Les niveaux piézométriques de la nappe dans sa partie libre sont assez stables tandis que dans les parties profondes le renouvellement est plus lent.

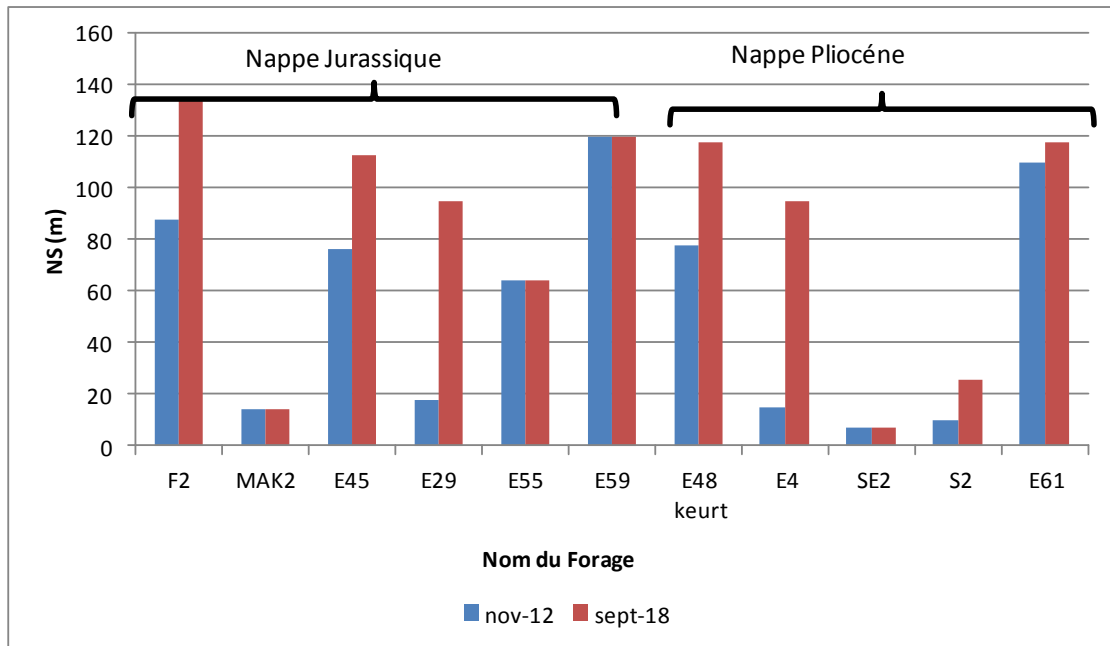


Fig. II.20 Evolution des niveaux statiques des forages captant la nappe Jurassique et la nappe Pliocène.

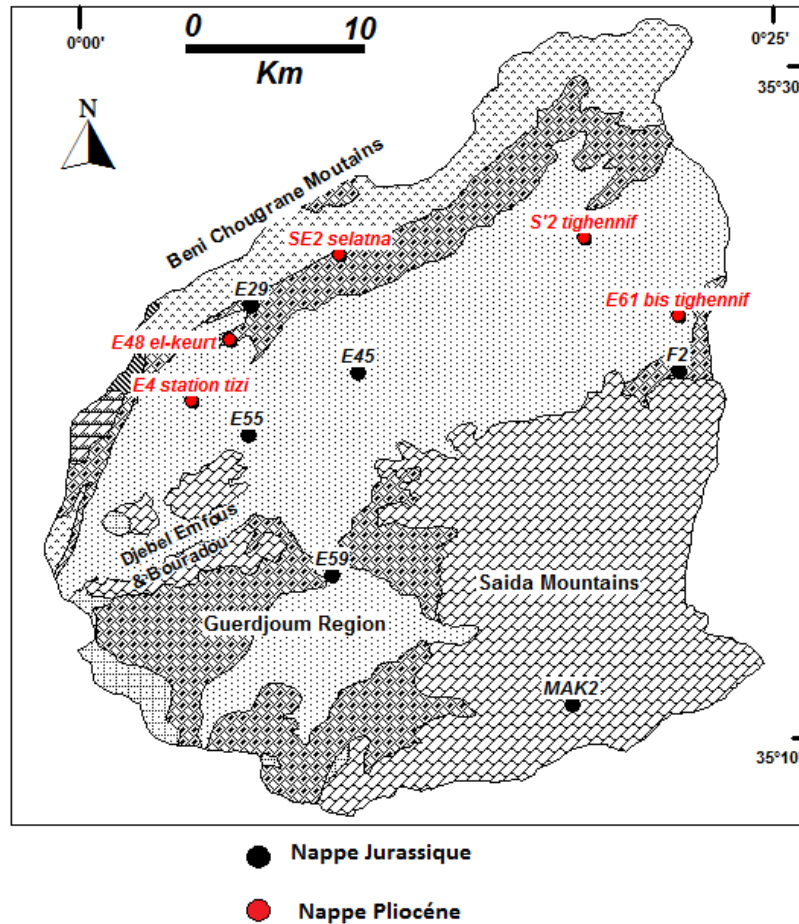


Fig. II. 21 Position des forages utilisé pour 'étude de l'évolution piézométrique de la nappe du Jurassique et la nappe du Pliocène.

II.5.4.4. Évolution piézométrique saisonnière de la nappe Plio-Quaternaire

Nous avons représenté les courbes de fluctuation saisonnières de quelques puits entre basses (septembre 2003) et hautes eaux (mai 2003) afin de localiser et quantifier les variations piézométriques.

Au sud-ouest de la plaine les écarts piézométriques entre basses et hautes eaux sont compris entre -0,1 (puits 68) et 2,7 m (puits 235). Tandis que les écarts au nord-ouest varient entre -0,26 m (Puits 122 ther) et 3,20 m (puits 202). Les plus fortes hausses piézométriques enregistrées entre basses et hautes eaux sont localisées au nord-est de la plaine où on enregistre un écart de 15 m au niveau du puits 35, dans cette partie l'allure des courbes est déformée pendant la période de basses eaux par rapport aux hautes eaux. Au niveau des deux dépressions piézométriques au centre de la plaine les écarts varient entre -6 m (Puits 1106) et 9 m (Puits 810). Il faut noter que la plaine de Ghriss ne présente pas une variation piézométrique saisonnière importante, et que les écarts piézométriques ne présentent pas une vraie organisation spatiale puisque l'amplitude piézométrique dépend de plusieurs facteurs qu'on ne peut pas les contrôler parmi lesquels les caractéristiques hydrauliques de l'aquifère, la pluviométrie, la topographie et les pompages.

PARTIE II :ETUDE DE LA STRUCTURE ET DE L'HYDRODYNAMIQUE DU SYSTEME
AQUIFERE D'OUED FEKAN



Fig. II.22 Fluctuation piézométrique saisonnière de quelques puits pendant l'année 2003.

II.6. Conclusion

Le système aquifère de la plaine de Ghriss est composé de trois aquifères inters liés. La nappe phréatique au centre de la plaine est alimentée par l'infiltration des pluies efficaces, de retour des eaux d'irrigation et par les deux autres nappes à savoir la nappe du Pliocène et du Jurassique qui sont à leur tour alimentées par leurs propres impluviums situés respectivement au nord et au sud-est du bassin d'oued Fekan. La nappe phréatique est séparée de celle du Pliocène par une couche de marne blanche de faible épaisseur (5 à 20 m) sur l'ensemble du secteur d'étude mais à la limite Ouest cette couche devient assez épaisse et peut atteindre 100 m limitant ainsi les échanges entre les deux nappes. L'aquifère Jurassique est séparé de celui du Pliocène au nord et à l'est par les marnes vertes (entre 100 et 500 m). Cette épaisse couche imperméable limite les échanges entre les deux aquifères dans cette partie. Vers le sud-est et le sud-ouest cette couche laisse place aux argiles rouges moins épaisses (25 à 50 m) puis aux limons sableux vers le sud (5 à 10 m) qui sépare la nappe du Jurassique de la nappe phréatique. Tout à fait au sud dans le Guerdjoum et autour de Djebels Enfous et Bouradou la nappe phréatique est en contact direct avec l'aquifère du Jurassique.

Les prélèvements recensés à partir des nappes de la région n'ont pas connue une évolution particulière et restent stable depuis les années 2000 jusqu'à présent. Mais ces derniers restent approximative vu les nombreux puits et forage illicites qui échappent à tout contrôle. L'examen des cartes piézométrique met en évidence une différence de charge nette entre les nappes du Pliocène et du Jurassique d'un côté et la nappe phréatique de l'autre. La cartographie de la piézométrie de ces nappes respectives montre un sens d'écoulement se dirigeant vers le centre de la plaine là où les eaux remontent par drainance ascendante lorsque les conditions de perméabilité le permettent.

Le suivi des piézomètres destinés à la surveillance des nappes de la région a révélé une importante tendance à la baisse des niveaux avec des rabattements de plus de 28 m pour la nappe du Jurassique et de plus de 48 m pour la nappe des calcaires lacustres. Le rabattement des forages captant ces deux nappes est beaucoup plus important notamment dans les parties captives.

La diminution des niveaux des nappes profondes avait commencé depuis les années 80 période à laquelle les principales sources de la région à savoir Ain Fekan et Ain Tizi se sont complètement tarie jusqu'à ce jour. Cette diminution des potentialités est due principalement à la diminution des apports pluviométriques, un faible renouvellement de la ressource et la surexploitation des aquifères.

Cependant, une partie de la nappe phréatique a connu une renaissance avec des rehaussements des niveaux qui dépasse parfois ceux enregistrés durant les années 70, la période à laquelle la nappe était stable. Ceci vient à contre dire que la nappe Plio-Quaternaire est une nappe en voie d'extinction. Les retours des eaux d'irrigations pompés à partir des eaux profondes expliquent en partie cette métamorphose et cette renaissance. Ceci dit, l'étude hydrochimique viendra confirmer ou affirmer ces hypothèses et constituera un complément indéniable à l'approche abordée dans cette partie.

PARTIE III : HYDROCHIMIE DES NAPPES

PARTIE III : HYDROCHIMIE DES NAPPES

III.1 Introduction

L'hydrochimie ou la chimie de l'eau ou la chimie aquatique, en tant que branche de l'hydrogéologie, décrit et étudie les substances présentes dans l'eau. Elle étudie les processus chimiques qui affectent la distribution et la circulation des composés chimiques des eaux. La composition chimique d'une eau joue un rôle important dans la détermination de sa qualité, donc la possibilité de son utilisation pour l'alimentation en eau potable ou d'autres usages (irrigation, industrie...etc.)

L'étude de la chimie des eaux souterraines, apporte un concours précieux à l'hydrogéologie. C'est une méthode simple de prospection qui complète utilement les cartes piézométriques. Elle permet de comparer les eaux entre elles et de résoudre, pour une couche aquifère donnée ou une structure hydrogéologique, des problèmes d'alimentation, de drainage et d'écoulement (Castany, 1968). Les phénomènes hydrogéologiques et hydrochimiques sont étroitement liés et le choix de la méthode pour caractériser et classer les eaux souterraines est fonction de la qualité et la quantité des données disponibles, de leur répartition dans l'espace et dans le temps et évidemment du type de problème à étudier. Cette partie fera l'objet de la caractérisation hydrochimique des eaux souterraines, et la détermination de l'origine d'éventuelle pollution.

III.2 Echantillonnage et analyse

Les données utilisées dans ce travail sont issues de plusieurs organismes (ADE, ANRH, DRE). Pour les nappes profondes, il s'agit d'analyses effectuées sur des échantillons prélevés à partir de forage profond captant seulement la nappe en question.

Pour la nappe Plio-Quaternaire les données hydrochimiques proviennent du réseau de surveillance aménager par l'ANRH. Ce réseau est composé de plusieurs puits captant uniquement la nappe Plio-Quaternaire. Ces prélèvements sont réalisés par les agents de l'ANRH et les échantillons sont analysés par le laboratoire du même organisme. Les analyses physico-chimiques accomplies concernent les concentrations des éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- et NO_3^-) et les paramètres physiques (conductivité électrique, résidu sec et pH). Pour les nappes profondes en plus des éléments cités précédemment on disposait des concentrations de NO_2^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} , SiO_2 . Afin de vérifier et de valider les données collectées, le principe de la balance ionique a été appliqué. La balance ionique (BI) s'appuie sur le principe que la somme des anions majeurs et la somme des cations majeurs sont équivalentes (concentrations exprimées en méq/L).

L'erreur en % est donnée par :

$$BI = \frac{\sum \text{cation} - \sum \text{anion}}{\sum \text{cation} + \sum \text{anion}} \times 100$$

La somme des cations est égale à la somme des anions avec des limites d'erreur acceptables de $\pm 5\%$ ou au maximum de $\pm 10\%$. Si l'erreur est en dehors de ces plages, il existe alors une erreur d'analyse, une erreur de calcul ou la présence de constituants indéterminés (ZEKÂI SEN, 2015).

III.3 Statistique descriptive, types et qualité des eaux

III.3.1 Nappe du plio quaternaire

Cette partie a été réalisée sous forme d'un article scientifique

Caractérisation hydrochimique et évaluation de la qualité des eaux de la nappe Plio-Quaternaire de la plaine de Ghriss, Nord-Ouest de l'Algérie.

Résumé

Une étude de base comprenant l'analyse d'échantillons d'eau souterraine de l'aquifère Plio-Quaternaire de la plaine de Ghriss, au nord-ouest de l'Algérie, a été réalisée afin de déterminer la chimie des ions majeurs et d'évaluer les processus hydrogéochimiques et la qualité de l'eau destinée à la distribution au consommateur ou à l'irrigation. Les principaux faciès d'eaux souterraines de la région appartiennent aux types $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ et Cl-Mg . Selon la classification des teneurs en TDS, 44,5% des échantillons analysés appartiennent à l'eau douce et les 55,5% restants à des catégories d'eau saumâtre. Une comparaison des paramètres de qualité des eaux souterraines par rapport aux limites de l'OMS pour l'eau de boisson montre que les concentrations de TDS, de Cl^- et de NO_3^- dépassent les limites souhaitables dans de nombreux échantillons d'eau. La technique de l'analyse en composantes principales (ACP) révèle la contribution de Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} , K^+ et Mg^{2+} dans le processus de salinisation et souligne la contamination des eaux souterraines par le NO_3^- en relation avec l'utilisation généralisée d'engrais à base de nitrate et / ou l'infiltration de déchets et effluents urbains non traités. L'Indice de qualité des eaux souterraines (GWQI en anglais Ground Water Quality Index) montre que 70,5% des échantillons d'eau entrent dans la catégorie «excellent à bon», tandis que les échantillons restants appartiennent à la catégorie «médiocre» à «impropre à la consommation». L'évaluation de la qualité des eaux en irrigation révèle qu'elles appartiennent à la catégorie appropriée. Des valeurs de risque de salinité et de magnésium plus élevées sur certains sites limitent une éventuelle utilisation des eaux à des fins agricoles et nécessitent un plan de drainage et de gestion de l'eau adéquat pour la région.

Mots clés : hydrochimie éléments majeurs, qualité eau de consommation, qualité eau d'irrigation, indice GWQI.

1. Introduction

La plaine de Ghriss est parmi les zones agricoles les plus productives du nord-ouest de l'Algérie. Les eaux souterraines constituent la ressource la plus utilisée pour les activités agricoles et pour l'alimentation en eau de la zone d'étude. Cependant, la qualité de cette ressource s'est rapidement détériorée ces dernières années. Dans de nombreux puits ou forages captant l'aquifère étudié, des concentrations excessives de nitrates, de chlorures et de salinité ont été enregistrées. Des facteurs anthropiques tels que l'utilisation intensive d'engrais et le rejet d'eaux usées non traitées sont responsables des principales pollutions observées dans la région. Or, une eau domestique contenant des éléments chimiques dépassant les

normes fixées par les agences mondiales ou nationales peut causer à moyen ou long terme plusieurs maladies. Par conséquent, l'adéquation des sources d'eaux souterraines à la consommation humaine a été décrite en termes d'indice de qualité des eaux souterraines (GWQI), qui est l'un des moyens les plus efficaces de décrire la qualité des eaux souterraines. Cet index a été développé pour résumer les données sur la qualité de l'eau dans un format facile à exprimer et à comprendre. Le développement de la GWQI pour les eaux souterraines est décrit dans la littérature par divers auteurs (Krishan et al., 2016 ; Jasmin & Mallikarjuna, 2014).

D'autre part, l'agriculture est un secteur dominant dans le développement économique du comté de Mascara, car c'est la source de subsistance de la majorité de la population. L'agriculture irriguée dépend d'un approvisionnement en eau adéquat et de qualité appropriée. Une eau de mauvaise qualité peut avoir des effets très néfastes sur les cultures et les sols. Etant donné que la qualité de l'eau destinée à l'irrigation soit prépondérante, il est nécessaire d'évaluer les paramètres qui l'influencent, en utilisant notamment les indices classiques tels que le taux d'adsorption du sodium (SAR), le pourcentage de sodium, le carbonate de sodium résiduel, le Kelly Index et le Magnésium Hazard.

Certains auteurs ont étudié l'aquifère de la plaine de Ghriss sans se focaliser sur la qualité des eaux souterraines. L'utilisation d'indices de qualité est une approche originale dans cette région de l'Algérie et peut contribuer au développement durable de cette ressource fragile.

La présente étude porte sur l'évaluation de la qualité des eaux souterraines en ce qui concerne les principaux processus qui en contrôlent la chimie des ions majeurs et leur aptitude à la consommation et à l'agriculture dans l'aquifère phréatique de la plaine de Ghriss.

2. Matériels et méthodes

2.1. Description de la zone d'étude

Le système aquifère de Ghriss est situé au nord-ouest de l'Algérie (Fig. 1). La plaine de Ghriss occupe une superficie de 605 km². Il fait partie du bassin versant de l'Oued Fekan qui s'étend sur une superficie de 1 185 km². La plaine correspond à une étendue plate (altitude moyenne de 470 m), dominée par de hauts reliefs, jusqu'à 1100 m d'altitude au sud (montagne de Nesmoth).

La plaine de Ghriss a un climat semi-aride avec des étés chauds et secs et des hivers doux et humides. Les mesures de précipitations sont disponibles à partir de 13 pluviomètres, prises entre 1976 et 2001. Les précipitations annuelles moyennes pour cette période sont d'environ 313 mm (Bekkoussa et al., 2013). Les précipitations se produisent principalement pendant la saison des pluies (octobre à mars) et sont généralement corrélées à l'altitude. L'évaporation potentielle annuelle dépasse de loin les précipitations annuelles avec une quantité annuelle moyenne d'environ 877 mm estimée de 1985 à 2004.

L'analyse de l'évolution de la recharge des précipitations dans la zone d'étude a montrée une nette réduction depuis 1973, estimée à 25%. Le déficit pluviométrique a été récurrent pendant plusieurs années, ce qui a entraîné une réduction du débit du principal oued de la plaine de Ghriss, l'Oued Fekan, avant qu'il ne s'assèche complètement ces dernières années. La nappe phréatique de l'aquifère Plio-Quaternaire de Ghriss a considérablement diminuée jusqu'à plus de 60 mètres entre 1970 et 2001 dans certains secteurs. La recharge du système aquifère de la plaine de Ghriss est estimée à 65,3 millions de m³ par an et le volume total soutiré à 64,7

millions de m³ par an (Bekkoussa et al., 2008).

L'activité économique la plus importante de la région est l'agriculture; les principales cultures sont les céréales et les légumes, l'irrigation réelle étant inférieure à la demande théorique totale, car il existe un déficit considérable par rapport à la quantité de terres irriguées. L'aquifère est caractérisé par une exploitation intensive ainsi que par une grande variété de facteurs naturels et anthropiques influant sur la chimie des eaux souterraines.

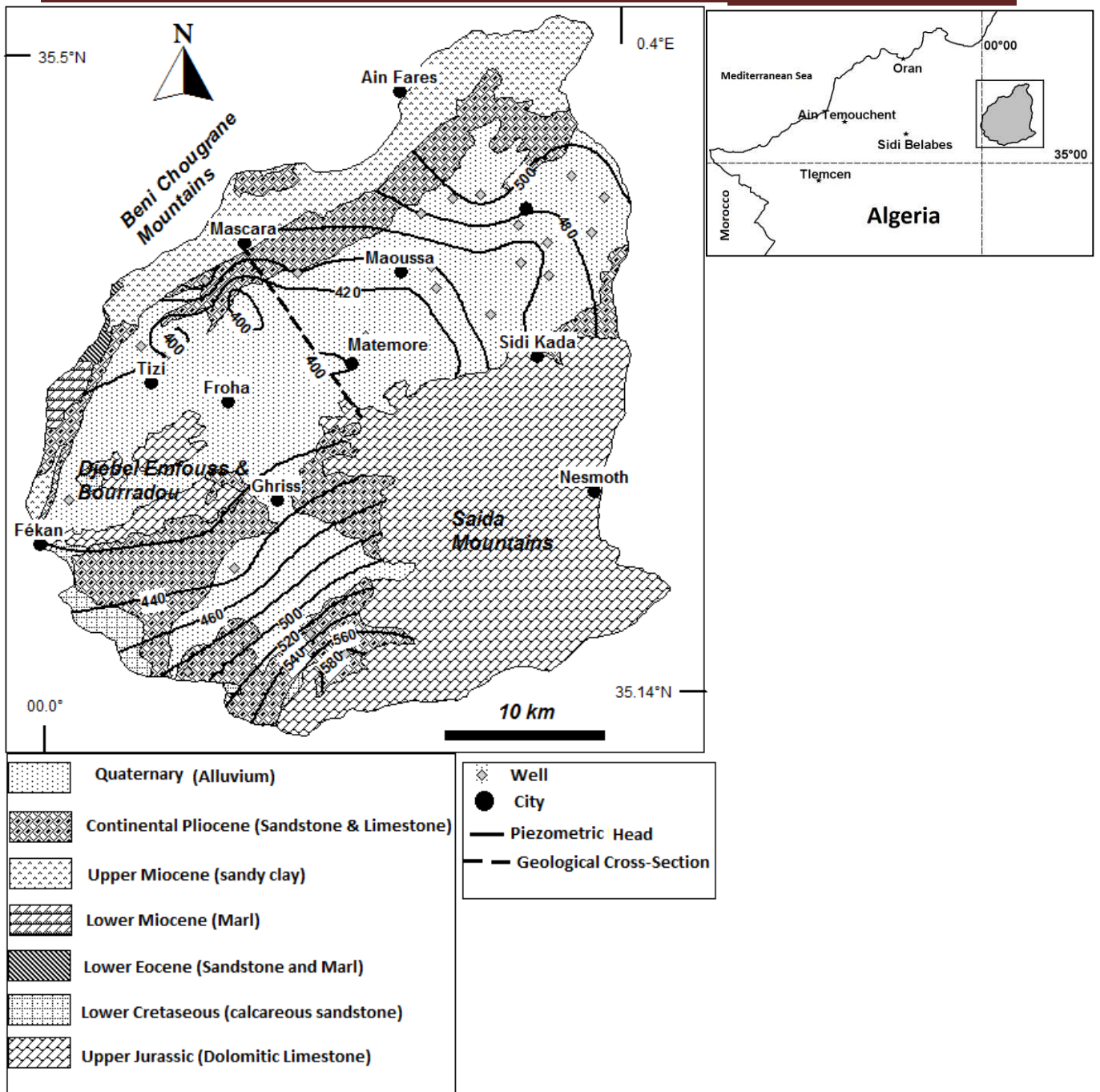


Fig. 1 Carte géologique du bassin d'oued Fekan et esquisse piézométrique de la nappe Plio-Quaternaire (Bekkoussa et al, 2013.)

2.2. Contexte géologique et hydrogéologique

La géologie de l'aquifère a été décrite en détail dans des études de (Sourisseau, 1972) et (Assens et al., 1977). La plaine de Ghriss est une entité hydrogéologique flanquée de reliefs présentant divers aspects géologiques (Fig. 1):

Au nord et au nord-ouest de la plaine se trouvent les pentes sud des montagnes de Beni Chougrane, composées de terres très froissées avec des semelles du Crétacé et une épaisse récupération tertiaire. Le crétacé est représenté par les formations marneuses et les marnes

calcaires. Il couvre les terres du Miocène. Le Paléogène (Eocène et Oligocène) formé de marnes et de grès est en contact avec le Crétacé ou le Miocène. Maintenant, il couvre presque entièrement la limite sud des montagnes de Beni Chougrane. Les limites nord et ouest de la plaine de Ghriss sont formées de structures de marnes et d'argiles, recouvertes de terres perméables contribuant à la recharge des aquifères de plaine.

Au nord-est de la plaine, et plus particulièrement à l'est de la ville de Tighennif, la formation de marnes et d'argiles de l'Oligocène et du Miocène forme une barrière relativement imperméable qui limite considérablement le bassin versant de la plaine de Ghriss et de l'Oued Mina. La partie méridionale du bassin versant de la plaine de Ghriss est formée par les montagnes Saida. Ils sont constitués de formations calcaires ayant subi une tectonique intense (sauf Djebel Emfouss et Bourradou, situation Fig. 1). Cet ensemble s'enfonce légèrement vers le nord, formant un écoulement souterrain karstique en direction de la plaine.

Le centre de la plaine est un bassin d'effondrement dans lequel sont déposés du calcaire (surtout dans la partie nord du bassin), de l'argile rouge, du sable fin et du gravier du quaternaire.

La plaine de Ghriss est composée de trois aquifères superposés (Fig. 2):

- aquifère Plio-Quaternaire,
- L'aquifère de calcaire et de grès Pliocène,
- L'aquifère calcaire dolomitique du Jurassique.

L'aquifère Plio-Quaternaire, objet de la présente étude, est un réservoir non confiné qui traverse la plaine sur une superficie de 605 km². Il est constitué d'alluvions quaternaires, de calcaire blanc poreux, de sable, de grès et de calcaire lacustre. La recharge naturelle se produit directement par infiltration des précipitations. Un flux latéral important provient de l'aquifère du Jurassique à l'est et au sud et de l'aquifère du Pliocène au nord. Les autres formes de recharge sont les retours des eaux d'irrigation. La profondeur de la nappe phréatique varie de -6 à -80 m et l'épaisseur du réservoir, de 20 à 150 m. Cet aquifère est délimité par des marnes du Miocène. Les eaux souterraines se dirigent du nord-est et du sud vers un exutoire commun appelé Ain Fekan situé l'ouest. Ce dernier était une source qui s'est asséchée au début des années 80. Le taux d'infiltration des précipitations est estimé à environ 20%. Les valeurs de transmissivité varient de $5 \cdot 10^{-5}$ à 10^{-2} m² / s (Sourisseau, 1972). Le flux de pompage annuel du système aquifère de Ghriss est passé de 73,5 millions de m³ en 1972 à 65 millions de m³ en 2001 à partir de 3128 points d'eau (puits et forage). En 1972, la recharge annuelle du système aquifère était estimée à 89 millions de m³ par an; maintenant, cette recharge a diminué pour atteindre 65,3 millions de m³ par an (Bekkoussa et al., 2013).

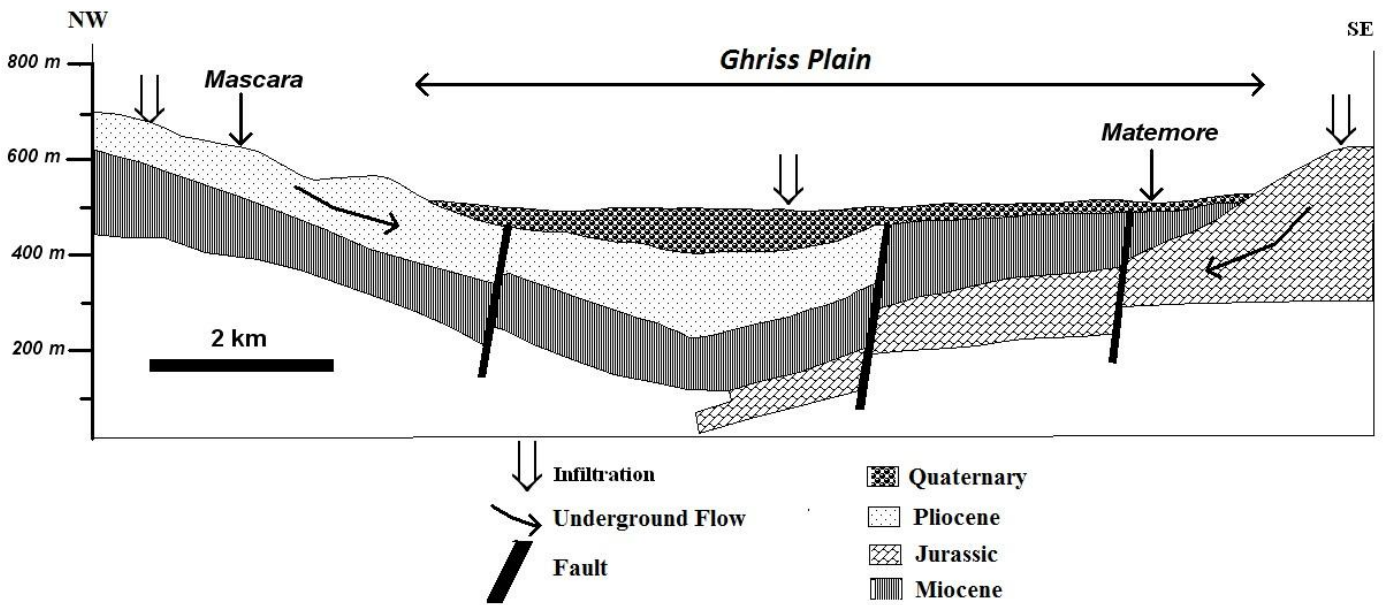


Fig. 2 Coupe Hydrogéologique du Système aquifère de la plaine de Ghriss (Bekkoussa et al. 2013)

Les cartes piézométriques de l'aquifère Plio-Quaternaire établies à partir des niveaux piézométriques de septembre 2001 (Fig. 1) montrent une zone de recharge située dans les zones sud et est et une décharge importante d'eaux souterraines au centre (dépression piézométrique). Le gradient hydraulique moyen de l'aquifère varie de 0,75% dans la partie nord à 2,5% dans la partie centrale du bassin entre les villes de Matemore et de Maoussa. Un gradient hydraulique de 3,5% est observé dans la région de Guerdjoum. Cette valeur importante s'explique par une diminution significative de la perméabilité à ce niveau.

3. Méthodologie

Dans cette étude, 34 échantillons représentatifs ont été collectés en juillet 2008 dans des puits privées ou publics et ont été analysés pour en déterminer les principaux constituants chimiques (figure 1). Les puits échantillonnés sont utilisés dans le suivi de la qualité de l'aquifère Plio-Quaternaire. Ces échantillons ont été prélevés par les agents de l'ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques) et analysés par le laboratoire du même organisme. Le pH, la conductivité électrique (EC) et les solides dissous totaux (TDS) ont été mesurés in situ à l'aide d'une sonde multi-paramètres de terrain. Les anions (Cl^- , SO_4^{2-} et NO_3^-) ont été analysés par chromatographie ionique liquide et le bicarbonate (HCO_3^-) a été déterminé par titrage avec HCl. Les cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) ont été analysés par spectromètre d'absorption atomique. Tous les échantillons présentent des erreurs de balance

ionique inférieures à 5%. Par conséquent, l'ensemble des 34 échantillons ont été utilisés dans cette étude. Les indices de saturation des principales phases minérales ont été calculés à l'aide du code PHREEQC 2.8 sous logiciel DIAGRAMME. Les relations ioniques et l'analyse des faciès des eaux souterraines ont été examinées à l'aide de graphe binaire et diagramme de Piper. Les indices chloro-alcalins ont été calculés pour comprendre les réactions d'échange d'ions.

L'indice de qualité de l'eau potable (GWQI) de la région a été calculé pour évaluer l'aptitude des eaux souterraines à la consommation. Les détails du calcul de l'indice GWQI et de ses résultats sont présentés dans les sections suivantes. L'aptitude des eaux souterraines à l'irrigation a été évaluée en utilisant le rapport d'adsorption de sodium (SAR) par rapport à la conductivité électrique EC, le pourcentage de sodium, les valeurs résiduelles de carbonate de sodium, l'indice de Kelly et le risque de magnésium.

Mapinfo, Diagrammes 6.0 (Simler, 2015) et Microsoft Excel 2010 ont été les principaux logiciels utilisés pour préparer les différentes cartes et graphiques de ce travail.

4. Résultats et discussion

4.1. Caractéristique générales de la qualité des eaux souterraines

Les caractéristiques générales des paramètres physicochimiques des eaux souterraines pour la zone d'étude sont résumées dans le tableau 1 avec les valeurs minimales, maximales, moyennes et écart type.

Tous les paramètres présentent une dispersion élevée, impliquant une variation spatiale, comme l'indiquent les valeurs d'écart-type élevées, attribuées à la présence d'eaux douces, saumâtres et polluées parmi les échantillons d'eau souterraine.

Tous les échantillons ($n = 34$) ont montré que les valeurs de pH allaient de 6,9 à 8,6 avec une valeur moyenne de $7,9 \pm 0,53$, indiquant que les eaux souterraines de la zone d'étude sont principalement alcalines. En règle générale, le pH n'a pas d'impact direct sur les consommateurs. Le pH optimal requis se situant souvent entre 6,5 et 9,2 (OMS, 2004).

Tous les échantillons présentaient un pH inférieur à la limite maximale admissible dans l'eau de boisson, conformément aux normes de l'OMS et les standards Algérien (tableau 1).

La conductivité électrique de l'eau à 25 ° C est due à la présence de divers sels dissous. La conductivité électrique varie beaucoup et oscille entre 500 et 8630 $\mu\text{S} / \text{cm}$ avec une moyenne de 1938,56 $\mu\text{S} / \text{cm}$. Plus de 44% et 20% des échantillons dépassent la conductivité maximale admise par les normes de l'OMS et les standards algériens pour l'eau potable, respectivement.

Les concentrations de TDS sont un paramètre important dans l'eau potable et dans les normes de qualité de l'eau. La concentration de solides dissous totaux (TDS) dans les eaux souterraines de la région variait de 440 à 7060 mg / L, avec une valeur moyenne de 1538,82 mg / L. Freeze et Cherry (1979) classifient les eaux sur la base de la concentration TDS en quatre catégories : fraîche (TDS < 1000 mg / L), saumâtre (> 1000 mg / L), saline (> 10000 mg / L) et saumure (100000 mg / L). Selon cette classification, 44,5% des eaux souterraines de la zone d'étude appartiennent à l'eau douce et les 55,5% restants à des catégories d'eau saumâtre.

La concentration en nitrates dans les eaux souterraines et les eaux de surface est normalement faible, mais peut atteindre des niveaux élevés en raison du lessivage ou du ruissellement des terres agricoles ou de la contamination par des déchets humains ou animaux résultant de

l'oxydation de l'ammoniac et de sources similaires (OMS, 2004). Les valeurs de nitrates vont de 4 mg / l à 99 mg / l. Les concentrations de nitrates dans 11 puits (32% des échantillons) dépassent la limite maximale autorisée de 50 mg / L indiquée par les normes de l'OMS et les normes Algérienne. Les activités agricoles sont principalement responsables de la forte concentration de nitrates dans la zone d'étude.

Le Cl est l'élément qui affecte le plus la qualité des eaux souterraines dans la zone d'étude. En effet, nous avons enregistré 20 puits (59%) ayant une concentration de Cl dépassant les normes OMS. La norme algérienne en matière de Cl est plus flexible et le nombre de puits au-dessus de la concentration maximale est de 8 échantillons.

Na est le cation le plus dominant (180,62 mg / l), suivi de Ca (126,03 mg / l), de Mg (96,71 mg / l) et de K (6,56 mg / l). Cl est l'anion le plus dominant (518,26 mg / l), suivi du SO₄ (216,29 mg / l) et du HCO₃ (150,56 mg / l).

Table 1. Statistiques des paramètres physico-chimiques et des principaux ions (n = 34), Norme OMS (Organisation mondiale de la santé, 2004) et normes algériennes (Journal officiel, 2011) pour les eaux potables. Les concentrations ioniques sont données en mg / l.

Variable	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart type	WHO standards	Algerian standards
Ca ²⁺	28.00	733.00	126.03	152.82	200	200
Mg ²⁺	31.00	407.00	96.71	82.27	150	150
Na ⁺	23.00	713.00	180.62	165.39	200	200
K ⁺	1.00	36.00	6.56	5.93	12	20
Cl ⁻	48.00	3340.00	518.26	674.12	250	500
SO ₄ ²⁻	47.00	482.00	150.56	94.58	250	400
HCO ₃ ⁻	79.00	323.00	216.29	68.55	–	–
NO ₃ ⁻	4.00	99.00	33.26	27.72	50	50
pH	6.90	8.59	7.90	0.53	6.5–9.2	9
EC (µS/cm)	500.00	8630.00	1938.56	1758.67	1500	2800
TDS	440.00	7060.00	1538.82	1427.31	1000	2000

4.2. Les faciès chimique et type d'eau

D'après le diagramme de Piper (Fig. 3), différents faciès hydrochimiques ont été observés. HCO₃-Mg et Cl-Mg sont les types d'eau les plus dominants, chacun représentant 26% de l'ensemble des échantillons, tandis que les types Cl-Na et Cl-Ca représentent respectivement 13% et 3%. Le faciès HCO₃-Mg caractérise la recharge latérale et la drainance verticale des formations carbonatées du Jurassique. Il est observé à la limite sud des montagnes de Saida, près des horsts d'Enfous et de Bouradou (emplacement sur la figure 1) et dans certains puits situés au centre de la plaine. Ce faciès est généralement représentatif de l'origine des eaux karstiques. Il se caractérise par une conductivité et une TDS plus faibles et une concentration plus élevée en ions HCO₃⁻.

Le type Cl-Mg est un mélange d'eau provenant d'un environnement dolomitique (d'où la prédominance du magnésium) ainsi que des infiltrations dues aux précipitations efficaces et /

ou au retour des eaux d'irrigation. En effet, l'origine de l'anion dominant dans ce type d'eau, à savoir le chlorure, est vraisemblablement superficielle (contamination anthropique ou évaporitique par des halites), tandis que l'ubiquité du magnésium ne peut s'expliquer que par une recharge provenant de l'aquifère de calcaire dolomitique du Jurassique.

Le faciès Cl-Ca se rencontre principalement dans la partie nord-est et au sud de la plaine. Ces eaux sont fortement minéralisées et la salinité atteint plus de 8 g / L (puits N°1245). Ce faciès est représentatif d'une eau marquée par une pollution anthropique avec de fortes concentrations de chlorures, de potassium et de nitrates.

Le type d'eau Cl-Na est principalement localisé à l'est et au centre de la plaine. La dissolution des formations évaporitiques, en particulier l'halite, et la réaction d'échange de cations influent clairement sur la composition hydrochimique de ce type d'eau dans des proportions différentes. En effet, le rapport Na-Cl dans la majorité des échantillons appartenant à ce type d'eau est compris entre 0,8 et 1, ce qui est proche de la ligne de dissolution théorique de l'halite.

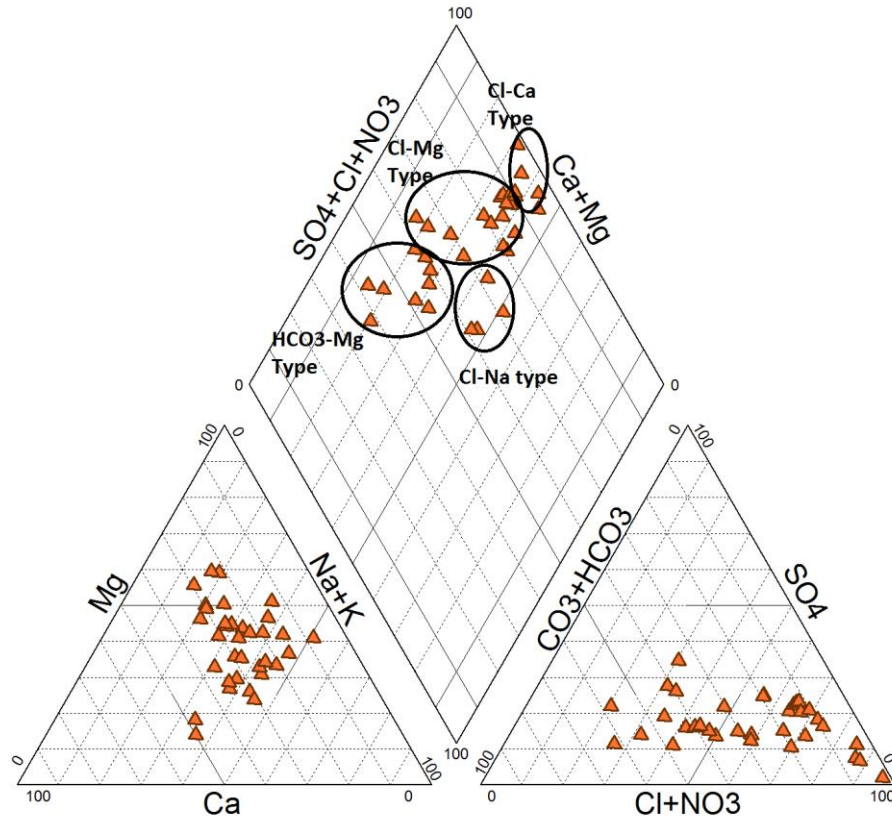


Fig. 3 projection des points échantillonnés sur le diagramme de Piper

4.3. Le diagramme de Gibbs

Le diagramme de Gibbs est largement utilisé pour établir la relation entre la composition de l'eau et les caractéristiques lithologiques de l'aquifère. Le diagramme de Gibbs (Gibbs, 1970) montre trois domaines distincts: la dominance des précipitations, l'évaporation et les interactions entre l'eau et la roche. Les échantillons analysés se situent dans le champ de dominance interaction roche-eau et celui de l'évaporation (Fig. 4-a et 4-b).

Le champ de dominance d'interaction roche-eau indique que la chimie des eaux souterraines est fortement impactée par la dissolution de l'encaissant. Les eaux de la région d'étude sont moins marquée par l'évaporation vue les profondeurs importantes de la nappe (sauf peut être pour la partie nord est ou les niveaux par rapport au sol ; peuvent atteindre 5 m). L'influence de l'évaporation viendrait vraisemblablement de l'infiltration des eaux superficielle qui subissent indéniablement ce phénomène.

4.4. Indices de saturations

Les indices de saturation (SI) décrivent quantitativement l'aptitude de l'eau par rapport aux minéraux dissous. Lorsque SI est égal à zéro, cela indique que le minéral est en équilibre avec la solution. Les valeurs positives de SI indiquent une sursaturation (précipitation et dépôt), et les valeurs négatives, une sous-saturation (dissolution du minéral) (Drever, 1997; Appelo et Postma, 1993). Le tableau 2 présente un résumé des valeurs de l'IS pour la calcite, le gypse, la dolomite, l'anhydrite et l'halite. Près de 79% et 85% des échantillons d'eau étaient sursaturés

en calcite et en dolomite, respectivement. La recharge de la nappe par les des eaux d'origine carbonatée enrichies en calcite et dolomite peut expliquer cette sursaturation. Tous les échantillons d'eau étaient sous-saturés en gypse, anhydrite et halite, ce qui donne à l'eau l'aptitude de dissolution vis-à-vis de ces minéraux. En fait, ces phases minérales influencent directement et concrètement la composition chimique de l'eau étudiée notamment dans la partie Nord-est, et à posteriori de la présence du faciès Cl-Na.

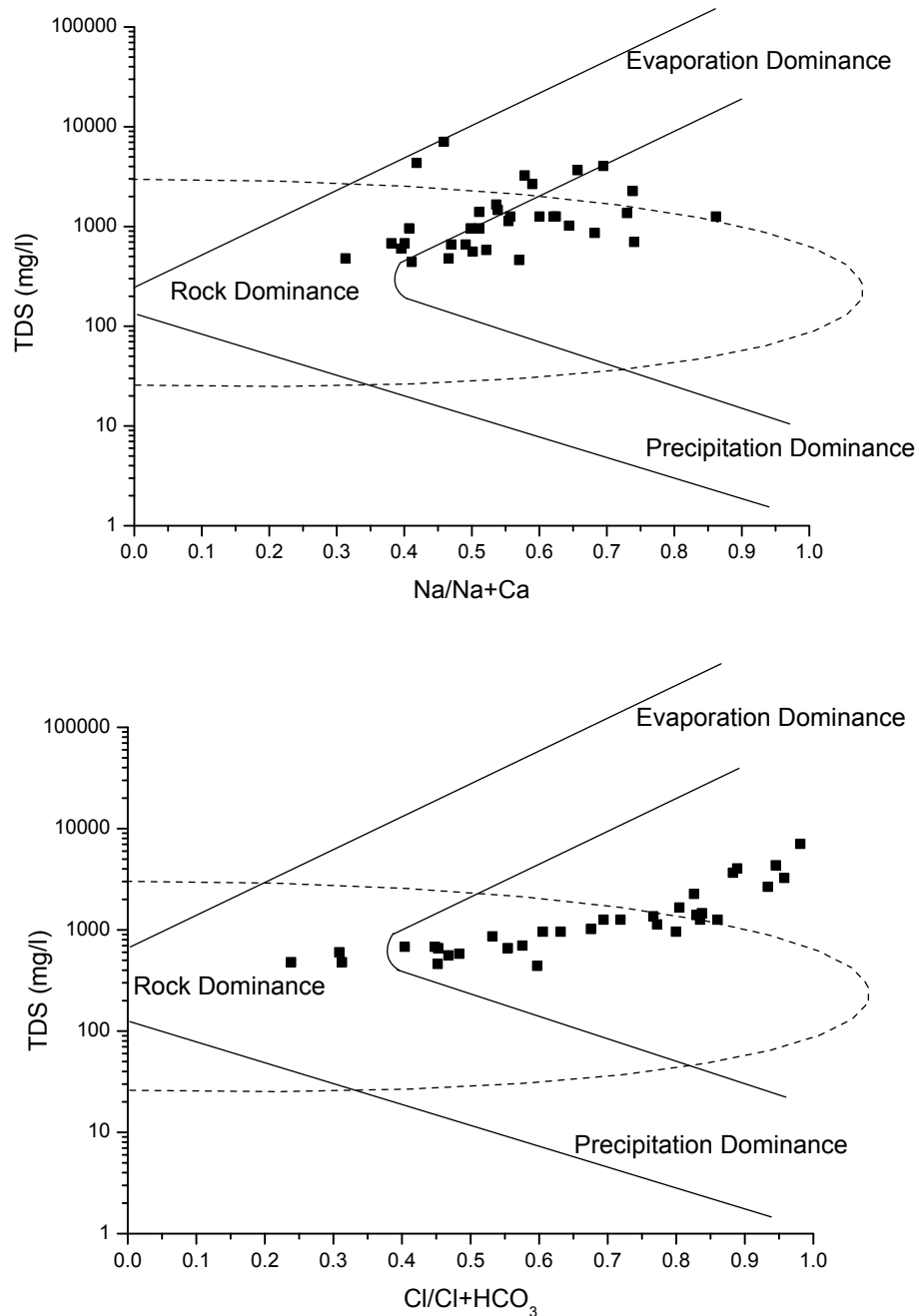


Fig. 4 Diagramme de Gibbs représentant le rapport a) $Na / Na + Ca$ & b) $Cl / Cl + HCO_3$ en fonction du TDS.

4.5. Analyse en composante principale (ACP)

L'ACP est une technique de transformation de données qui tente de révéler une structure sous-jacente simple supposée exister dans un jeu de données multivarié (Davis, 1986; Cloutier et al., 2008). Pour identifier avec précision les principaux processus régissant l'hydrochimie des eaux souterraines dans le système, une analyse factorielle a été réalisée à l'aide d'un sous-ensemble de 9 variables, à savoir les concentrations en ions majeurs (Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- et NO_3^-) et minéralisation totale (TDS).

L'ACP a été réalisée pour les 34 échantillons de l'aquifère Plio-Quaternaire de la plaine de Ghriess. Les deux premiers facteurs expliquent 78,83% de la variance totale de l'ensemble de données (tableau 3). Le nombre de composantes principales conservées était basé sur le critère de Kaiser, pour lequel seules les composantes ayant une valeur propre supérieure à 1 sont retenues (Kaiser, 1958).

F1 a représenté 61,61% de la variance. Les éléments fortement et positivement corrélés à cette axe sont : TDS (0,98), Cl^- (0,98), Na^+ (0,96), Ca^{2+} (0,90), K^+ (0,89) et Mg^{2+} (0,85). Ce regroupement de variables associées à F1 signifie que la salinisation est le processus principal contrôlant la variabilité hydrochimique et indique une augmentation de la salinité résultant le plus probablement de la dissolution des minéraux. Il indique également l'importante contribution de ces ions dans la minéralisation des eaux souterraines tout au long des processus d'interaction eau-roche.

Dans l'espace variable (Fig. 5), le facteur F2 expliquant 17,6% de la variance totale montre une association positive significative avec HCO_3^- (0,86), ce qui permet de mieux comprendre l'importance de la recharge provenant de l'aquifère karstique. Le second facteur est fortement corrélé avec les Nitrates NO_3^- (-0,72), ce qui représente vraisemblablement une contamination par les effluents urbains et/ou les activités agricoles. Des concentrations assez élevées de composés azotés indiquent généralement une utilisation agricole intensive (par exemple, les cultures arables et la culture de légumes) et une urbanisation poussée avec des systèmes d'assainissement inadéquats.

Les effluents urbains non traités sont nombreux dans les zones de recharge des aquifères non confinés de la région en raison de l'absence d'installations d'élimination appropriées et la majorité des puits privés ne sont pas protégés. Le fumier animal (compost) et les engrais chimiques à base de phosphates, d'ammoniac anhydre et de nitrates de potassium et d'ammonium sont également largement utilisés pour augmenter le rendement des cultures dans la région ce qui constitue une source de contamination non négligeable.

La nitrification dans la zone de sol convertit la plupart des ions ammonium et de l'ammoniac en nitrate qui est très mobile en conditions aérobies et qui est lessivé par la recharge d'eau vers la nappe phréatique, élevant les concentrations de nitrates au-delà des niveaux du bruit de fond. Des taux élevés de nitrates dans l'eau de boisson peuvent être associés à certains facteurs concomitants pour provoquer une méthémoglobinémie (Fewtrell, 2004; Masoud, 2014), ce qui peut entraîner des lésions cérébrales et la mort chez les nourrissons et certains animaux d'élevage.

Tableau 2. Statistiques sommaires des indices de saturation des eaux souterraines

	Anhydrite	Calcite	Dolomite	Gypsum	Halite
Minimum	-2.53	-0.44	-0.88	-2.31	-7.54
Maximum	-1.13	1.33	2.63	-0.91	-4.36
Median	-1.81	0.64	1.65	-1.59	-6.02
Mean	-1.85	0.53	1.37	-1.63	-6.05
Standard Deviation	0.36	0.47	1.01	0.36	0.78

Tableau 3. Résultat de l'Analyse en composante principale.

	F1	F2
Ca ²⁺	0.909	-0.125
Mg ²⁺	0.858	0.391
Na ⁺	0.964	0.158
K ⁺	0.896	0.003
Cl ⁻	0.984	0.072
SO ₄ ²⁻	0.480	0.422
HCO ₃ ⁻	-0.292	0.864
NO ₃ ⁻	0.432	-0.725
pH	-0.651	0.260
TDS	0.986	0.085
Eigenvalues	6.161	1.723
% of variance	61.609	17.226
Cumulative %	61.609	78.835

F2 se caractérise par une coordonnée positive de la variable HCO₃⁻ et une coordonnée négative de la variable NO₃⁻ (Tableau 3), ce qui peut s'expliquer par les deux types de recharges « opposés » influant sur l'hydrochimie de la nappe phréatique. La recharge superficielle avec les précipitations efficaces et le retour d'eau d'irrigation sont marqués par les nitrates. Or, la recharge latérale et les drainances verticales des formations carbonatées du Jurassique sont marquées par le HCO₃⁻. L'omniprésence de NO₃⁻ dans l'analyse ACP met l'accent sur les processus anthropiques liés à l'application généralisée d'engrais nitraté et / ou à l'infiltration d'eaux usées urbaines non traitées.

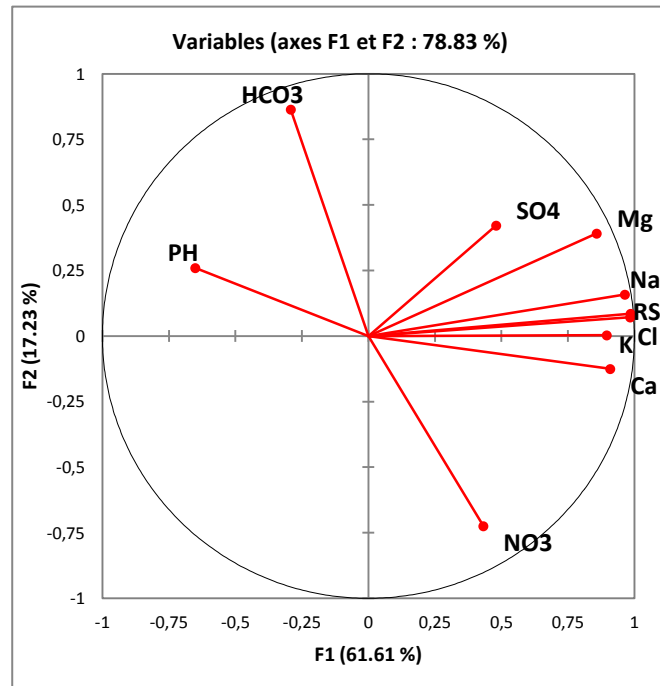


Fig. 5 Projection des variables dans l'espace des axes F1 & F2.

4.6. Relation entre ions

Si Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} et HCO_3^- sont dérivés de la dissolution de la calcite, de la dolomie et du gypse, les échantillons doivent montrer un rapport de 1: 1 dans le graphique Ca + Mg par rapport à $\text{SO}_4 + \text{HCO}_3$ (Zaidi et al., 2016). Les échantillons situés le long de l'équiline 1: 1 de la figure 6a représentent cette réaction de dissolution à partir de formations carbonatées et de formations gypseuses présentant respectivement les caractéristiques de l'aquifère Jurassique et celles du Plio-Quaternaire. Ces eaux sont vraisemblablement un mélange entre eau superficielle et eau profonde.

Les échantillons situés en dessous de cette ligne montrent un excès de Ca^{2+} et de Mg^{2+} par rapport à SO_4^{2-} et HCO_3^- et inversement. La concentration élevée de Ca + Mg par rapport à $\text{SO}_4 + \text{HCO}_3$ peut être le résultat d'un échange d'ions inverse (Rajmohan et Elango, 2004, Zaidi et al., 2015). Les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} sont libérés et les ions Na^+ et K^+ sont fixés.

Etant donné que les échantillons sont sous-saturés en halite, une dissolution de l'halite est attendue et tous les échantillons tombant le long de l'équiline 1: 1 représentent cette réaction de dissolution sur la figure 6b. Cependant, la plupart des échantillons prélevés dans l'aquifère Plio-Quaternaire de la plaine de Ghriss montrent un excès de Cl^- par rapport à $\text{Na} + \text{K}$, indiquant une influence anthropique ou tel que énoncé précédemment un échange d'ions inverse avec une diminution des ions Na^+ et K^+ par rapport au Cl^- (Zaidi et al., 2015).

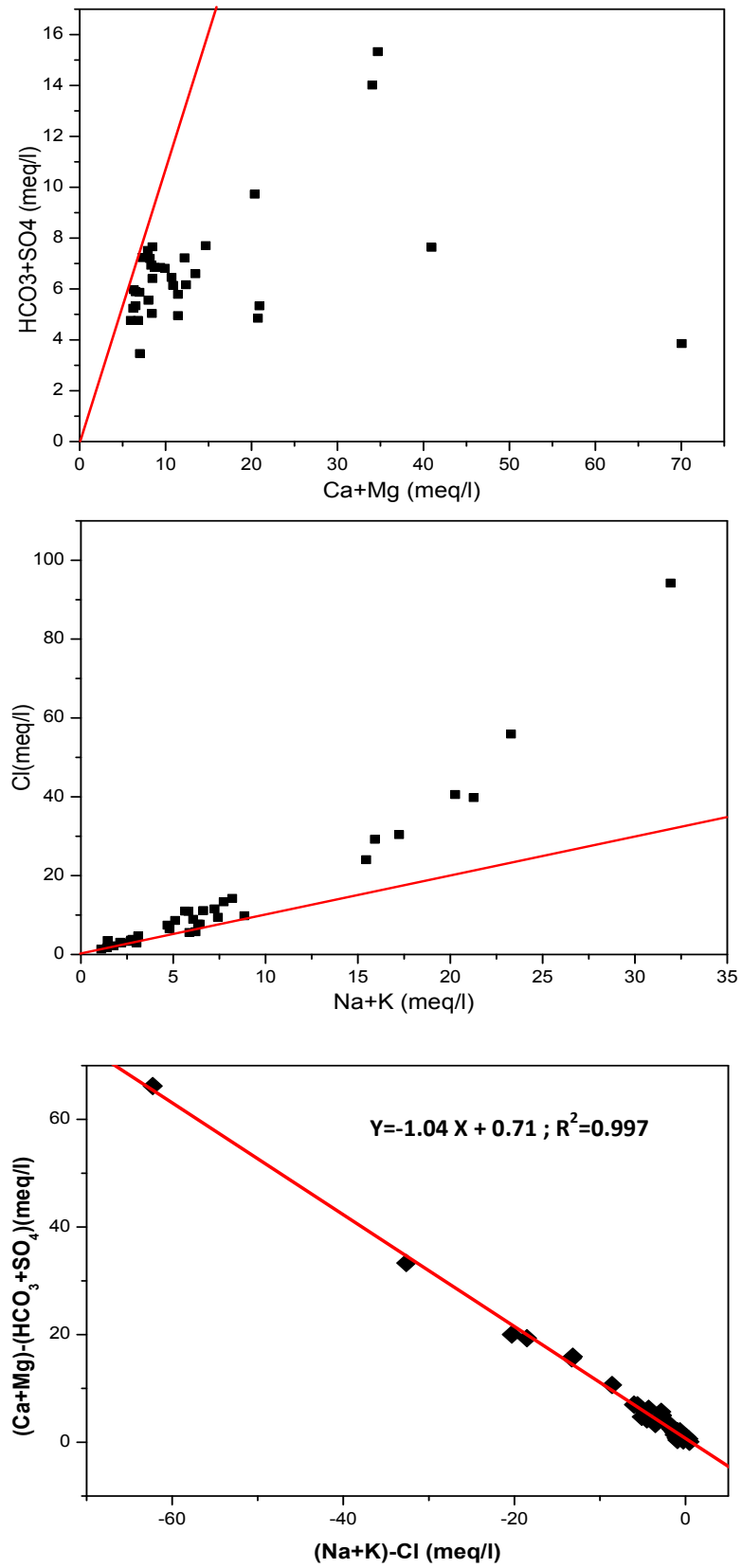


Fig. 6 Graphes bivariables a) $\text{Ca} + \text{Mg}$ vs. $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4$ b) $\text{Na} + \text{K}$ vs. Cl c) $(\text{Ca} + \text{Mg}) - (\text{SO}_4 + \text{HCO}_3)$ vs. $(\text{Na} + \text{K}) - \text{Cl}$.

Les excès de Ca^{2+} et de Mg^{2+} peuvent se combiner avec les excès de Cl^- pour former du CaCl_2 et du MgCl_2 qui confèrent une dureté permanente aux eaux souterraines de la région.

La dissolution de l'halite, du gypse et / ou de l'anhydrite est également confirmée par les relations proportionnelles paraboliques dans les tracés de $(\text{Na} + \text{Cl})$ et $(\text{Ca} + \text{SO}_4)$ par rapport aux indices de saturation des eaux par rapport aux minéraux référencés (Fig. 7 a, b et c) (Dassi, 2011).

Les preuves de l'échange de cations peuvent également être vérifiées en reportant les données sur un graphique bivarié de $(\text{Ca} + \text{Mg}) - (\text{SO}_4 + \text{HCO}_3)$ vs $(\text{Na} + \text{K}-\text{Cl})$. $\text{Na} + \text{K}-\text{Cl}$ représente la quantité de $\text{Na} + \text{K}$ gagnée ou perdue par rapport à celle fournie par le sel de chlorure; tandis que $(\text{Ca} + \text{Mg}) - (\text{SO}_4 + \text{HCO}_3)$ représente la quantité de Ca^{2+} et Mg^{2+} gagnée ou perdue par rapport à celle fournie par la dissolution du gypse, de la calcite et de la dolomite. Si l'échange de cations était un processus important de contrôle de la composition, la relation entre ces paramètres serait linéaire avec une pente de -1 (McLean et al. 2000; Singh et al. 2013). Le graphique bivarié pour les eaux souterraines de la plaine de Ghriss indique une augmentation de $\text{Ca} + \text{Mg}$ liée à une diminution de $\text{Na} + \text{K}$. Les points tracés sont proches d'une droite ($R^2 = 0,997$) avec une pente de -1,04 (Fig. 6c). Cela indique que presque tous les Na^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} participent aux réactions d'échange d'ions (Garcia et al. 2001).

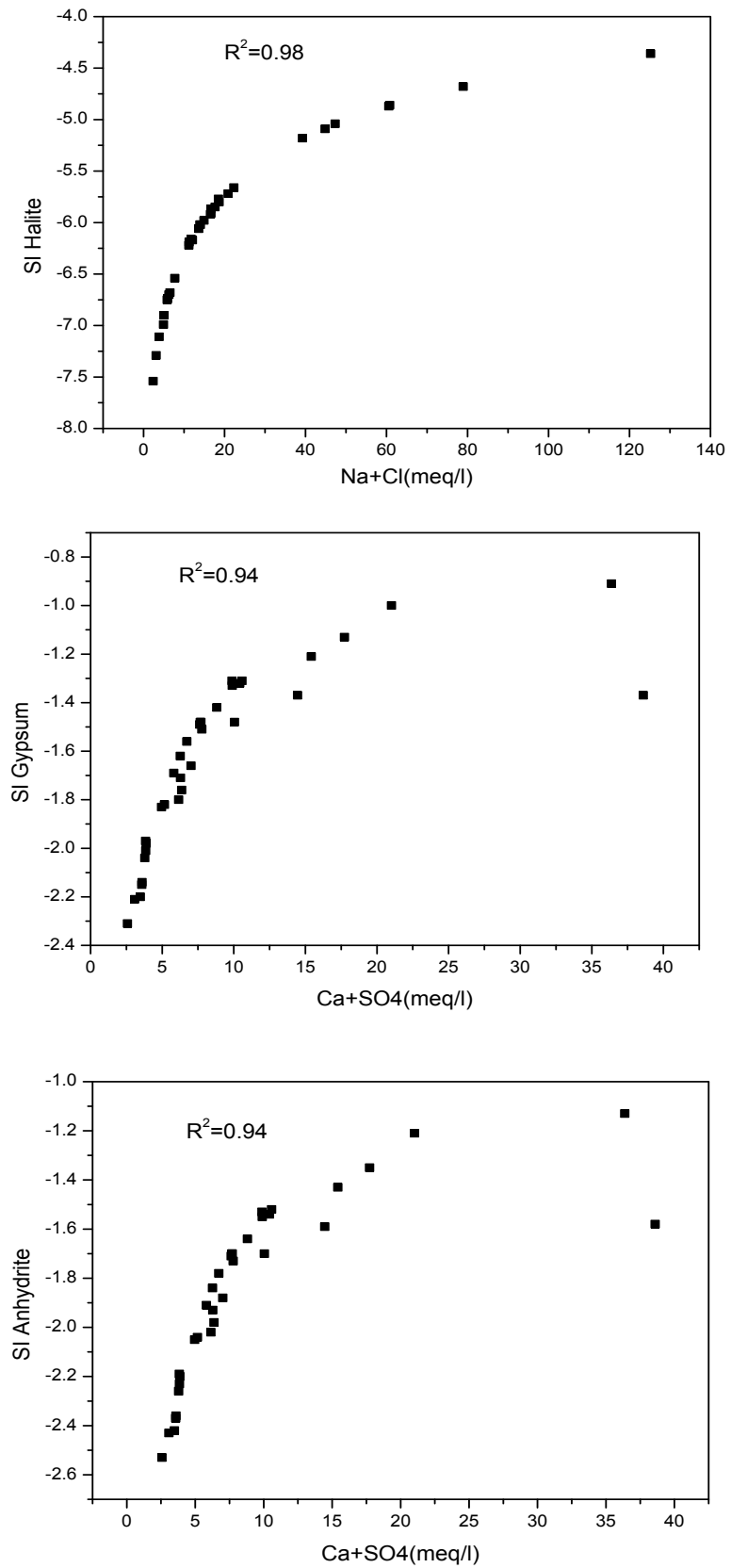


Fig. 6 Relation IS et ion associés a) IShalite vs. Na+Cl; b) IS gypse vs. Ca+SO4 ; c) IS anhydrite vs. Ca+SO4.

4.7. Indices Chloro-Alcalin (CAI)

L'indice chloro-alcalin fournit des informations quantitatives précieuses sur les réactions d'échange d'ions entre les eaux souterraines et le matériau de l'aquifère qui régit la chimie globale des eaux souterraines. Il a été proposé par Schoeller (1977) et est fréquemment utilisé dans les études sur la qualité des eaux souterraines pour identifier le type d'échange d'ions de base (Aghazadeh et Mogaddam, 2011; Singh et al., 2013). Les indices de chloro-alcalins (CAI) sont calculés selon la formule suivante:

$$CAI 1 = \frac{Cl^- - (Na^+ + K^+)}{Cl^-}$$

$$CAI 2 = \frac{Cl^- - (Na^+ + K^+)}{CO_3 + SO_4^{-2} + HCO_3^- + NO_3^-}$$

Où toutes les valeurs sont exprimées en meq / l.

Un échange entre Na et K dans les eaux souterraines avec Ca et Mg dans le matériau de l'aquifère donnera un indice positif indiquant un échange cationique inverse. D'autre part, un échange entre Na et K dans l'aquifère avec Ca et Mg dans les eaux souterraines entraînera un échange cationique direct et un indice négatif (Zaidi et al. 2015).

Les valeurs moyennes de CAI 1 et CAI 2 pour les échantillons analysés sont respectivement de 0,31 et 0,94, avec 31 échantillons présentant des valeurs positives et 3 échantillons présentant des valeurs négatives pour les deux indices. Les résultats des indices chloro-alcalins confirment également le fait que l'échange d'ions inverse est le principal processus hydrochimique contrôlant la chimie des eaux souterraines dans la région.

4.8. Estimation de l'indice de la qualité des eaux

La méthode de l'indice de qualité des eaux souterraines (GWQI) reflète l'influence composite des différents paramètres de qualité de l'eau sur l'aptitude à la consommation (Sahu et Sikdar, 2008). La qualité de l'eau souterraine a été estimée à l'aide de l'indice GWQI qui est calculé en utilisant l'équation suivante (Vasanthavigar et al. 2010) en incluant les normes OMS et les normes algérienne (pour les éléments qui ne possèdent pas de norme mondiale).

$$GWQI = \sum SI_i = \sum W_i q_i = \sum \left[\left(\frac{w_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \right) * \left(\frac{C_i}{S_i} * 100 \right) \right]$$

Où Ci représente les concentrations de chaque paramètre, Si représente les valeurs limites, wi se voit attribuer un poids en fonction de son importance relative dans la qualité globale de l'eau utilisée à des fins de consommation (tableau 4), qi correspond à la cote de qualité de l'eau, Wi correspond au poids relatif et SIi est le sous-indice des i ème paramètres.

GWQI est un nombre sans dimension et exprime la qualité globale de l'eau dans une région donnée en combinant différentes variables de la qualité de l'eau dans un même nombre. Les limites permises pour l'eau potable fixées par les normes de l'OMS et algériennes ont été

utilisées pour calculer le GWQI dans la présente étude. 10 paramètres (pH, TDS, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, SO₄²⁻, Cl⁻, HCO₃⁻ et NO₃⁻) ont été sélectionnés.

Le calcul de l'indice GWQI comporte 5 étapes. Lors de la première étape, un poids sur une échelle de 5 a été attribué aux 10 paramètres de qualité de l'eau sélectionnés. L'attribution du poids à un paramètre donné (Tableau 4) dépend de l'importance relative de ce paramètre pour influencer la qualité globale de l'eau potable et leur impact sur la santé humaine (Vasanthavigar et al. 2010; Kumar et al. 2014; Jamsin et Mallikarjuna, 2014). La deuxième étape consiste à attribuer des poids relatifs à chacun des paramètres. La troisième étape implique le calcul de l'échelle d'évaluation de la qualité (qi) pour chaque paramètre de chaque échantillon analysé. Dans la quatrième étape, le sous-indice du paramètre Ii est calculé. Enfin, lors de la 5ème étape, le GWQI des échantillons d'eau individuels est calculé en additionnant les valeurs SIi de tous les paramètres.

Tableau 4. Poids des paramètres utilisés dans le calcul de l'indice GWQI.

Chemical parameters	Weight	Relative weight
Ph	3	0.094
TDS	5	0.156
Ca ²⁺	2	0.063
Mg ²⁺	2	0.063
Na ⁺	3	0.094
K ⁺	3	0.094
Cl ⁻	4	0.125
HCO ₃ ⁻	1	0.031
SO ₄ ²⁻	4	0.125
NO ₃ ⁻	5	0.156
Total	32	1

Tableau 5. Classification de la qualité des eaux souterraines selon l'indice GWQI.

GWQI index classes	Number of samples (%)
Excellent (<50)	9 (26.4)
Good (50 – 100)	15 (44.1)
Poor (100 – 200)	6 (17.6)
Very poor (200 – 300)	3 (8.8)
Not suitable (>300)	1 (2.9)

Les valeurs de GWQI oscillent entre 36,37 à 415,35 avec une valeur moyenne de 100,14. Les résultats ont révélées qu'environ 26,5% des échantillons appartenait à la catégorie excellent et 44,1% à la catégorie bonne, tandis que 17,6% représentaient une eau de mauvaise qualité, 8,8% de l'eau était de très mauvaise qualité et le reste (3%) était classé comme eau inappropriée pour une utilisation humaine. Le nombre et le pourcentage d'échantillons appartenant à chaque classe sont indiqués dans le tableau 5.

Les échantillons de qualité excellente se trouvent dans les parties centrale et sud de la plaine de Ghriss (Fig. 8). Cependant, les échantillons de bonne qualité sont distribués dans différentes parties de la zone étudiée. Les échantillons de qualité médiocres, très pauvres et inappropriés sont tous localisés dans le nord-ouest et l'est, ce qui était prévisible, étant donné la salinité élevée de l'eau dans ces régions.

Le tableau 6 montre la corrélation entre les paramètres physico-chimiques et l'indice GWQI. Les TDS, Cl⁻, Na⁺ et Ca²⁺ sont fortement corrélés ($R > 0,9$) au GWQI indiquant l'impact de ces paramètres sur la qualité de l'eau dans la région. K et Mg montrent une corrélation modérément forte (R compris entre 0,8 et 0,9). Le GWQI montre une corrélation inférieure à 0,5 pour les paramètres tels que SO₄²⁻ et NO₃⁻. Cependant, HCO₃⁻ et le pH ont une corrélation inverse avec GWQI. Ceci s'explique par le fait que la recharge provenant de carbonates marqués par une concentration proportionnelle élevée en HCO₃⁻ et par le pH basique est de bonne qualité, ce qui influence positivement la qualité de l'aquifère étudié.

Tableau 6. Corrélation entre les paramètres physico-chimiques et l'indice GWQI.

Variables	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	pH	TDS
GWQI correlation	0.92	0.87	0.97	0.89	0.99	0.48	-0.25	0.43	-0.57	0.99

4.9. Qualité des eaux d'irrigation

La composition chimique de l'eau, les types de sol et les pratiques culturales jouent un rôle important dans l'évaluation de la qualité de l'eau pour l'irrigation. La concentration totale en sel (estimée par conductivité électrique CE), le taux d'adsorption de sodium (SAR), le pourcentage de sodium (Na%), le carbonate de sodium résiduel (RSC), l'indice de Kelley, l'indice de perméabilité (PI) et le risque de magnésium (MH) sont les paramètres importants qui sont largement utilisés pour évaluer l'aptitude de l'eau à être utilisée pour l'irrigation.

a) Ratio d'adsorption de sodium

Le graphique USSL de conductivité électrique (CE) en fonction du taux d'adsorption de sodium (SAR) aide à déterminer la convenance l'eau vis-à-vis de l'irrigation (Richards, 1954). Dans ce diagramme, les eaux d'irrigation sont répertoriées à partir des classes de salinité comme suit: risque faible ($CE = 250 \mu S \text{ cm}^{-1}$), risque moyen ($250-750 \mu S \text{ cm}^{-1}$), risque élevée ($750-2\ 250 \mu S \text{ cm}^{-1}$) et risque très élevée ($2\ 250-5\ 000 \mu S \text{ cm}^{-1}$) (Richards, 1954). Une concentration élevée en sel dans l'eau entraîne la formation d'un sol salin, tandis qu'une concentration élevée en sodium conduit au développement d'un sol alcalin. Le SAR de l'eau d'irrigation reflète la tendance des ions Na à être adsorbés dans la matrice du sol aux dépens du Ca²⁺ et du Mg²⁺, réduisant ainsi la capacité du sol à former des agrégats stables qui, à leur tour, affectent la perméabilité du sol. Le SAR étant calculé comme suit :

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

Où toutes les valeurs sont exprimées en meq / l.

Sur la base de la valeur SAR, les eaux sont classées en eaux alcalines faibles (SAR 0-10), moyennes (10-18), élevées (18-26) et très élevées (26).

Le graphique USSL montre que les échantillons d'eau appartiennent à 3 classes et que le nombre maximal d'échantillons (67,6%) est compris dans la zone à haute salinité et faible alcalinité (C3 - S1) (Fig. 9). Une eau fortement salée ne convient pas aux sols à drainage limiter et nécessite une gestion spéciale du contrôle de la salinité. 4 échantillons (11,7%) appartiennent à la classe (C2 - S1). Une eau de salinité moyenne et peu alcaline (C2 - S1) peut être utilisée pour l'irrigation dans la plupart des sols et des cultures sans risque de formation de sodium échangeable et de salinité. Cependant, 7 échantillons (20,6%) appartiennent aux catégories (C4 - S2) et (C5 - S2), ce qui indique une très forte salinité et une alcalinité moyenne. Ces types d'eau ne conviennent pas à l'irrigation. Les valeurs de salinité très élevées peuvent conduire à des conditions de stress hydrique dans les cultures car la concentration élevée de sel dans les eaux d'irrigation oblige les cultures à exercer plus d'énergie pour extraire l'eau du sol (Zaidi et al., 2015).

b) pourcentage de sodium (Na%)

Le pourcentage de sodium (% Na) est un autre paramètre largement utilisé pour évaluer l'aptitude de l'eau à l'irrigation. Le pourcentage de sodium (% Na) peut être déterminé par la formule:

$$\%Na = \frac{Na + K}{Ca + Mg + Na + K} \times 100$$

Où toutes les concentrations sont en meq / L.

Une concentration élevée de Na par rapport au Ca et au Mg dans les eaux souterraines peut entraîner une réduction de la perméabilité du sol, affectant ainsi négativement la croissance des plantes (Richards, 1954) et aboutissant finalement à un sol avec un drainage interne médiocre. La valeur de % Na dans les eaux souterraines de la plaine de Ghriss se situe entre 14,9 et 51,1% (34% de moyenne). La projection des échantillons étudiés sur le diagramme de Wilcox (1955) montrent que la majorité des échantillons prélevés à partir des eaux souterraines de la zone d'étude sont classées dans deux catégories : excellentes à bonnes et bonne à permmissible (Fig. 10). Sept échantillons se situent dans la zone de la catégorie non appropriée (tableau 7).

c) Carbonate de sodium résiduel (RSC)

Le RSC est également un paramètre important pour déterminer l'adéquation des eaux souterraines à l'irrigation et s'exprime comme suit :

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

Où toutes les concentrations sont exprimées en meq / l.

Le RSC indique le potentiel de précipitation de Ca^{2+} et de Mg^{2+} . Les ions carbonate et bicarbonate combinés au calcium ou au magnésium précipiteront sous forme de carbonate de calcium (CaCO_3) ou carbonate de magnésium (MgCO_3) notamment dans des conditions de sécheresse. Lorsque la concentration de Ca^{2+} et de Mg^{2+} décroît, en contre partie la teneur du sodium et l'indice SAR deviennent plus importants. Ceci causera un effet d'alcalisation et augmentera le pH. En général, les eaux souterraines utilisées pour l'irrigation dans les régions arides et semi-arides sont caractérisées par un RSC élevé qui conduit à la salinisation et à la sodification et l'alcalinisation des sols agricoles. Les eaux d'irrigation dont les valeurs RSC sont inférieures à 1,25 sont considérées comme bonnes pour l'irrigation, tandis que celles dont les valeurs de RSC sont comprises entre 1,25 et 2,5 sont des eaux à fort risque. Les valeurs supérieures à 2,5 ne conviennent pas à des fins d'irrigation (Zaidi et al. 2015). Comme indiqué précédemment dans la section sur la relation ionique, les échantillons d'eau souterraine de la région étudiée sont caractérisés par des concentrations élevées de Ca^{2+} et de Mg^{2+} et une concentration faible de bicarbonate. Tous les échantillons d'eau ont donc des valeurs de RSC inférieures à 1,25 et sont considérées comme bonnes pour l'irrigation.

d) Indice de Kelly

Kelley (1946) a proposé un indice (KI) pour classer l'eau utilisée pour l'irrigation. L'indice de Kelley est le rapport $\text{Na} / (\text{Ca} + \text{Mg})$ et les eaux avec un rapport de $> 1,0$ Kelley ne sont considérées comme appropriées à l'irrigation. Le rapport de Kelley dans les eaux souterraines de la plaine de Ghriss variait de 0,15 à 1,02 (en moyenne 0,53), tous les échantillons ayant un KI inférieur à 1,0 sauf un (KI = 1,02), ce qui suggère que l'eau convient à l'irrigation.

e) Risque de magnésium (Magnesium Hazard : MH)

La concentration en magnésium de l'eau joue un rôle important dans la détermination de la qualité de l'eau destinée à l'irrigation. Le risque de magnésium peut être déterminé en utilisant l'équation suivante:

$$\text{MH} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Ca}} \times 100$$

Où toutes les concentrations sont en meq / L.

En règle générale, un risque de magnésium supérieur à 50 est considéré comme dangereux et les eaux impropre à l'irrigation (Szabolcs et Darab, 1964). La teneur élevée en magnésium dans l'eau affectera négativement les rendements des cultures à mesure que les sols deviennent plus salés (Joshi et al., 2009).

Pour les échantillons étudiés, les valeurs de risque de magnésium varient de 21,9 à 83,5. Il a été constaté que 76,5% des échantillons (26 échantillons) prélevés à partir de l'aquifère Plio-Quaternaire de la plaine de Ghriss présentaient un risque de magnésium supérieur à 50%, indiquant qu'ils ne convenaient pas à l'irrigation (tableau 7).

Tableau 7. Classification de la qualité de l'eau souterraine selon différent critère.

Parameters	Range	Water class	Samples
Alkalinity hazard (SAR)	<10	Excellent	34
	10 – 18	Good	0
	18 – 26	Doubtful	0
	>26	Unsuitable	0
Salinity hazard (EC)	<250	Excellent	0
	250 – 750	Good	04
	750 – 2000	Permissible	22
	2000 – 3000	Doubtful	01
	> 3000	Unsuitable	07
Sodium percentage (Na %)	<20	Excellent	03
	20 – 40	Good	22
	40 – 60	Permissible	09
	60 - 80	Doubtful	0
	>80	Unsuitable	0
Residual sodium carbonate (RSC)	<1.25	Good	34
	1.25 – 2.5	Doubtful	0
	>2.5	Unsuitable	0
Kelly Index (KI)	<1.0	Suitable	33
	>1.0	Unsuitable	01
Magnesium Hazard (MH) %	<50	Suitable	08
	>50	Unsuitable	26

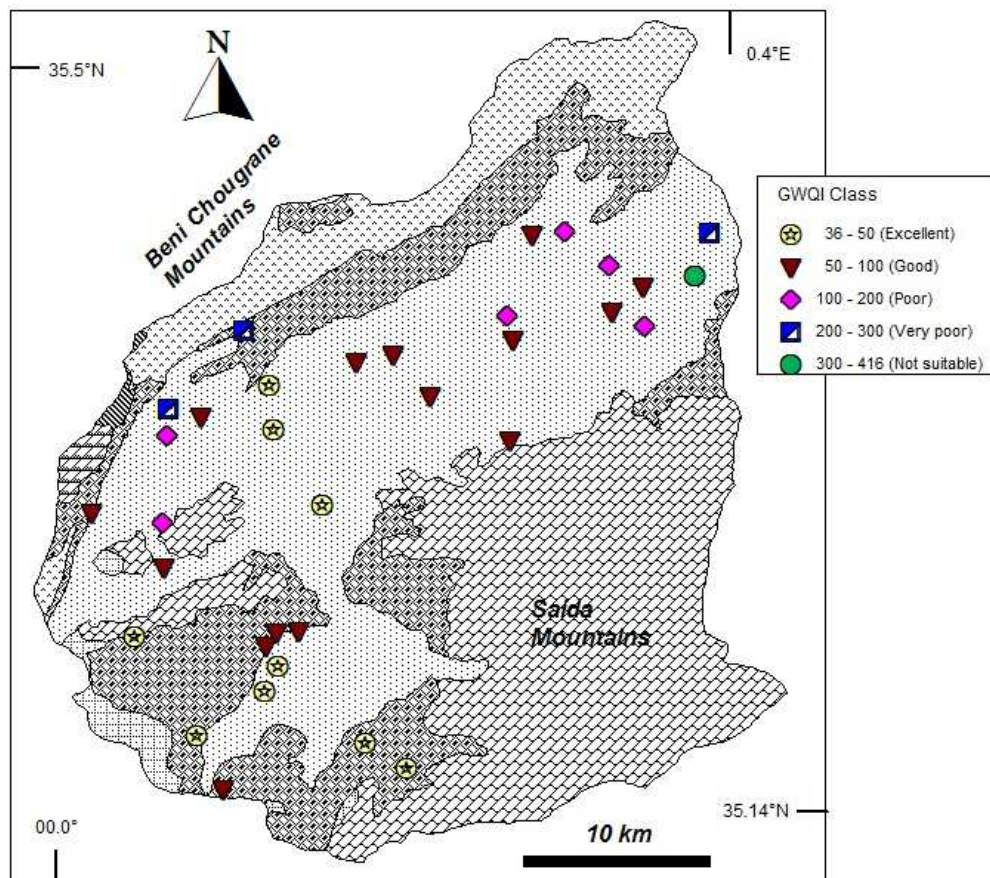


Fig. 8 carte des classes de GWQI.

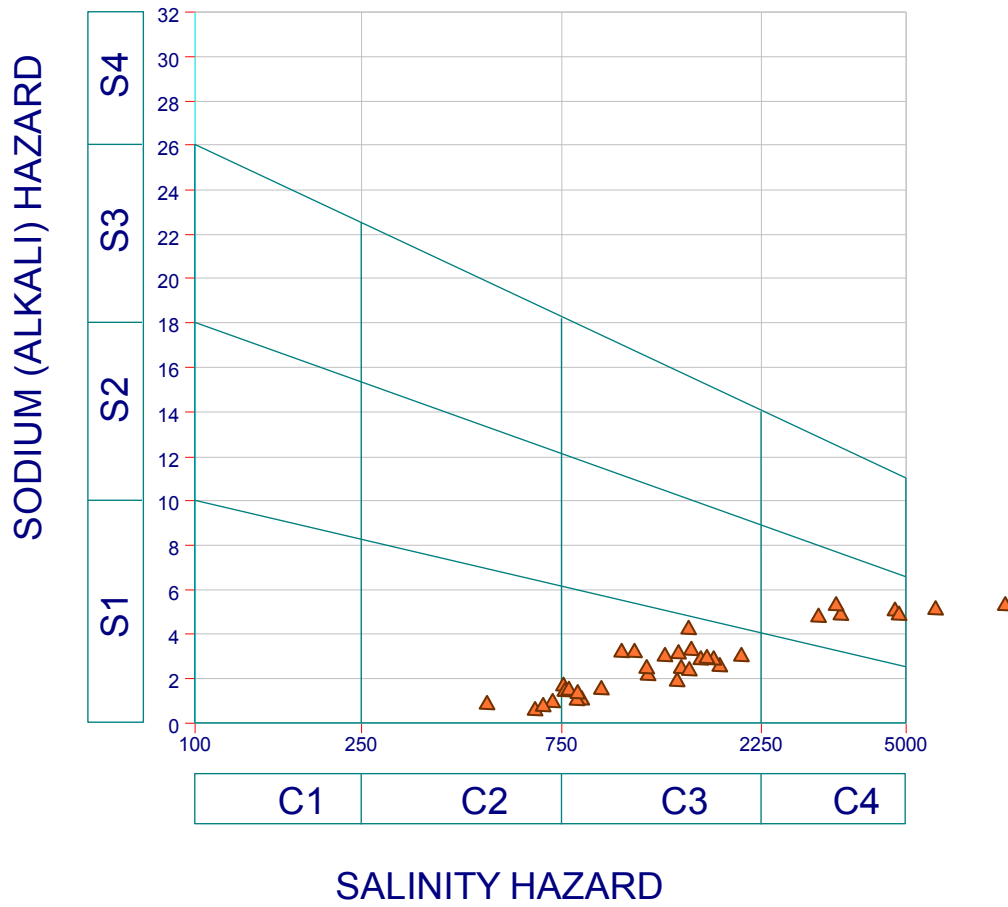


Fig. 9 Classification des eaux selon le diagramme USSS. Les valeurs du SAR (Sodium Hazard) sont exprimées en meq/l.

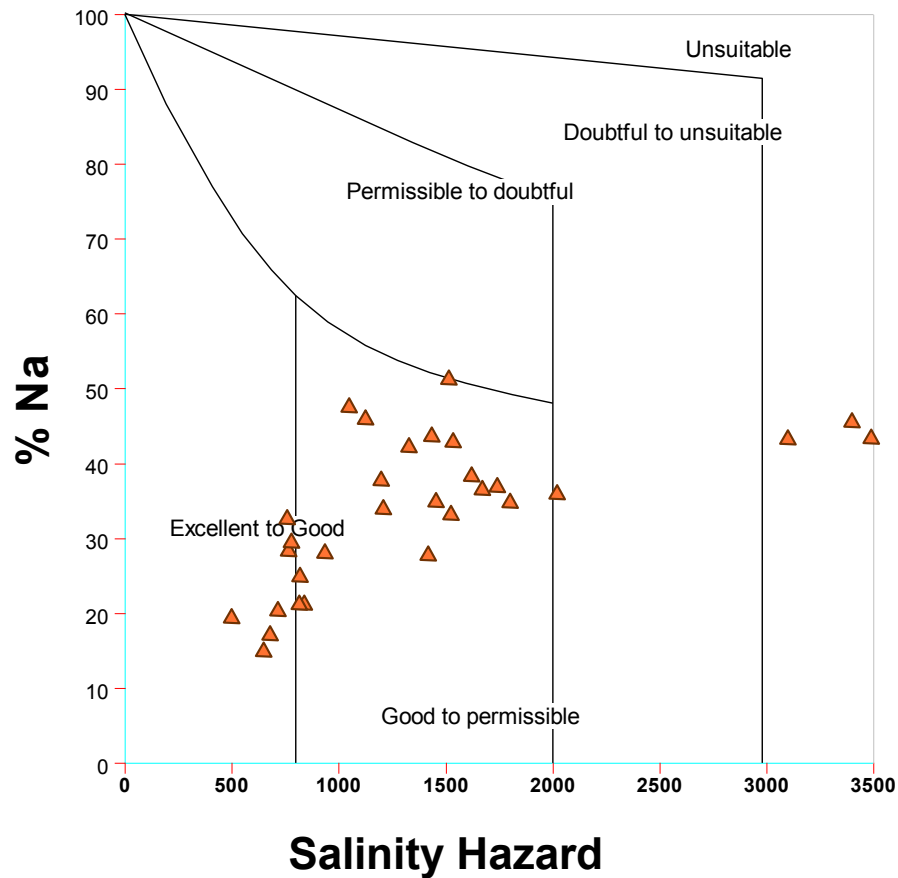


Fig. 10 EC ($\mu\text{s}/\text{cm}$) versus %Na.

5. Conclusion

Cet article présente des approches intégrées pour caractériser l'hydrochimie et la qualité des eaux souterraines dans l'aquifère Plio-Quaternaire de la plaine de Ghriss, nord-ouest Algérien. L'hydrochimie des eaux souterraines dans l'aquifère étudié est dominée par les types d'eau $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ et Cl-Mg . Le Cl^- est l'élément qui affecte le plus la qualité des eaux souterraines dans la zone d'étude. En effet, nous avons enregistré 20 puits (59%) ayant une concentration de Cl dépassant les normes OMS. Les concentrations des éléments Ca^{2+} - Mg^{2+} - Na^+ sont affectées par les processus d'échange ionique inverse dans l'aquifère.

L'analyse en composantes principales (ACP) montre que la salinisation est le processus principal contrôlant la variabilité hydrochimique et met l'accent sur deux types de recharge pour l'aquifère étudié : une venant de la surface résultant des pluies efficaces et le retour des eaux d'irrigation et l'autre venant de l'aquifère voisin à savoir l'aquifère de u Jurassique.

Basé sur la classification de l'indice de qualité GWQI; environ 70,5% des échantillons (24 puits) appartiennent à une eau de qualité excellente à bonne, alors que 26,4% (9 puits) ont montrés une eau de très mauvaise à mauvaise qualité pour la consommation humaine.

En termes d'irrigation, la majorité des puits analysés sont d'une qualité acceptable par rapport aux indices utilisés (SAR, %Na, RSC, Kelly Index). Néanmoins, la salinité élevée dans certain puits limiterait l'utilisation des eaux pour l'irrigation. L'indice MH a mis en évidence un risque lié notamment une la concentration élevée en magnésium avec plus de 76% de puits concerné.

Les résultats de ce travail pourraient servir d'outil de base pour informer la population locale ainsi que les agences gouvernementales sur l'état de la qualité de l'eau pour une meilleure utilisation à l'avenir. Les indices de qualité permettent d'avoir une vue globale parfois subjective sur l'état de la ressource, des études complémentaires (simulation et/ou étude de terrain) permettent de mieux cerner le problème et de proposer à terme les mesures adéquates pour une gestion durable.

REFERENCES

- Aghazadeh, N. & Mogaddam, A.A.** 2011. Investigation of hydrochemical characteristics of groundwater in the Harzandat aquifer, northwest of Iran. *Environ. Monit. Assess.* 176 (1-4), 183-195.
- Appelo, C. A.J. & Postma, D.** 1993. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. Rotterdam, A.A. Balkema, Rotterdam, 536 p.
- Assens, G., Besbes, M. & De Marsily, G.,** 1977. Etude hydrogéologique de la plaine de Mascara sur modèle mathématique. Ecole nationale supérieure des mines de paris, Centre d'informatique Géologique, Paris, France (72 p).
- Bekkoussa, B., Meddi, M. & Jourde, H.** 2008. Forçage climatique et anthropique sur la ressource en eau souterraine d'une région semi-aride : cas de la plaine de Ghriss, nord-ouest algérien. *Revue sécheresse* (2008), DOI : 10.1684/sec.2008.0134.
- Bekkoussa, B., Jourde, H., Batiot-Guilhe, C., Meddi, M., Khaldi, A. & Azzaz, H.** 2013. Origine de la salinité et des principaux éléments majeurs des eaux de la nappe phréatique de la plaine de Ghriss, Nord-Ouest Algérien. *Hydrological Sciences Journal*, DOI:10.1080/02626667.2013.800639.
- Caroll D.** 1962. Rain water as a chemical agent of geological processes: a review. *USGS Water Supply* 1533, 18–20.
- Cloutier, V., Lefebvre, R., Therrien , R. & Savard M. M.** 2008. Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system. *Journal of Hydrology* 353, 294– 313.
- Dassi, L.** 2011. Investigation by multivariate analysis of groundwater composition in a multilayer aquifer system from North Africa: A multi-tracer approach. *Applied Geochemistry* 26 (2011), 1386–1398.
- Davis, J.C.** 1986. *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley & Sons Inc., New York.
- Drever, J., I.** 1997. *The Geochemistry of Natural Waters*, 3rd ed., Prentice Hall, New Jersey, 436 p.
- Fewtrell, L.,** 2004. Drinking-Water Nitrate, methemoglobinemia, and global burden of disease: a discussion. *Environ. Health Perspect.* 112, 1371–1374.

- Freeze, R. A. & Cherry, J.A.** 1979. Groundwater, Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- García, MG., del v Hidalgo M. & Blesa M.A.** 2001. Geochemistry of groundwater in the alluvial plain of Tucuman province, Argentina. *Hydrogeol Journal* 9, 597–610.
- Gibbs, R.J.** (1970). Mechanisms controlling world water chemistry. *Science* 17, 1088–1090.
- Jasmin, I. & Mallikarjuna, P.** 2014. Physicochemical quality evaluation of groundwater and development of drinking water quality index for Araniar River Basin, Tamil Nadu, India. *Environ. Monit. Assess.* 186 (2), 935-948.
- Joshi, D.M., Kumar, A. & Agrawal, N.** 2009. Assessment of the irrigation water quality of River Ganga in Haridwar District India. *J Chem* 2(2), 285–292.
- Journal Officiel de la république algérienne.** 2011. Journal officiel de la république algérienne n° 34, 19 juin 2011.
- Kaiser, H.F.** 1958. The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika* 23, 187–200.
- Kumar, P.S., Elango, L. & James, E.J.** 2014. Assessment of hydrochemistry and groundwater quality in the coastal area of South Chennai, India. *Arab. J. Geosci.* 7 (7), 2641-2653.
- Masoud, A. A.** 2014. Groundwater quality assessment of the shallow aquifers west of the Nile Delta (Egypt) using multivariate statistical and geostatistical techniques. *Journal of African Earth Sciences* 95 (2014), 123–137.
- McLean, W., Jankowski J. & Lavitt N.** 2000. Groundwater quality and sustainability in an alluvial aquifer, Australia. In: Sililo O et al (eds) *Groundwater, past achievements and future challenges*, Balkema, Rotterdam.
- Rajmohan, N. & Elango, L.** 2004. Identification and evolution of hydrogeochemical processes in the groundwater environment in an area of the Palar and Cheyyar River Basins, Southern India. *Environmental Geology* 46, 47-61.
- Richards, L.A.** 1954. *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*, Hand Book, No. 60. U.S. Department of Agriculture, Washington D.C.
- Saeedi, M., Abessi, O., Sharifi, F. & Meraji, H.** 2010. Development of groundwater quality index. *Environ Monit. Assess* (2010) 163, 327–335.
- Sahu, P. and Sikdar, P.K.** 2008. Hydrochemical framework of the aquifer in and around East Kolkata Wetlands, West Bengal. *India Environ Geol.* 55, 823–835.
- Schoeller, H.** 1977. Geochemistry of groundwater. Ch. 15. In: *Groundwater Studies an International Guide for Research and Practice*. UNESCO, Paris, pp. 1-18.
- Simler, R.** 2015. *Diagrammes : Logiciel d'hydrochimie multilingue en distribution libre*. Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon.
- Singh A. K., Raj B., Tiwari A. K. & Mahato M. K.** 2013. Evaluation of hydrogeochemical processes and groundwater quality in the Jhansi district of Bundelkhand region, India. *Environ Earth Sci* (70), 1225–1247.
- Sourisseau, B.** 1972. *Etude hydrogéologique de la plaine de Ghriss*. Rapport Agence Nationale des Ressources Hydraulique, Alger, Algérie (120 p).
- Szabolcs, I. & Darab, C.** 1964. The influence of irrigation water of high sodium carbonate content of soils. In: *Proceedings of 8th international congress of ISSS, transmission, vol 2.* pp 803–812.

Vasanthavigar, M., Srinivasamoorthy, K., Vijayaragavan, K., Ganthi, R.R., Chidambaram, S., et al. 2010. Application of water quality index for groundwater quality assessment: Thirumanimuttar sub-basin, Tamilnadu, India. *Environ. Monit. Assess.* 171 (1-4), 595-609.

WHO (World Health Organization). 2004. *Guidelines for drinking water quality*, third edition. Geneva: WHO.

Zaidi, F. K., Mogren, S., Mukhopadhyay, M. & Ibrahim, E. 2016. Evaluation of groundwater chemistry and its impact on drinking and irrigation water quality in the eastern part of the Central Arabian graben and trough system, Saudi Arabia. *Journal of African Earth Sciences* 120 (2016), 208-219.

Zaidi, F. K., Nazzal, Y., Jafri, M. K. Naem, M. & Ahmed, I. 2015. Reverse ion exchange as a major process controlling the groundwater chemistry in an arid environment: a case study from northwestern Saudi Arabia. *Environ. Monit. Assess* DOI 10.1007/s10661-015-4828-4.

III.3.2 Nappe du Jurassique supérieur

III.3.2.1 statistique descriptives

Les Tableaux III.1 montrent les statistiques descriptives élémentaires (maximum, minimum, moyenne, médiane, écart type et coefficient de variation).

Tableau. III.1 Statistique descriptives des paramètres physico-chimiques de la nappe du Jurassique

Statistique	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	NH ₄ ⁺	PO ₄ ³⁻	SiO ₂	C25	RS	pH
Minimum	31	26	14	1	34	15	98	2	0,00	0,00	0,00	7	668	520	6,8
Maximum	125	142	198	23	416	270	527	42	0,35	0,49	15,50	32	1819	1660	8,3
Médiane	78	65	51	3	100	67	394	17	0,01	0,04	0,14	13	900	715	7,3
Moyenne	78	69	64	4	142	84	394	16	0,03	0,06	0,89	15	1004	815	7,4
Ecart-type	25,69	21,59	46,51	4,18	103,27	54,71	70,55	10,31	0,06	0,09	2,82	5,69	298,81	241,88	0,35
Coefficient de variation	0,33	0,31	0,72	1,05	0,73	0,65	0,18	0,64	1,92	1,50	3,18	0,39	0,30	0,30	0,05
Norme OMS	200	150	200	12	250	250	-	50	0.2	0.5	-	-	1500	1000	6.5-9.2
Norme algérienne	200	150	200	20	500	400	-	50	0.2	0.5	5	-	2800	2000	6.5-9

III.3.2.1.1.pH

Les moyennes et les médianes sont proches et Les écarts-types sont faibles (0.35). Le pH des eaux de la nappe du Jurassique varie entre 6.8 et 8.3 et reste ainsi dans l'intervalle des eaux admissible à la consommation humaine. Tous les points analysés (sauf un point avec pH=6.8) possédaient des eaux neutres avec une tendance à la basicité.

III.3.2.1.2. Conductivité électrique et Résidu sec

Ces deux paramètres renseignent sur l'état de la minéralisation des eaux (ions dissous dans la phase aqueuse). Les conductivités varient entre 668 µs/cm et 1819 µs/cm. 11% des échantillons analysés dépassent la norme de potabilité fixée par l'OMS à 1500 µs/cm, mais les valeurs restent dans des limites acceptables comparativement à quelques nappes karstiques très polluées (BAALI, 2007). Quant au résidu sec, il varie de 520 à 1660 mg/L et les échantillons dépassant la norme de potabilité (norme OMS) sont estimés à 11% du total.

III.3.2.1.3. Concentration des ions Cl⁻

En raison de ces propriétés conservatrices (c'est-à-dire la tendance à rester en solution), Cl⁻ est un indicateur fiable des processus chimiques des eaux souterraines. La diminution des concentrations de Cl⁻ montre l'entrée d'eau douce dans l'aquifère. L'augmentation des concentrations peut être causée par plusieurs processus tels que le mélange avec des eaux plus salées, la dissolution des roches évaporitiques ou la reconcentration de Cl⁻ par évapotranspiration provenant d'un aquifère peu profond et non confiné (nappe phréatique).

Les teneurs en chlorures des eaux sont extrêmement variées et liées principalement à la nature des terrains traversés. Ainsi, les eaux courantes exemptes de toute pollution (anthropique ou géologique) ont une teneur généralement inférieure à 25 mg/L, mais dans certaines régions, la traversée de formations salifères peut conduire à des teneurs exceptionnelles de 1 000 mg/L.

ou plus (Rodier, 2009). La concentration en Chlorure varie entre 34 à 416 mg/L et 16% des échantillons dépassent la norme de potabilité fixée par l'OMS à 250 mg/L.

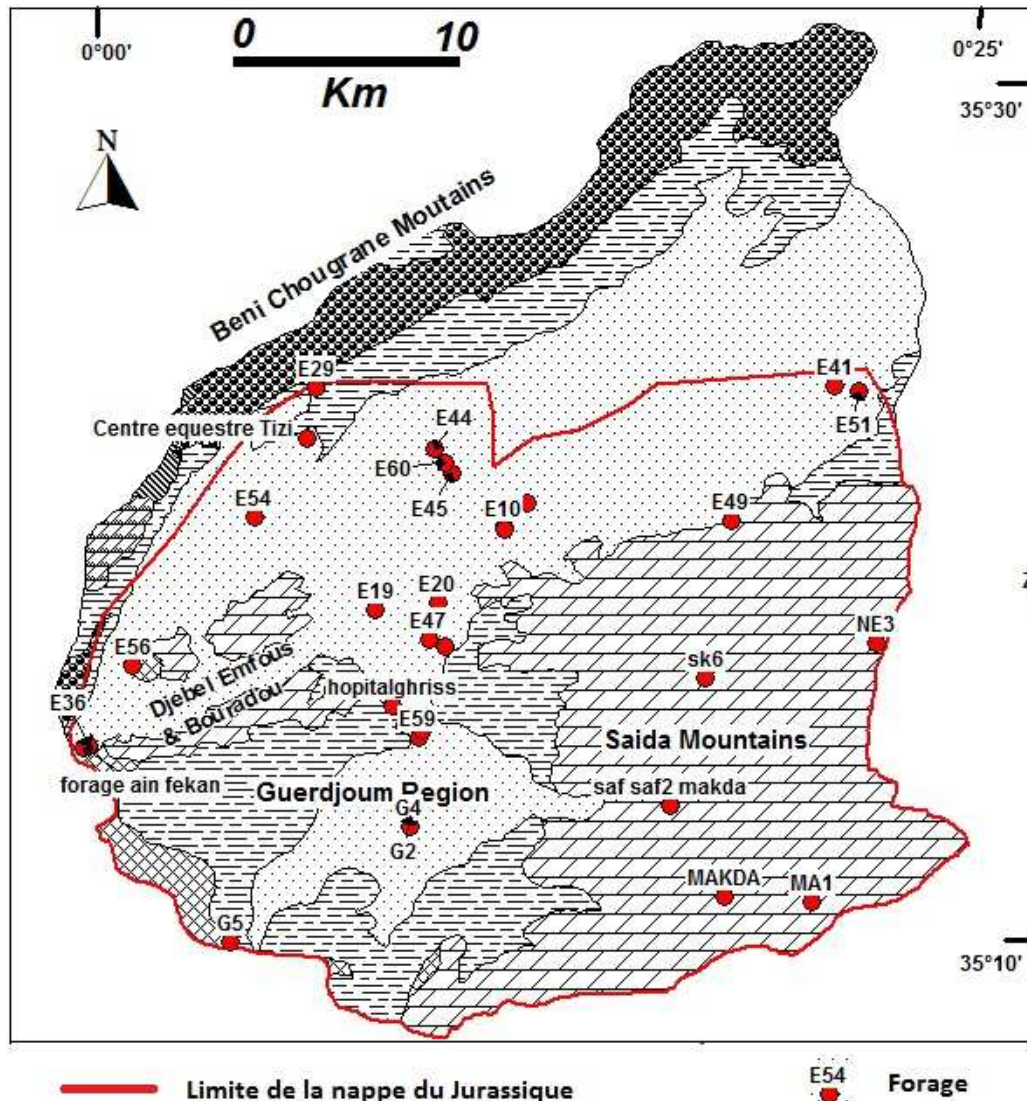


Fig III.1 situation des forages retenue pour l'étude de la nappe du Jurassique

III.3.2.1.4. Concentrations des ions Ca^{2+} et Mg^{2+}

Les concentrations des ions Ca^{2+} et Mg^{2+} évoluent d'une manière synchrone et proviennent de la dissolution de plusieurs roche ou sols. Le Ca^{2+} est un élément abondant dans les eaux naturel et provient de la calcite, la dolomite et le gypse. Les sources du Mg^{2+} incluent la dolomite la magnésite et le mica. Le Ca^{2+} et Mg^{2+} , appelés aussi métaux alcalino-terreux, entrent dans les eaux souterraines par dissolution de minéraux carbonatés dans une eau contenant du CO_2 . Par ailleurs, des échange cationique peuvent se produire entre les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} et les ions Na^+ et K^+ . Dans la nappe du Jurassique, la concentration du Ca^{2+} et Mg^{2+} varient respectivement entre 31 à 125 mg/L et 26 à 142 mg/L. Les concentrations de ces deux éléments restent dans les limites de potabilité fixée par l'OMS et les normes algériennes.

III.3.2.1.5. Concentrations des ions Na^+ et K^+

Le Na^+ est le plus important et le plus abondant des métaux alcalins dans les eaux naturelles. Les évaporites constituent la principale source de Na^+ dans l'eau. Indépendamment de la lixiviation des formations géologiques contenant du chlorure de sodium, le sel peut provenir de la décomposition de sels minéraux comme les silicates de sodium et d'aluminium, des retombées d'origine marine, de la venue d'eaux salées dans les nappes aquifères, de son emploi pour faire fondre la neige, des nombreux usages industriels, des retours des eaux d'irrigation ect...

Bien que dans les roches ignées la teneur en potassium soit presque aussi importante que celle du sodium, sa présence à peu près constante dans les eaux naturelles ne dépasse pas habituellement 10 mg/L. Les concentrations en Na^+ des forages captant la nappe du Jurassique sont très dispersées (entre 14 et 198 mg/L). L'écart type est proche de la moyenne ce qui reflète une gamme très large des concentrations. Les concentrations en K^+ sont assez modérées ne dépassant la norme de potabilité que pour 5% des cas. La teneur en K^+ dans la nappe étudiée oscille entre 1 et 23 mg/L.

III.3.2.1.6. Concentration des ions HCO_3^-

Il est admis généralement que le bicarbonate pénètre dans le système des eaux souterraines en raison de l'absorption de CO_2 provenant des gaz de la zone non saturée ou des apports atmosphériques directs (Langmuir, 1971). Des sources supplémentaires peuvent provenir de la dissolution du carbonate. Les bicarbonates (ou Hydrogénocarbonate) sont très présents dans les eaux circulant dans les karsts. L'alcalinité d'une eau correspond à la présence d'hydrogénocarbonates (HCO_3^-), de carbonates (CO_3^{2-}) ou d'ions hydroxydes (OH^-). Dans les régions calcaires la teneur en bicarbonates varie de 100 à 250 mg/L (parfois jusqu'à 350 mg/L).

Les eaux de la nappe du Jurassique supérieur contiennent des concentrations importantes en HCO_3^- variant de 98 à 527 mg/L avec une moyenne de 394 mg/L, ce qui reflète des échanges notables entre l'encaissant et la phase aqueuse. Aucune norme de potabilité n'est indiquée pour ce paramètre.

III.3.2.1.7. Concentration des ions SO_4^{2-}

Les évaporites, principalement le gypse et l'anhydrite, constituent la principale source de SO_4^{2-} dans l'eau douce. Les autres sources sont les composés atmosphériques aéroportés provenant de la mer et de la poussière, les oxydes de soufre gazeux produits par la combustion de combustibles fossiles et entraînés par les précipitations, les matières organiques en décomposition, les exhalations volcaniques et les produits de l'altération de certaines roches magmatiques. Des concentrations supérieures à environ 30 mg/L dans les eaux souterraines suggèrent un contact avec des roches contenant du gypse. La concentration maximale dans les eaux souterraines douces est de 1 360 mg/L et des concentrations plus élevées peuvent être atteintes dans les eaux salines. Le SO_4^{2-} n'est pas sensiblement affecté par les processus d'adsorption ou d'échange d'ions.

La concentration en SO_4^{2-} varie de 15 à 270 mg/L avec une moyenne de 84 mg/L. Un seul point seulement présente une concentration supérieure à la norme de potabilité estimée à 250 mg/L.

III.3.2.1.8. Concentration des ions NO_3^-

Toutes les formes d'azote (azote organique, ammoniacque, nitrites, etc.) sont susceptibles d'être à l'origine des nitrates par un processus d'oxydation biologique. Dans les eaux naturelles non polluées, le taux de nitrates est très variable suivant la saison et l'origine des eaux ; il peut varier de 1 à 15 mg/L (Rodier, 2009). Les concentrations en nitrates dans la nappe du Jurassique restent acceptables (entre 1 et 42 mg/L) et on note qu'aucun point ne présente un dépassement de la norme de potabilité fixée à 50 mg/L. ceci indique que la nappe reste plus ou moins protégée par rapport aux pollutions extérieures.

III.3.2.1.9. Concentration NO_2^- et NH_4^+

En l'absence de pollution, il n'y a pas ou très peu de nitrites dans les eaux et dans les zones où l'auto épuration est active ; les teneurs se maintiennent à des niveaux très faibles (de l'ordre de 0,01 mg/L). En présence de quelques dixièmes de mg/L la pollution est sensible. Les nitrites proviennent soit d'une oxydation incomplète de l'ammoniacque, la nitrification n'étant pas conduite à son terme, soit d'une réduction des nitrates sous l'influence d'une action dénitrifiante. Le tout entrant dans le cycle de l'azote qui dépend de nombreux facteurs. Les concentrations en nitrites restent dans une gamme de potabilité acceptable et on signale une seule concentration au dessus de la norme de potabilité (0.2 mg/L).

L'ammonium ou azote ammoniacal (NH_4^+) est assez souvent rencontré dans les eaux et traduit habituellement un processus de dégradation incomplète de la matière organique. Immédiatement en aval des foyers de pollution, on trouve souvent des teneurs de l'ordre de 0,5 à 1 mg/L tandis que les teneurs en nitrites et en nitrates sont relativement faibles. Plus en aval, les teneurs en azote ammoniacal diminuent et celles des nitrites puis des nitrates augmentent. D'une façon générale, l'ammoniacque se transforme assez rapidement en nitrites et nitrates par oxydation.

L'azote ammoniacal des eaux superficielles peut avoir pour origine la matière végétale des cours d'eau, la matière organique animale ou humaine (l'homme élimine 15 à 30 g d'urée par jour), les rejets industriels, les engrais, etc. (Rodier, 2009). Aucun dépassement par rapport à la norme de potabilité (norme algérienne et française estimée à 0.5 mg/L) n'est signalé dans les eaux de la nappe étudiée.

III.3.2.1.10. Concentration SiO_2

Les silicates constituent 97 % du poids de la croûte terrestre. Il est particulièrement abondant sous forme de quartz, notamment dans les granites. La silice est également utilisée comme matériau structurel dans de nombreuses industries (microélectronique, électrique, pharmaceutique et agroalimentaire). Le dioxyde de silicium (appelé plus communément Silice) n'est pas toxique chimiquement, mais les poussières de silice cristalline (quartz et cristobalite, notamment) sont toxiques en raison de leur petite taille, de leur dureté et de leur inaltérabilité, essentiellement par inhalation. Les directives de l'OMS et la réglementation

algérienne relatives à la qualité des eaux destinées à la consommation humaine ne donnent pas d'indication concernant la concentration maximale admissible et le niveau guide.

Les concentrations en silicate dans les eaux de la nappe étudiée varient entre 7 à 32 mg/L avec une moyenne de 15 mg/L.

III.3.2.1.11. Concentration PO_4^{3-}

Les phosphates font partie des anions facilement fixés par le sol ; leur présence naturelle dans les eaux est liée aux caractéristiques des terrains traversés et à la décomposition de la matière organique. Les eaux de surface ou de nappes peuvent être contaminées par des rejets industriels (industries agro-alimentaires, ateliers de traitement de surface, laveries) et domestiques ou par le lessivage des terres cultivées renfermant des engrais phosphatés ou traités par certains pesticides. Dans les eaux souterraines, la présence de phosphates peut également avoir pour origine une infiltration en provenance de fosses d'aisance (fosses septiques) ou de dépôts de fumier (purin). Des auteurs admettent que des teneurs supérieures à 0,5 mg/L doivent constituer un indice de pollution (Rodier, 2009). À titre indicatif, les anciennes directives du Conseil des communautés européennes indiquaient comme teneur du phosphore dans l'eau destinée à la consommation humaine un niveau guide de 0,4 mg/L et une concentration maximale admissible de 5 mg/L. La valeur indicative du phosphore dans la réglementation algérienne est de 5 mg/L (journal Officiel N°13 du 09 mars 2014). La concentration du PO_4^{3-} dans les eaux de la nappe du Jurassique supérieur varie entre 0 et 15,5 mg/L avec une moyenne de 0,89 mg/L et une médiane de 0,14 mg/L (la médiane étant plus représentative dans ce dernier cas). Le maximum 15,5 mg/L est enregistré au niveau du forage G2.

III.3.2.2 Facies chimique

La figure III.2 représente la projection des échantillons prélevés à partir de la nappe du Jurassique sur le diagramme de Piper. On constate de facto que le facies Mg-HCO_3 est dominant, avec un pourcentage de plus de 88% pour le Mg^{2+} et 77% pour le HCO_3^- respectivement par rapport aux cations et aux anions. Ce faciès est typiquement représentatif des eaux d'origine karstique. Les facies Ca-HCO_3 (ou $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$), Mg-Cl et Na-Cl sont présents avec des proportions moindres. Ceci laisse entendre que la dissolution de la roche calcaire-dolomitique est le facteur le plus notable dans l'hydrochimie de l'aquifère du Jurassique. La présence du Cl^- et du Na^+ est liée principalement à des facteurs anthropiques ou/et géologiques qui seront discutés ultérieurement. Il s'agit d'une contamination des eaux souterraines soit par l'encaissant (évaaporites), soit depuis la surface à cause des activités anthropiques.

On constate également que pour des forages dont on dispose des prélèvements espacés dans le temps, tel que le forage E47 (le 12/07/2003 ; 04/02/2004 et 31/05/2005), le facies chimique est resté le même à savoir Mg-HCO_3 . A l'inverse, l'hydrochimie des eaux prélevée à partir du forage E66 a connue un changement majeur entre 2004 et 2014. En effet, Pour ce dernier cas, l'anion dominant est passé du Cl^- au HCO_3^- . Ce changement est certainement un retour à la normale après une contamination qui avait due affecter le forage. Cette hypothèse est confortée par une diminution des concentrations des indicateurs de pollution. En effet les

nitrates sont passées de 32 à 13 mg/L, les SO_4^{2-} de 101 à 15 mg/L et la conductivité de 1290 à 737 $\mu\text{s}/\text{cm}$.

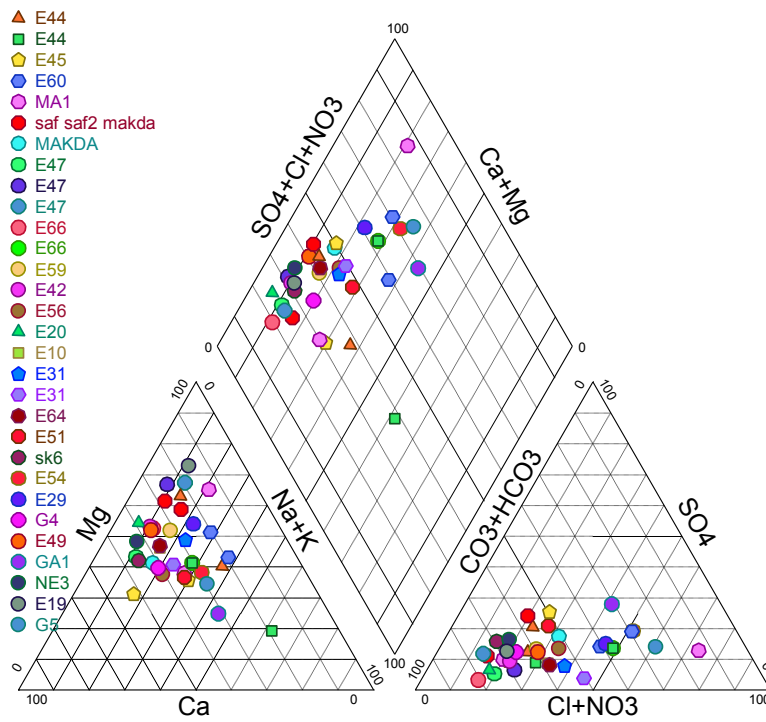


Fig. III.2 diagramme de piper pour les forages de la nappe du Jurassique.

III.3.3 Nappe du Pliocène

III.3.3.1 statistiques descriptives

Tableau.III.2 Statistique descriptives des paramètres physico-chimiques de la nappe du Pliocène

Statistique	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	NH ₄ ⁺	PO ₄ ³⁻	SiO ₂	C25	RS	pH
Minimum	53	32	53	2	82	18	205	2	0,00	0,00	0,00	9,30	705	660	7,0
Maximum	146	113	163	4	420	287	417	71	0,18	0,21	17,50	27,00	1790	1430	7,8
Médiane	92	55	107	3	252	83	348	22	0,02	0,02	0,05	18,00	1344	1025	7,30
Moyenne	95,95	60,41	102	2,73	229	92,36	336	33,91	0,03	0,04	0,89	16,80	1312	973	7,31
Ecart-type	26,77	20,03	32,25	0,62	99,21	61,40	58,26	26,01	0,04	0,05	3,63	4,19	363	219	0,23
Coefficient de variation	0,28	0,33	0,32	0,23	0,43	0,66	0,17	0,77	1,54	1,34	4,10	0,25	0,28	0,22	0,03
Norme OMS	200	150	200	12	250	250	-	50	0.2	0.5	-	-	1500	1000	6.5-9.2
Norme algérienne	200	150	200	20	500	400	-	50	0.2	0.5	5	-	2800	2000	6.5-9

III.3.3.1.1. pH

Les moyennes et les médianes sont proches et Les écarts-types sont faibles (0.35). Le pH des eaux de la nappe du Pliocène varie entre 7 et 7.8 et reste ainsi dans l'intervalle des eaux admissible à la consommation humaine.

III.3.3.1.2. Conductivité électrique et Résidu sec

Ces deux paramètres renseignent sur l'état de la minéralisation des eaux (ions dissous dans la phase aqueuse). Les conductivités varient entre 705 µs/cm et 1790 µs/cm. 36% des échantillons analysé dépassent la norme de potabilité fixée par l'OMS à 1500 µs/cm. Ce taux est plus élevé que celui observé dans la nappe du Jurassique (estimé à 11%).

Quant au résidu sec, il varie de 660 à 1430 mg/L et les échantillons dépassant la norme de potabilité (norme OMS) sont estimé à 54% du total. Le taux des points ayant de fortes valeurs pour le résidu sec est également beaucoup plus important que celui pour les eaux du Jurassique (estimé à 11%). Les eaux de la nappe du Pliocène semblent plus minéralisées que ceux de la nappe du Jurassique. En effet les moyennes et médianes des conductivités électriques et les résidus secs sont beaucoup plus importants.

III.3.3.1.3. Concentration des ions Na⁺ et Cl⁻

La concentration en Chlorure varie entre 82 à 420 mg/L et 50% des échantillons dépassent la norme de potabilité fixée par l'OMS à 250 mg/L tandis que pour les ions Na aucun dépassement des normes de qualité n'est à signalé. Les eaux du Pliocène semblent plus chargées en Chlorures comparativement aux eaux de la nappe du Jurassique. Ceci est à relier d'une part aux terrains traversé notamment les marnes salifères sur lesquelles les eaux

ruissellent sur les bordures nord avant de s'enfoncer dans le sol pour alimenter la nappe du Pliocène et d'autre part à une contamination d'origine anthropique vue la densité de population dans cette région. La nappe du Pliocène est également en contact direct avec les formations du Miocène (riche en Cl⁻) en profondeur ceci est également un facteur prépondérant impactant la teneur en Cl.

III.3.3.1.4. Concentrations des ions Ca²⁺ et Mg²⁺

Dans la nappe du Jurassique, la concentration du Ca²⁺ et Mg²⁺ varient respectivement entre 53 à 146 mg/L et 32 à 113 mg/L. Les concentrations de ces deux éléments restent dans les limites de potabilité fixée par l'OMS et les normes algériennes. Cependant, il est à remarqué que la concentration moyenne en Ca pour la nappe du Pliocène est plus importante que celle du Jurassique.

III.3.3.1.5. Concentration des ions HCO₃⁻

Les eaux de la nappe du Jurassique supérieur contiennent des concentrations importantes en HCO₃⁻ variant de 205 à 417 mg/L avec une moyenne de 336 mg/L, ce qui reflète des échanges notables entre l'encaissant et la phase aqueuse. En effet, les calcaires lacustres et les grès forment un seul aquifère et les bicarbonates viennent vraisemblablement des la dissolution des calcaires avec des proportions différentes suivant le point échantillonné. Aucune norme de potabilité n'est indiquée pour ce paramètre.

III.3.3.1.6. Concentration des ions SO₄²⁻

La concentration en SO₄²⁻ varie de 18 à 287 mg/L avec une moyenne de 92 mg/L. comme la nappe du Jurassique supérieur, un seul point seulement présente une concentration supérieure à la norme de potabilité estimée à 250 mg/L.

III.3.3.1.7. Concentration des ions NO₃⁻

La concentration des nitrates dans la nappe étudiée oscille entre 2 et 71 mg/L. 45% des échantillons dépasse la norme de potabilité. Cette nappe est sujette à une contamination importante Comparativement à la nappe du Jurassique la ou on n'avait noté aucune concentration supérieure à 42 mg/L.

III.3.3.1.8. Concentration des ions NO₂⁻ et NH₄⁺

Les nitrites varient entre 0 à 0.18 mg/L et l'ammonium entre 0 et 0.21 mg/L. Aucun dépassement par rapport à la norme de potabilité n'est à signalé pour ces deux paramètres. Les coefficients de variations importants reflètent des gammes étendues pour les concentrations de ces deux éléments.

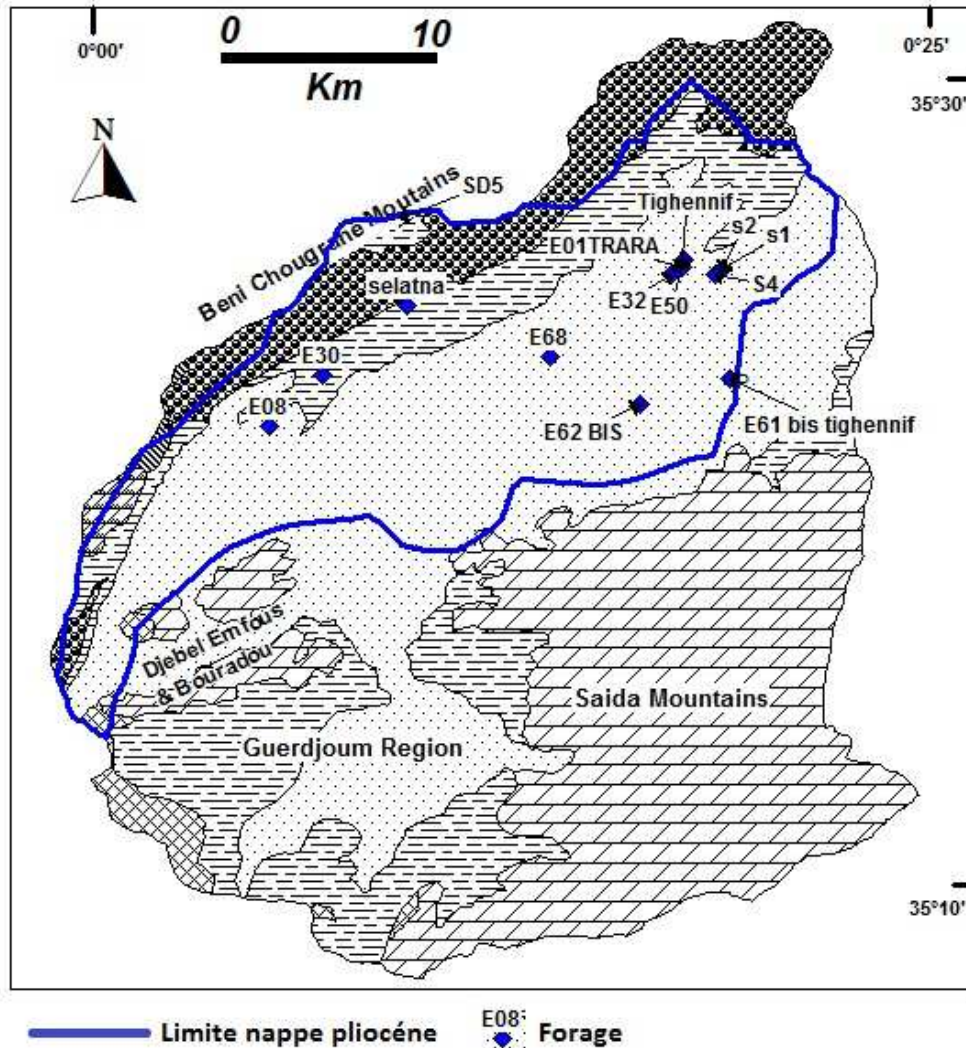


Fig III.3 situation des forages retenues pour l'étude de la nappe du Pliocène

III.3.3.1.9. Concentration des ions SiO_2

Les concentrations en silicate dans les eaux de la nappe étudiée varient entre 9 à 27 mg/L avec une moyenne de 16 mg/L.

III.3.3.1.10. Concentration des ions PO_4^{3-}

La concentration du PO_4^{3-} dans les eaux de la nappe du Pliocène varie entre 0 et 15.5 mg/L avec une moyenne de 0.89 mg/L et une médiane de 0.05 mg/L (la médiane étant plus représentative dans ce dernier cas). Le maximum 17.5 mg/L est enregistré au niveau du forage E48 (El Keurt).

III.3.3.2 Facies chimique

Les anions et les cations dominants dans les eaux de la nappe du Pliocène sont respectivement : Cl^- (63.6%) ; HCO_3^- (27%) et SO_4^{2-} (9%) pour les anions et Ca^{2+} (45.4%) ; Mg (45.4%) et Na^+ (9%).

Les facies Ca-Cl ou Mg-Cl représentent plus de 45% des facies observés. On note également la présence du facies Na-Cl avec un moindre pourcentage (9%). Ces facies sont caractérisés par des eaux très minéralisées (1524 $\mu\text{s/cm}$ en moyenne) et des concentrations en NO_3^- très élevées (51 mg/L en moyenne). Ce sont des mélanges entre eaux superficielles et eaux profondes (signature du Ca^{2+} ou du Mg^{2+} pour les eaux profonde et du Cl^- , Na^+ ou NO_3^- pour les eaux superficielles).

Les facies $\text{HCO}_3\text{-Mg}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ (ou $\text{HCO}_3\text{-Mg-Ca}$) approchent 39% du total. Ces derniers facies sont caractérisés par des eaux les moins minéralisées (une conductivité de 781 $\mu\text{s/cm}$ en moyenne) et des concentrations en NO_3^- les plus basse (entre 3 et 22 mg/L). Ce type d'eau provient des profondeurs et semble être assez bien protégé contre les contaminations extérieures.

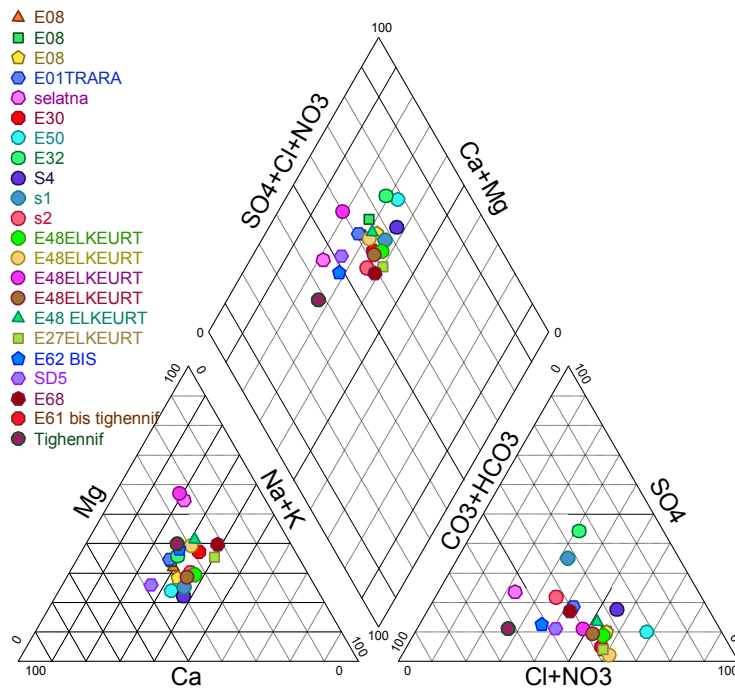


Fig. III.4 diagramme de piper pour les forages de la nappe du Pliocène.

III.4 Identification des échanges entre aquifères en utilisant les Statistiques multi variée globale

L'utilisation des statistiques multivariées pour l'identification des processus hydrochimiques régissant dans un système aquifère multicouche est une approche très utilisées (Moya et al., 2015).

Des analyses statistiques multivariées ont été utilisées pour identifier les tendances générales dans l'ensemble de données hydrochimiques. Pour la nappe Plio-Quaternaire on ne dispose que des données relatives aux éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) en plus de la conductivité et du pH. Pour les deux nappes profondes on dispose des analyses des éléments majeurs et quelques éléments mineurs (NO_2^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} , SiO_2 ...). Or, Les paramètres d'entrée doivent être unifiés. Par conséquent, on retiendra que les paramètres physicochimique majeurs pour l'étude statistique multi variée globale. Avant, tous les paramètres sont transformés de manière à obtenir une distribution approximative normale, car un test de normalité a montré qu'aucun paramètres n'était normalement distribué.

III.4.1 Matrice de corrélation

La matrice de corrélation de Pearson représentée sur le Tableau III.3 permet de trouver la relation entre deux ou plusieurs variables. Les variables présentant un coefficient de corrélation $r > 0,7$ sont considérées comme fortement corrélées pour un seuil de 5 %. Elles sont moyennement corrélées lorsque $0,5 < r < 0,7$ pour le même seuil (Adams et al., 2001 ; Demlie et al. 2007 ; Kumar et al. 2008).

De fortes corrélations ($r > 0,7$) existent entre les ions Ca^{2+} , Na^+ , Cl^- et en moindre degrés Mg^{+2} et NO_3 et les paramètres qui caractérisent la minéralisation des eaux, à savoir la conductivité électrique, le résidu sec et la minéralisation (Tableau III.3). Ceci traduit la participation de ces ions à l'acquisition de la charge saline des eaux. Par contre, les concentrations en sulfates ne montrent pas une nette corrélation avec la conductivité électrique ni avec le résidu sec ($r < 0,5$), indiquant une faible participation de ces ions dans la salinisation totale des eaux. On remarque les paramètres exprimant une salinisation importante (C25, RS) ainsi que tous les ions associés (Ca^{2+} , Na^+ , Cl^-) sont négativement corrélés avec les bicarbonates. Ceci se traduit par le fait que les eaux à forte salinité qui sont vraisemblablement des eaux superficielle sont faiblement chargées en HCO_3^- et les eaux chargées en HCO_3^- dont l'origine ne peut être que l'aquifère karstique sont moins minéralisée. Des corrélations négatives sont observées entre le pH et les paramètres qui expriment la minéralisation (conductivité électrique et résidu sec), ainsi qu'entre le pH et les ions qui participent le plus à la minéralisation (Na^+ , Ca^{2+} , Cl^-). Ceci peut être expliqué par le fait que les eaux les plus chargées en sels sont les eaux dont le pH est plus acide (inférieur à la moyenne), par conséquent, se sont vraisemblablement des eaux superficielles et les eaux les moins minéralisées se caractérisent par un pH plus basique donc d'origine profonde (nappe karstique). Il est possible de postuler que l'acquisition de la salinité des eaux du système aquifère de la plaine de Ghriss résulte principalement des eaux venant de la surface (eau de pluie ou d'irrigation) qui dissout et lessive les sels concentrés dans le sol ou dans la zone non saturée (Debieche, 2002 ; Stigter et al., 2006).

Une corrélation parfaite est à signaler entre Na^+ et Cl^- . Une forte corrélation entre les ions Na^+ et Cl^- indique une origine commune et une évolution connexe pour ces deux éléments. D'autre part, une forte corrélation entre le Ca^{2+} et Cl^- suggère que les échanges cationique influence significativement la chimie des eaux (Touahri et al., 2015).

Tableau III.3. Matrice de corrélation de Pearson des paramètres physico-chimiques pour les trois nappes étudiées.

Variables	CA^{2+}	MG^{2+}	NA^+	K^+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-	C25	Minéra.	RS	pH
CA^{2+}	1,00											
MG^{2+}	0,43	1,00										
NA^+	0,70	0,32	1,00									
K^+	0,49	0,47	0,40	1,00								
Cl^-	0,79	0,50	0,91	0,45	1,00							
SO_4^{2-}	0,27	0,10	0,38	0,24	0,31	1,00						
HCO_3^-	-0,50	-0,26	-0,56	-0,42	-0,66	-0,28	1,00					
NO_3^-	0,45	0,49	0,39	0,05	0,51	0,03	-0,22	1,00				
C25	0,83	0,66	0,84	0,48	0,92	0,30	-0,59	0,58	1,00			
Minéra.	0,81	0,61	0,84	0,47	0,90	0,34	-0,61	0,52	0,98	1,00		
RS	0,84	0,66	0,83	0,55	0,91	0,32	-0,61	0,53	0,97	0,96	1,00	
Ph	-0,23	-0,30	-0,17	-0,29	-0,13	-0,01	0,04	-0,04	-0,23	-0,19	-0,22	1,00

III.4.2 Classification ascendante hiérarchique (CAH)

La classification ascendante hiérarchique (CAH) est une méthode de classification itérative dont le principe est simple.

1. On commence par calculer la dissimilarité entre les N objets.
2. Puis on regroupe les deux objets dont le regroupement minimise un critère d'agrégation donné, créant ainsi une classe comprenant ces deux objets.
3. On calcule ensuite la dissimilarité entre cette classe et les N-2 autres objets en utilisant le critère d'agrégation. Puis on regroupe les deux objets ou classes d'objets dont le regroupement minimise le critère d'agrégation.

On continue ainsi jusqu'à ce que tous les objets soient regroupés.

Ces regroupements successifs produisent un arbre binaire de classification (dendrogramme), dont la racine correspond à la classe regroupant l'ensemble des individus. Ce dendrogramme représente une hiérarchie de partitions. On peut alors choisir une partition en tronquant l'arbre à un niveau donné, le niveau dépendant soit des contraintes de l'utilisateur (l'utilisateur sait combien de classes il veut obtenir), soit de critères plus objectifs.

III.4.2.1 Avantages de la classification ascendante hiérarchique

La classification ascendante hiérarchique (CAH) est une méthode de classification qui présente les avantages suivants :

- On travaille à partir des dissimilarités entre les objets que l'on veut regrouper. On peut donc choisir un type de dissimilarité adapté au sujet étudié et à la nature des données.
- L'un des résultats est le dendrogramme, qui permet de visualiser le regroupement progressif des données. On peut alors se faire une idée d'un nombre adéquat de classes dans lesquelles les données peuvent être regroupées.

III.4.2.2 Méthode d'agrégation pour la Classification Ascendante Hiérarchique

Plusieurs méthodes d'agrégation sont disponibles :

- Méthode de Ward (inertie)
- Méthode de Ward (variance)
- Lien complet
- Lien simple
- Lien fort
- Lien flexible
- Lien moyen
- Lien proportionnel

III.4.2.3 Résultats et discussion

Les résultats obtenus par l'application de cette méthode sur l'ensemble des données étudiées (85 observations) a permis de distinguer trois classes (C1, C2 et C3).

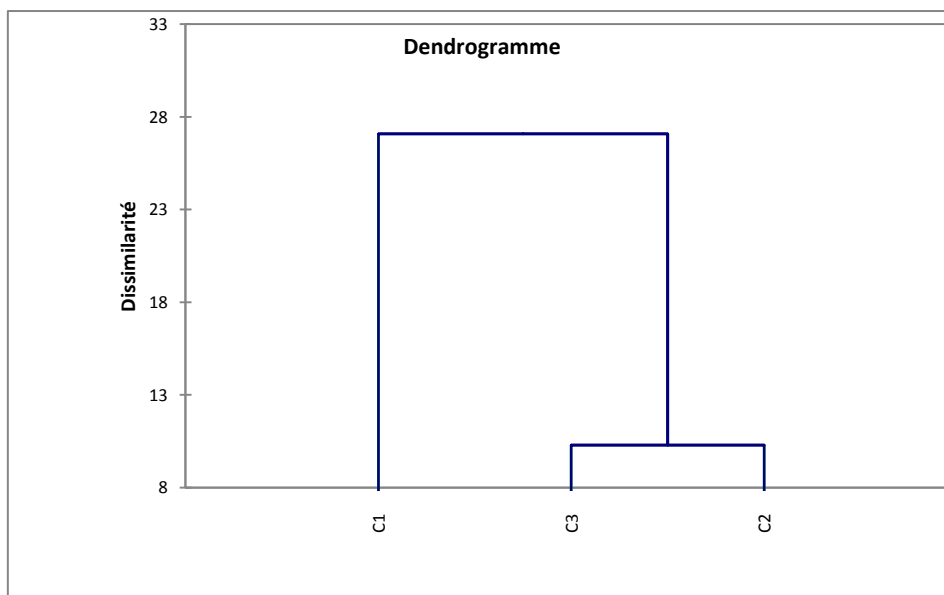


Fig III. 5. Dendrogramme résultant de l'application de l'CAH.

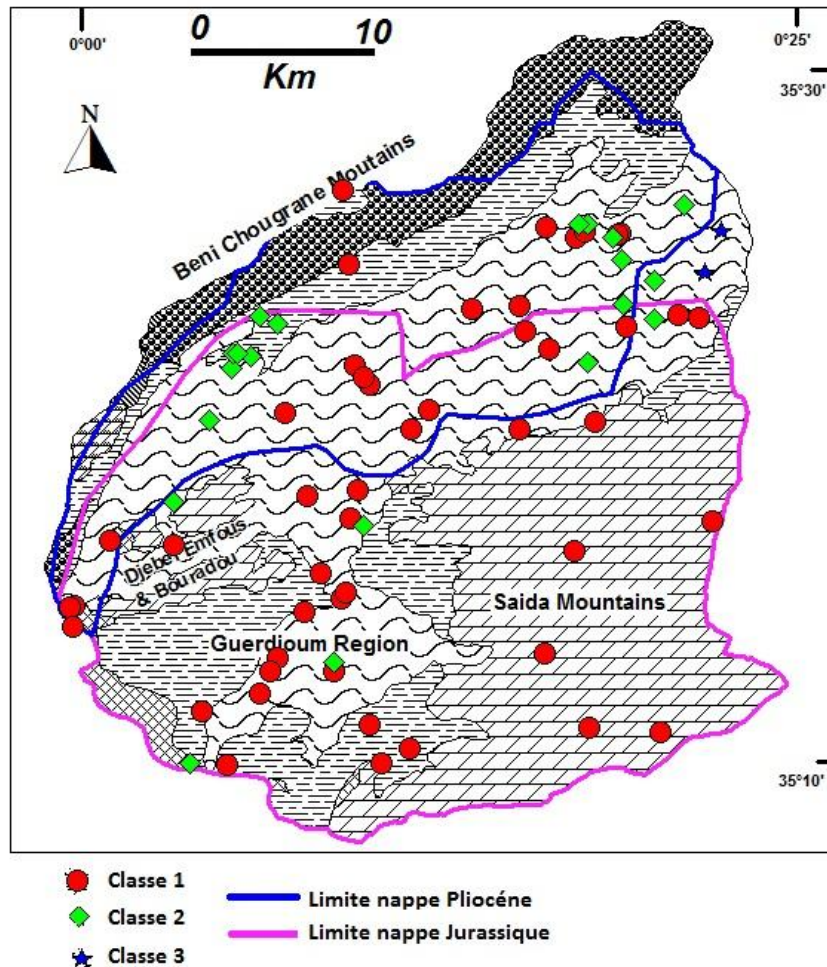


Fig.III.6 répartition des échantillons par classe après application de la CAH

La classe 1 regroupe majoritairement les forages qui captent la nappe du Jurassique et les puits de l'aquifère Plio-Quaternaire qui sont influencés par la recharge venant directement cette nappe. Ils sont situés dans la partie sud et au centre de la plaine. Le faciès chimique dominant pour cette classe est $\text{HCO}_3\text{-Mg-Ca}$ (plus de 77% des observations). L'anion HCO_3^- est dominant pour 85% du total. La salinité pour ce groupe est la moins importante, avec une conductivité variant entre 668 et 1320 $\mu\text{S/cm}$ et une moyenne de 940 $\mu\text{S/cm}$. Ce groupe est caractérisé par des concentrations faibles en Nitrates qui ne dépassent dans aucun point la norme de potabilité. Ces concentrations oscillent entre 2 à 38 mg/L avec une moyenne de 12 mg/L. les concentrations en Cl^- sont faible comparativement à l'ensemble des données étudiées et la moyenne approche la valeur de 121 mg/L. Les concentrations moyennes en SO_4^{2-} et Na^+ sont respectivement de 81 et 56 mg/L.

La classe 2 regroupe majoritairement les forages de l'aquifère Pliocène et des puits de l'aquifère Plio-Quaternaire qui se situent notamment dans la partie nord. Le Cl^- est l'anion dominant pour plus de 89% des observations. Les cations dominant sont respectivement le Na^+ (39%) le Mg^{2+} (35%) et le Ca^{2+} (26%). Le faciès Cl-Na est très présent. Les eaux de ce groupe sont très minéralisés (C25 oscillant entre 737 et 3660 $\mu\text{S/cm}$ avec une moyenne de 1654 $\mu\text{S/cm}$). Les concentrations en NO_3 varient entre 7 et 100 mg/L avec une moyenne de 47 mg/L. 57 % des échantillons de cette classe dépassent la norme de potabilité vis-à-vis de

nitrate. 89% des puits ou forage de cette classes ont des concentrations en Cl^- qui dépasse la norme de potabilité fixée à 250 mg/L avec des concentrations atteignant des valeurs allant jusqu'à 1097 mg/L. la teneur en ions Na est très forte puisque la moyenne de cet élément approche 139 mg/L.

Les classes 3 regroupe deux puits de l'aquifère Plio-Quaternaire (N° 1230 et 1245) situés dans la partie nord est de la plaine. Le facies est de type Cl-Ca. C'est les puits qui contiennent les concentrations les plus extrêmes. Tous les éléments dépassent les normes de potabilité. on enregistre une salinité très élevée (conductivité électrique entre 7810 et 8730 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et des concentrations en nitrates les plus importante dans toute la région. Ce sont sans aucun doute des puits contaminés par les activités humaines (d'origine agricole ou/et rejets des réseaux d'assainissement). Les concentrations élevées en Ca sont également l'indice d'une combinaison de plusieurs processus et facteurs : géologique (dissolution d'évaporite), hydrochimique (échange cationique) ou météorologique (évaporation et reconcentration des sels). La description de l'acquisition de la salinité dans cette partie de la plaine de Ghriss est décrite avec plus de détail dans les sections précédentes et dans d'autres travaux (Bekkoussa et al., 2013).

Tableau III.4 Statistique descriptives des classes obtenues à partir de la CAH.

	Classe C1				Classe C2			
	min	max	moy	Ecart type	min	max	moy	Ecart type
Ca ²⁺ (mg/L)	31	140	75,91	25,12	71	277	117,86	38,01
Mg ²⁺ (mg/L)	26	103	59,56	15,73	43	142	77,32	24,98
Na ⁺ (mg/L)	14	157	56,67	29,19	25	345	139,89	55,56
K ⁺ (mg/L)	1	23	3,28	3,42	2	10	3,46	1,84
Cl ⁻ (mg/L)	34	300	121,72	64,02	48	1097	351,46	173,29
SO ₄ ²⁻ (mg/L)	18	287	81,00	46,82	15	270	106,54	57,50
HCO ₃ ⁻ (mg/L)	98	527	365,20	78,35	206	474	339,89	68,47
NO ₃ ⁻ (mg/L)	2	38	12,26	8,26	7	100	47,18	22,59
C25 (µS/cm)	668	1320	940,59	171,44	737	3660	1654,36	479,83
minéralisation	437	1002	665,78	150,97	528	2778	1177,61	399,52
Residu Sec (mg/l)	520	1080	761,11	126,72	600	2900	1267,86	394,06
	Classe C3							
	min	max	moy	Ecart type				
Ca ²⁺ (mg/L)	890	922	906	22,63				
Mg ²⁺ (mg/L)	283	317	300	24,04				
Na ⁺ (mg/L)	667	702	684,5	24,75				
K ⁺ (mg/L)	33	33	33	0,00				
Cl ⁻ (mg/L)	3197	3244	3220,5	33,23				
SO ₄ ²⁻ (mg/L)	62	118	90	39,60				
HCO ₃ ⁻ (mg/L)	113	126	119,5	9,19				
NO ₃ ⁻ (mg/L)	85	99	92	9,90				
C25 (µS/cm)	7810	8730	8270	650,54				
minéralisation	5928	6626	6277	493,56				
Residu Sec (mg/l)	6700	7100	6900	282,84				

L'étude en utilisant la méthode CAH a été affinée en partageant la classe C1 en trois sous classes (C1a, C1b & C1c).

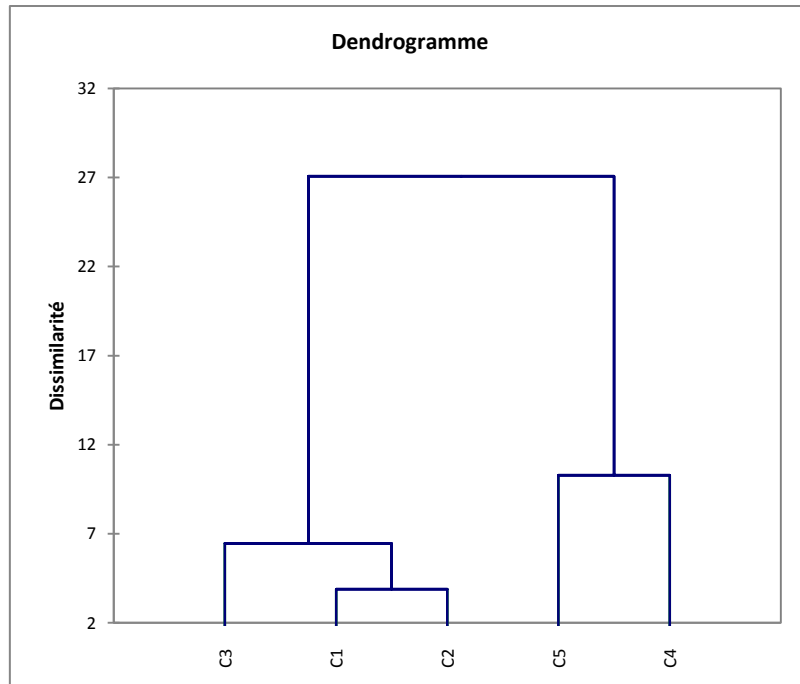


Fig. III.7 Dendrogramme résultant de la création des sous classes.

La minéralisation augmente progressivement de la sous classe C1c (C25 moy= 845 $\mu\text{S}/\text{cm}$) à la sous classe C1a (C25 moy= 922 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et enfin la classe C1b (C25 moy= 1046 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Les concentrations moyennes en Cl^- les plus importantes sont observées dans la sous classe C1b (154,71 mg/L) tandis que les concentrations moyennes les plus faibles sont au niveau de la sous classe C1c (86,10 mg/L). Parallèlement, les ions Na^+ évoluent d'une manière synchrone avec les ions Cl^- et les paramètres de la minéralisation en occurrence (C25, RS et minéralisation). Inversement, les observations de la sous classe C1c sont fortement enrichies en ion HCO_3^- (en moyenne 86,10 mg/L) comparativement à la sous classe C1b (en moyenne 323,88 mg/L). Cependant, on constate que les eaux de la sous classe C1b contiennent plus de sulfates (en moyenne 120,06 mg/L) et de potassium (en moyenne 5 mg/L) par rapport aux deux autres sous classe. La position des forages et puits de la sous classe C1c se situe au niveau de la partie libre de l'aquifère du Jurassique ou à proximité des bordures des monts de Saida, là où s'enfoncent les calcaires dolomitiques du Jurassique sous la plaine et où la recharge latérale de l'aquifère Plio-Quaternaire par les karsts est la plus importante. Les eaux de cette sous classe sont des eaux circulant dans la partie libre de l'aquifère karstique ou à proximité. Ce sont des eaux relativement peu profondes, peu polluées et circulant dans un environnement karstique (réseau karstique) spécifique. Les puits de l'aquifère Plio-Quaternaire qui appartiennent à cette sous classe sont directement alimentés par les karsts (alimentation latérale surtout). Ils possèdent la même signature hydrochimique que les forages du Jurassique appartenant à la même sous classe C1c.

Les eaux de la sous classe C1b sont des eaux plus profondes et certainement plus anciennes venant de la partie confinée de l'aquifère du Jurassique. La forte présence des ions SO_4^{2-} et K^+ suggère respectivement un contact avec des formations gypseuses qui sont a priori les marnes

gypseuses du Miocène (qui constitue le toit de l'aquifère du Jurassique) et un échange cationique avec la matrice argileuse. Les puits captant l'aquifère Plio-Quaternaire qui appartiennent à cette sous classe présentent les mêmes caractéristiques hydrochimiques et sont de par conséquent alimenté par drainance ascendante. Les eaux de la sous classe C1a sont certainement des eaux de transition ou des eaux de mélange entre les eaux de la sous classe C1c et C1b.

Tableau III.5 Statistique descriptives des sous classes obtenues à partir de la CAH.

	Classe C1a				Classe C1b			
	min	max	Moy	Ecart type	min	max	moy	Ecart type
Ca ²⁺ (mg/L)	43	140	82,47	33,18	36	120	78,12	19,84
Mg ²⁺ (mg/L)	26	77	52,18	13,50	26	103	61,00	18,46
Na ⁺ (mg/L)	23	157	64,59	31,42	35	122	73,59	26,20
K ⁺ (mg/L)	2	5	3,41	0,71	2	23	5,00	5,60
Cl ⁻ (mg/L)	68	300	128,65	81,00	96	282	154,71	49,91
SO ₄ ²⁻ (mg/L)	41	144	75,82	28,72	71	287	120,06	54,67
HCO ₃ ⁻ (mg/L)	246	445	365,18	63,03	98	464	323,88	95,75
NO ₃ ⁻ (mg/L)	2	7	3,35	1,66	5	38	14,00	7,52
C25 (µS/cm)	668	1320	922,12	201,64	705	1320	1046,00	155,73
minéralisation	464	1002	657,06	176,67	437	1002	767,71	136,06
Residu Sec (mg/l)	620	1080	773,53	146,50	660	1000	842,35	95,89
pH	6,8	8,16	7,52	0,45	7,24	8,28	7,69	0,37
	Classe C1c							
	min	max	Moy	Ecart type				
Ca ²⁺ (mg/L)	31	100	69,35	19,67				
Mg ²⁺ (mg/L)	32	90	64,05	12,94				
Na ⁺ (mg/L)	14	60	34,15	13,19				
K ⁺ (mg/L)	1	2	1,65	0,59				
Cl ⁻ (mg/L)	34	170	86,10	40,72				
SO ₄ ²⁻ (mg/L)	15	89	46,85	20,70				
HCO ₃ ⁻ (mg/L)	317	527	406,25	58,09				
NO ₃ ⁻ (mg/L)	12	32	18,60	4,87				
C25 (µS/cm)	700	976	845,55	84,95				
minéralisation	447	706	577,00	69,97				
Residu Sec (mg/l)	520	820	668,50	69,00				
Ph	7	8,3	7,65	0,45				

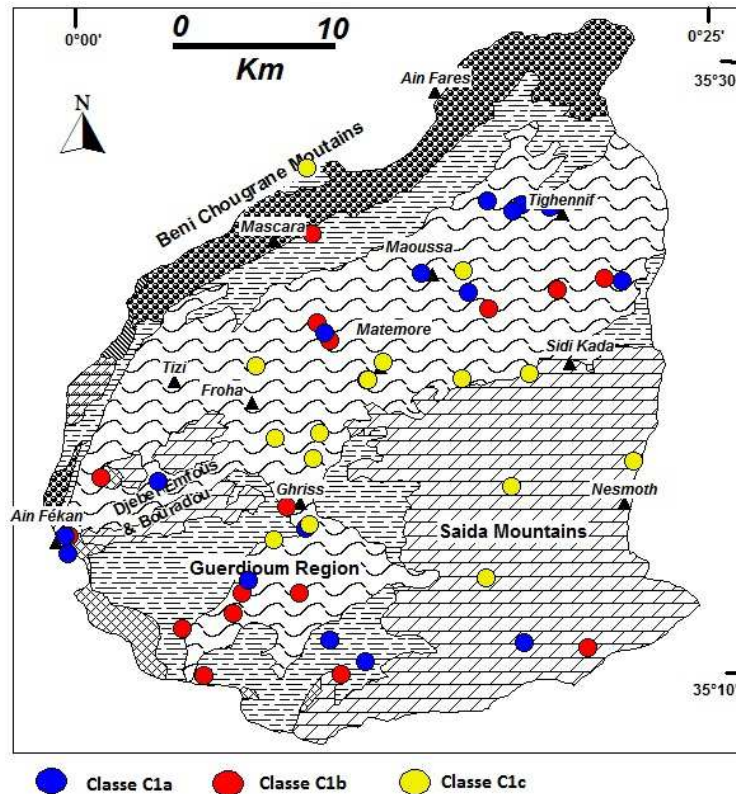


Fig.III.8 Répartition des échantillons par sous classe après application de la CAH

III.4.3 Analyse en composantes principales (ACP)

L'analyse en composantes principales (ACP) est un outil extrêmement puissant de compression et de synthèse de l'information, très utile lorsque l'on est en présence d'une somme importante de données quantitatives à traiter et interpréter. L'apparition au cours des dernières années de logiciels chaque fois plus performants et faciles à utiliser rend aujourd'hui accessibles ce type d'analyses des données à tous les chercheurs.

Le tableau suivant montre les valeurs propres ainsi que leurs variabilités simples et cumulées.

Selon le critère de KAISER seuls les trois premiers facteurs de l'ACP ont été retenus (valeur propres supérieure à l'unité) après une rotation Varimax

Le facteur F1 représente 57,6 % de la variance totale. Il est le plus important et représente le facteur le plus important contrôlant l'évolution des eaux souterraines. Il est positivement corrélé avec tous les variables sauf le HCO_3^- et le pH. Les éléments les plus corrélés à ce facteur ($\text{poids} \geq 0,8$) sont d'une part les paramètres exprimant la minéralisation de l'eau à savoir (C25, Minéralisation et RS) et d'autre part les ions Cl^- , Na^+ et Ca^{2+} . Ce facteur exprime la minéralisation ou la salinité des eaux et regroupe tous les paramètres qui participent à son acquisition. Une coordonnée négative de la variable pH mais surtout du HCO_3^- sur l'axe de ce facteur indique qu'une relation inverse existe entre la salinité et ces deux variables. En effet, les eaux riches en bicarbonate et avec un pH basique sont moins minéralisées. C'est les eaux profonde issue notamment de la nappe karstique, et inversement les eaux plus minéralisé

(salinité élevée) ne contiennent que peu de bicarbonate et ont un pH plus acide, se sont les eaux venant de l'infiltration des pluies efficaces et des retours des eaux d'irrigation. Cet axe oppose les deux types de recharge impactant l'hydrochimie du système aquifère de Ghriss.

Tableau. III.6 Facteur L'ACP globale

	F1	F2	F3
Valeur propre	6,92	1,22	1,16
Variabilité (%)	57,66	10,20	9,64
% cumulé	57,66	67,86	77,50

Variable	F1	F2	F3
Ca ²⁺	0,86	0,01	0,00
Mg ²⁺	0,65	-0,53	0,03
Na ⁺	0,86	0,24	0,01
K ⁺	0,58	-0,14	-0,57
Cl ⁻	0,94	0,14	0,11
SO ₄ ²⁻	0,37	0,53	-0,36
HCO ₃ ⁻	-0,67	-0,34	0,12
NO ₃ ⁻	0,56	-0,26	0,63
C25	0,98	-0,05	0,10
mineralisation	0,96	0,03	0,07
Residu Sec	0,98	-0,03	0,03
pH	-0,26	0,62	0,51

Le facteur F2 représente 10,2 % de la variance totale. Il oppose le pH et SO₄²⁻ au Mg²⁺ avec des corrélations modérées (≥ 0.5 et ≤ -0.5). Cette relation suggère qu'il pourrait y avoir un processus actif de génération de carbonate, ce qui pourrait être une conséquence de la dissociation du dioxyde de carbone anaérobie en HCO₃⁻ et CO₃²⁻, lorsque les eaux souterraines s'écoulent vers les couches aquifères profondes (Moya et al. 2015). La présence de concentrations significatives de HCO₃⁻ et de CO₃²⁻ entraîne une augmentation des valeurs de pH. Au fur et à mesure que les valeurs de pH augmentent, le système contient 1% ou moins de CO₂ disponible et la majorité des espèces de carbonates en solution se présentent sous forme de HCO₃⁻ et de CO₃²⁻, et lorsque ces concentrations augmentent (par exemple, par des processus anaérobies), le magnésium peut précipiter sous forme de dolomite, ce qui est facilitée par l'absence de CO₂. De plus, une réduction de Mg dans les eaux souterraines peut se produire également par échange de cations avec des minéraux argileux. Le sulfate viendrait également des marnes Miocènes qui constituent le toit de la nappe karstique profonde et le mur de la nappe des grès et calcaire du Pliocène ou de contamination extérieures pour les puits recevant deux types de recharge (profonde et superficielle).

Le facteur F3 représente 9,6% de la variance totale. Il est caractérisé par une corrélation positive de l'ion NO₃⁻ et négative avec les ions K⁺ et SO₄²⁻. La aussi les deux types de recharges sont clairement identifiable. Les nitrates sont les traceurs des eaux venant de la surface (retour des eaux d'irrigation, eau polluée par les rejets urbain ou les décharges) et les

K^+ et SO_4^{2-} sont les marqueurs des eaux plus profondes. Les K^+ venant probablement des échanges cationiques avec la matrice argileuse et les SO_4^{2-} résultant de la dissolution des marnes gypseuses du Miocène.

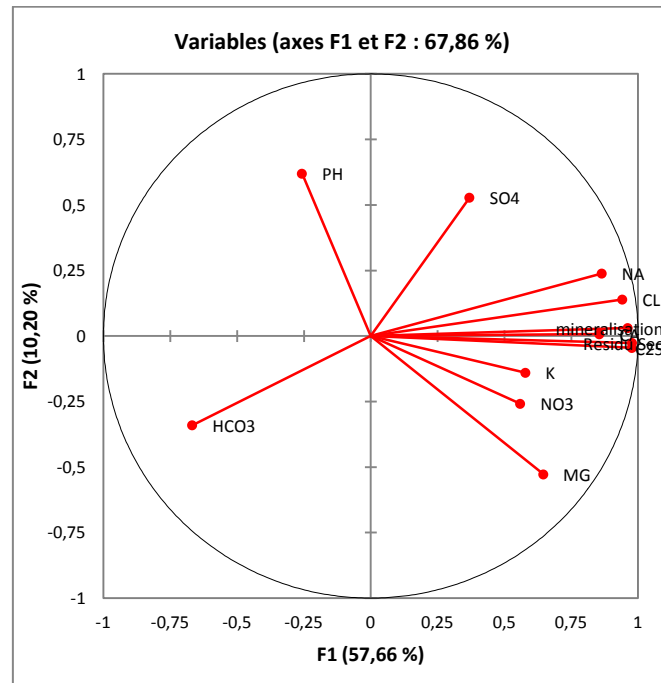


Fig.III.9 Projection des variables sur le plan F1-F2

III.4.4 Cartographie des facteurs de l'ACP

Dans l'objectif d'identifier et de comprendre les processus hydrochimique agissant pour chaque facteur résultant de l'ACP nous avons tenté de cartographier séparément les trois facteurs en utilisant les projections et les coordonnées des observations, à savoir les puits et forage utilisés pour l'étude, sur les trois axes.

La Fig.III.10 représente une comparaison entre la répartition géographique du Facteur F1 et les isoteneurs en résidu sec pur la nappe Plio-Quaternaire. Les valeurs de ce facteur suivent rigoureusement la distribution de la salinité dans le système aquifère de la plaine de Ghriss. En effet, les valeurs les plus importantes de la salinité sont observées aux nord-est de la plaine, au nord ouest de Tizi et au sud-ouest de Ghriss, et se sont les même régions ou les valeurs du facteur F1 sont les plus importantes. Les valeurs négatives du facteur F1 correspondent quant à elle au sud de la plaine (affleurement de l'aquifère karstique du Jurassique) et à la région centre de la plaine la où l'alimentation latérales de l'aquifère Plio-Quaternaire par l'aquifère karstique est la plus appréciable. Ces régions sont la où on observe les minéralisations les moins importantes el les eaux de bonne qualité.

La carte de distribution du facteur F2 Fig.III.11 indique que les puits et forages qui adhèrent positivement le plus à ce facteur se situent dans la région de Tighennif, au sud de Maoussa, au sud de Tizi et au sud-est de Fekan. Dans ces régions il existerait vraisemblablement des eaux d'origine profonde qui serait en contact avec des marnes gypseuse du Miocène. Elles sont caractérisées par un pH élevé et une concentration importante en SO_4 . Les puits de l'aquifère

Plio-Quaternaire adhérant à cet axe reçoivent des eaux profonde par drainance ascendante et sont marquées par les même caractéristiques. La corrélation des nitrates avec le Facteur F3 renseigne sur les parties les plus exposées à ce type de contamination. D'après la distribution du Facteur F3, elles se situent notamment au sud de Tighennif, entre Matemor et Froha et au sud de Mascara.

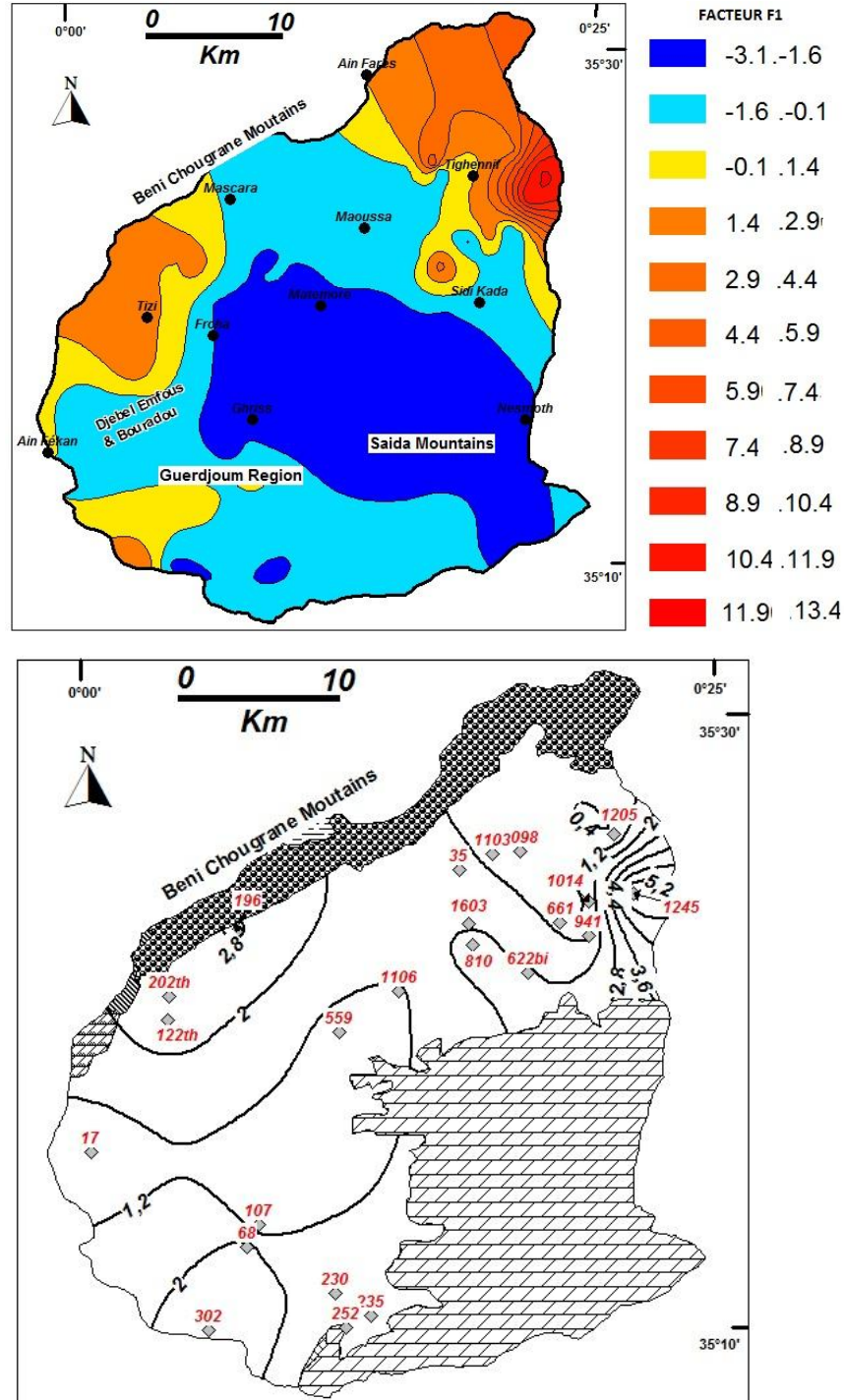


Fig.III.10 Distribution spatiale du facteur F1 et du résidu sec exprimé en (g/l) pour la nappe Plio-Quaternaire pour le mois de février 2014.

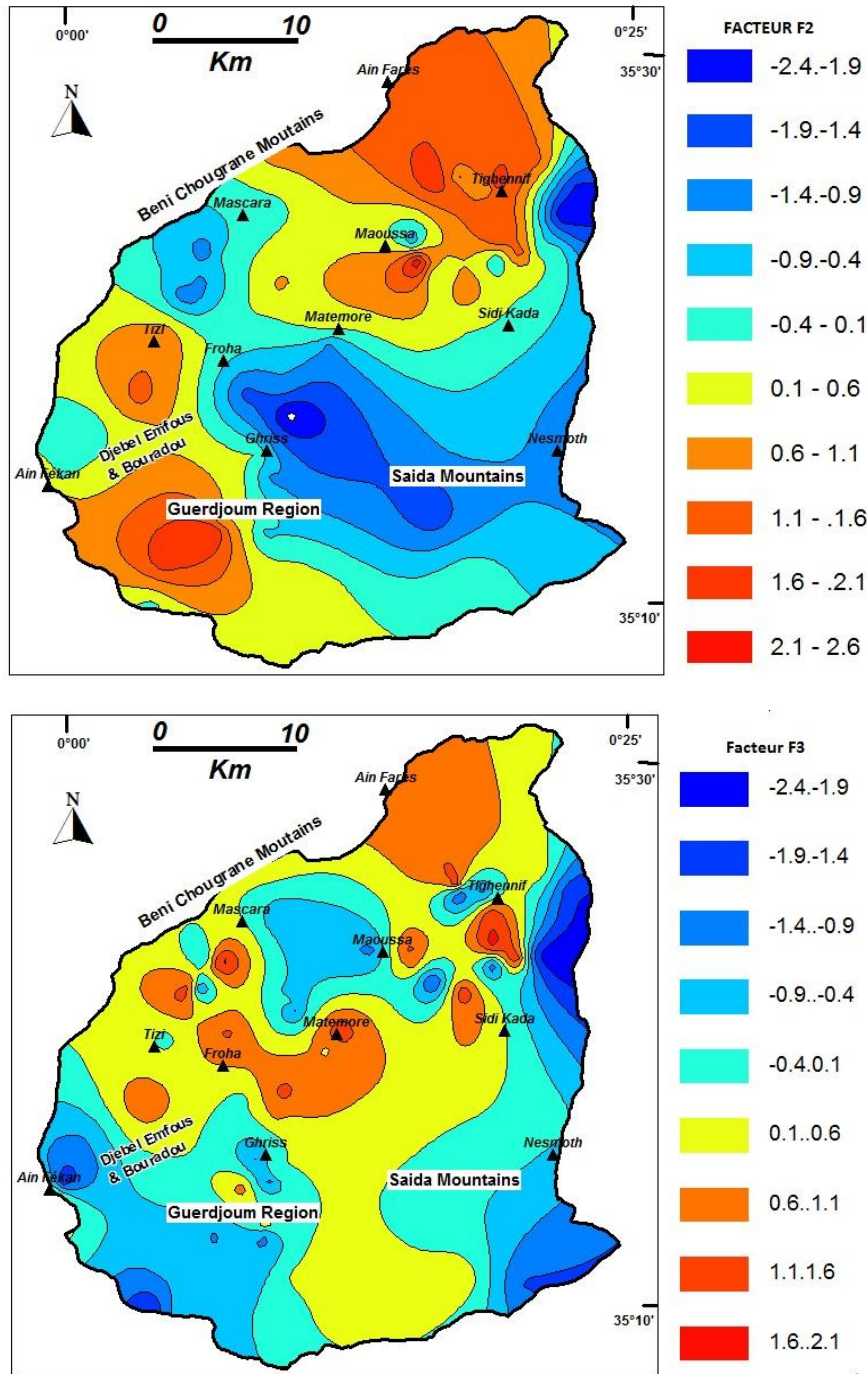


Fig III.11. Distribution spatiale des facteurs F2 et F3.

III.4.5 Projection des observations sur les plans des facteurs de l'ACP

Afin de déterminer les mécanismes d'acquisition du chimisme et identifier les interactions entre aquifères nous avons projeté les observations en séparant entre les classes prédéfinies par la méthode CAH, sur les plans F1-F2 et F1-F3. Sachant que Le Facteur F1 étant le facteur qui représente la salinité des eaux, la projection des observations sur cet axe par groupe permet de classer les différents types d'eaux selon leur minéralisation. Cette catégorisation

place les classes de la plus minéralisée à la moins minéralisée selon leur position sur l'axe F1 comme suit :

- ✓ Classe C3 (classe qui n'est pas représentée sur la figure et qui compte deux points captant la nappe du Plio-Quaternaire), c'est la classe des eaux extrêmement salées.
- ✓ Classe C2 qui est, rappelons le, la classe des forages qui captent le Pliocène et les puits du Plio-Quaternaire recevant une recharge venant également du Pliocène,
- ✓ Classe C1b qui regroupe les eaux plus profonde et plus ancienne ayant un temps de séjour plus important, captant la partie confinée de l'aquifère du Jurassique et bien évidemment les puits du Plio-Quaternaire en relation avec cette partie du Jurassique,
- ✓ Classe C1a (mélange ou transition entre C1c et C1b),
- ✓ Classe C1c qui sont des eaux infiltrée à partir de l'impluvium de l'aquifère du Jurassique et les eaux des puits du Plio-Quaternaire recevant une recharge latérale de l'aquifère karstique.

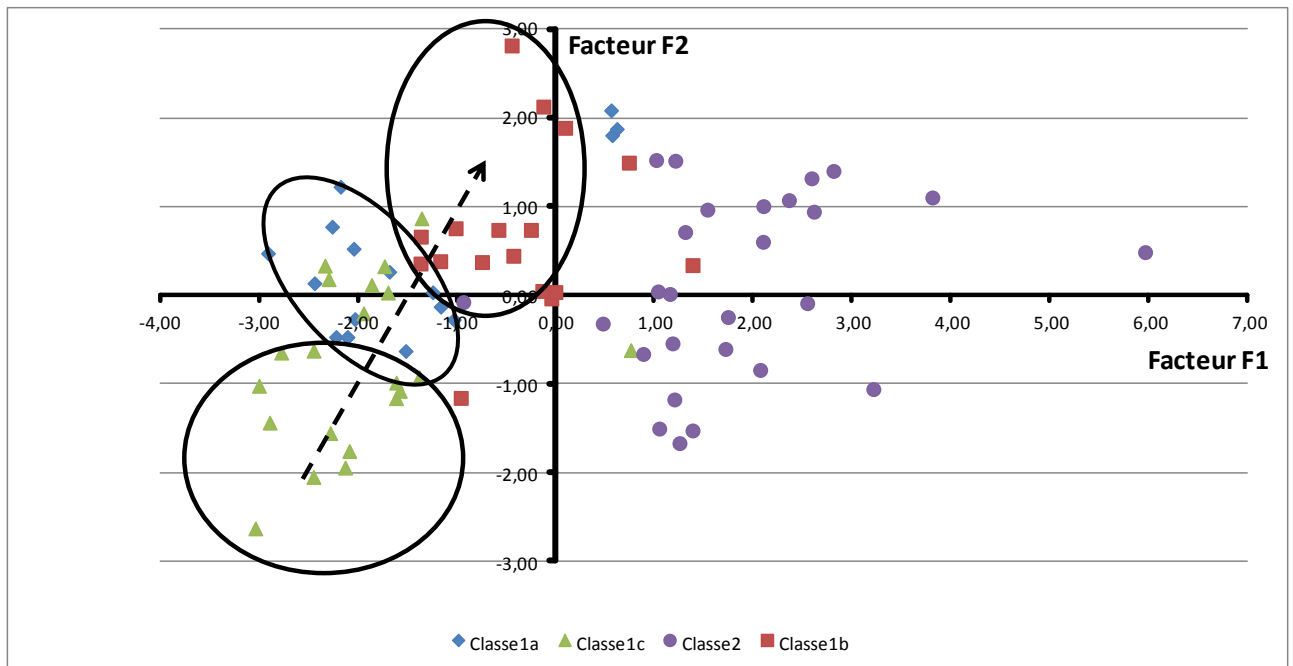


Fig.III.12 Projection des observations sur le plan F1-F2

Les sous classes C1c et C1b se trouvent en opposition sur l'axe du Facteur F2 et la sous classe 1a se positionne intermédiairement entre les deux. Ceci conforte les résultats obtenus et les hypothèses avancées précédemment. La flèche sur la figure schématise une échelle du temps de séjour et/ou de la profondeur de l'aquifère karstique et les puits du Plio-Quaternaire qui y sont associés.

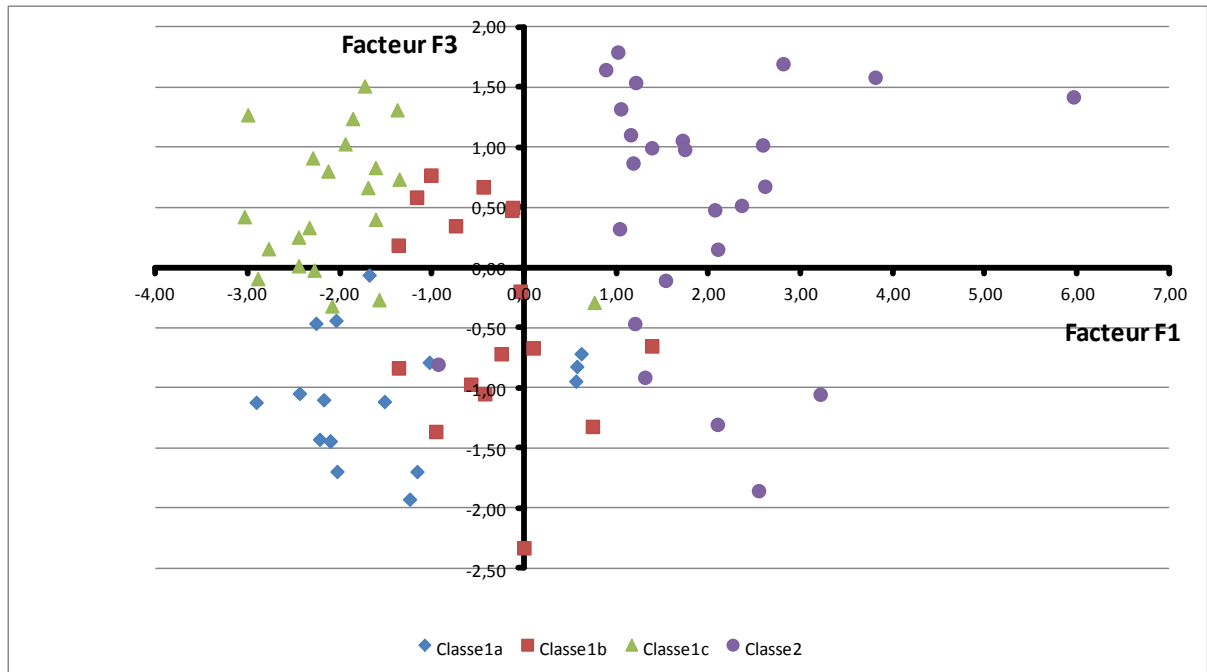


Fig.III.13 Projection des observations sur le plan F1-F3

Les observations de la classe C1c adhèrent positivement à l'axe du Facteur F3 qui reflètent un enrichissement en ions Nitrates. Ceci confirme que ces eaux sont assez récentes et circulant dans un horizon libre puisque les ions nitrate n'ont pas été réduites. Contrairement les classes C1b et C1a sont à l'opposé de cet axe donc moins enrichi en Nitrates, et le plus important c'est qu'elles sont plus enrichies en K^+ (paramètre en corrélation avec la partie négative du facteur F3) qui est dans notre cas un indicateur des échanges cationique se produisant notamment en profondeur avec les argiles qui forme le toit de l'aquifère du Jurassique.

III.4.6 Utilisation des Graphes bivariés pour l'identification des échanges entre aquifère

La composition chimique des eaux souterraines est contrôlée par des facteurs tels que: la lithologie, l'altération de la roche encaissante, dissolution de minéraux, précipitation de minéraux, temps de séjour dans l'aquifère et / ou échange d'ions (Cartwright et Morgenstern, 2012; Verma et al., 2016). De plus, la présence de roches et des minéraux hautement solubles (évaporites et carbonates) peuvent générer des variations dans les concentrations d'ions tels que: Na, Mg et Ca (Garrels et Mackenzie, 1971; Hren et al., 2007; Mukherjee et al., 2009). Les Espèces dissoutes et leurs relations les unes avec les autres peut révéler l'origine des solutés et les processus qui ont généré la composition chimique observée de l'eau souterraine (Hussein 2004; Gupta et al. 2008; Sujatha et Reddy 2003; Aboubaker et al. 2013; Moussa et al. 2008; Kuldip et al. 2011; Yuce 2007; Jalali 2009; Nandimandalam 2011; Diaw et al. 2012).

Le diagramme de Gibbs trace les TDS (résidu sec) par rapport au rapport $\text{Na}^+ / (\text{Na} + \text{Ca})$ et $\text{Cl}/(\text{Cl} + \text{HCO}_3)$, et fournit les mécanismes qui contrôlent la chimie des eaux telles que: précipitations, altération des roches, évaporation et cristallisation fractionnée.

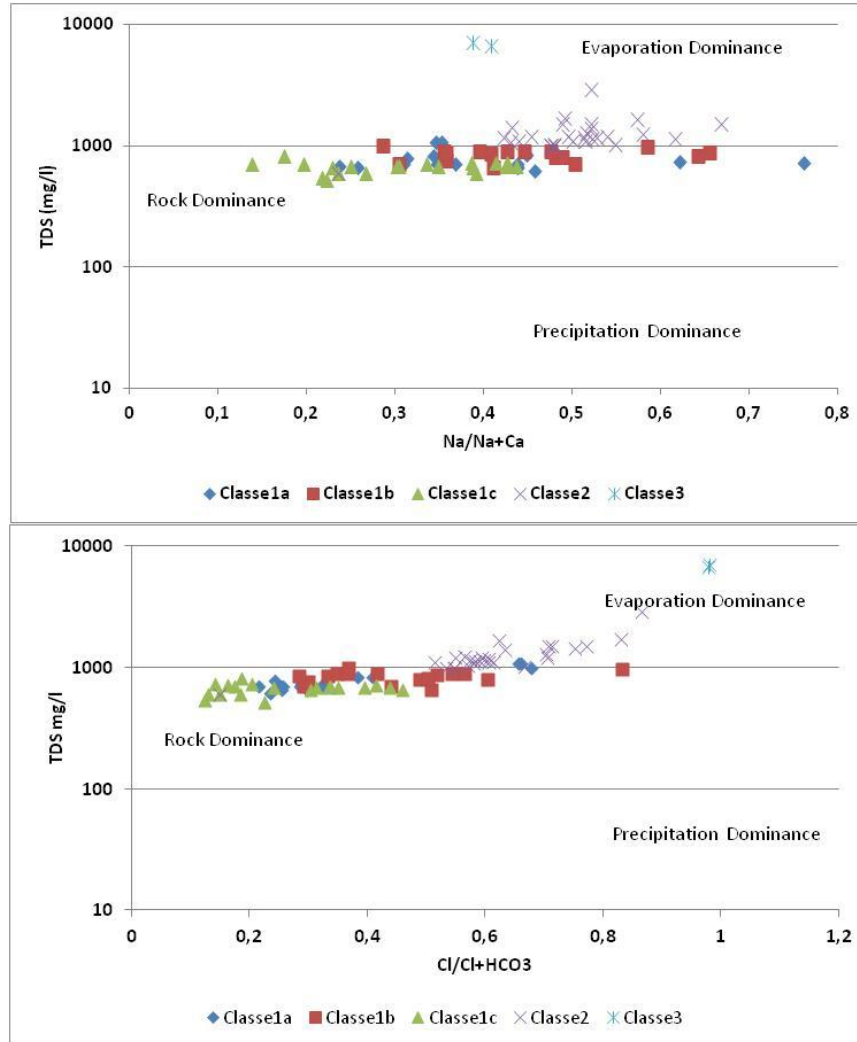


Fig.III.14 Diagramme de Gibbs.

Comme on peut le voir sur la Fig. III.14 les points appartenant à la classe 1 se situent dans la zone de dissolution de la roche encaissante et assez proche de la zone évaporation dominance qui masquerait une éventuelle dissolution d'évaporites (Ruiz-Pico et al., 2019). Les points de la classe 2 et surtout la classe 3 se situent dans la zone évaporation (évaporites) dominance. La classe 2 a été identifiée comme les point captant la nappe du Pliocène et les puits du Plio-Quaternaire qui y sont associés (échange entre aquifère Pliocène et Plio-Quaternaire). Ces points sont fortement influencés par les évaporites présentes dans la partie nord-est de la plaine. Les points de la classe 3 étant les plus impactés par la dissolution des évaporites. Le phénomène d'évaporation agit également dans l'acquisition de la charge saline des eaux à ce niveau. Après évaporation des eaux dans les horizons proche de la surface du sol (zone non saturée) il se produit alors une remobilisation de ces sels après infiltration des eaux efficaces ou/et le retour de eaux d'irrigation. Ce phénomène a été identifié dans plusieurs régions du globe y compris la plaine de Ghriss (Bekkoussa et al. 2013).

A noter que les observations de la classe 1c occupent la zone la plus basse et la classe 1b la partie à l'extrémité de la zone Rock dominance et la classe 1a une position intermédiaire. Ceci va dans le sens des hypothèses émises plus haut, puisque la minéralisation des eaux augmente avec le temps de séjour. La figure.III.15 vise à faire ressortir l'influence des pôles carbonate, silicate ou évaporite sur les eaux étudiées. On constate clairement que les eaux et notamment de la classe 1 ont tendance à se rapprocher du pôle carbonate. Les eaux des classes 2 et 3 sont beaucoup plus orientées vers le pôle évaporites. L'impact de la dissolution des silicates est également remarquable. Néanmoins cet élément n'a pas été traité dans cette étude à cause de l'absence de données.

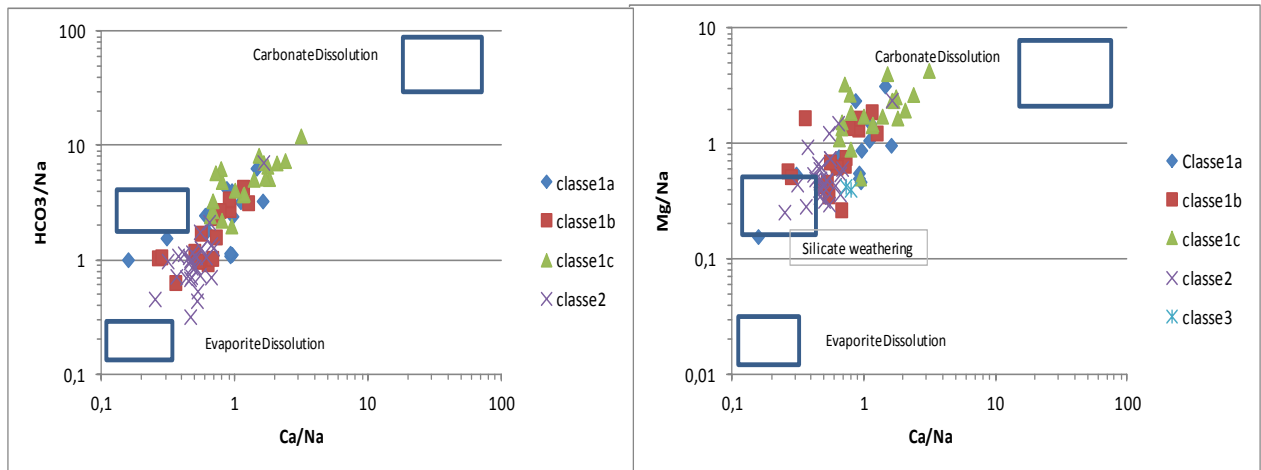


Fig.III.15 Diagrammes bivariés (mM / mM) a) Mg / Na vs Ca / Na ; et b) HCO_3 / Na vs Ca / Na

Dans Simsek et al, 2008 et Ruiz-Pico et al., 2019, les fortes valeurs du rapport Mg/Ca indiquent le plus souvent une dissolution des carbonates. La Fig III.16 exprime la relation entre le rapport Mg/Ca et les ions Cl . Une dissociation assez claire est visible entre d'une part les classes 1 où on enregistre les plus fortes valeurs du ratio Mg/Ca (1,45 en moyenne) et les plus faibles concentrations en Cl et d'autre part la classe 2 avec des ratios Mg/Ca avoisinant 1,1 en moyenne et de fortes teneurs en Cl . Pour les eaux de la classe 1 on est en présence de la dissolution de formation de type calcaire dolomitique, alors que pour les eaux de la classe 2 la dissolution des calcaires lacustres du Pliocène intervient également dans l'hydrochimie globale de l'eau de cet aquifère. La aussi les puits du Plio-Quaternaire intègrent parfaitement les deux lots ce qui témoigne de la recharge de l'aquifère superficielle par les deux autres aquifères.

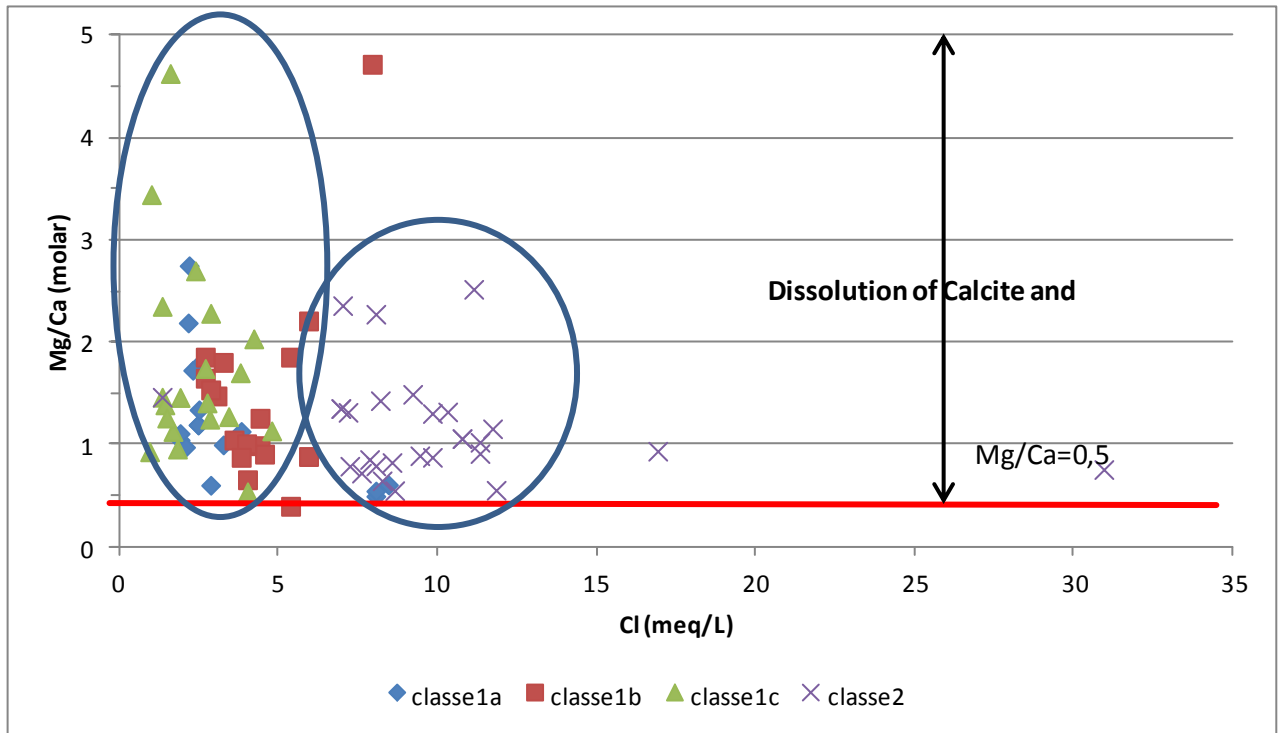


Fig .III.16 Relation Mg/Ca vs Cl

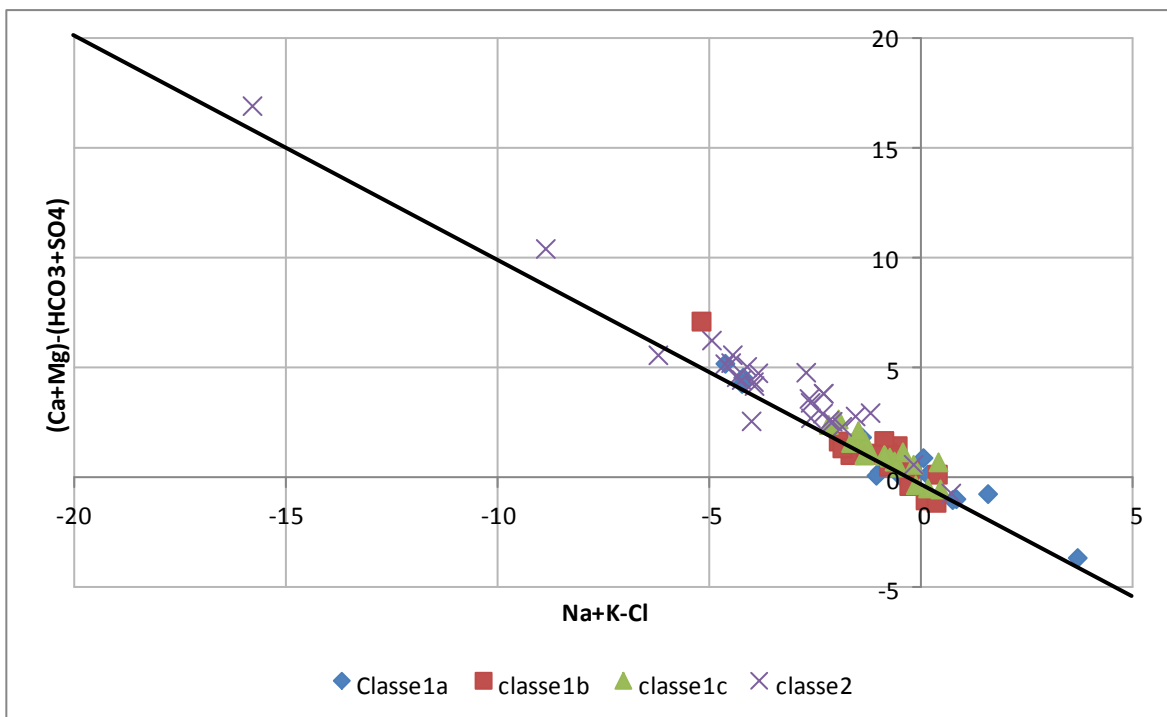
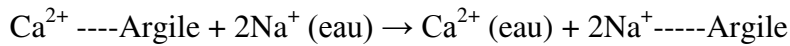
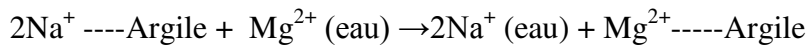


Fig. III.17 Relation $(Ca+Mg)-(HCO_3+SO_4)$ vs $Na+K-Cl$ (concentrations en meq/L)

Le graphique bivariable (Fig. III.17) montre l'influence de l'échange de cations. L'alignement des points sur la ligne de tendance avec la pente -1 , indique que l'échange cationique a une forte influence sur la chimie de l'eau des aquifères (Vermaa et al., 2015). Le graphique indique une augmentation des concentrations des ions $Ca+Mg$ par rapport aux ions HCO_3+SO_4 et une augmentation du Cl par rapport au $Na+K$ pour la majorité des points. Ceci est l'indice d'un échange cationique inverse avec une libération des ions Ca et Mg et un attachement des ions Na et K sur la matrice argileuse (Kanagaraj et Elango, 2016 ; Touahri et al., 2015) suivant la réaction suivante :



Or, on observe l'existence de quelques points où le phénomène inverse se produit, c'est-à-dire un enrichissement en ions Na et K par rapport au Cl et une diminution des ions Ca et Mg par rapport à HCO_3+SO_4 . Ces points appartiennent notamment à la sous classe 1a et la sous classe 1b. Ces points sont le siège d'un échange cationique direct suivant la relation suivante :



Les échanges cationiques peuvent être identifiés à l'aide des deux indices Chloro-alkalin :

$$CAI\ 1 = \frac{Cl^- - (Na^+ + K^+)}{Cl^-}$$

$$CAI\ 2 = \frac{Cl^- - (Na^+ + K^+)}{CO_3 + SO_4^{-2} + HCO_3^- + NO_3^-}$$

Les concentrations sont en meq/L.

Lorsqu'il y a un échange entre Na^+ ou K^+ adsorbé avec Mg^{2+} ou Ca^{2+} dans les eaux souterraines, les indices $CAI1$ et $CAI2$ seront négatifs et s'il y a un échange d'ions inverse prédominant (échange entre Mg^{2+} ou Ca^{2+} adsorbé avec Na^+ ou K^+ dans les eaux souterraines), alors ces indices auront une valeur positive.

La plupart des échantillons de la région étudiée ont un indice $CAI1$ positif (Fig.III.19). Cette dominance des valeurs positives reflète la substitution du sodium et du potassium dans les eaux souterraines au calcium et au magnésium dans l'environnement souterrain. Néanmoins, on enregistre quelques points appartenant à la classe 1 ayant des valeurs négatives de l'indice $CAI1$ (6 points pour la classe 1a, 3 points pour la classe 1b et 2 points pour la classe 1c) indiquant un échange cationique direct. Les valeurs négatives de l'indice $CAI2$ confirment ce constat. Par conséquent, l'échange cationique direct se produit surtout au niveau des parties profondes de la nappe du Jurassique. Les puits du Plio-Quaternaire qui reçoivent des recharges horizontales ou verticales à partir de ces eaux sont également marqués par ces caractéristiques (indice $CAI\ 1$ et $CAI\ 2$ négative). Cette empreinte témoigne aussi du phénomène de recharge de l'aquifère Plio-Quaternaire par la nappe profonde du Jurassique.

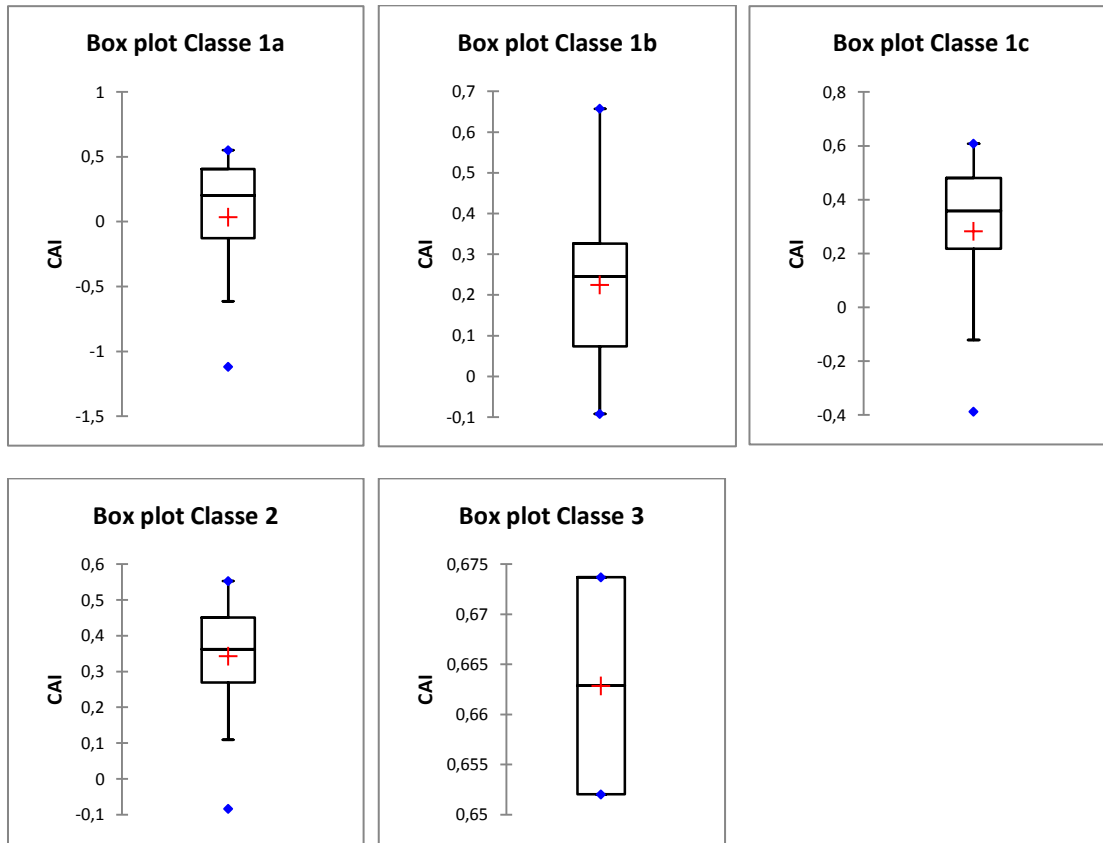


Fig. III.18 Boite à moustache de l'indice CAI pour les classes résultant de la CAH.

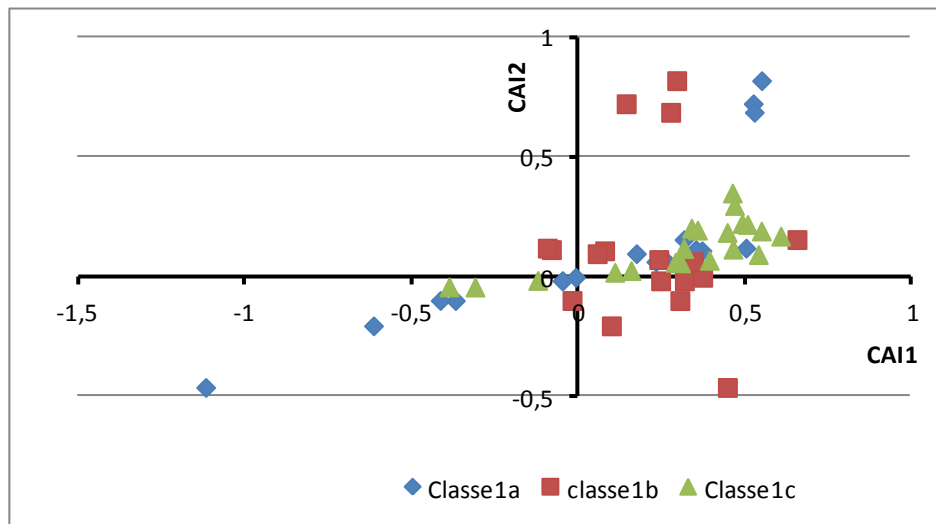


Fig. III.19 CAI 1 vs CAI 2.

III.5 Discussion sur les Echanges entre aquifères

Nous allons tenter dans cette partie de synthétiser les résultats obtenus afin de décrire sommairement les échanges qui se produisent entre les parties du système aquifère de la plaine de Ghriss. Cette analyse est basée également sur d'autres études effectuées sur la région et plus particulièrement l'étude de modélisation de Assens et al., 1977.

III.5.1 Échanges entre l'aquifère du Jurassique et l'aquifère Plio-Quaternaire

Dans la partie Est, le puits 752 reçoit une alimentation latérale depuis la nappe karstique. Les eaux ont les mêmes caractéristiques hydrochimiques que les forages qui captent la partie libre de l'aquifère du Jurassique dans les monts de Saida. Vu la perméabilité importante des alluvions, les eaux circulent et atteignent le centre (puits 1603) avec les mêmes caractéristiques et la même signature hydrochimique observée dans le puits 752. Les puits 810 et 1103 appartiennent à la classe 1a dont les eaux ont été attribuées à un mélange (ou une transition) entre eaux profondes venant du Jurassique et eaux plus récentes venant vraisemblablement des recharges latérales.

Les puits 152 et 82 sont alimentés latéralement mais cette fois avec les horsts d'enfous et Bouradou. Les eaux à ce niveau sont assez récentes et proviennent d'un environnement carbonaté. Dans le compartiment Ouest, des puits tels que le 17 et le 303 de même que les puits 810 et 1103 à l'Est, captent des eaux ayant des caractéristiques hydrochimiques mitigées. Il s'agit encore de mélange entre eaux profondes et eaux plus récentes. C'est dans la partie sud de la plaine (au sud-ouest de la région de Guerdjoum) où l'on rencontre les eaux les plus profondes (classe 1b) avec des caractéristiques indiquant clairement des temps de séjour importants dans un environnement carbonaté (puits 168, 51, 68, 252 et 59).

Assens et al., 1977 affirme dans leur étude que les eaux percolent de la nappe du Jurassique vers l'aquifère Plio-Quaternaire, le contraire serait improbable vu la différence de charge importante qui existe entre l'affleurement des calcaires dolomitiques au niveau des monts de Saida et au niveau des horsts d'enfous et Bouradou et la partie profonde où s'écoulent les eaux. Ce constat a été validé par la présente étude. En effet, les forages qui captent l'aquifère karstique sont pratiquement exempts de nitrates qui sont les marqueurs des eaux superficielles (12 mg/L en moyenne pour la classe 1) sauf pour deux cas où les concentrations NO₃ atteignent une trentaine de mg/L ce qui pourrait être attribuée à une contamination locale résultant d'une mauvaise isolation du forage. À part cela, les eaux sont de très bonne qualité. Par conséquent, il existerait seulement des drainances ascendantes et/ou des écoulements horizontaux entre les calcaires dolomitiques du Jurassique et les formations Plio-Quaternaire.

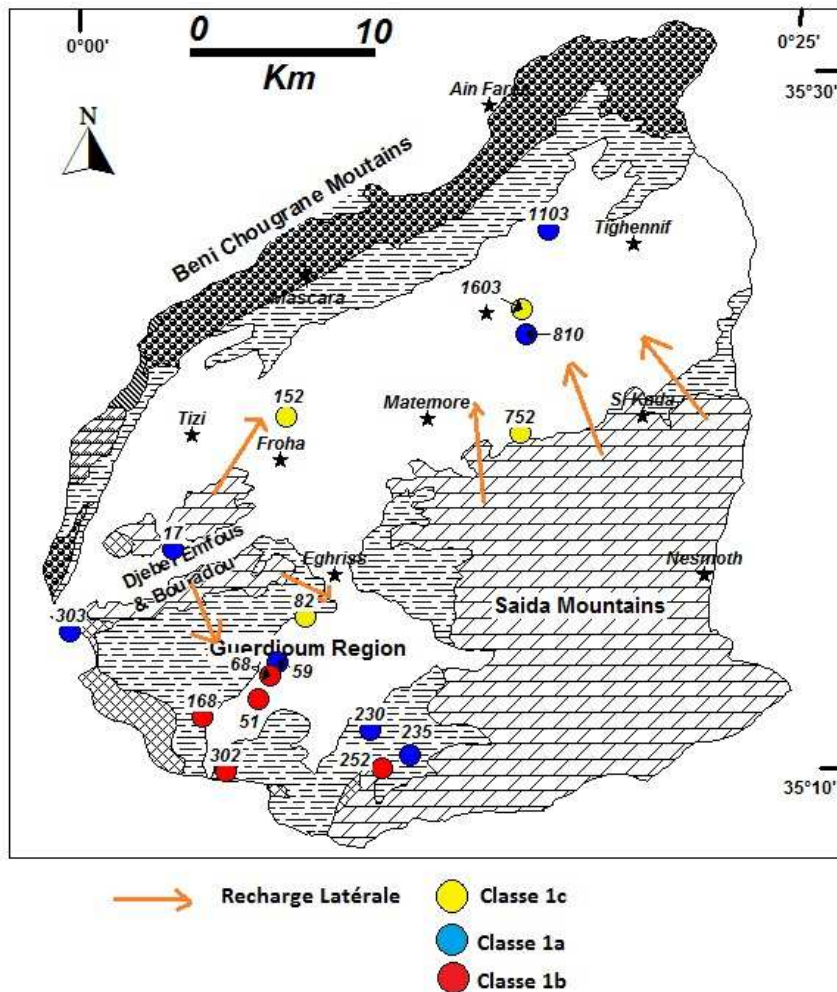


Fig.III.20 Schématisation des échanges entre aquifère du Jurassique et aquifère Plio-Quaternaire.

III.5.2 Échanges entre l'aquifère du Pliocène et l'aquifère Plio-Quaternaire

La nappe des grès et calcaire du Pliocène est alimentée par l'infiltration des eaux de pluie à travers les affleurements de ces deux formations au Nord de Mascara pour les calcaires et à l'est de Tighennif pour les grès. Les calcaires lacustres s'enfoncent sous la plaine et sont mis en charge (aquifère captif). Les forages E4 et E8 qui captait la nappe du Pliocène durant les années 70 était jaillissant ce qui témoigne d'une charge importante. A l'Est les grès (et sable) de Tighennif sont également mis en charge dès qu'on atteint la plaine. *Le principal exutoire* naturel de cet aquifère est donc constitué de par la nappe phréatique vers laquelle les eaux du Pliocène percolent à travers leur toit de marnes blanches (Assens et al., 1977). Une percolation vers le Jurassique en profondeur est peu probable en raison de l'épaisse couche de marnes vertes qui sépare les deux couches. L'oued Maoussa constituait dans les années 70 également un exutoire pour la partie libre des grès de Tighennif dont le drainage constitue le débit de base de l'oued. Ceci n'est plus le cas après le rabattement important qu'a connu cette nappe les dernières années.

D'après la présente étude, les puits de l'aquifère Plio-Quaternaire qui reçoivent une recharge verticale depuis la nappe du Pliocène sont notamment situés dans la partie Nord-est, c'est les

puits qui appartenait à la classe 2. Le puits 35 est le seul qui se situe dans la partie Ouest. Ceci peut être expliqué par la faible épaisseur de la couche de marnes blanches qui sépare les deux aquifères dans la partie Est où elles atteignent 5 à 20 m, comparativement à la partie Ouest où elles peuvent atteindre plus de 100 m. Par conséquent, les échanges dans la partie Est se font beaucoup plus aisément que la partie Ouest. Les puits 1014 et 941 sont en dehors de la limite de l'extension de l'aquifère du Pliocène (qui reste approximative) de très peu (moins de 1 km) mais la circulation des eaux fait que ces puits sont marqués par les mêmes caractéristiques hydrochimiques que les eaux venant des environnements sous-jacents à savoir l'aquifère du Pliocène.

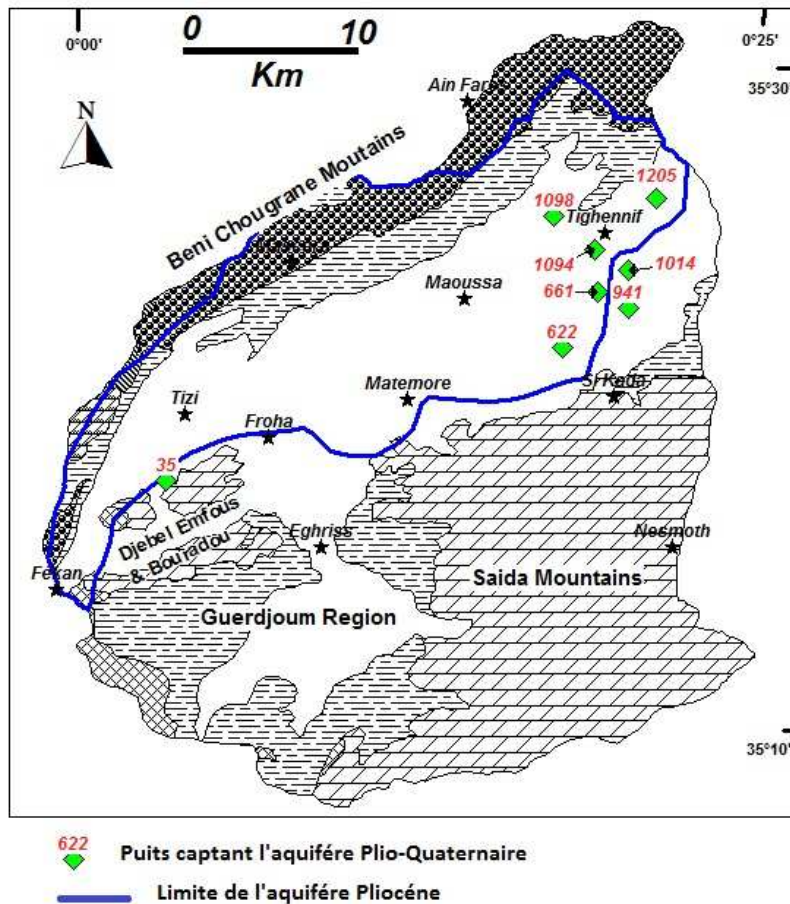


Fig .III.21 Position des puits du Plio-Quaternaire recevant une Recharge de l'aquifère du Pliocène.

III.6 CONCLUSION

L'étude hydrochimique de la nappe Plio-Quaternaire a montré que la salinisation est le processus principal contrôlant la variabilité hydrochimique et met l'accent sur deux types de recharge: une venant de la surface résultant des pluies efficaces et le retour des eaux d'irrigation et l'autre venant de l'aquifère voisin à savoir l'aquifère du Jurassique. D'après l'estimation de l'indice GWQI, La qualité de l'eau de cette nappe reste très satisfaisante pour la majorité des puits échantillonnés, cependant, plus du quart de ce nombre captent des eaux d'une qualité assez médiocre pour la consommation humaine. Quant à la qualité des eaux de

la nappe phréatique vis-à-vis de l'irrigation, les concentrations excessives du Mg limitent son utilisation. Les eaux de la nappe du Jurassique sont d'excellente qualité sauf pour quelque rare forage ou la concentration en Cl dépasse la norme de potabilité. Les eaux sont caractérisées par un faciès Ca-Mg-HCO₃ qui est typique des eaux d'origine karstique.

Les eaux issues de la nappe du Pliocène sont beaucoup plus minéralisées et plus chargées en Cl⁻ comparativement à la nappe du Jurassique. Les nitrates dépassent la norme de potabilité dans plus de 45% des forages échantillonnés à partir de la nappe du Pliocène ce qui témoigne d'une contamination anthropique importante. Le faciès dominant pour cette nappe est du type Ca-Cl ou Mg-Cl.

L'analyse corrélatoire de l'ensemble des données hydrochimique relatives aux trois nappes a permis de faire ressortir les paramètres qui contribuent à la minéralisation des eaux dans le système aquifère d'oued Fekan. Ces paramètres sont Ca⁺², Na⁺, Cl⁻ et en moindre degré Mg⁺² et NO₃. La corrélation inverse qui relie d'une part les paramètres de la minéralisation (RS, C25, Ca⁺², Na⁺, Cl⁻) et d'autre l'ion bicarbonate met l'accent sur deux types de recharges, la première venant de la surface (donc plus minéralisée et chargée en NO₃⁻) et la seconde venant des horizons karstiques riches en bicarbonate et avec un pH basique. La méthode CAH a permis dans une première étape de classer l'ensemble des points en deux classes. La classe 1 regroupe majoritairement les forages qui captent la nappe du Jurassique et les puits de l'aquifère Plio-Quaternaire qui sont influencés par la recharge venant directement de cette nappe. Les eaux de cette classe sont marquées par les caractéristiques de la nappe karstique à savoir une prédominance de l'anion HCO₃⁻, pH basique, très faible minéralisation et concentration très faible en NO₃⁻. La classe 2 regroupe majoritairement les forages de l'aquifère Pliocène et des puits de l'aquifère Plio-Quaternaire qui se situent notamment dans la partie nord. Les eaux de cette classe sont marquées par des teneurs élevées en Cl⁻, en NO₃⁻ et C25. La classe 3 regroupe deux puits appartenant à la nappe phréatique qui sont les plus contaminés.

Dans une deuxième étape la classe 1 a été subdivisée en trois sous-classes représentant respectivement la partie libre de l'aquifère Jurassique (classe C1c), la partie profonde ou captive (classe C1b) du Jurassique et la partie intermédiaire ou mélange (classe C1a). Les puits de l'aquifère phréatique appartenant à ces classes reçoivent respectivement une recharge correspondant à chaque type d'eau. L'étude ACP a mis en évidence la minéralisation comme le phénomène prépondérant dans le chimisme des eaux du système aquifère de Ghriess. L'opposition sur l'axe F1 de l'ACP des paramètres de la minéralisation d'une part et du pH et de l'ion HCO₃⁻ d'autre part, indique encore deux types de recharge d'origine superficielle (pluie efficace et retour des eaux d'irrigation) et d'origine karstique. Le facteur F2 représente vraisemblablement une réduction d'ions Mg soit par précipitation ou par échange d'ion dans les couches profondes. Le facteur F3 permet de distinguer deux types d'eau, l'une superficielle avec une coordonnée positive de NO₃⁻ sur cet axe et une autre d'origine profonde avec des coordonnées négatives des ions K⁺ et SO₄²⁻ (qui viennent des marnes gypseuses du Miocène) sur l'axe F3.

L'utilisation des graphes bivariés a permis également une dissociation entre les nappes et viennent par conséquent renforcer les résultats issus de l'étude statistique multivariée.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

Le bassin d'oued Fekan est une région avec des ressources en eau très limitées. La surexploitation des eaux souterraines, les irrégularités climatiques et la baisse des apports pluviométriques, ainsi que la diminution des débits des principales artères fluviales de la région sont tous des facteurs qui indiquent une situation hydrique déficitaire. Les conséquences d'une telle situation se répercutent indéniablement sur le développement socioéconomique d'une région qui vit majoritairement des activités agricoles et dont les besoins en eau qui ne cessent de s'accroître ne sont satisfait que partiellement.

Le système aquifère de Ghriss qui renferme la principale ressource en eau du bassin étudié contient trois nappes avec des potentialités et des propriétés hydrodynamiques distinctes. L'étude de la structure du système aquifère multi couche a confirmé l'existence d'échange entre les nappes notamment entre la nappe phréatique et la nappe du jurassique qui sont en contact direct dans la partie sud du bassin. La faible épaisseur de la couche semi perméable qui sépare l'aquifère du pliocène et l'aquifère phréatique notamment dans la partie est favorise également ses échanges.

La différence de charge entre d'une part la nappe phréatique et d'autre part les deux autres nappes à savoir la nappe du pliocène et la nappe du jurassique est un facteur favorisant les drainances ascendante. En effet, la nappe du pliocène et la nappe du jurassique affleurent respectivement dans les bordures des Beni Chougrane et dans les monts de Saida qui surplombe la nappe phréatique située plus bas dans la plaine. Les cartes piézométriques ont permis également de mettre en évidence la recharge de la nappe phréatique par les deux autres nappes, la recharge latérale étant plus visible dans ces cartes.

L'étude de l'évolution de la piézométrie montre que la nappe du jurassique se recharge plus aisément dans sa partie libre ce qui se traduit par une stabilisation des niveaux à cet endroit, alors que les parties les plus profondes connaissent des rabattements causés par un renouvellement très lent de la ressource en eau dans ces zones et une surexploitation massive. Le même constat est enregistré pour la nappe du pliocène, les niveaux piézométriques de la nappe dans sa partie libre sont assez stables tandis que dans les parties profondes le renouvellement est plus lent.

La comparaison des niveaux piézométriques de la nappe plio-quadernaire entre 2019 et 1970 a montrée un comportement différents d'une région à l'autre. Les parties qui ont connus un rehaussement sont situées à l'extrémité nord-est et au sud de la ville de Ghriss. Cependant, le centre de la plaine limité approximativement par les villes Maoussa et Tizi au Nord et la région de Guedjoum au sud est la partie ou les rabattements sont le plus important (plus de 50 m). La partie Est reçoit, en plus des pluies efficaces et des retours des eaux d'irrigation, une recharge venant du Nord (nappe du Pliocène) et du Sud (nappe du Jurassique). Ceci a certainement contribué à l'augmentation des niveaux après des rabattements record durant les années 80 et 90. La partie centre quant a elle est la plus sollicitée par les pompes destinée plus particulièrement à l'irrigation. Elle reçoit les recharges latérales à partir de la nappe du jurassique mais le débit n'est pas suffisant, et les rabattements sont importants.

La caractérisation hydrochimique de la nappe phréatique a révélé que les types d'eau HCO₃-Mg et Cl-Mg sont les faciès dominants. Par ailleurs, l'estimation de l'indice GWQI de la nappe phréatique indique que plus de 70% des puits échantillonnés avaient une qualité excellente à acceptable. Le reste était classé dans la catégorie eau médiocre à très médiocre présentant des signes de pollution avec des concentrations très élevés en nitrates, chlorure et des conductivités importantes.

Les eaux de la nappe du jurassique sont d'excellente qualité sauf pour quelque rare forage où la concentration en Cl dépasse la norme de potabilité. Les eaux sont caractérisées par un faciès Ca-Mg-HCO₃ qui est typique des eaux d'origine karstique. Les eaux issues de la nappe du pliocène sont beaucoup plus minéralisées et plus chargées en Cl comparativement à la nappe du jurassique. Les nitrates dépassent la norme de potabilité dans plus de 45% des forages échantillonnés à partir de la nappe du pliocène ce qui témoigne d'une contamination anthropique importante. Le faciès dominant pour cette nappe est du type Ca-Cl ou Mg-Cl. L'application de la technique de la classification ascendante hiérarchique (CAH) sur l'ensemble des données des trois nappes a permis de distinguer dans un premier temps un premier groupe formé par les forages captant la nappe du jurassique et les puits de la nappe phréatique influencés par la recharge venant des formations karstiques (classe 1) et un deuxième groupe formé par les forages captant la nappe du pliocène et les puits de la nappe phréatique présentant des caractéristiques hydrochimiques similaires.

Dans une deuxième étape la classe 1 a été subdivisée en trois sous classe représentant respectivement la partie libre de l'aquifère jurassique (classe C1c), la partie profonde ou captive (Classe C1b) du jurassique et la partie intermédiaire ou mélange (classe C1a). Les puits de l'aquifère phréatique appartenant à ces classes reçoivent respectivement une recharge correspondant à chaque type d'eau.

L'analyse en composantes principales (ACP), appliquée à la nappe phréatique dans une première approche et à l'ensemble des données relatives aux trois nappes dans une deuxième approche, montre que la salinisation est le processus principal contrôlant la variabilité géochimique et met l'accent sur l'existence de deux types d'eaux ou de recharge (pour ce qui est de la nappe phréatique): une venant de la surface résultant des pluies efficaces et/ou le retour des eaux d'irrigation et l'autre venant des horizons profonds.

La cartographie des facteurs de l'ACP a permis de localiser géographiquement les zones de la nappe phréatique influencées le plus par la recharge superficielle (pluie et retour des eaux d'irrigation) et ceux recevant des recharge latérale notamment de la nappe karstique ou à partir des aquifères profonds par drainance ascendante. Ces résultats indiquent que la partie centrale de la nappe plio-quadernaire (nappe phréatique) reçoit une recharge latérale venant du sud à partir de la nappe du jurassique. La cartographie des facteurs ACP a révélée aussi que dans la région de Tighennif, le sud de Maoussa, le sud de Tizi et le sud-est de Fekan, il existerait vraisemblablement des eaux d'origine profonde qui seraient en contact avec des marnes gypseuses du miocène. Ces eaux sont caractérisées par un pH élevé et une concentration importante en SO₄. Les puits de l'aquifère plio-quadernaire adhérant à cet axe reçoivent des eaux profondes par drainance ascendante et sont marquées par les mêmes caractéristiques.

Les eaux souterraines étudiées sont impactées par la dissolution des formations évaporitiques en occurrence l'halite et le gypse. Ce dernier se trouvant dans les formations profondes du miocène.

Le phénomène des échanges cationiques (direct mais surtout inverse) joue un rôle important dans le chimisme des eaux du système aquifère de Ghriss. En effet, ceci a été identifié lors de l'étude ACP et l'utilisation des graphes bivariable. Cet échange se schématise par une libération des ions Ca et Mg et un attachement des ions Na et K sur la matrice argileuse et vice versa. Ces échanges se produisent notamment en profondeur. Cependant, Les puits du plio-quadernaire qui reçoivent des recharges horizontales ou verticales à partir de ces eaux sont également marqués par ces caractéristiques (indice CAI 1 et CAI 2 négative). Cette empreinte témoigne la aussi du phénomène de recharge de l'aquifère plio-quadernaire par la nappe profonde du jurassique.

L'alimentation latérale de la nappe phréatique provient du sud (monts de Saida) mais également des horsts d'enfous et Bouradou qui jouent un rôle notable dans l'hydrodynamique et l'hydrochimie du système aquifère étudié. A titre d'exemple, les puits 152 et 82 sont alimentés latéralement à partir de ces formations carbonatés. Les eaux de la recharge latérale sont assez récente (faible temps de séjour) et circulent en général dans les parties libres, non confinées de l'aquifère du jurassique et rejoignent rapidement le centre de la plaine en alimentant la nappe phréatique.

C'est dans La partie sud de la plaine (au sud ouest de la région de Guerdjourn) où l'on rencontre les eaux les plus profondes (classe 1b) avec des caractéristiques indiquant clairement des temps de séjour important dans un environnement carbonaté (puits 168, 51, 68, 252 et 59).

Des puits tel que le 810 et 1103 appartiennent à la classe 1a dont les eaux ont été attribuées à un mélange (ou une transition) entre eaux profonde venant du jurassique et eaux plus récente venant vraisemblablement des recharges latérales ou pluie efficace.

D'après la présente étude, les puits de l'aquifère plio-quadernaire qui reçoivent une recharge verticale depuis la nappe du pliocène sont notamment situés dans la partie Nord-est, c'est les puits qui appartenait à la classe 2 de la CAH. Ces échanges se produisent de moins en moins vers l'ouest à cause de l'augmentation de l'épaisseur des marnes blanches qui séparent les deux formations.

Une percolation de l'eau depuis les formations du pliocène vers le jurassique en profondeur ou l'inverse est peu probable en raison de l'épaisse couche de marnes vertes qui sépare les deux couches.

L'interconnexion des aquifères de la région d'étude est importante, et les gestionnaire de la ressource en eau doivent par conséquent en tenir compte et cela dans un contexte de durabilité de cette ressource. La préservation des potentialités et de la qualité de ce système qui a d'ores et déjà montré sa fragilité demeurent une question subsistancielle vue l'importance de cette ressource dans une région très pauvre en eau.

Cette étude a permis de lever le voile sur de nombreuses questions ou/et incertitudes concernant les échanges entre les aquifères du bassin d'oued Fekan. Néanmoins, des études et des investigations plus poussées, utilisant entre autre les techniques isotopiques ou même la modélisation hydrogéologique permettront à l'avenir de préciser encore plus et de quantifier ces échanges.

BIBLIOGRAPHIE

Assens, G., Besbes, M. & De Marsily, G., (1977). Etude hydrogéologique de la plaine de Mascara sur modèle mathématique. Ecole nationale supérieure des mines de Paris, Centre d'informatique Géologique, Paris, France (72 p).

Aboubaker, M., Jalludin, M., Razack, M. (2013) Hydrochemistry study of a volcano-sedimentary aquifer using major ion and environmental isotope data. Dalha basalts aquifer, southwest of Republic of Djibouti. *Environ Earth Sci* 70(7):3335–3349.

Adams, S., Titus, R., Pietersen, K., Tredoux, G. & Harris, C., (2001). Hydrochemical characteristics of aquifers near Sutherland in the Western Karoo, South Africa. *Journal of Hydrology* 241 (2001) : 91–103.

Aghazadeh, N. & Mogaddam, A.A. (2011). Investigation of hydrochemical characteristics of groundwater in the Harzandat aquifer, northwest of Iran. *Environ. Monit. Assess.* 176 (1-4), 183-195.

Appelo, C. A.J. & Postma, D. (1993). *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. Rotterdam, A.A. Balkema, Rotterdam, 536 p.

Baali, F. (2007). Contribution à l'étude hydrogéologique, hydrochimique et Vulnérabilité d'un système aquifère karstique en zone semi aride. Cas du plateau de Chéria N. E. Algérien. Thèse de doctorat université Badji Mokhtar, Annaba.

Bekkoussa, B., Bekkoussa, S. & Azzaz, H. (2016) Hydrochemical Characterization of the Ghriss Plain Aquifer Using Multivariate Statistical Analysis. International conference Water Energy & Climate Change. 1-4 June 2016 Marrakech Morocco.

Bekkoussa, B., Jourde, H., Batiot-Guilhe, C., Meddi, M., Khaldi, A., et Azzaz, H., (2013). Origine de la salinité et des principaux éléments majeurs des eaux de la nappe phréatique de la plaine de Ghriss, Nord-Ouest Algérien. *Hydrological Sciences Journal*, Volume 58, Issue 5, 2013, 1111-1127. (DOI:10.1080/02626667.2013.800639).

Bekkoussa, B., Meddi, M. & Jourde, H., (2008). Forçage climatique et anthropique sur la ressource en eau souterraine d'une région semi-aride : cas de la plaine de Ghriss, nord ouest algérien. *Revue sécheresse* (2008), Vol. 19, n°3, 173-184.

Bekkoussa S, Bekkoussa B, Taupin J.D., Patris N., Meddi M., (2018). Groundwater Hydrochemical Characterization and Quality Assessment in the Ghriss Plain Basin, North-West Algeria. *Journal of Water Supply: Research and Technology – AQUA*, 67(5), 458-466. <https://doi/10.2166/aqua.2018.013>.

Castany, G. (1968). *Prospection et exploitation des eaux souterraines*. Dunod Edition. 718 pages.

Carroll D. 1962. Rain water as a chemical agent of geological processes: a review. *USGS Water Supply* 1533, 18–20.

- Cloutier, V., Lefebvre, R., Therrien, R. & Savard M. M. (2008). Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system. *Journal of Hydrology* 353, 294–313.
- Cartwright, I., Morgenstern, U., (2012). Constraining groundwater recharge and the rate of geochemical processes using tritium and major ion geochemistry: ovens catchment, southeast Australia. *J. Hydrol.* 475 (Suppl. C), 137–149. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.09.037>.
- Cote, M. (2011) L'Algérie, Mondialisation et nouvelles territorialités. *Revue Méditerranée* N°116-2011, 77-83.
- Dagnelie, P. (1970) *Théorie et Methodes Stalistiques*, vol.2. Duculot, Gembloux, France.
- Dassi, L. (2011). Investigation by multivariate analysis of groundwater composition in a multilayer aquifer system from North Africa: A multi-tracer approach. *Applied Geochemistry* 26 (2011), 1386–1398.
- Davis, J.C. (1986). *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley & Sons Inc., New York.
- Drever, J., I. (1997). *The Geochemistry of Natural Waters*, 3rd ed., Prentice Hall, New Jersey, 436 p.
- Demlie, M., Wohnlich, S., Wisotzky, F. & Gizaw, B., (2007). Groundwater recharge, *flow* and hydrogeochemical evolution in a complex volcanic aquifer system, central Ethiopia. *Hydrogeology Journal* (2007) 15: 1169–1181.
- De Marsily, G., (2004). *Cours d'hydrogéologie*. Université Paris VI, France (226 p).
- Demlie, M., Wohnlich, S., Wisotzky, F. & Gizaw, B., (2007). Groundwater recharge, *flow* and hydrogeochemical evolution in a complex volcanic aquifer system, central Ethiopia. *Hydrogeology Journal* (2007) 15: 1169–1181.
- Diaw M, Faye S, Stichler W, Maloszewski P (2012) Isotopic and geochemical characteristics of groundwater in the Senegal River delta aquifer: implication of recharge and flow regime.
- Dongmyeong Engineering (DMEC). (2012). *Etude de l'APD de l'alimentation en eau potable de Mascara et du couloir Mohammadia-Sig à partir du transfert MAO*. Rapport d'étude, Ministère des ressources en eau, Algérie.
- DPAT, (2005). *Rapport annuel de la direction de la planification et de l'aménagement du territoire de la Wilaya de Mascara*. Rapport interne DPAT, Mascara, Algérie, (131 p).
- DPAT, (2012). *Rapport annuel de la direction de la planification et de l'aménagement du territoire de la Wilaya de Mascara*. Rapport interne DPAT, Mascara, Algérie, (140 p).
- Fewtrell, L., (2004). Drinking-Water Nitrate, methemoglobinemia, and global burden of disease: a discussion. *Environ. Health Perspect.* 112, 1371–1374.

- Freeze, R. A. & Cherry, J.A. (1979). Groundwater, Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- García, M.G., del v Hidalgo M. & Blesa M.A. (2001). Geochemistry of groundwater in the alluvial plain of Tucuman province, Argentina. *Hydrogeol Journal* 9, 597–610.
- Garrels, R.J., Mackenzie, F., (1971). *Evolution of Sedimentary Rocks*. Norton, New York.
- Gibbs, R.J. (1970). Mechanisms controlling world water chemistry. *Science* 17, 1088–1090.
- Ghenim, A. & Megnounif, A. (2011). Caractérisation de la sécheresse par les indices spi et ssfi (nord-ouest de l'Algérie). *Revue LJEE N°18*, Juin 2011.
- Gupta S, Mahato A, Roy P, Datta JK, Saha RN. (2008). Geochemistry of groundwater, Burdwan District, West Bengal, India. *Environ Geol* 53:1271–1282.
- Hren, M.T., Chamberlain, C.P., Hilley, G.E., Blisniuk, P.M., Bookhagen, B., (2007). Major ion chemistry of the Yarlung Tsangpo–Brahmaputra river: chemical weathering, erosion, and CO₂ consumption in the southern Tibetan plateau and eastern syntaxis of the Himalaya. *Geochem. Cosmochim. Acta* 71 (12), 2907–2935. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.03.021>.
- Hubert, P. (1997) Change points in hydrometeorological time series. In: Proc. Conf. Application of Time Series Analysis in Astronomy and Meteorology, 399-412. Chapman & Hall, UK.
- Hubert, P., Charbonnel J.-P. & Chaouche A. (1989). « Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest », *Journal of hydrology* 110 : 349-367.
- Hussein MT (2004) Hydrochemical evaluation of groundwater in the Blue Nile Basin, eastern Sudan, using conventional and multivariate techniques. *Hydrogeol J* 12:144–158.
- Jalali M (2009) Geochemistry characterization of groundwater in an agricultural area of Razan, Hamadan, Iran. *Environ Geol* 56:1479–1488.
- Jasmin, I. & Mallikarjuna, P. (2014). Physicochemical quality evaluation of groundwater and development of drinking water quality index for Araniar River Basin, Tamil Nadu, India. *Environmental Monitoring and Assessment* 186, 935–948.
- Joshi, D.M., Kumar, A. & Agrawal, N. (2009). Assessment of the irrigation water quality of River Ganga in Haridwar District India. *J Chem* 2(2), 285–292.
- Journal Officiel de la République algérienne. (2011). Journal officiel de la République algérienne n° 34, 19 juin 2011.
- Kaiser, H.F. (1958). The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika* 23, 187–200.

- Kanagaraj, G. & Elango, L. (2016) Hydrogeochemical processes and impact of tanning industries on groundwater quality in Ambur, Vellore district, Tamil Nadu, India. *Environ Sci Pollut Res.* DOI 10.1007/s11356-016-7639-4.
- Krishan, G., Singh, S., Kumar, C. P., Gurjar, S. & Ghosh, N. C. (2016). Assessment of water quality index (WQI) of groundwater in Rajkot District, Gujarat, India. *Journal of Earth Science and Climatic Change* 7, 341. doi:10.4172.2157- 7617.1000341.
- Kumar, P.S., Elango, L. & James, E.J. (2014). Assessment of hydrochemistry and groundwater quality in the coastal area of South Chennai, India. *Arab. J. Geosci.* 7 (7), 2641-2653.
- Kumar, M., Singh, U. K., Chauhan, R. P., Jha, K., Ramanathan, AL. & Subramanian, V., (2008). Assessment of the impact of landfill on groundwater quality: A case study of the Pirana site in western India. *Environ Monit Assess* (2008) 141:309–321.
- Kuldip S, Hundal H, Dhanwinder S. (2011) Geochemistry and assessment of hydrogeochemical processes in groundwater in the southern part of Bathinda district of Punjab, northwest India. *Environ Earth Sci* 64:1823–1833.
- Masoud, A. A. (2014). Groundwater quality assessment of the shallow aquifers west of the Nile Delta (Egypt) using multivariate statistical and geostatistical techniques. *Journal of African Earth Sciences* 95 (2014), 123–137.
- McLean, W., Jankowski J. & Lavitt N. (2000). Groundwater quality and sustainability in an alluvial aquifer, Australia. In: Sililo O et al (eds) *Groundwater, past achievements and future challenges*, Balkema, Rotterdam.
- Mechai, N., (1970). *Etude agropédologique de la plaine de Ghrss. Rapport du Service des Etudes Scientifiques (SES), Alger, Algérie.*
- Meddi, M. & Hubert, P. (2003). Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du nord-ouest de l'Algérie. *Hydrology of Mediterranean and Semiarid Regions (Proceedings of an international symposium held at Montpellier, April 2003)*. IAHS Publ. no. 278, 2003.
- Meddi, M., Talia, A. & Martin, C. (2009). Évolution récente des conditions climatiques et des écoulements sur le bassin versant de la Macta (Nord-Ouest de l'Algérie). *Physio-Géo Volume 3*, 2009 : Varia 2009.
- Moya C. E., Raiber M., Taulis M., Cox M. E. (2015) Hydrochemical evolution and groundwater flow processes in the Galilee and Eromanga basins, Great Artesian Basin, Australia: A multivariate statistical approach. *Science of the Total Environment* 508 (2015) 411–426. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.11.099>.
- Moussa A, Zouari K, Oueslati N. (2008). Geochemical study of groundwater mineralization in the Grombalia shallow aquifer, north-eastern Tunisia: implication of irrigation and industrial waste water accounting. *Environ Geol.* doi:10.1007/s00254-008- 1530-7.

- Mozas, M. & Ghosn, A. (2013) Etat des lieux du secteur de l'eau en Algérie. Rapport de l'institut de prospective économique du monde méditerranéen (IPEMED). 27p.
- Mukherjee, A., Bhattacharya, P., Shi, F., Fryar, A.E., Mukherjee, A.B., Xie, Z.M., Bundschuh, J., (2009). Chemical evolution in the high arsenic groundwater of the Huhhot basin (Inner Mongolia, PR China) and its difference from the western Bengal basin (India). *Appl. Geochem.* 24 (10), 1835–1851. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2009.08.011>.
- Musy, A. et Higy, C., (2004). *Hydrologie Une science de la nature*, Presses polytechniques et universitaires romandes, (21), 314 p.
- Nandimandalam JR (2011) Evaluation of hydrogeochemical processes in the Pleistocene aquifers of Middle Ganga Plain, Uttar Pradesh, India. *Environ Earth Sci* 65(4):1291–1308.
- Nichane, M., Khelil M.A. (2014) Changements climatiques et ressources en eau en Algérie : vulnérabilité, impact et stratégie d'adaptation. *Revue des BioRessources* Vol 4 N° 2 Décembre 2014.
- Paturel, J. E., Servat, E., Dela, M.O., Lubes, H. & Fritsch J. M., (1997) Etude de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'ouest et centrale non sahélienne. FRIEND '97 Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management (Proceedings of the Postojna, Slovenia, Conference, September-October 1997). IAHS Publ. no. 246, 1997.
- PNE (2010). Plan national de l'eau. Rapport du ministère des ressources en eau.
- PNUD (2009) Problématique du secteur de l'eau et impacts liés au climat en Algérie. Rapport du programme des nations unies pour le développement.
- Rajmohan, N. & Elango, L. (2004). Identification and evolution of hydrogeochemical processes in the groundwater environment in an area of the Palar and Cheyyar River Basins, Southern India. *Environmental Geology* 46, 47-61.
- Remini, B., (2010) La problématique de l'eau en Algérie du nord. *Larhyss Journal*, ISSN 1112-3680, n° 08, Juin 2010, pp. 27-46.
- Richards, L.A. (1954). *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*, Hand Book, No. 60. U.S. Department of Agriculture, Washington D.C.
- Rodier, J., Bazin, C., Broutin, J. P., Chamon, P., Champseur, H. & Rodi, L., (1996). *L'analyse de l'eau : Eaux naturelles, eaux résiduaires et eaux de mer*. Dunod édition, Paris, France (1365 p).
- Ruiz-Pico, A., Cuenca, A. P., Serrano-Agila, R., Criollo, D. M., Leiva-Piedra, J. & Salazar-Campos, J. (2019). Hydrochemical characterization of groundwater in the Loja Basin (Ecuador). *Applied Geochemistry* 104 (2019) 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.02.008>.

- Saeedi, M., Abessi, O., Sharifi, F. & Meraji, H. (2010). Development of groundwater quality index. *Environ Monit. Assess* (2010) 163, 327–335.
- Sahu, P. and Sikdar, P.K. (2008). Hydrochemical framework of the aquifer in and around East Kolkata Wetlands, West Bengal. *India Environ Geol.* 55, 823–835.
- Schoeller, H. (1977). Geochemistry of groundwater. Ch. 15. In: *Groundwater Studies an International Guide for Research and Practice*. UNESCO, Paris, pp. 1-18.
- Simler, R., (2016). Diagrammes, Logiciel d'hydrochimie multilingue en distribution libre. ver. 2.00 (19 avril 2004). [Logiciel]
- Singh A. K., Raj B., Tiwari A. K. & Mahato M. K. (2013). Evaluation of hydrogeochemical processes and groundwater quality in the Jhansi district of Bundelkhand region, India. *Environ Earth Sci* (70), 1225–1247.
- Sourisseau, B. (1972). Etude hydrogéologique de la plaine de Ghriess. Rapport Agence Nationale des Ressources Hydraulique, Alger, Algérie (120 p).
- Sujatha D, Reddy RB. (2003). Quality characterization of groundwater in the south-eastern part of the Ranja Reddy district, Andhra Pradesh, India. *Environ Geol* 44(5):579–586.
- Szabolcs, I. & Darab, C. (1964). The influence of irrigation water of high sodium carbonate content of soils. In: *Proceedings of 8th international congress of ISSS, transmission, vol 2.* pp 803–812.
- Touhari, F., Meddi, M., Mehaiguen, M. & Razack, M. (2015). Hydrogeochemical assessment of the Upper Cheliff groundwater (North West Algeria) *Environ Earth Sci* (2015) 73:3043–3061. DOI 10.1007/s12665-014-3598-6.
- Vermaa, S., Mukherjee, A., Choudhury, R. & Mahantab, C. (2015) Brahmaputra river basin groundwater: Solute distribution, chemical evolution and arsenic occurrences in different geomorphic settings. *J. Hydrol.: Reg. Stud.* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.03.001>.
- Vasanthavignar, M., Srinivasamoorthy, K., Vijayaragavan, K., Ganthi, R.R., Chidambaram, S., et al. 2010. Application of water quality index for groundwater quality assessment: Thirumanimuttar sub-basin, Tamilnadu, India. *Environ. Monit. Assess.* 171 (1-4), 595-609.
- WHO (World Health Organization). (2004). *Guidelines for drinking water quality*, third edition. Geneva: WHO.

Yidana, S. M., Bawoyobie, P., Sakyi, P. & Fynn, O. F. (2018). Evolutionary analysis of groundwater flow: Application of multivariate statistical analysis to hydrochemical data in the Densu Basin, Ghana. *Journal of African Earth Sciences* 138 (2018) 167-176. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.10.026>.

Yuce, G. (2007) A Geochemical study of the groundwater in the Misli basin and environmental implications. *Environ Geol* 51:857–868.

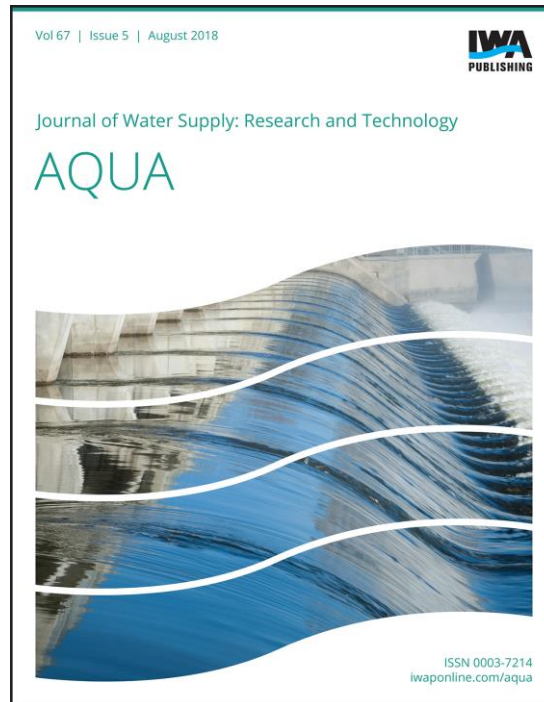
Zaidi, F. K., Mogren, S., Mukhopadhyay, M. & Ibrahim, E. (2016). Evaluation of groundwater chemistry and its impact on drinking and irrigation water quality in the eastern part of the Central Arabian graben and trough system, Saudi Arabia. *Journal of African Earth Sciences* 120 (2016), 208-219.

Zaidi, F. K., Nazzal, Y., Jafri, M. K. Naeem, M. & Ahmed, I. (2015). Reverse ion exchange as a major process controlling the groundwater chemistry in an arid environment: a case study from northwestern Saudi Arabia. *Environ. Monit. Assess* DOI 10.1007/s10661-015-4828-4.

Zekai S. (2015). *Practical and applied hydrogeology*. Elsevier Inc, Amsterdam, The Netherlands.

ELECTRONIC OFFPRINT

Use of this pdf is subject to the terms described below



This paper was originally published by IWA Publishing. The author's right to reuse and post their work published by IWA Publishing is defined by IWA Publishing's copyright policy.

If the copyright has been transferred to IWA Publishing, the publisher recognizes the retention of the right by the author(s) to photocopy or make single electronic copies of the paper for their own personal use, including for their own classroom use, or the personal use of colleagues, provided the copies are not offered for sale and are not distributed in a systematic way outside of their employing institution. **Please note that you are not permitted to post the IWA Publishing PDF version of your paper on your own website or your institution's website or repository.**

If the paper has been published "Open Access", the terms of its use and distribution are defined by the Creative Commons licence selected by the author.

Full details can be found here: <http://iwaponline.com/content/rights-permissions>

Please direct any queries regarding use or permissions to aqua@iwap.co.uk

Groundwater hydrochemical characterization and quality assessment in the Ghriss Plain basin, northwest Algeria

S. Bekkoussa, B. Bekkoussa, J.-D. Taupin, N. Patris and M. Meddi

ABSTRACT

A base line study involving analysis of groundwater samples from the Ghriss Plain Plio-quaternary aquifer, in northwest Algeria, was carried out to determine the major elements chemistry and to assess the hydrogeochemical processes and water quality for domestic use. The main groundwater facies in the area belong to the Mg–HCO₃ and Mg–Cl types. Based on TDS classification, 44.5% of the analyzed samples belong to fresh water and the remaining 55.5% to brackish water categories.

A comparison of groundwater quality parameters in relation to WHO limits for drinking water shows that the concentrations of TDS, Cl⁻ and NO₃⁻ exceed the desirable limits in many water samples. The principal component analysis (PCA) technique reveals the contribution of Cl⁻, Na⁺, Ca²⁺, K⁺ and Mg²⁺ in the salinization process and underlines the contamination of the groundwater with NO₃⁻ in relation to the widespread application of nitrate fertilizers and/or infiltration of untreated urban wastewater. The groundwater quality index (GWQI) shows that 70.5% of the water samples fall within the excellent-to-good category, whereas the remaining samples fall in the poor-to-unsuitable for drinking category.

Key words | Ghriss Plio-quaternary aquifer, groundwater quality, major ion hydrochemistry, multivariate analysis

S. Bekkoussa

B. Bekkoussa (corresponding author)
Laboratoire des Sciences et Techniques de l'Eau (LSTE),
Université Mustapha Stambouli de Mascara,
BP 305,
Algérie
E-mail: b.bekkoussa@univ-mascara.dz

J.-D. Taupin

N. Patris
Hydrosciences,
UMR 5569 (IRD, CNRS, UMI),
Montpellier,
France

M. Meddi

Ecole Nationale Supérieure de l'Hydraulique (ENSH),
Blida,
Algérie

INTRODUCTION

Knowledge of groundwater recharge origin, hydrodynamics and geochemical evolution has become an important issue to safeguard the sustainable use of groundwater resources. This is especially true for semi-arid zones and particularly in Mediterranean south-shore countries which are characterized by large water demand, caused by continuous growth in population, intensive agricultural practices and industrial development. Intensive water exploitation conducted to satisfy demand, particularly for domestic and agricultural uses, may result in quality degradation and decreased availability of groundwater due to a scarcity of surface resources which are in many cases not perennial (Liu *et al.* 2015).

Intensive pumping of groundwater leads to the decline of groundwater levels, and may cause excessive salinization

of water resources as observed in recent years (Trabelsi *et al.* 2007). In addition, natural causes (low aquifer recharge due to low and variable precipitation in relation to climate change) and anthropogenic factors (wide fertilizer use caused by intensive agricultural practices, intensive traditional harvesting, extension of urban areas, wastewater use in irrigation, mining, etc.), have caused significant water quality degradation in the last few decades (Kass *et al.* 2005; Caraballo *et al.* 2016). Another source of salinization in aquifers is related to the geological formations, especially when evaporites are present (Ben Ammar *et al.* 2016).

To guarantee integrated water resource management, it is crucial to assess the chemical composition of the water and to control parameters responsible for deterioration of its quality. Classical tools such as chemical composition analysis

(e.g. Piper diagram, Stiff diagram) and statistical approaches such as principal component analysis (PCA) or Q-mode cluster analysis, can reveal component distribution in local water, its spatial chemical evolution and factors controlling the mineralization. Another tool for water quality control for human consumption is the groundwater quality index (GWQI), which is one of the most effective ways to describe the quality of groundwater. This index was developed to summarize water quality data in an easily expressible and understandable format, and was especially developed for groundwater (Zaidi *et al.* 2016; Singh & Hussian 2017).

The study area (Ghriss Plain) is the most productive agricultural zone in the north-western part of Algeria where groundwater is the most widely used resource for agricultural activities and water consumption. However, the quality of this resource has been deteriorating rapidly in the last few years and excessive concentrations of nitrates, chlorides and salinity have been recorded. Anthropogenic factors such as intensive use of fertilizers and untreated wastewater are responsible for the major pollution observed in the region. Consequently, domestic water originating from groundwater shows chemical parameters exceeding standards fixed by international or national agencies, which may cause public health issues. The aim of the present study is to assess the suitability of groundwater for drinking purposes in the Ghriss Plain basin based on computed water quality index values. The study involved comprehension of groundwater mineralization using simple hydrochemical tools and multivariate statistical analysis.

STUDY AREA DESCRIPTION

Localization and climate data

The Ghriss aquifer system is located in the north-west of Algeria (Figure 1). The Ghriss Plain occupies an area of 605 km². It is part of the watershed of Oued Fekan which extends over an area of 1,185 km². The plain corresponds to a flat expanse (470 m average altitude), dominated by high edge reliefs, up to 1,100 m altitude in the south (Nesmoth mountain).

The Ghriss Plain has a semi-arid climate with hot and dry summers, and mild and wet winters. The average

annual temperature is 17 °C. Monthly temperatures range from 23 to 27 °C during the months of June to September, and from 8.8 to 18.6 °C from October to May. The humidity recorded at the Mascara station during the period 1985–2005 varies on average from 46% in July to 75% in December. Rainfall measurements are available from 13 pluviometers, taken between 1976 and 2001. The average annual rainfall for this period is about 313 mm (Bekkoussa *et al.* 2013). Rainfall mainly occurs in the wet season (October–March) and is generally correlated with altitude. The potential evaporation far exceeds the annual rainfall with an annual mean of approximately 877 mm estimated from 1985 to 2004.

The analysis of the rainfall evolution in the study area shows a clear decrease since 1973 which is estimated at 25%. The pluviometric deficit was recurrent over several years, resulting in the reduced flow of the principal river of the Ghriss Plain, the Fekan Wadi, before it totally dried out in the last few years. The water table of the Ghriss Plio-quadernary aquifer decreased drastically by up to more than 60 meters between 1970 and 2010 in some sectors, which can be attributed to both climate change and overexploitation. Indeed, the estimated recharge of the Ghriss Plain aquifer system is 65.3 million m³ per year and the total withdrawn volume is 64.7 million m³ per year (Bekkoussa *et al.* 2008).

The most important economic activity of the area is agriculture; the chief crops are cereals and vegetables. The aquifer is characterized by intensive exploitation and by a great variety of natural and anthropic factors affecting groundwater chemistry.

Geological and hydrogeological context

The geology of the aquifer has been described in detail by Sourisseau (1972) and Assens *et al.* (1977). Ghriss Plain is a hydrogeological entity flanked by reliefs with various geological aspects (Figure 1).

To the north and northwest of the plain lie the southern slopes of the Beni Chougrane mountains composed of very crinkled lands with Cretaceous bones and a thick tertiary recovery. The Cretaceous is represented by marly formations and calcareous marl. It is overlaid by the Miocene formation. The northern and western limits of the Ghriss Plain are

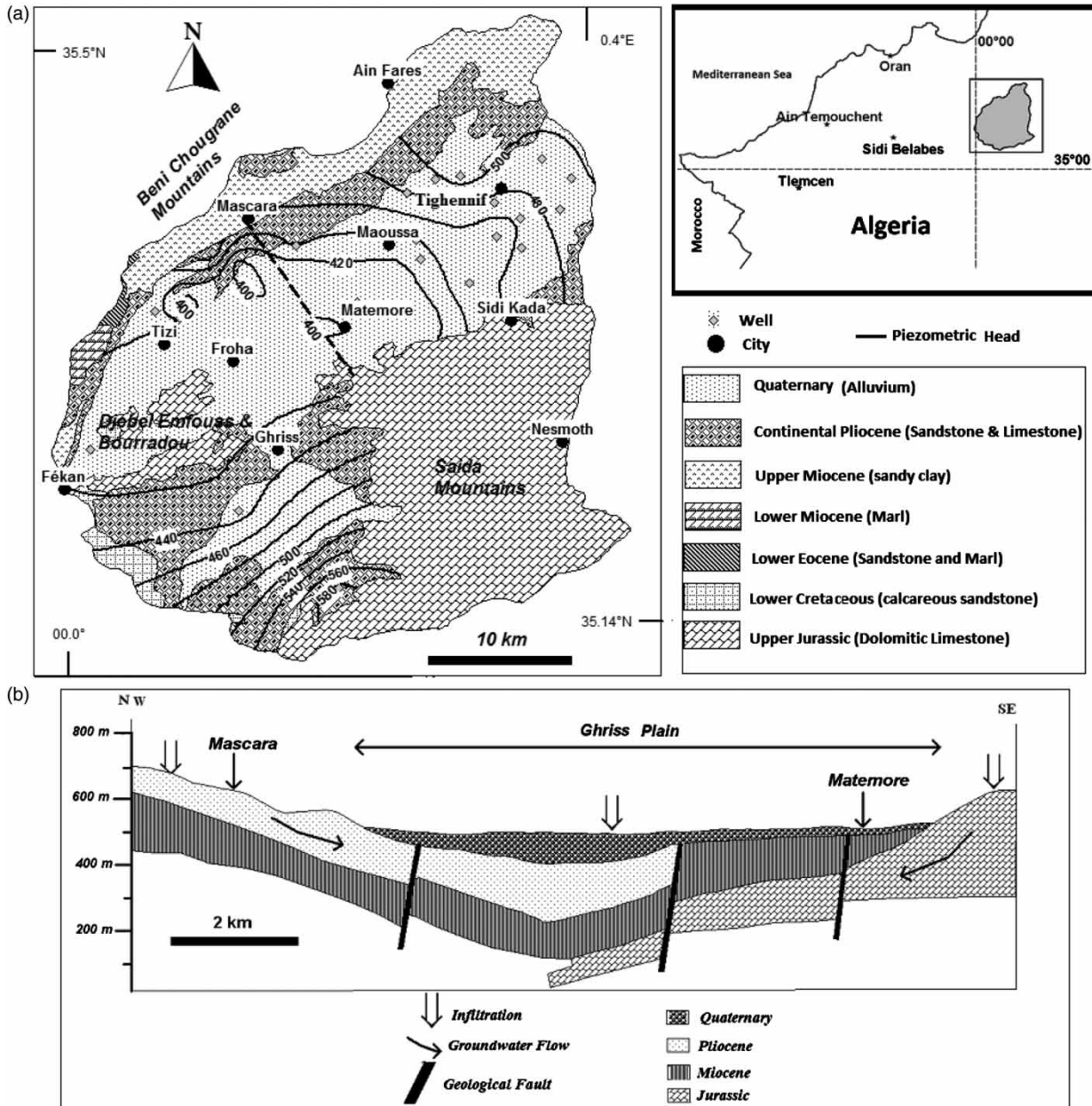


Figure 1 | (a) Geological and piezometric map of the study area and groundwater sample locations. (b) Geological cross section.

formed by marl with some evaporite (gypsum and halite) and argillaceous structures from Miocene, covered by permeable lands contributing to the recharge of the plain aquifers.

In the north-east of the plain, and specifically to the east of the city of Tighennif, the raising of marl and clay formations of the Oligocene and Miocene forms a relatively impermeable barrier which significantly demarcates the

catchment area of the Ghriiss Plain from that of Oued Mina. The southern edge of the Ghriiss Plain is formed by the Saida Mountains. They consist of Jurassic limestone formations that have undergone an intense tectonic shift (horst of Jebel Emfouss and Bourradou, see Figure 1). This set sinks slightly to the north, forming a karst groundwater flow towards the Ghriiss Plain.

The center of the plain is a collapse basin where there are deposits of limestone (especially in the north part of the basin), red clay, fine sands and Quaternary age gravel.

The Ghriss Plain is composed of three superposed aquifers: Plio-quaternary aquifer; the Pliocene limestone and sandstone aquifer; and the Jurassic calcareous dolomitic aquifer.

The Plio-quaternary aquifer, the object of this study, is an unconfined reservoir which extends across the plain. It consists of quaternary alluvium, porous white limestone, sand, sandstone and lacustrine limestone. Natural recharge occurs directly as infiltration from precipitation. A significant lateral flow comes from the Jurassic aquifer in the south-eastern zone and from the Pliocene aquifer in the north. Another form of recharge is excessive irrigation, which is not evapotranspired. The water table depth ranges from -6 m in the north-east to -80 m in the center of the plain and the thickness of the reservoir ranges from 20 m to 150 m (see cross section in Figure 1). This aquifer is bounded by Miocene marls. The direction of groundwater flows converge from north-east and south to south-west zones towards a common outlet on the western boundary called Ain Fekan, a spring which dried in the beginning of 1980's. The rainfall infiltration rate is estimated at about 20%. Transmissivity values range from 5.10^{-5} to 10^{-2} m²/s (Sourisseau 1972). The annual pumping flux from the Ghriss aquifer system decreased from 73.5 million m³ in 1972 to 65 million m³ in 2001 through 3,128 pumping wells and boreholes, due to pumping restrictions. In 1972, the annual recharge of the aquifer system was estimated at 89 million m³ per year; now this recharge has decreased to 65.3 million m³ per year.

The piezometric maps established after a groundwater level survey conducted in September 2010 (Figure 1) indicate a recharge area located in the southern and eastern areas, and a high groundwater discharge in the center (piezometric depression) due to high pumping. The mean hydraulic gradient of the aquifer ranges from 0.75% in the northern sector to 2.5% in the central part of the basin between Matemore and Maoussa cities. A hydraulic gradient of 3.5% is observed in the Guerdjoum region. This important value is explained by a significant decrease in permeability in this zone.

MATERIAL AND METHODS

This study is based on 34 groundwater samplings of the Plio-quaternary aquifer that were collected during July 2008 from farm and public supply wells across the Ghriss basin, and analyzed for major chemical constituents (Figure 1). These samples were taken by ANRH (National Agency of Hydraulic Resources) officers and analyzed by the laboratory of the same organization. Sample bottles were made from high-density polypropylene (HDPP) and were cleaned by rinsing them with distilled water. The water samples were collected after pumping for 10 to 15 minutes in order to remove stagnant groundwater. The pH, electrical conductivity (EC) and total dissolved solids (TDS) were measured *in situ* using pH and EC meters according to standard procedures (Nielsen & Nielsen 2006). The anions (Cl^- , SO_4^{2-} and NO_3^-) were analyzed by ion liquid chromatography and bicarbonate (HCO_3^-) was determined by titration with HCl. The cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) were analyzed by atomic absorption spectrometry. Careful quality controls were undertaken to obtain a reliable analytical dataset with an ionic balance error within a standard limit of $\pm 5\%$ (Domenico & Schwartz 1998), consequently all 34 samples were used in this study.

The Piper diagram and PCA statistic methods were used to show chemical water characteristics and parameters controlling mineralization processes. PCA is a multivariate statistical method applied to the hydrochemical data of all samples. It is a data transformation technique that attempts to reveal a simple underlying structure that is assumed to exist within a multivariate dataset (Ahada & Suthar 2017; Hamdi et al. 2018).

The GWQI was used to define the suitability of groundwater for drinking purposes. The GWQI method reflects the composite influence of the physicochemical water parameters; it is a dimensionless number and expresses the overall water quality in a given area by combining different water quality variables in a single number. The groundwater quality was measured using the following equation for GWQI with respect to WHO standards (Krishan et al. 2016; Bouderbala 2017),

$$GWQI = \sum SI_i = \sum W_i q_i = \sum \left[\left(\frac{w_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \right) * \left(\frac{C_i}{S_i} * 100 \right) \right]$$

Table 1 | Weights of parameters used in GWQI assessment (Zaidi et al. 2016)

Chemical parameters	Weight	Relative weight
pH	3	0.094
TDS	5	0.156
Ca ²⁺	2	0.063
Mg ²⁺	2	0.063
Na ⁺	3	0.094
K ⁺	3	0.094
Cl ⁻	4	0.125
HCO ₃ ⁻	1	0.031
SO ₄ ²⁻	4	0.125
NO ₃ ⁻	5	0.156
Total	32	1

where C_i is the concentration of each parameter, S_i is the limit value admitted according to the standard, w_i is the assigned weight according to its relative importance in the overall quality of water for drinking purposes (Table 1), q_i is the water quality rating, W_i is the relative weight, and SI_i is the sub index of the i th parameter.

The permissible limits for drinking water assigned by the WHO standards have been used for calculating the GWQI in the present study. 10 parameters (pH, TDS, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, SO₄²⁻, Cl⁻, HCO₃⁻ and NO₃⁻) have been selected. In the first step the 10 selected water quality parameters were assigned a weight on a scale of 5. The assignment of the

weight to a given parameter (Table 1) is set and depends on the relative importance of that parameter influencing the overall drinking water quality and also its impact on human health (Jasmin & Mallikarjuna 2014; Kumar et al. 2014; Bouderbala 2017). The second step involves the assignment of relative weights to each of the parameters. The third step involves the calculation of the quality rating scale (q_i) for each parameter and for each analyzed sample. In the fourth step the sub-index of the i th parameter SI_i is calculated. Finally, in the fifth step the GWQI of the individual water samples is calculated by summing the SI_i values of all the parameters.

RESULTS AND DISCUSSION

Water quality for drinking purposes

General characteristics of groundwater physicochemical parameters for the study area are summarized in Table 2. All of the parameters exhibit a high dispersion, implying a strong spatial variability, as indicated by the high standard deviation values, which is attributed to the presence of fresh, brackish and polluted waters among the groundwater samples.

All the samples ($n = 34$) showed pH values ranging from 6.90 to 8.59 with a mean value of 7.90 ± 0.53 , indicating that the groundwater of the study area is mainly alkaline. For human consumption, water pH is optimum in the range of

Table 2 | Statistics of physico-chemical parameters, major ions ($n = 34$), World Health Organization (WHO 2004) and Algerian Standards (Journal Officiel 2011) for drinking waters of study area

Variable	Minimum	Maximum	Mean	Standard deviation	WHO standards	Algerian standards
Ca ²⁺	28.0	733.0	126.0	152.8	200	200
Mg ²⁺	31.0	407.0	96.7	82.3	150	150
Na ⁺	23.0	713.0	180.6	165.4	200	200
K ⁺	1.0	36.0	6.6	5.9	12	20
Cl ⁻	48.0	3,340.0	518.3	674.1	250	500
SO ₄ ²⁻	47.0	482.0	150.6	94.6	250	400
HCO ₃ ⁻	79.0	323.0	216.3	68.5	–	–
NO ₃ ⁻	4.0	99.0	33.3	27.7	50	50
pH	6.90	8.59	7.90	0.53	6.5–9.2	<9.0
EC (μS/cm)	500	8,630	1,938	1,758	1,500	2,800
TDS	440	7,060	1,539	1,427	1,000	2,000

Ionic concentrations are given in mg/L.

6.5–9.2 according to WHO (2004). All pH values fall within the range admitted for drinking water by both the WHO and the Algerian standards (Table 2).

The EC varied widely and ranged between 500 and 8,630 $\mu\text{S}/\text{cm}$ at 25 °C with a mean of 1,938 $\mu\text{S}/\text{cm}$. More than 44% and 20% of the samples exceeded the maximum conductivity admitted by WHO and Algerian standards for drinking water, respectively.

TDS is an important parameter in drinking water and other water quality standards. TDS in the groundwater of the area ranged from 440 to 7,060 mg/L with an average value of 1,539 mg/L. Freeze & Cherry (1979) classify water into fresh (TDS < 1,000 mg/L), brackish (> 1,000 mg/L), saline (> 10,000 mg/L) and brine (100,000 mg/L) categories on the basis of TDS concentrations. Based on this classification, 44.5% of the groundwater of the study area belongs to fresh water and the remaining 55.5% to brackish water categories.

The nitrate concentration in groundwater and surface water is normally low but can reach high levels as a result of leaching or runoff from agricultural land or contamination from human or animal wastes as a consequence of the oxidation of ammonia and similar sources (Elisante & Muzuka 2016). The nitrate values ranged from 4 to 99 mg/L. Nitrate concentrations for 11 wells (32% of samples) exceeded the maximum permissible value of 50 mg/L indicated by the WHO and the Algerian standards. The agricultural activities are the likely source responsible for high concentrations of nitrates in the study area.

Chlorine is the element that most affects the groundwater quality in the study area. Indeed, we recorded 20 wells (59%) with a concentration of Cl^- ions, exceeding the WHO water standards. The Algerian standard regarding Cl^- is more flexible and the number of wells above the maximum concentration is 8 samples.

Taking into account mean concentrations across the study zone, Na^+ was the dominant cation (180.6 mg/L), followed by Ca^{2+} (126.0 mg/L), Mg^{2+} (96.7 mg/L) and K^+ (6.6 mg/L). Cl^- was the dominant anion (518.3 mg/L) followed by HCO_3^- (216.3 mg/L) and SO_4^{2-} (150.6 mg/L).

Chemical water types

From the Piper diagram (Figure 2), various hydrochemical facies were identified. Mg-HCO_3 and Mg-Cl are the

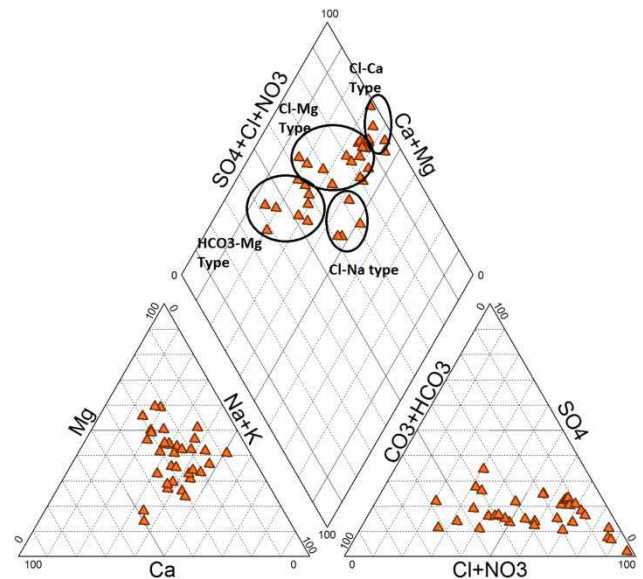


Figure 2 | Groundwater facies classification using Piper plot.

dominant types of water, each of them representing 26% of all samples, while Na-Cl and Ca-Cl types represent 13% and 3%, respectively. The Mg-HCO_3 facies characterize lateral recharge and vertical leakage from Jurassic carbonate formations. It was observed on the southern edge of the Saida Mountains, near the Emfous and Bouradou horsts (Figure 1) and in some wells situated in the center of the plain. This facies is typically representative of the karst waters origin. It is characterized by lower EC and TDS and higher concentration of HCO_3^- .

Mg-Cl type is a mixture of waters from a dolomitic environment (hence the predominance of magnesium) as well as seepage from effective rainfall and/or return of irrigation water. Indeed, the origin of the dominant anion (Cl^-) in this type of water is in all likelihood superficial (anthropogenic contamination or evaporitic contamination by halite originating from the Miocene formation), while the ubiquity of magnesium can only be explained by a recharge coming from the aquifer of dolomitic limestone of the Jurassic period.

The Ca-Cl facies was mainly found in the northeastern part and south of the plain. These waters are highly mineralized and salinity reached more than 8 g/L in one well. This facies is representative of groundwater characterized by an anthropogenic pollution with high concentrations of chlorides, potassium and nitrates.

Na-Cl-type water is mainly localized in the east and center of the plain. The evaporites formation dissolution, especially halite, and cation exchange reactions clearly influence the hydrochemical composition of this type of water in different proportions. In fact, the Na-Cl ratio in the majority of the samples for this type of water is between 0.8 and 1.0, which is close to the theoretical dissolution line of halite (Bouderbala & Gharbi 2017).

Principal component analysis (PCA)

To accurately identify the main processes governing the hydrochemistry of groundwater in the system, a factor analysis was performed using a subset of nine variables, namely the major ion concentrations (Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- and NO_3^-) and total mineralization (TDS).

PCA was performed for the 34 samples of the Ghriss Plain Plio-quaternary aquifer. The first two factors explain 78.83% of the total dataset variance (Table 3). The number of principal components kept was based on the Kaiser criterion, for which only the components with eigenvalues greater than 1 are retained (Kaiser 1958).

F1 accounts for 61.61% of the variance, and is strongly positively loaded with TDS (0.98), Cl^- (0.98), Na^+ (0.96), Ca^{2+} (0.90), K^+ (0.89) and Mg^{2+} (0.85). This clustering

of variables associated with F1 suggests that salinization may be the major process controlling the hydrochemical variability, and connotes salinity enhancement most likely arising from mineral dissolution. It indicates also the important contribution of these ions to the mineralization of groundwater through the water-rock interaction processes.

The factor F2 explains 13.6% of the total variance, showing a significant positive association with HCO_3^- (0.86), which provides insight into the importance of the recharge coming from the karstic aquifer. The second factor is found to be strongly negatively loaded with nitrate NO_3^- (-0.72), which represents contamination from domestic waste and agricultural activities. Higher concentrations of nitrogen compounds are usually an indication of intensive agricultural use (e.g. arable farming and vegetable growing) and extensive urbanization with improper sewage systems. This result reveals two competing types of recharge influencing the hydrochemistry of the groundwater: superficial recharge with effective rainfall and excess irrigation water marked by nitrate, or lateral recharge and vertical leakage from carbonate formations of the Jurassic period marked by HCO_3^- . The omnipresence of NO_3^- in the PCA analysis emphasizes anthropogenic processes in relation to the widespread application of nitrate fertilizers and/or infiltration of untreated urban wastewater.

Estimation of groundwater quality index (GWQI)

The GWQI values ranged from 36.4 to 415.4 with a mean value of 100.1. Results reveal that about 26.5% of samples report excellent water quality type (GWQI < 50), and 44.1% present good water quality type (GWQI = 50–100), whereas 17.6% exhibit poor water quality (GWQI = 100–200), 8.8% of the water show very poor quality type (GWQI = 200–300), and the remaining 3% indicate water unsuitable for drinking purposes (GWQI > 300).

Excellent water quality type samples are located in the central and southern part of the Ghriss Plain (Figure 3). However, good quality samples are distributed in different parts of the studied area. Poor, very poor and unsuitable water quality samples are all localized in the north-west and in the east, which was predictable, given the high salinity of the water in these zones.

Table 3 | Principal component analysis for groundwater samples

	F1	F2
Ca^{2+}	0.909	-0.125
Mg^{2+}	0.858	0.391
Na^+	0.964	0.158
K^+	0.896	0.003
Cl^-	0.984	0.072
SO_4^{2-}	0.480	0.422
HCO_3^-	-0.292	0.864
NO_3^-	0.432	-0.725
pH	-0.651	0.260
TDS	0.986	0.085
Eigenvalues	6.161	1.723
% of variance	61.609	17.226
Cumulative %	61.609	78.835

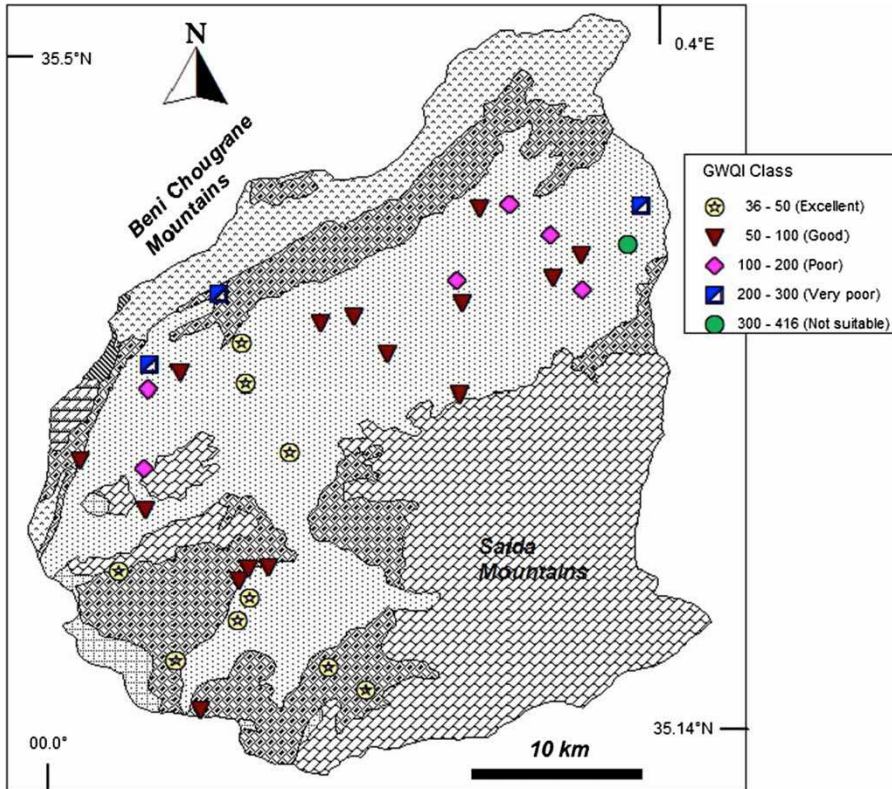


Figure 3 | GWQI classes map.

The correlation between the physico-chemical parameters and the GWQI index shows that TDS, Cl^- , Na^+ and Ca^{2+} are strongly correlated ($R > 0.9$) to GWQI indicating the impact of these parameters on the quality of water in this region. K^+ and Mg^{2+} show moderately strong correlation (R between 0.8 and 0.9). GWQI shows a correlation of less than 0.5 for parameters like SO_4^{2-} and NO_3^- . However, HCO_3^- and pH show an inverse correlation with GWQI. This can be explained by the fact that the recharge flow coming from the carbonate layer, marked by relatively high concentrations of HCO_3^- and basic pH, has a good quality which positively influences the overall quality of the studied aquifer.

CONCLUSION

The main conclusions from this study can be summarized as follows.

Groundwater hydrochemistry in the studied aquifer is dominated by the Mg- HCO_3 and Mg-Cl water types. Cl^- is

the element that most affects the groundwater quality in the study area.

The application of multivariate analysis (PCA) shows that anthropogenic (surface runoff, agriculture fertilizers) and natural/geogenic sources (water-rock interactions) are the main processes responsible for variations of physico-chemical parameters in this aquifer.

According to the GWQI assessment, the majority of the samples rated are good to excellent water quality types, whereas very poor to poor water quality for drinking purposes were principally situated in the north-east.

A thorough investigation based on geochemical and modeling tools must be done to illustrate mechanisms and factors impacting total mineralization of water in the studied aquifer, especially in polluted and/or vulnerable zones. Minor and trace elements can also be taken into account in future groundwater quality studies. These results could be used to define specific actions for the adequate management, protection and, if necessary, restoration of the associated water reservoirs.

REFERENCES

- Ahada, C. P. S. & Suthar, S. 2017 Hydrochemistry of groundwater in North Rajasthan, India: chemical and multivariate analysis. *Environmental Earth Sciences* **76**, 203. doi:10.1007/s12665-017-6496-x.
- Assens, G., Besbes, M. & De Marsily, G. 1977 *Etude hydrogéologique de la plaine de Mascara sur modèle mathématique (Hydrogeological Study of the Plain of Mascara on Mathematical Model)*. Ecole nationale supérieure des mines de Paris, Centre d'informatique Géologique, Paris, France (in French).
- Bekkoussa, B., Meddi, M. & Jourde, H. 2008 Climatic and anthropogenic forcing on the groundwater resource of a semi-arid region: case of the Ghriss plain, northwestern Algeria). *Sécheresse* **19**, 173–184. doi:10.1684/sec.2008.0134.
- Bekkoussa, B., Jourde, H., Batiot-Guilhe, C., Meddi, M., Khaldi, A. & Azzaz, H. 2013 Origin of salinity and principal major elements in the Plio-Quaternary aquifer of the Ghriss plain, northwest Algeria. *Hydrological Sciences Journal* **58**, 1111–1127. doi:10.1080/02626667.2013.800639 (in French).
- Ben Ammar, S., Taupin, J.-D., Abdellatif, Y., Zouari, K. & Khouatmia, M. 2016 Identifying recharge and salinization sources of groundwater in the Oussja Ghare el Melah plain (northeast Tunisia) using geochemical tools and environmental isotopes. *Environmental Earth Sciences* **75**, 606. doi:10.1007/s12665-016-5431-x.
- Bouderbala, A. 2017 Assessment of water quality index for the groundwater in the Upper Cheliff plain, Algeria. *Journal of the Geological Society of India* **90**, 347–356. doi:10.1007/s12594-017-0723-7.
- Bouderbala, A. & Gharbi, B. Y. 2017 Hydrogeochemical characterization and groundwater quality assessment in the intensive agricultural zone of the Upper Cheliff plain, Algeria. *Environmental Earth Sciences* **76**. doi:10.1007/s12665-017-7067-x.
- Caraballo, M. A., Macías, F., Nieto, J. M. & Ayora, C. 2016 Long term fluctuations of groundwater mine pollution in a sulfide mining district with dry Mediterranean climate: implications for water resources management and remediation. *Sciences of the Total Environment* **539**, 427–435.
- Domenico, P. A. & Schwartz, F. W. 1998 *Physical and Chemical Hydrogeology*, 2nd edn. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Elisante, E. & Muzuka, A. N. N. 2016 Assessment of sources and transformation of nitrate in groundwater on the slopes of Mount Meru, Tanzania. *Environmental Earth Sciences* **75**, 277. doi:10.1007/s12665-015-5015-1.
- Freeze, R. A. & Cherry, J. A. 1979 *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, USA.
- Hamdi, M., Zagrarni, M. F., Jerbi, H. & Tarhouni, J. 2018 Hydrogeochemical and isotopic investigation and water quality assessment of groundwater in the Sisseb El Alem Nadhour Saouaf aquifer (SANS), northeastern Tunisia. *Journal of African Earth Sciences* **141**, 148–163. doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.11.035.
- Jasmin, I. & Mallikarjuna, P. 2014 Physicochemical quality evaluation of groundwater and development of drinking water quality index for Araniar River Basin, Tamil Nadu, India. *Environmental Monitoring and Assessment* **186**, 935–948.
- Journal officiel de la république algérienne 2011 *Journal officiel de la république algérienne* (Official Journal of the Algerian Republic), n° 34, 19 juin 2011 (in French).
- Kaiser, H. F. 1958 The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika* **23**, 187–200.
- Kass, A., Gavrieli, I., Echieli, Y., Vengosh, A. & Starinsky, A. 2005 The impact of freshwater and wastewater irrigation on the chemistry of shallow groundwater: a case study from the Israeli coastal aquifer. *Journal of Hydrology* **300**, 314–331.
- Krishan, G., Singh, S., Kumar, C. P., Gurjar, S. & Ghosh, N. C. 2016 Assessment of water quality index (WQI) of groundwater in Rajkot District, Gujarat, India. *Journal of Earth Science and Climatic Change* **7**, 341. doi:10.4172.2157-7617.1000341.
- Kumar, P. S., Elango, L. & James, E. J. 2014 Assessment of hydrochemistry and groundwater quality in the coastal area of South Chennai, India. *Arabian Journal Geosciences* **7**, 2641–2653.
- Liu, F., Song Yang, L., Han, D., Zhang, Y., Ying, M. & Bu, H. 2015 The role of anthropogenic and natural factors in shaping the geochemical evolution of groundwater in the Subei Lake basin, Ordos energy base, Northwestern China. *Sci. Total Environ.* **538**, 327–334.
- Nielsen, D. M. & Nielsen, G. 2006 *The Essential Handbook of Groundwater Sampling*. CRC Press, Boca Raton, FL, USA.
- Singh, S. & Hussian, A. 2017 Water quality index development for groundwater quality assessment of Greater Noida sub-basin, Uttar Pradesh, India. *Cogent Engineering* **3**, 1177155. http://dx.doi.org/10.1080/23311916.2016.1177155.
- Sourisseau, B. 1972 *Etude hydrogéologique de la plaine de Ghriss*. Rapport Agence Nationale des Ressources Hydraulique, Alger, Algérie (in French).
- Trabelsi, R., Zairi, M. & Ben Dhia, H. 2007 Groundwater salinization of the Sfax superficial aquifer, Tunisia. *Hydrogeology Journal* **15**, 1341–1355.
- World Health Organization 2004 *Guidelines for Drinking Water Quality*, 3rd edn. WHO, Geneva, Switzerland.
- Zaidi, F. K., Mogren, S., Mukhopadhyay, M. & Ibrahim, E. 2016 Evaluation of groundwater chemistry and its impact on drinking and irrigation water quality in the eastern part of the Central Arabian graben and trough system, Saudi Arabia. *Journal of African Earth Sciences* **120**, 208–219.