

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université de Larbi Tebessi
Tébessa



Faculté des Sciences Exactes
et des Sciences de la Nature et de la Vie

Département de : Sciences de la terre et de l'univers

THÈSE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de Doctorat LMD 3^{ème} cycle

Option : Hydrogéologie Appliqué

Par

Rahal Omar

**ETUDE DU FONCTIONNEMENT
HYDROGEOLOGIQUE ET HYDROGEOCHIMIQUE
D'UNE RESSOURCE EN EAU EN ZONE SEMI ARIDE.
CAS DE L'AQUIFERE DE F'KIRINA, WILAYA D'OUM
EL BOUAGHI Nord-Est Algérien**

DIRECTEUR DE THÈSE

Layachi Gouaidia- Professeur. Fac. SC. Tébessa-Algérie

CO-DIRECTEUR DE THÈSE

Maria Dolores Fidelibus-Professeur assistante. Université Polytechnique de Bari-
Italie

DEVANT LE JURY

Baali Fethi	Professeur	Université de Tébessa	Président du Jury
Defaflia Nabil	MCA	Université de Tébessa	Examineur
Boumezbeur abderrahmane	Prof	Université de Tébessa	Examineur
Houha belgacem	Professeur	Université de Khenchela	Examineur
Boulabeiz Mahrez	MCA	Université de Khenchela	Examineur

Laboratoire : Environnement sédimentaire,
ressources minérales et hydriques
de l'Algérie orientale

Département de génie civil, de l'environnement, et de la chimie

Année 2021



ESRMHAO



ملخص

سهل فكرينة الذي يقع في ولاية أم البواقي، ينتمي إلى المرتفعات الشرقية للجزائر، هو حوض داخلي يعاني من نقص المياه بسبب مجموعة من الأسباب الطبيعية والبشرية. نظامها الهيدرولوجي معقد لأنه يتكون من طبقات المياه الجوفية المترابطة التي تمثلها الوحدات الصخرية من حقبة الحياة الوسطى والحقبة الوسطى والرباعية. وتتمتع بمناخ شبه قاحل حيث لا يتجاوز متوسط هطول الأمطار السنوي 350 ملم. الجفاف المزمّن والشديد، والتوازن المائي السلبي، لا يبرران وجود تغذية المياه الجوفية.

في الواقع، خلال العقود الماضية، شهد هذا السهل فترات من الجفاف، مما أدى إلى الحد من تسرب المياه إلى حد ما، وبالتالي الحد من إعادة تغذية طبقات المياه الجوفية. خلال هذه الظروف المناخية القاسية، أدى الطلب القوي على هذه السلعة الثمينة إلى استغلال مفرط للموارد الجوفية لخدمة القطاعات المختلفة، المحلية والزراعية والصناعية. مع الأخذ في الاعتبار هذه العوامل: الطبيعية والبشرية المنشأ، أظهرت قراءات قياس الضغط انخفاضاً كبيراً في سطح قياس ضغط المياه الجوفية. تشير التحليلات الجيوكيميائية التي تم الإبلاغ عنها، بما في ذلك الأيونات الرئيسية والعناصر النزرة، إلى أن مورد المياه الجوفية يعاني من تملح، ويرجع ذلك أساساً إلى تبخر وترشيح الأملاح من التربة، وهي عملية مقترنة بالتأثيرات المترابطة للتبادل الكاتيوني. في هذا السياق، نلاحظ تطوراً جيوكيميائياً سحنات بيكرونات الكالسيوم العذبة، النمذجية للمصادر المتاخمة للسهل، نحو مياه جوفية أكثر ملوحة تتميز بسطح غني بالكلوريد / الكبريتات في منتصف السهل عند الاقتراب من السبخة. ومع ذلك، تشير الرسوم البيانية الجيوكيميائية إلى أنه في عدد قليل من الآبار، يتأثر تملح المياه أيضاً بارتفاع المياه الجوفية العميقة.

يشير التركيب النظيري للماء في العينات المأخوذة من سهل فكرينة إلى أنها تسجل مكونات التغذية والتبخّر بعدة طرق. بالإضافة إلى ذلك، تشير معظم التكوينات المستنفدة الأكسجين 18 والديوتيريوم بين المياه الجوفية التي تمت دراستها إلى مساهمات إعادة الشحن بارتفاع أعلى نسبياً أو مشاركة مكونات المياه القديمة (الأحفورية).

الكلمات المفتاحية:

تملح المياه الجوفية، مواد التتبع الجيوكيميائية، الجفاف، ندرة المياه، الحوض الداخلي، النظائر المستقرة

Abstract

The F'kirina plain, which is located in the wilaya of Oum El Bouaghi, belongs to the eastern uplands of Algeria and it is an endoreic basin suffering from water scarcity due to a combination of natural and anthropogenic causes. Its hydrogeological system is complex as it is made up of interconnected aquifers represented by Mesozoic, Cenozoic and Quaternary lithological units and benefits from a semi-arid climate where the average inter-annual rainfall does not exceed 350 mm. The chronic and severe drought, and the always negative hydrological balance, do not justify the existence of groundwater recharge. In fact, over the last few decades, this plain has experienced episodes of drought, which has reduced rather than limited infiltration water and consequently reduced aquifer recharge. During these severe climatic conditions, the high demand for this precious commodity has led to an overexploitation of the underground resources for the supply of the different sectors, domestic, agricultural and industrial. Taking into account these natural and anthropogenic factors, piezometric readings have shown a considerable drop in the piezometric surface of the aquifers.

The reported geochemical analyses, including major ions and trace elements, indicate that the groundwater resource suffers from salinisation, mainly due to evaporation and leaching of salts from the soil, a process that is coupled with simultaneous cation exchange effects. In this context, a geochemical evolution from fresh Ca-HCO₃ facies, typical of the springs bordering the plain, to more saline groundwater characterised by chloride/sulphate rich facies in the middle of the plain as the sebkha approaches is observed. However, geochemical diagrams indicate that in some wells salinisation is also influenced by upwelling of deep groundwater. The isotopic composition of the water in the F'kirina plain samples suggests that they variously record recharge and evaporation components. In addition, the most depleted ¹⁸O and D compositions among the groundwaters studied suggest contributions to recharge by comparatively higher elevation or the involvement of ancient (fossil) water components.

Keywords:

Groundwater salinisation, Geochemical tracers, Drought, Water scarcity, Endoreic basin, Stable isotopes

Résumé

La plaine de F'Kirina qui se situe dans la wilaya d'Oum El Bouaghi, appartient aux hauts plateaux orientaux de l'Algérie, est un bassin endoréique souffrant de pénurie d'eau en raison d'une combinaison de causes naturelles et anthropiques. Son système hydrogéologique est complexe car constitué d'aquifères interconnectés représentés par des unités lithologiques mésozoïques, cénozoïques et quaternaires. et bénéficie d'un climat semi-aride où les précipitations moyennes inter-annuelles n'excèdent pas 350 mm. La sécheresse chronique et sévère, et le bilan hydrologique toujours négatif, ne permettent pas de justifier l'existence de la recharge de nappes. En effet, durant les dernières décennies, cette plaine a connu des épisodes de sécheresse, ce qui a diminué plutôt limiter les eaux d'infiltration et par conséquent, réduit la recharge des aquifères. Lors de ces conditions climatiques sévères, la forte demande de cette précieuse denrée a engendré une surexploitation des ressources souterraines pour la desserte des différents secteurs, domestique, agricole et industriel. En tenant compte de ces facteurs : naturel et anthropique, les relevés piézométriques ont prouvé une baisse considérable de la surface piézométrique des aquifères.

Les analyses géochimiques rapportées, incluant les ions majeurs et les éléments traces, indiquent que la ressource en eau souterraine souffre de salinisation, principalement due à l'évaporation et au lessivage des sels du sol, un processus qui est couplé à des effets simultanés d'échange de cations. Dans ce cadre, on observe une évolution géochimique du faciès Ca-HCO₃ frais, typique des sources bordant la plaine, vers des eaux souterraines plus salines caractérisées par des faciès riches en chlorure/sulfate au milieu de la plaine à l'approche de la sebkha. Cependant, les diagrammes géochimiques indiquent que dans quelques puits, la salinisation est également influencée par la remontée des eaux souterraines profondes. La composition isotopique de l'eau des échantillons de la plaine de F'kirina suggère qu'ils enregistrent diversement les composantes de recharge et d'évaporation. De plus, les compositions les plus appauvries en ¹⁸O et D parmi les eaux souterraines étudiées suggèrent des contributions à la recharge par une altitude comparativement plus élevée ou l'implication d'anciennes composantes d'eau (fossiles).

Mots-clés :

Salinisation des eaux souterraines, Traceurs géochimiques, Sécheresse, Pénurie d'eau, Bassin endoréique, isotopes stables

Dédicace

A celui qui m'a indiqué la bonne voie en me rappelant que la volonté fait toujours les grands hommes.

Mon père.

(Mon premier encadrant, depuis ma naissance)

A celle qui a attendu avec patience les fruits de sa bonne éducation.

Ma Mère.

(Qu'elle trouve ici l'hommage de ma gratitude qui, si grande qu'elle puisse être, ne sera à la hauteur de ses sacrifices et ses prières pour moi)

A mes sœurs

A mes frères

Aymen et Djihad

A ma femme Mouna

A la mémoire de mes grands-parents

A tous les membres de ma grande famille

Et à tous ceux que j'aime

Vous qui êtes toujours là pour aider, cette dédicace est là pour remercier votre patience et pour m'avoir aidé, chaque jour à avancer.

Tous mes amis.

Je dédie ce mémoire

** OMAR **

Remerciements

A la fin de ce travail, je ne manquerais pas d'adresser mes sincères remerciements à notre dieu créateur qui m'a guidé dans mes pats pour arriver à ce niveau.

*Nombreuses sont les personnes qui m'ont aidé et encouragé, Je n'oublie pas **MES PARENTS** pour leur contribution, leur soutien et leur patience .je leur présente mes sincères remerciements :*

*J'ai l'honneur d'avoir comme encadreur Monsieur **Gouaidia layachi**, qui n'a pas hésité à me faire confiance, et d'avoir accepté de partager ses connaissances et son expérience pour mener à son terme ce mémoire d'ingénieur, qu'il soit remercié pour ses conseils et son soutien constant tout au long de mon travail de recherche.*

Je voudrais également remercier tous mes enseignants du département de Géologie de l'université de Tébessa.

***Professeur. Maria Dolores Fidelibus** son soutien technique et psychologique me sont d'un grand apport pour la réalisation de ce travail et n'a ménagé aucun effort pour sa réalisation et sa bonne marche.*

*Je tiens à remercier le membre de jury professeur **Houha Belgacem** et **Defaffia Nabil**, **Boumazbeur Abd Rahman**, **Mahrez boulabreiz** et **Baali Ammar***

*Je tiens aussi à remercier tous les gens de l'antenne de l'**A.N.R.H.** de Constantine (particulièrement Mr Ferdi abd el hak) pour leur aide.*

*A l'équipe du laboratoire de la société **c.e.r.a.d** qui m'a aidé à faire la partie expérimentale de cette recherche.*

*Monsieur **Gianluca Bianchini** et **Marchina chiara** et **Natalie claudio**, **Hamad Amor** et **Brahmi Smail** qui ont m'aidé énormément avec leurs conseils et leurs attachements durant toute cette période.*

*J'adresse également mes plus vifs remerciements à tous mes collègues
Enfin, je remercie toutes les personnes, qui de près ou de loin, m'ont aidé à la réalisation de ce travail.*

OMAR

Liste des Figures

Figure N°	Titre	Page
I.1	Situation de la plaine de F'kirina	7
I.2	Réseau hydrographique de la plaine de F'kirina	8
I.3	Carte des altitudes de la plaine de F'kirina	10
I.4	Principales unités structurales du Nord Ouest de l'Afrique (d'après, G. Busson, 1970)	13
I.5	Localisation des principaux ensembles géomorphologique du Nord de l'Algérie et de la Tunisie (Guiraud 1973)	14
I.6	Carte géologique schématique de la plaine de F'kirina	17
I.7	Coupe stratigraphique Sud-Nord dans la plaine de F'kirina	18
I.8	Coupe stratigraphique Sud-Est, Nord-Ouest dans la plaine de F'kirina	19
I.9	Coupe stratigraphique Est-ouest dans la plaine de F'kirina	19
I.10	Coupe géologique Sud-Est, Nord-Ouest dans la région de kenchela	22
I.11	Coupe géologique Sud-Est, Nord-Ouest dans la région d'oum el bouaghi	23
I.12	Coupe géologique 2 Sud-Est, Nord-Ouest dans la région de kenchela	24
I.13	Coupe géologique Sud-Est, Nord-Ouest dans la région Nord de kenchela	25
I.14	Coupe géologique Sud-Est, Nord-Ouest dans la région Nord de Ain beida	28
I.15	Log litho stratigraphique Synthétique de la région de F'kirina	34
I.16	Carte Structurale et tectonique de la région Nord-Est constantinois.	36
II.1	Précipitation moyenne mensuelle pour une période de 33 ans (1987-2020).	38
II.2	Précipitation moyenne annuelle pour une période de 33 ans (1987-2020).	39
II.3	Température moyenne mensuelle pour une période de 33 ans (1987-2020).	40
II.4	Température moyenne annuelle pour une période de 33 ans (1987-2020).	40
II.5	Le régime pluviométrique saisonnier pour une période de 33 ans (1987-2020)	42
II.6	Diagramme ombrothermique de la station d'Ain beida	42
II.7	Abaque de l'indice de l'aridité de De Martonne.	45
II.8	Carte simplifiée des zones bioclimatiques de l'Est algérien Côte M., 1998).	46
II.9	Evaporation et Evapotranspiration potentielle et réelle	47
II.10	Utilisation de l'eau du sol par les végétaux lors du cycle de l'eau.	49
II.11	Le Diagramme Pluvio-thermique (1987-2020) dans la région de F'kirina	51
III.1	Carte de situation des zones de l'étude géophysique dans la plaine de F'Kirina. (C.G.G., 1976)	56
III.2	Carte des résistivités apparentes AB = 400 (Modifier par Omar. R).	57
III.3	Carte des résistivités apparentes AB = 3000 (Modifier par Omar. R).	58
III.4	Carte structurale d'après la géophysique de la plaine de F'Kirina. (C.G.G., 1976). (Modifier par Omar. R).	59
III.5	Carte de situation de quelques forages mécaniques réalisés par la C.G.G., 1976. (Modifier par Omar. R).	62
III.6	Carte du toit de substratum de la plaine de F'Kirina (A.N.R.H., 2003). (Modifier par Omar. R).	63
III.7	Carte de position des sondages électriques dans la plaine de F'Kirina d'après la C.G.G. (A.N.R.H., 2003) (Modifier par Omar. R).	66
III.8	Coupe géoélectrique H	67
III.9	Coupe géoélectrique I	67
III.10	Coupe géoélectrique F	68
III.11	Coupe géoélectrique G	69
IV.1	Localisation des tracés des coupes lithologiques de la région de F'kirina	75

IV.2	Coupe lithologique Est-Ouest de la région de F'kirina	75
IV.3	Coupe lithologique Nord-Sud de la région de F'kirina	76
IV.4	Coupe lithologique Sud-Est, Nord-Ouest de la région de F'kirina	76
IV.5	Inventaire de points d'eau de la région de F'kirina Avril 2018	78
IV.6	Inventaire de points d'eau de la région de F'kirina Novembre 2019	79
IV.7	Localisation des Forages DHW (Khenchela / O.el bouaghi)	80
IV.8	Carte piézométrique des hautes eaux avril 2018	82
IV.9	Carte piézométrique des hautes eaux Novembre 2019	84
IV.10	Courbe de descente du forage « H47 »	88
IV.11	Courbe de remontée du forage « H47 »	88
IV.12	SPI (a) et SPEI (b) calculés sur une échelle de 12 mois	95
IV.13	Localisation des puits du filet de surveillance de l'ANRH. (Rahal et al 2021)	97
V.1	Le cycle de l'eau et l'acquisition de la minéralisation de l'eau.	101
V.2	Localisation des puits et Sources (compagne 2018/2019)	104
V.3	Détermination de calcium et magnésium	105
V.4	Détermination du sodium et potassium	105
V.5	Détermination des chlorures et bicarbonates	106
V.6	Détermination de sulfates	106
V.7	Détermination des anions	107
V.8	Détermination des silicates	108
V.9	Analyses isotopiques	109
V.10	Carte iso-teneurs de températures	110
V.11	Carte iso-teneurs de la conductivité	112
V.12	Carte iso-teneurs du potentiel hydrogène	113
V.13	Carte iso-teneurs du résidu a sec	114
V.14	Carte iso-teneurs de calcium	115
V.15	Carte iso-teneurs de magnésium	116
V.16	Carte iso-teneurs de sodium	117
V.17	Carte iso-teneurs de potassium	118
V.18	Carte iso-teneurs de sulfates	119
V.19	Localisation de source thermal Knif	119
V.20	Carte iso-teneurs de chlorures	120
V.21	Carte iso-teneurs de bicarbonates	121
V.22	Carte iso-teneurs de Nitrates	122
V.23	Classification des eaux par diagramme de piper	125
V.24	Classification des eaux par diagramme de durov	128
V.25	Classification des eaux par diagramme Schoeller sud de la plaine	129
V.26	Classification des eaux par diagramme Schoeller centre de la plaine	130
V.27	Classification des eaux par diagramme Schoeller près du lac	131
V.28	Classification des eaux par diagramme Schoeller bordure de la plaine	132
V.29	Corrélation des éléments chimiques en fonction de calcium	134
V.30	Corrélation des éléments chimiques avec TDS	136
V.31	Relations des éléments majeurs en fonction de chlorure	139
V.32	Relations des éléments majeurs en fonction du sodium	140
V.33	Pourcentage linéaire de calcium VS sodium	141
V.34	Relations des éléments majeurs en fonction de la conductivité	143
V.35	Indice de saturation des eaux de la région de F'kirina	145
V.36	Classification des eaux par la méthode de Richards	149
V.37	Classification des eaux par la méthode de wilcox	150
V.38	Dendrogramme de l'analyse en grappes hiérarchiques en mode Q	151

V.39	Carte de la matrice de corrélation pour l'eau de la plaine de F'krina représentant la corrélation de Pearson.	152
V.40	a) Diagramme HFE des eaux étudiées ; b) et c) variation du TDS des échantillons de 2019 et des eaux souterraines	153
V.41	(a) Relation entre les concentrations de Na et de Cl ; (b) Relation entre les concentrations de Ca+Mg et de SO ₄ +HCO ₃	156
V.42	Relation entre la différence (Ca+Mg)-(HCO ₃ +SO ₄) et le rapport Na/Cl	157
V.43	Relation entre le rapport HCO ₃ /(SO ₄ +Cl) et la CE	157
V.44	Rapport (molaire) Cl/Br en fonction des concentrations de chlorure ; la taille du symbole est proportionnelle au TDS.	158
V.45	(a) relation entre les rapports (molaires) Cl/Br et les concentrations de lithium ; (b) relation entre les rapports (molaires) Cl/Br (b) et les concentrations de bore	159
V.46	Rapport Cl/B (molaire) vs rapport Sr/Ba. La taille des symboles est proportionnelle au TDS	159
V.47	(a) Relation entre le rapport Cl/Br (molaire) et les concentrations en nitrates	160
V.48.	(b) Relation entre les concentrations de nitrates et les TDS	161
V.49	Diagramme δ ¹⁸ O - δ ² D concernant les eaux souterraines	162
V.50	(a) Relation entre les teneurs en δ ¹⁸ O et la CE ;	164
V.51	(b) Relation entre δ ¹⁸ O et l'altitude des sources et des têtes de puits.	164
V.52	Niveau d'eau, variation géochimique et isotopique le long des transects AA', BB' et CC' (traces dans la Fig. V2).	166

Liste des Tbleaux

Tableau N°	Titre	Page
I 1	Répartition altimétrique par tranches en fonction des surfaces partielles	9
II-1	Les coordonnées de station météorologique	37
II.2	Précipitations moyennes mensuelles à la station d'Ain Beida (1987/2017)	38
II.3	Température moyenne mensuels de la région de F'kirina	39
II.4	Le régime pluviométrique saisonnier à la station de Meskiana pour la période (1990/2014)	41
II.5	Indices d'aridité mensuels (I) (Source station météorologique d'AIN BEIDA).	44
II.6	Coefficient de correction K dépend du site considéré (climat semi aride)	48
II.7	Bilan hydrologique moyen (1987-2020) de la plaine de F'KIRINA, par la méthode de Thornthwaite	51
II.8	Pourcentage et volume de précipitation et ruissellement et infiltration	52
III.1	Caractéristiques lithologiques et géoélectriques du forage « G50 »	61
III.2	Caractéristiques lithologiques et géoélectriques du forage « B12 »	63
III.3	Caractéristiques lithologiques et géoélectriques du forage « H52 »	64
III.4	Caractéristiques lithologiques et géoélectriques du forage « G55 »	64
III.5	Caractéristiques lithologiques et géoélectriques du forage « I40 »	65
III.6	Caractéristiques lithologiques et géoélectriques du forage « I38 »	65
IV.1	Les principaux aquifères Tertio- Quaternaire. (Source A.N.R.H. de Constantine, 2003).	72
IV.2	Les principaux aquifères du Crétacé Supérieur (Maestrichtien). (Source A.N.R.H. de Constantine, 2003).	73
IV.3	Paramètres hydrodynamiques des nappes de la plaine de F'Kirina.	86
IV.4	Caractéristiques hydrodynamiques des nappes de la région d'étude.	89
IV.5	Distribution (%) des différents types de sécheresse selon le SPEI	95
V-1	Pourcentage de faciès chimique dans les échantillons des eaux souterraines de F'kirina (Avril 2019)	124
V.2	Faciès chimique classification de Stabler	125
V.3	Classification de la dureté de l'eau	128
V.4	Classifications des eaux a l'irrigation	146

Listes des abréviations et des acronymes

ADE : Algérienne des eaux.

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques.

ACP : Analyse en Composante Principale.

AEA : Alimentation en Eau pour l'Agriculture.

AEI : Alimentation en eau pour l'Industrie.

AEP : Alimentation en eau Potable.

AHC : Classification hiérarchique ascendante.

APC : Commune.

ABHcsm : Agence des Bassins Hydrographiques (Constantinois-Seybouse-Mellegue).

AD : Année Déficitaire.

AE : Année Excédentaire.

BE : Basses eaux.

BI : Balance Ionique.

CGG : Compagnie Générale de la Géophysique.

CI : Crétacé Inférieur.

CM : Calcaire Maestrichtien.

CP : Coefficient Pluviométriques.

CS : Crétacé Supérieur.

DA : Déficit Agricole.

DHW : Direction de l'Hydraulique de la Wilaya.

Dj : Djebel (montagne).

EDTA : Acide éthylène-diamine-tétracétique.

ETP : Evapotranspiration potentielle.

ETR : Evapotranspiration réelle.

EX : Excédent.

Exp : Exemple.

Fig : Figure.

h/J : heure par jour.

Ha : hectare.

hab : habitant.

HE : Hautes eaux.

Km : Kilomètre.

m : mètre.

meq : Milliéquivalent.

MPQ : Mio-Plio-Quaternaire.

mg : milligramme.

mm : millimètre.

NE : Nord-Est.

NP : Niveau Piézométrique.

NW : Nord-Ouest.

P : Point d'eau.

Pge : Page.

pH : potentiel d'Hydrogène.

Pop : population.

r : quantité en réaction.

SE : Sud-Est.

SE : Sondage Electrique (dans le chapitre concernant la géophysique).

SSW-NNE : Sud Sud Ouest -Nord Nord Est.

SW : Sud-Ouest.

RFU : Réserve Facilement Utilisable.

RT : Résistance Transversale.

T : Température.

Ω m : Ohm. Mètre.

°C : Degré Celsius.

Table des matières

Introduction générale	1
OBJECTIFS	4
METHODOLOGIE.....	4
STRUCTURE DU MEMOIRE.....	4
Chapitre I <i>PRESENTATION DU SECTEUR ET CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL</i>	
I. CADRE DE L'ETUDE.....	6
I. 1. Présentation du secteur étudié.....	6
I. 2. Le réseau hydrographique	8
I. 3. Répartition des Surfaces en fonction de l'altitude.	9
I. 4. Aperçu socioéconomique.....	11
I.4.1. Facteur orographique	11
I.5. Géomorphologie du bassin	11
I.5.1. Le relief	12
I.5.2. La plaine.....	12
I.5.3. Les éboulis à blocs	12
I.5.4. Les alluvions	12
I.5.5. Les sols salés	12
I.5.6. Les glacis	12
I.6. Cadre structural.....	14
I.6.1. Le Domaine Atlasique	15
I.7. Cadre Géologique	16
I.7.1. Introduction	16
I.7.2. Lithostratigraphie	18
I.8. Description stratigraphique et lithologique de la région d'étude	20
I.8.1. Le Secondaire	20
I.8.1.1. TRIAS.....	20
I.8.1.2. Jurassique	20
I.8.1.3. Crétacé inférieur	20
I.8.1.3.1 Barrémien calcaro-dolomitique	20
I.8.1.3.2. Barrémien supérieur à dominante gréseuse	20
I.8.1.3.3. Aptien marneux gris	20

I.8.1.3.4. Aptien supérieur	21
I.8.1.3.5. Aptien calcaire	21
I.8.1.3.6. Albien de l'anticlinal de Khenchela	21
I.8.1.4. Crétacé supérieur	23
I.8.1.4.1. Cénomanién inférieur marnes gris-bleuté à Rotalipores.	23
I.8.1.4.2. Cénomanién moyen marnes grises et biomicrites.	23
I.8.1.4.3. Cénomanién supérieur calcaire formant corniche.	23
I.8.1.4.4. Turonien basal marno-calcaires bitumineux en plaquettes, alternances de marnes..	23
I.8.1.4.5. Turonien « moyen et supérieur » marnes beiges et calcaires noduleux.	23
I.8.1.4.6. Coniacien marnes grises et marno-calcaires.	24
I.8.1.4.7. Santonien	24
I.8.1.4.8. Faciès récifal des Djebels Krouma et Knif.	24
I.8.1.4.9. Campanien marnes et calcaires crayeux.	24
I.8.1.4.10. Maestrichtien inférieur à dominante marneuse.	26
I.8.1.4.11. Maestrichtien supérieur partie Sud (région de Khenchela)	26
I.8.2. Le Tertiaire	27
I.8.2.1. L'Eocène	27
I.8.2.2. Miocène	27
I.8.2.2.1. Miocène inférieur	27
I.8.2.2.1.1 Aquitano-Burdigalien	27
I.8.2.2.2. Miocène moyen.....	28
I.8.2.2.2.1. Langhien-Serravalien	28
I.8.2.2.2.2. Miocène marin	28
I.8.2.2.2.3. Tortonien gréseux blanc.	29
I.8.2.2.2.4. Formations Autochtones Nord Aurésiennes	29
I.8.2.2.2.5. Miocène supérieur	29
I.8.2.2.2.6. Tortonien supérieur continental	29
I.8.2.2.4. Moi-Pliocène	30
I.8.2.2.4.1. Moi-Pliocène continental	30
I.8.3. Quaternaire	30
I.8.3.1. Eboulis à blocs	30
I.8.3.2. Alluvions actuelles ou récentes	30
I.8.3.3. Terres arables, alluvions anciennes et Quaternaire indéterminé	31

I.8.3.4. Glacis polygéniques nappant les reliefs parfois encroutés	31
I.8.3.5. Villafranchien probable	31
I.8.3.6. Sebkha.....	32
I.8.3.7. Sols salés anciens	32
I.8.3.8. Formations dunaires (lunettes)	32
I.9. Les styles structuraux	35
I.10. Les dépressions et fosses d’effondrement.....	35
I.11. Structure et tectonique	35
Conclusion.....	37
Chapitre II Hydroclimatologie	
INTRODUCTION	37
II-CLIMATOLOGIE	37
II-1-Les facteurs climatiques	38
II.1.1- Les précipitations	38
II.1.2-Les températures	39
II.3-Le régime pluviométrique saisonnier	41
II.4-Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausсен	42
II.5-Indice de De Martonne	43
II.5.1-Indice de Paul Moral.....	45
II.6 Estimation de l’évapotranspiration	46
II.6.1 Introduction	46
II.6.2 Estimation de l’évapotranspiration potentielle (ETP)	46
II.6.2.2-Formule de Thornthwaite	47
II.6.2.3-Evapotranspiration réelle (ETR)	48
II.6.2.4-Formule de TURC	48
II.7-Le bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite	49
II.7.1-Interprétation du bilan hydrologique.....	51
II.9-Les principaux facteurs de l’évapotranspiration	53
II.9.1-Les facteurs physiques.....	53
II.9.2-Les facteurs géographiques	53
II.9.3-Les facteurs biologiques.....	53
II.10-Conclusion.....	53

Chapitre III GEOPHYSIQUE APPLIQUEE

III-1. Généralités	55
III-1.1. Situation de ma zone d'étude	55
III-1.2. Problèmes posés	55
III-2. L'étude géophysique réalisée dans la région	55
III-3. Etablissement des cartes de résistivité apparentes	56
III-3.1. Principe d'élaboration des cartes de résistivité	56
III-4. Interprétation des cartes	57
III-4.1. Zone H (F'KIRINA)	57
III-4.2. Carte des résistivités apparentes en AB = 400m	57
III-4.3. Carte structurale d'après la géophysique.....	59
III-5. Géométrie de l'aquifère.....	60
III-6. Apport de forages mécaniques	60
III-7. Carte du toit de substratum	60
III-7.1. Les blocs effondrés	60
III-7.2. Les blocs surélevés	60
III-8. Essai de corrélation entre la géologie et la géophysique	61
III-8.1. Forage « G50 »	61
III-8.2. Forage « B12 ».....	63
III-8.3. Forage « H52 »	64
III-8.4. Forage « G55 »	64
III-8.5. Forage « I40 »	65
III-8.6. Forage « I38 »	65
III-9. Profils géoélectriques,	65
III-9.1. Coupe géoélectrique H, (Figure III.8)	66
III-9.2. Coupe géoélectrique I, (Figure III.9)	67
III-9.3. Coupe géoélectrique F (Figure III.10)	68
III-9.4. Coupe géoélectrique G (Figure III.11)	69
III-10. Conclusion	69
Chapitre IV HYDROGEOLOGIE ET GESTION DES AQUIFERES	
IV. Introduction.....	70
IV.1. Géométrie de l'aquifère.....	70
IV.2. Type de nappe	71

IV.2.1. La nappe du plioquaternaire.....	71
IV.2.2. La nappe des calcaires du Maestrichtien supérieur.....	71
IV.3. Extension et nature des nappes	74
IV.3.1. Etablissement et interprétation des coupes hydrogéologiques.....	74
IV.3.2. Interprétation des coupes	74
IV.4. Etudes piézométriques	76
IV.4.1. Introduction.....	76
IV.4.2. Inventaire des points d’eaux	77
IV.4.3. Piézométrie.....	81
IV.4.3.1. Carte piézométrique des hautes eaux avril 2018.....	81
IV.4.3.2. Carte piézométrique des basses eaux novembre 2019	83
IV.5. Caractéristiques hydrodynamiques des nappes.....	85
IV.5.1. Définitions.....	85
IV.5.1.1. Perméabilité	85
IV.5.1.2. Transmissivité	85
IV.5.1.3. Coefficient d’emménagement	85
IV.5.1.4. Détermination des paramètres hydrodynamique des nappes	85
IV.6. Essai de pompage dans la plaine de F’Kirina et calcul des paramètres hydrodynamiques au niveau du forage « H47 »	86
IV.6.1. Informations sur le forage « H47 »	86
IV.6.1.1. Essai de pompage par palier sur le forage « H47 »	86
IV.6.1.2. Calcul des paramètres hydrodynamiques au niveau du forage « H47 »	87
IV.6.1.3. Calcul de la transmissivité	87
IV.6.1.4. Courbe de descente Figure IV.10.....	87
IV.6.1.5. Courbe de remontée Figure IV.11.....	87
IV.6.1.6. Calcul de la perméabilité	87
IV.6.1.7. Calcul du coefficient d’emménagement	89
IV.7. Indicateurs de sécheresse météorologique	89
IV.7.1. Indice de précipitation standardisé.....	89
IV.7.2. Indice standard de précipitation-évapotranspiration	92
IV.7.3. Résultats et discussion	96
IV.8. Conclusion	97

Chapitre V :**GEOCHIMIE DES EAUX SOUTERRAINES**

V-1. Introduction	99
V-2. Mécanismes de la salinisation	100
V-2.2. Cycle de l'eau et minéralisation.....	100
V-2.3. Discrimination de l'origine de la salinité	101
V.3. Matériel et méthodes	102
V.3.1. Les campagnes d'acquisition de données.....	102
V.3.2. Campagne de Avril 2018.....	103
V.3.3. Campagne du mois de Novembre 2019.....	103
V.3.4. Autres données utilisées dans ce travail	104
V.4. Origine et validation des données hydrochimiques	105
V.4.1. Qualité des mesures et des prélèvements	105
V.5. Études des paramètres physico-chimiques	109
V.5.1. La cartographie chimique	109
V.6. Étude des paramètres physiques	109
V.6.1. La température	109
V.6.2. Conductivité électrique	110
V.6.3. Le potentiel d'hydrogène (pH)	112
V.6.4. Résidu sec (RS)	113
V.7. Les éléments majeurs	114
V.7.1. Le calcium (Ca^{2+})	114
V.7.2. Magnésium (Mg^{2+}).....	115
V.7.3. Sodium (Na^+).....	116
V.7.4. Le potassium (K^+).....	117
V.7.5. Sulfate SO_4^{2-}	118
V.7.6. Les chlorures Cl^-	120
V.7.7. Bicarbonates HCO_3^-	121
V.7.8. Les nitrates (NO_3^-).....	122
V.8. Les faciès chimiques	123
V.8.1. Interprétation par le diagramme de PIPER.	123
V.8.2. Classification de Stabler.....	125
V.8.3. Interprétation par le diagramme de Durov.	127
V.8.4. Interprétation par le diagramme de SCHOELLER-BERKALLOF.	128

V.9. Les rapports caractéristiques	132
V.9.1. Interprétation par le diagramme de binaires (Corrélation inter-éléments).	132
V.9.2. Origine de la minéralisation	135
V.9.3. Relations des éléments majeurs en fonction de chlorure	137
V.9.4. Relations des éléments majeurs en fonction du sodium	140
V.9.5. Relations des éléments majeurs en fonction de la conductivité	142
V.9.6. L'indice de saturation.....	144
V.9.7. Aptitude des eaux a l'irrigation.....	145
V.9.8. Caractérisation des eaux pour l'irrigation	146
V.9.9. Classification des eaux par la méthode de Richards	148
V.9.10. Classification des eaux par la méthode de Wilcox	149
V.10. Deuxième campagne	151
V.10.1. Caractérisation géochimique des eaux étudiées campagne (Novembre 2019)	151
V.10.2. Relation entre la différence (Ca+Mg)-(HCO ₃ +SO ₄) et le rapport Na/Cl.....	157
V.10.3. Relation entre le rapport HCO ₃ /(SO ₄ +Cl) et la CE	158
V.10.4. Pollution et origine de salinité.....	159
V.10.4.1. Rapport Cl/Br avec Cl	159
V.10.4.2. Relation entre les rapports (molaires) Cl/Br et les concentrations de lithium et les concentrations de bore.....	159
V.10.4.3. Rapport Cl/Br et Sr/Ba	160
V.10.4.4. Relation entre le rapport Cl/Br (molaire) et les concentrations en nitrates	161
V.10.4.5. Relation entre les concentrations de nitrates et les TDS	161
V.11. Composition isotopique des eaux étudiées.....	162
V.11.1. Relation entre les teneurs en δ ¹⁸ O et la CE.....	165
V.11.2. Relation entre δ ¹⁸ O et l'altitude des sources et des têtes de puits.....	165
V.11.3. Interprétation des traces de profiles AA', BB', CC'	166
V.12. Conclusion.....	167
CONCLUSION GENERALE	169
PERSPECTIVES
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES
ANNEXES.....



Introduction Générale

Introduction générale :

Les ressources en eaux souterraines dans les régions arides et semi-arides du monde sont caractérisées par leur rareté et leur grande variabilité spatiotemporelle. Dans ces régions, en raison de la croissance démographique, de l'expansion des zones irriguées et du changement climatique, on observe une demande croissante en eaux souterraines, qui constituent la principale source d'eau pour la consommation, l'irrigation et les usages industriels (UNESCO 2020).

L'Afrique du Nord, y compris l'Algérie, est considérée comme un "point chaud du changement climatique" (Diffenbaugh and Giorgi, 2012) avec une grande variabilité d'une année sur l'autre des quantités de pluie, des périodes de sécheresse et des vagues de chaleur (Cook et al., 2016); (Lelieveld et al., 2016), (Haddadin, 2001); (Lionello, 2012); (Mariotti et al., 2015). De nombreuses projections et modèles estiment pour la zone étudiée et les environs que les précipitations annuelles totales diminueront de 15 à 30 % d'ici la fin du XXI^e siècle (Christensen et al., 2007) et que les sécheresses deviendront plus fréquentes et plus sévères que celles déjà observées au cours du XX^e siècle (Sousa et al., 2011); (Hoerling et al., 2012). Une augmentation significative de la fréquence et de la durée des sécheresses est attendue au Maroc et en Algérie, décrits comme les pays les plus vulnérables au changement climatique (Reiser and Kutiel, 2011); (Lionello, 2012); (Mariotti et al., 2015) (Schilling et al., 2012).

De manière cohérente, le 5^{ème} rapport IPPC a également montré une diminution des précipitations dans le nord de l'Algérie de l'ordre de 2,5-5 mm par décennie sur la période de 1951 à 2010 (Stocker et al., 2014), et (Zeroual et al., 2019), prédisent que la zone climatique désertique va s'étendre au détriment de la zone tempérée, à la fois par l'augmentation de la température et la diminution des précipitations.

En particulier, (Hadour et al., 2020) ont évalué les projections climatiques futures dans le nord-ouest de l'Algérie sur la base des scénarios du modèle climatique mondial CNRM-CM5 : ils estiment une diminution des pluies hivernales entre 30 et 40 % dans les 80 prochaines années, ainsi qu'une augmentation de la température de 3-4 °C.

Sur cette base, de sérieuses questions se posent quant aux futures pratiques agricoles, à la sécurité alimentaire et au déplacement des populations locales en Algérie. (Alboghday and El-Hendawy, 2016), ont en effet montré qu'une augmentation de 1% de la température hivernale

pourrait entraîner une baisse de 1,12% de la production agricole dans la région du Moyen-Orient et de l'Afrique du Nord (MENA).

Dans ce cadre, d'autres chercheurs s'intéressant à la pénurie d'eau dans la région MENA ont souligné que la surexploitation de l'eau aggrave les effets climatiques (Haddadin, 2001); (Leduc et al., 2017).

En effet, dans les régions semi-arides et arides d'Afrique du Nord, l'exploitation à long terme et à grande échelle des eaux souterraines a contribué de manière significative à la détérioration des aquifères, avec une baisse du niveau des eaux souterraines (Bouchaou et al., 2011) et l'apparition parallèle de la salinisation, avec la détérioration des écosystèmes dépendant des eaux souterraines.

La salinisation des eaux souterraines provient souvent d'une combinaison de facteurs naturels et humains, comme l'intrusion d'eau de mer, la recharge des rivières et la dissolution des minéraux évaporitiques (Bouchaou et al., 2008); (Re et al., 2014), le mélange avec des saumures/eaux salines et des fluides géothermiques, le mouillage et le séchage cycliques, et les pratiques agricoles (irrigation et utilisation d'engrais). L'intrusion d'eau de mer (accompagnée d'une interaction eau-roche) est souvent le principal mécanisme contrôlant la salinisation des eaux souterraines dans les aquifères côtiers d'Afrique du Nord, comme dans l'île de Jerba (Tunisie, (Souid et al., 2020) ou dans la plaine côtière de Korba (Tunisie) (Zghibi et al., 2013) ; cependant, ce n'est pas le cas dans l'aquifère intérieur de F'kirina.

En effet, il est important de noter que la salinisation affecte également les aquifères continentaux d'Afrique du Nord éloignés des zones côtières. Dans ce cadre, la salinisation est principalement due à la dissolution des sels évaporitiques, comme cela a été observé dans le bassin endoréique de Chougafiya (Tunisie centrale ; (Farid et al., 2015), dans l'aquifère intérieur de Sminja (Zaghouan, nord-est de la Tunisie, (Mejri et al., 2018), dans les eaux souterraines du bassin amont du fleuve Souss (Maroc, (Bouragba et al., 2011), dans l'oasis de Guerrara (Sahara algérien, (Melouah and Layachi, 2019), ainsi que dans l'aquifère peu profond " Merdja " de la plaine de Tebessa (Zereg et al., 2018) et dans l'aquifère plio-quadernaire de Remila (Aouidane and Belhamra, 2017), tous deux situés dans le nord-est de l'Algérie.

De nombreux bassins intérieurs d'Afrique du Nord sont caractérisés par la présence de chotts et de sebkhas qui se forment sous forme de marais salés, de systèmes de plaines de jeux et de lacs salés éphémères sur des zones de faible altitude et à drainage interne en raison de la topographie

locale et des conditions désertiques dominantes. Les informations sur les eaux salines contenues dans les chotts situés dans l'Est de l'Algérie proviennent des études de (Zatout et al., 2020) sur les ressources en lithium du Sahara. Les auteurs ont décrit que la surface des chotts est composée de croûtes d'halite et de gypse, de boues clastiques et de poudre éolienne très fine. Les niveaux d'eau des chotts dépendent principalement d'une interaction complexe entre la recharge de l'aquifère connecté, les flux superficiels et l'évaporation. Leurs eaux sont souvent des saumures, où l'effet de l'évaporation semble plus fort que celui de la dilution par la recharge des aquifères et des précipitations ; la principale source d'ions majeurs est la dissolution de sels tels que l'halite, l'epsomite et le gypse. Les chotts ont clairement un rôle dans le conditionnement de l'hydrogéologie des bassins concernés et de la qualité des eaux souterraines. (Aissa and Boutoutaou, 2017), en fait, ont caractérisé le système aquifère régional (multi-niveaux) d'Ourgla, mettant en évidence un gradient de solides dissous totaux (TDS) augmentant vers les chotts et les sebkas, probablement causé par la dissolution des sels, où une telle augmentation directionnelle coïncide avec la direction d'écoulement des eaux souterraines. Analogiquement, (Belkhiri et al., 2012) ont observé, le long de la direction d'écoulement des eaux souterraines vers le Sebkhet Grazer dans l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire d'El Eulma (Est de l'Algérie), une augmentation générale de la conductivité électrique due à la dissolution du gypse et de l'halite et aux processus d'interaction eau-roche déclenchés simultanément. (Ghodbanea et al., 2015), ont également décrit une salinisation des eaux souterraines dans la région de Chemora (Nord-Est de l'Algérie) causée par l'oxydation de la pyrite et la dissolution du gypse, de l'epsomite et de l'halite, et, pendant les périodes de faible débit, une influence directe des eaux du lac salé hydrauliquement connecté (Garaet Onk Djemel).

Toutes les études susmentionnées sur la salinisation des eaux souterraines reposent sur des méthodes d'hydrologie isotopique et/ou de géochimie pour reconnaître l'origine des eaux souterraines, les sources de salinisation et les processus d'interaction eau-roche associés.

A la lumière des scénarios ci-dessus, l'étude concernant les ressources en eau souterraine de la plaine de F'Kirina, située dans le nord-ouest de l'Algérie, vise à aborder le problème de la salinisation affectant les eaux souterraines sur la base d'une enquête préliminaire de terrain d'avril 2018 et d'une enquête d'échantillonnage réalisée en novembre 2019.

Compte tenu de la rareté des données pour la zone d'étude considérée, les principaux objectifs de la présente étude sont :

- i) de cadrer la condition climatique actuelle ;
- ii) de définir l'origine de la recharge des eaux souterraines en relation avec la structure hydrogéologique de l'aquifère ;
- iii) de caractériser la composition géochimique des eaux souterraines. Les résultats sont finalement discutés en termes de source(s) et de processus de salinisation des eaux souterraines.

OBJECTIFS

L'objectif de ce travail est d'étudier l'hydrogéologie et le processus de minéralisation des eaux souterraines de la nappe phréatique de la plaine de F'kirina.

Le travail visera à mettre en évidence certains de ces mécanismes, mais tentera aussi de les hiérarchiser. Parlez des chapitres dans ce qui suit

- Apporter une analyse critique et une interprétation des diverses données existantes (chimie, données de forages, piézométrie).
- Intégrer les résultats chimiques dans le schéma classiques d'investigations hydrogéologiques et de compréhension du fonctionnement des aquifères.
- Intégrer les résultats chimiques dans la mise en évidence des mécanismes responsables de la salinité.
- De caractériser les différents types d'eau (facies chimique)
- De localiser les zones d'apport de la salinité;
- D'interpréter l'hydrogéochimie des éléments majeurs et mineurs
- D'investiguer sur la géochimie des isotopes

METHODOLOGIE

Dans la région étudiée, une étude hydrogéologique classique est difficile à mener en raison du relief, du mauvais état et de la rareté des voies de communication. De plus la superficie est très vaste et d'accès difficile par conséquent les équipements hydrologiques de base sont très réduits, très mal utilisés voire inexistants. C'est pourquoi notre étude sera limitée et l'étude hydro-climatologique et hydrochimique.

STRUCTURE DE LA THESE

- **Le premier chapitre** de cette thèse présente la région étudiée, une synthèse géologique et structurale du secteur.
- **Le second chapitre** fera le bilan hydro-climatologique consacré à l'évaluation des composantes du bilan hydrique nécessaire à toute estimation des réserves en eau d'un bassin versant

La géophysique et l'interprétation des sondages électriques réalisés dans la région de F'kirina constitueront **le troisième chapitre**

L'hydrogéologie et l'étude de la piézométrie et les premiers résultats sur le sens des flux et l'origine de l'alimentation de la nappe constituera **le quatrième chapitre.**

- **Le dernier chapitre** sera consacré à l'interprétation des analyses d'eau a pour but de déterminer le faciès chimique, l'origine des eaux souterraines, leur potabilité et leurs degrés de pollution, d'effectuer des comparaisons spatio-temporelles, de mettre en évidence les différents éléments pouvant jouer un rôle primordial dans leur répartition et par conséquent d'établir la genèse et l'origine des éléments chimiques.

Le tout sera complété par une **conclusion** générale qui intègre l'essentiel des résultats obtenus dans le cadre de cette recherche à laquelle seront associées des perspectives.

Chapitre I

PRESENTATION DU SECTEUR ET CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL

I. CADRE DE L'ETUDE**I. 1. Présentation du secteur étudié**

La plaine de F'kirina appartient au sous-bassin versant du Garaet Tarf. Le sous-bassin hydrographique de la Garaet Tarf, d'une superficie de 2430 km², fait partie du bassin versant des hautes plaines Constantinoises (9578 km² de superficie). Il a une différence de hauteur de 1269m, sa forme allongée, sa faible pente, la nature géologique du terrain affleurant, ses températures spécifiques et sa situation géographique particulière.

Son couvert végétal ; sont des paramètres qui favorisent l'évapotranspiration et l'infiltration dans les eaux de ruissellement.

La plaine de F'kirina est située à l'Est du pays, à la limite des hautes plaines constantinoises, des monts du Mellegue, des monts des Harectas et de ceux de Nememchas Sa superficie est de l'ordre de 650 km².

Les limites de la région étudiée correspondent :

- Au Nord : la ligne de partage des eaux formé par le djebel El Galaa Kebira (1246 m), Djebel Ammamrat El Kebira (1203 m), et le djebel El Forne (1184).
- Au Sud : la ligne de partage des eaux formé par le djebel Boutakhma (1291m), djebel fedj Amer (1259m), et le Djebel Bou Tebina (1226m).
- A l'Est : la ligne de partage des eaux formé par le djebel El Medjifla (1174m), le Djebel Fedjijet (1291m), et le Kef El Assa (1117m).
- A l'Ouest : une vaste zone plate limite des hautes plaines constantinoises et par la Garaet Et Tarf. Du point de vue administratif, la région d'étude appartient à la wilaya d'Oum El Bouaghi, avec deux principales agglomérations :
 - La ville de Ain El Beida et la ville de F'kirina qui sont distantes l'une de l'autre de 17 Km.
 - Les voies de communication sont nombreuses, avec le principal axe routier Ain Beida - Khenchela.
 - La route Meskiana-Khenchela dans la partie sud.
 - La voie ferrée (Constantine - Oueled Rahmoune) traverse la zone septentrionale.

Avec l'existence de voies sous forme de pistes praticable et commodes à la circulation.

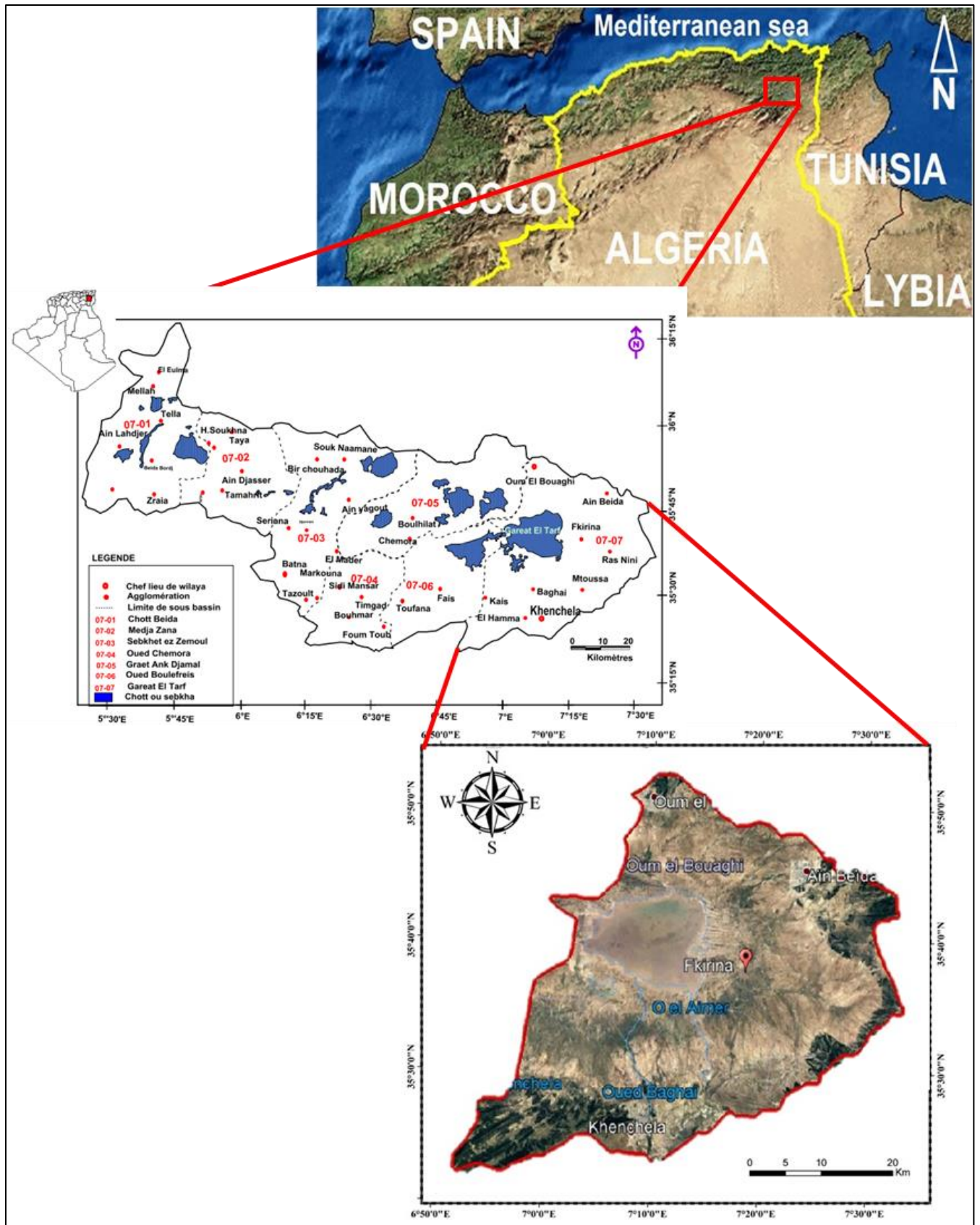


Figure I.1.: Situation géographique de la plaine de F'kirina (Rahal.O 2021)

I. 2. Le réseau hydrographique :

Le réseau hydrographique bassin versant de Gareat El Tarf, constitue un système endoréique (Fig. I.2). L'endoréisme est un phénomène rencontré dans certains bassins versants pour lesquels le réseau hydrographique n'est relié à aucun autre réseau. L'eau est alors acheminée et concentrée en un point du bassin qui peut être un lac, une mare ou une accumulation souterraine. Ce phénomène est généralement observé en zones arides et semi-aride. Le bassin dispose d'un seul oued permanent qui est oued Guieiss. Cet oued ainsi que tous les autres oueds du bassin et qui sont Ain nfifen, El Hammam, Baghai, El Aimer, Alissaour, Nini, Oulmene, El Hassi se déversent tous dans Gareat et Tarf ; tandis que les autres cours d'eau aboutissent sur des surfaces planes au niveau du bassin versant.

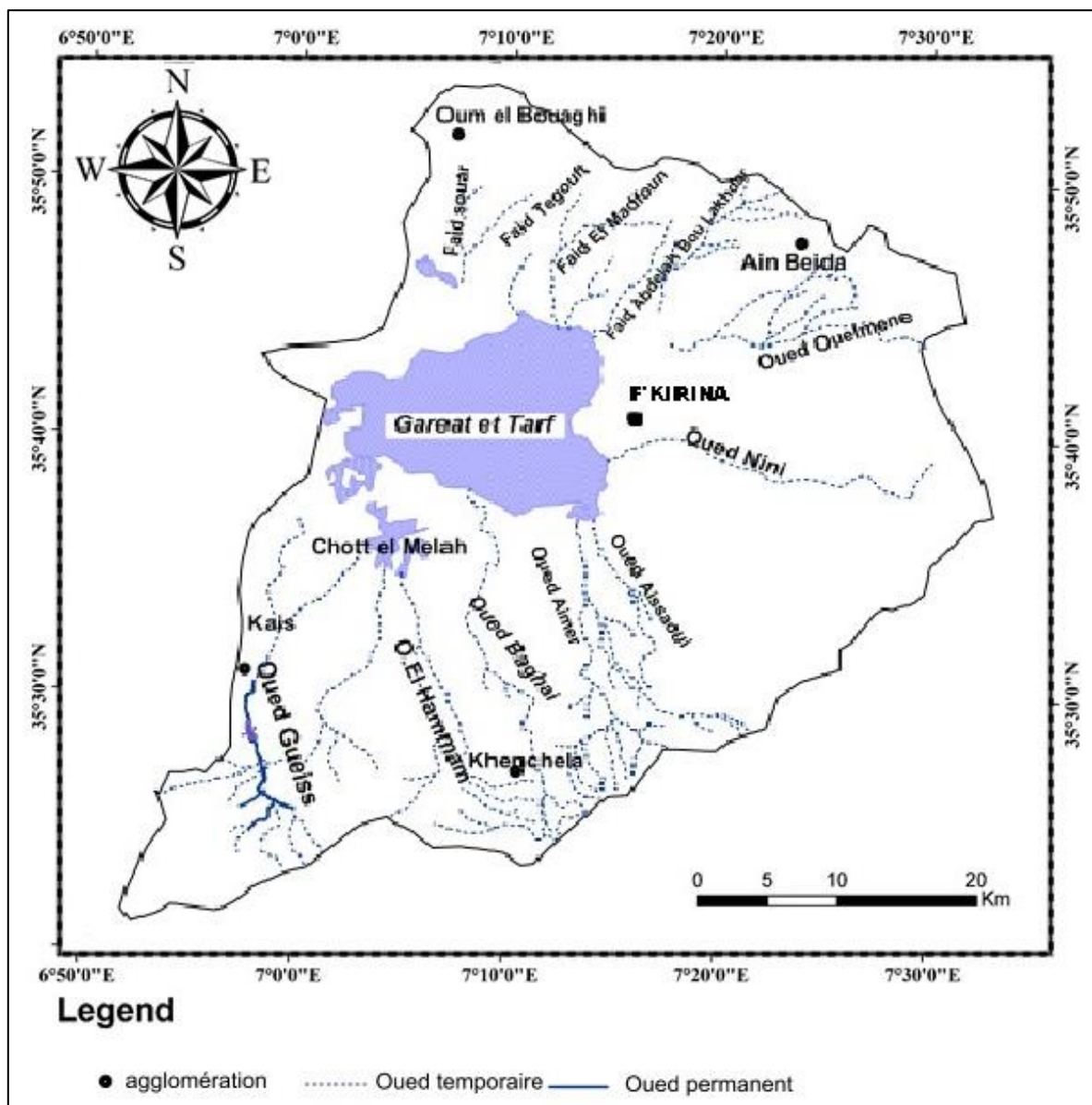


Figure I.2.: réseau hydrographique de la plaine de F'kirina (Rahal.O 2021)

I. 3. Répartition des Surfaces en fonction de l'altitude.

La plupart des facteurs météorologiques (pluie, température en particulier) et des facteurs hydrologiques (débit spécifiques), étant fonction de l'altitude, et plutôt des pentes.

Il est intéressant de calculer la répartition du bassin versant en km² et en %, et la surface totale par tranche d'altitude.

Tableau I 1. Répartition altimétrique par tranches en fonction des surfaces partielles

Tranche d'altitude.	Surface en km2.	Pourcentage des surfaces.	Surfaces cumulées en %.	Altitudes cumulées en %.
1350	1,30	0,32	0,32	100
1350 – 1300	5,30	1,32	1,64	95
1300 - 1250	10,12	2,53	4,17	85
1250 – 1200	16,62	4,15	8,32	75
1200 – 1150	19,90	4,97	13,29	65
1150 – 1100	22,45	5,61	18,90	55
1100 – 1050	42,38	10,59	29,49	45
1050 – 1000	47,70	11,92	41,41	35
1000 – 950	79,35	19,83	61,24	25
950 – 900	95,45	23,86	85,10	15
900 – 850	48,83	12,20	97,30	5
850	10,60	2,65	100	0

Les données du tableau 1 permettent de tracer :

La courbe hypsométrique du sous bassin de la Garaet Tarf. Le diagramme des fréquences altimétriques.

A partir de ces courbes on peut déterminer les altitudes caractéristiques :

Altitude moyenne qui correspond à l'ordonnée moyenne de la courbe hypsométrique. Elle est égale à 950 m.

Altitude la plus fréquente qui correspond au maximum du diagramme des fréquences altimétriques. Elle est égale à 925 m.

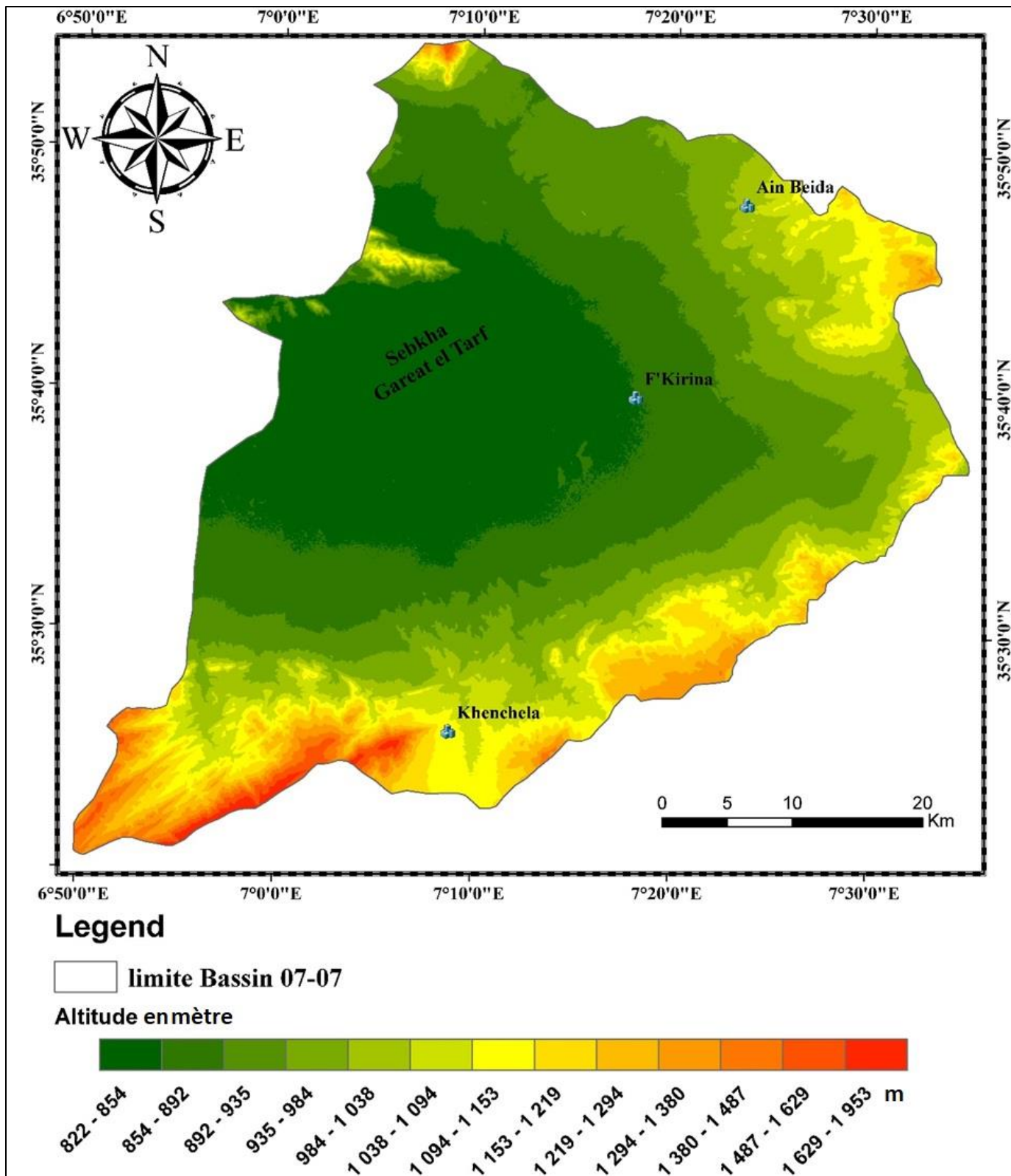


Figure I.3 : Carte des altitudes de la plaine de F'kirina (Rahal.O 2021)

I. 4. Aperçu socioéconomique

La région de F'kirina, est en sa totalité une région à vocation agricole, principalement de céréaliculture notamment l'orge et le blé tendre et l'élevage du bétail.

Un autre domaine récemment introduit dans la région, est l'activité industrielle, avec la création des nombreuses usines concernant l'industrie légère tel que:

- Le complexe de produits textiles d'Ain Beida.
- L'usine de liège et de bois (S.N.L.B).
- L'usine de SONATRACH.

Cette petite zone industrielle exploite des ressources hydrauliques importantes.

I.4.1.Facteur orographique:

Dans la région, il existe une multitude de montagne qui bordent la plaine à l'Est, au Nord et au Sud, leurs altitude sont supérieures à1000m.

Parmi ces montagnes, les plus importantes sont:

Djebel Guern Ahmar (1200m).

Djebel Fedjijet (1291m)

Djebel Boutekhma (1349m).

Djebel Djazia (1192m).

Djebel Bardo (1110m).

Djebel el Gala (1200m)

Djebel el Zorge (1129m).

A partir de ces massifs de nombreux cours d'eaux temporaires donnent naissance; et forment le réseau hydrographique.

D'une façon générale l'écoulement se fait de l'Est vers l'Ouest, en direction de la sebkha de Garaet Et Tarf.

Les trois oueds temporaires les plus importants sont:

Oued Nini.

Oued oulmene.

Oued Isfer.

I.5. Géomorphologie du bassin :

En se référant à la carte topographique et géologique de la région de F'kirina à l'échelle de 1 /50000, on remarque que la géomorphologie de la zone d'étude n'est pas très complexe.

I.5.1. Le relief :

Aux bordures de la plaine, sont réparties plusieurs montagnes qui forment la principale ligne du relief, d'altitudes très élevées et variables (supérieur à 1000m), et de direction générale NE-SW.

I.5.2. La plaine

Avec des altitudes variant de 840 à 950 m, la surface est donc pratiquement plane, avec des pentes qui ne dépassent pas les 2% à l'Ouest et 7% à l'Est La plaine, est entièrement recouverte de formations plio-quadernaires ou on distingue :

I.5.3. Les éboulis à blocs :

sont des grosses masses de calcaires situées au piémont des montagnes et qui proviennent des éboulements

I.5.4. Les alluvions : forment l'unique et restreinte de l'oued Nini

I.5.5. Les sols salés : ils sont dispersés dans la plaine, surtout on allant vers l'Ouest près de Gareat Et Tarf

La zone basse a une altitude de 830 m et présente dans sa partie orientale, une zone de saumures de près de 200 km², la Sebkha de Garaât-et-Tarf. Les périmètres de ce lac salé sont caractérisés par un niveau plat et une végétation clairsemée éliminée par la forte concentration de sel (65 g/l) (Houha, 2007). Cet état de fait a causé non seulement l'absence de toute végétation, mais aussi, une baisse importante de la productivité des terres agricoles limitrophes, notamment au Nord de Rémila et Baghai. Cette dépression peut être divisée en trois parties (fig.I.4 à I.5) :

Une partie centrale plus large, peu profonde qui se déploie autour du village de Rémila et va jusqu'à l'Ouest du village de Baghai, Une partie méridionale plus étendue, en bordure des reliefs sud et qui va sur 40 km, de Khenchela à Boulfreis.

Une partie orientale qui va du village de Baghai jusqu'à sebkha

I.5.6. Les glacis : on distingue deux types de matériaux constituant les glacis, les uns d'âge récent : couvrant de très vastes surfaces, les autres d'âge ancien formé de croûtes calcaires et sont perchés par rapport aux surfaces précédentes.

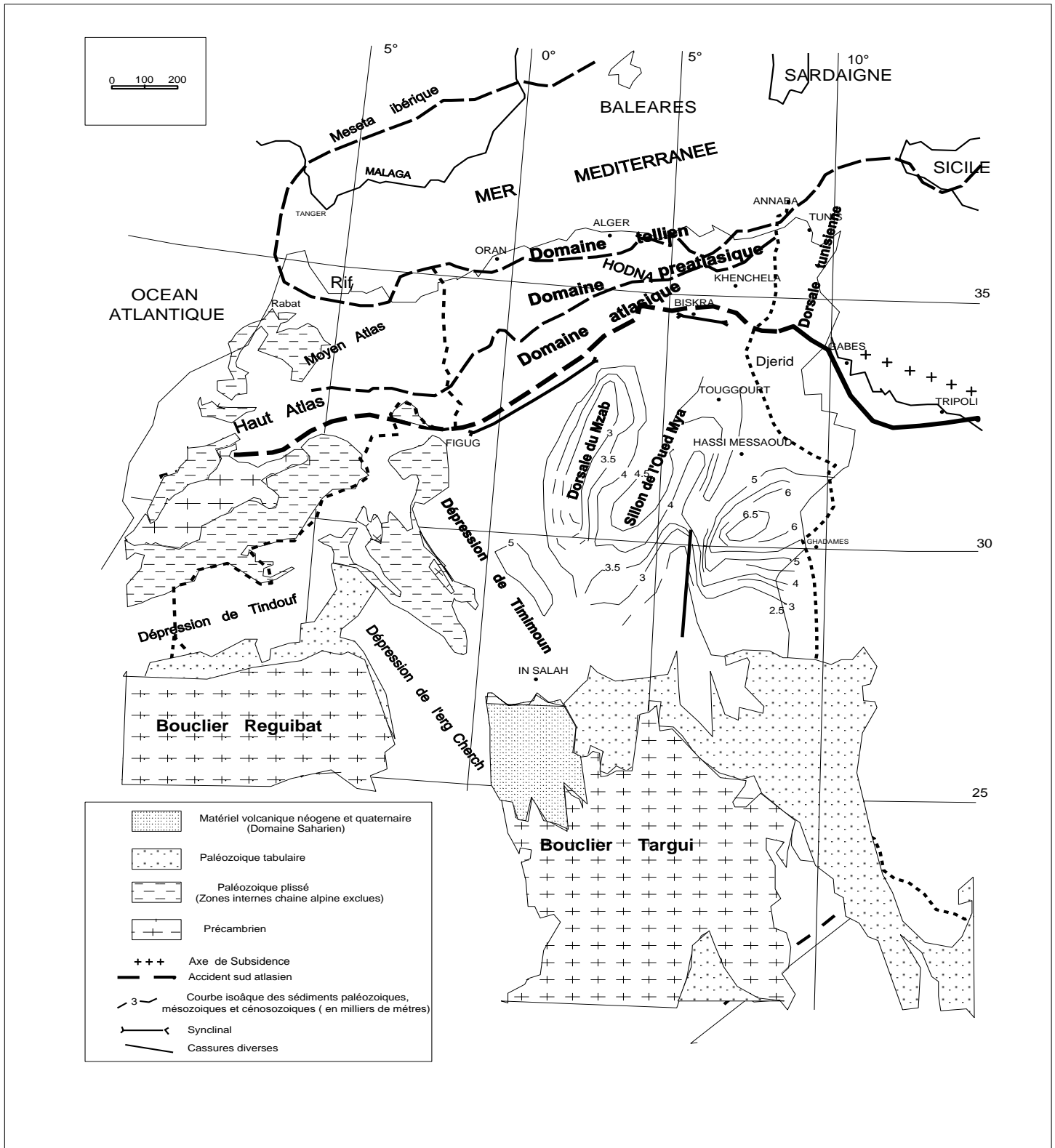


Figure I.4 : Principales unités structurales du Nord-Ouest de l'Afrique (d'après, G. Busson, 1970)

Bien que le relief soit moins marqué au Nord, des buttes molassiques grésifiées s'individualisent au sein de la plaine, à l'Est et à l'Ouest de Kais, des glacis et quelques encroûtements calcaires sont signalés au nord de Khenchela et au Sud de Baghai La géomorphologie du site est caractérisée par une topographie au sol plane sur l'ensemble de la plaine. Les bordures Sud et Nord du bassin sont marquées par des inclinaisons relativement importantes, conséquence d'une activité tectonique ayant affectée ces régions (fig.I.3), permettant un écoulement superficiel plus important (Guiraud 73).

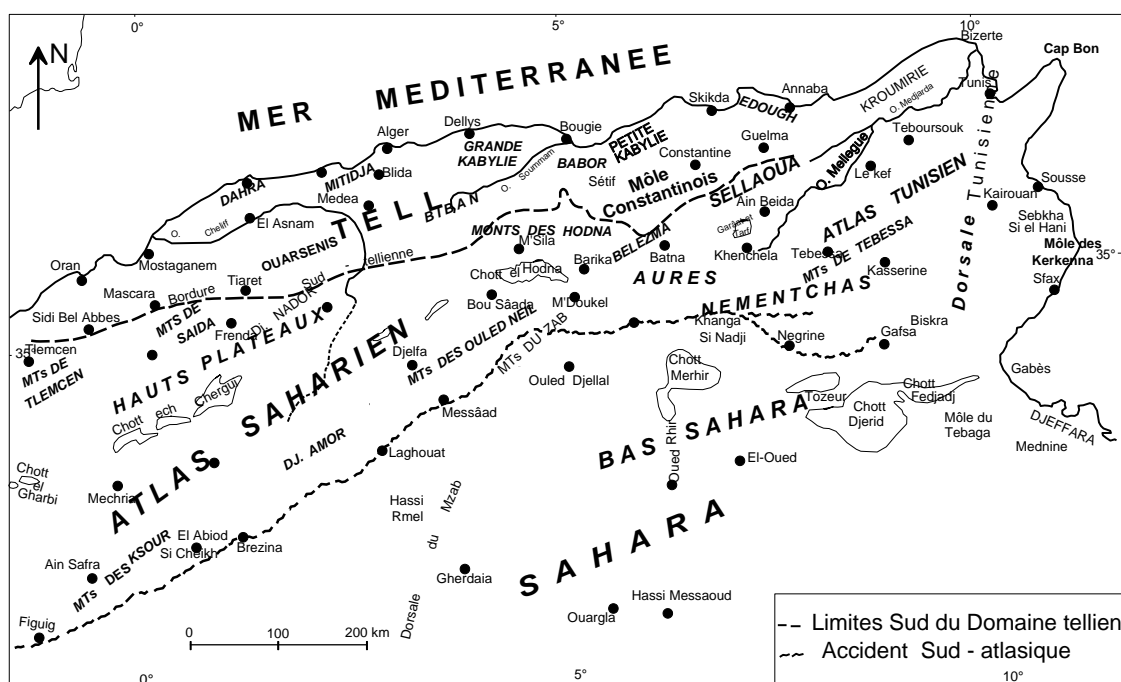


Figure I.5: Localisation des principaux ensembles géomorphologique du Nord de l'Algérie et de la Tunisie (Guiraud 1973)

I.6. Cadre structural

L'Algérie du Nord, tronçon de la chaîne alpine, peut être subdivisé en plusieurs domaines présentant des styles tectoniques différents (fig.1-2 et 1-3) Au Sud du domaine tellien, constitué pour l'essentiel par des unités allochtones, et correspondant par conséquent à la chaîne alpine proprement dite, nous distinguons le domaine atlasique (fig) ; caractérisé par des diapirs et plis coiffés.

Cependant on remarque plus particulièrement la position des Aurès, au niveau duquel la chaîne alpine présente en Algérie sa largeur minimale (Guiraud 1973)

A cet effet nous décrirons de façon plus ou moins détaillée, le domaine atlasique comme une ligne structural.

I.6.1. Le Domaine Atlasique

Le domaine atlasique correspond essentiellement en Algérie à deux grands ensembles morphologiques bien individualisés, Atlas saharien à l'Ouest, Aurès-Nementcha à l'Est, dont l'histoire géologique montre qu'ils appartiennent à une même chaîne (fig.I.4 à I.5). Ces deux ensembles, qui ne se placent pas exactement dans le prolongement l'un de l'autre mais sont légèrement décalés selon un mouvement dextre, se raccordent par l'intermédiaire d'une zone charnière topographiquement moins élevée et un peu plus complexe sur le plan géologique : la région de M'Doukel-Biskra.

A la lumière des résultats acquis dans les domaines de la chaîne atlasique, principalement par (Laffitte, 1939), (Guiraud, R., 1973), (Vila, 1977), et que l'on peut résumer ainsi pour l'essentiel

- Le relief de l'Aurès a subi des nombreux dépôts et ses formes actuelles sont dues aux élévations post-pliocènes La phase de plissements maximum dans l'Aurès débute à la fin du Lutétien ; ils correspondent aux mouvements de l'orogénèse pyrénéenne (Vila, 1977).
- Le massif de l'Aurès serait affecté par une forte subsidence lors du Mésozoïque (fig I.6) puis énergiquement plissés à la fin de l'Eocène moyen ; Certaines parties du massif s'élèvent, d'autres s'affaissent. C'est dans celles-ci que se déposent les couches rouges, jusqu'à la fin du Pontien.

Surrection vers la fin de l'Oligocène de l'ensemble de la chaîne, quelques plis et flexures de direction E-W se produisent alors dans les Aurès marquée par un substratum sédimentaire hérité des transgressions marines du secondaire et du tertiaire.

- Les mouvements post-burdigaliens ont modifié notablement les formations Miocènes marines et continentales. Ainsi les grès burdigaliens en bordure Sud de la plaine sont relevés à 60 – 80m entre Timgad et Kais et à 20-50 m à l'Est de Kais. Ils présentent au Sud –Ouest de la plaine une allure synclinale entre le flanc Sud et le Djebel Amrane. La direction générale Est-Ouest est d'autre part coupée par des accidents orthogonaux.
- A la fin du Tertiaire, une phase d'érosion aboutit au façonnement des formes Crétacé et au comblement des dépressions par des dépôts continentaux.
- possibilité de rencontrer des accidents obliques ou perpendiculaires aux structures, quelques grandes cassures d'orientation NW-SE ayant notamment été reconnues par (Laffitte, 1939)et par (Dubourdieu et al., 1956) ;
- Mise en place d'injection triasique, « diapirs ou dôme de sel », à différentes époque, Turonien supérieur, post-Lutétien (LESSARD L.1957)

- L'anticlinal Crétacé du Djebel Amrane, qui divise la plaine en deux synclinaux, présente des pendages assez élevés, atteignant 50°. Sa prolongation vers l'Est, sous le recouvrement récent, est très vraisemblable, puisque les forages qui se situent au centre du bassin, à 10 km au minimum à l'Est de la terminaison du Djebel Amrane, ont rencontré le Crétacé à des profondeurs très faibles :
- Ce sont des dépôts quaternaires continentales constitués d'alluvions, regs, terrasses occupant la plus grande superficie du territoire de la wilaya, Ils sont répartis dans la zone nord (plaine alluviale de Rémila)
- Le synclinal de Khenchela qui représente une vaste structure régulière est constitué par les successions géologiques suivantes : le Crétacé inférieur, épaisses séries en grande partie continentale, formées par des dépôts calcaires, marno-calcaires et marno-calcaire-argileux. Toute cette région marquée par un substratum sédimentaire hérité des transgressions marines
- Du secondaire et du tertiaire, aurait connu vers la fin de l'Oligocène une phase d'orogénèse extrêmement active qui a entraîné la surrection de l'Atlas saharien.

I.7. Cadre Géologique

I.7.1. Introduction :

La géologie de la plaine de F'kirina qui appartient au bassin de Gareat el Tarf a été étudiée en se référant aux anciens travaux géologiques, réalisés par de nombreux géologues chercheurs tels que : (Betier, 1951), qui ont réalisé la carte géologique de l'Algérie au 1/500.000.00, J.M. (Vila, 1977) qui a réalisé la carte de Dalâa N°204, la carte de F'Kirina N°176, la carte d'Ain Beida N°149, Oum El Bouaghi N°148, la carte de Khenchela N°203 et la carte de Gareat et Tarf N°175 au 1/50000, (Kuscer, 1985), qui ont réalisé la carte de Meskiana au 1/50000 et (Dozet, S , lil-Jiyulujiya, 1985)

Les formations secondaires et tertiaires sont localisées à l'extrême Est, au Nord-Est et au Sud de la plaine de F'kirina.

En ce qui concerne la plaine, elle est recouverte par le Quaternaire.

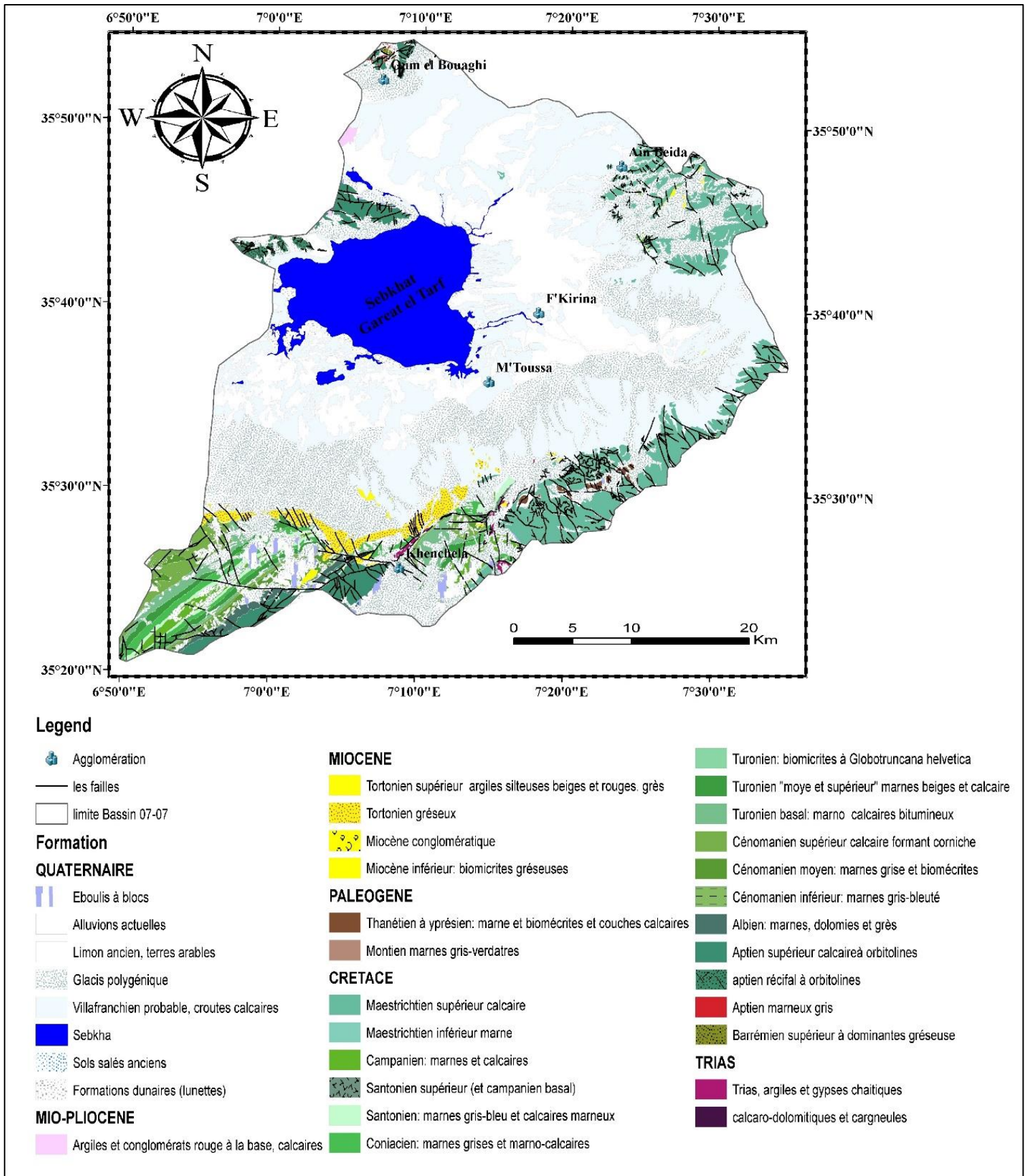


Figure I.6 : Carte géologique schématique de la plaine de F'kirina (Rahal.O 2021)

I.7.2. Lithostratigraphie :

La lithostratigraphie a été tiré pour l’essentiel, des notices explicatives des cartes géologiques au 1/ 50 000 ; Khenchela, Gareat El Tarf, Oum El Bouaghi, Ain El Beida, F’kirina, Gareat El Tarf, Delâa et la carte géologique de Constantine 1 /200 000 (Vila, 1977), un assemblage de ces cartes et une reproduction des coupes géologiques qui les accompagnent est réalisée dans ce travail.

Pour mieux comprendre la géologie de la région, et leur description des formations, les affleurements et les prolongements, Nous avons divisé la zone d’étude en plusieurs secteurs basent sur les notices et les cartes géologiques qui se trouve dans le bassin hydrographique 07-07 Gareat el Tarf, les secteurs Distribué Comme suit : le nord compris la carte d’Oum el bouaghi, le Nord-Est contient la carte d’Ain Beida , à l’Est compris la carte de F’kirina, et l’Ouest la carte géologique de Gareat el Tarf, une partie dans le Sud-Est compris la carte de Dalaa, le Sud contient la carte de Khenchela.

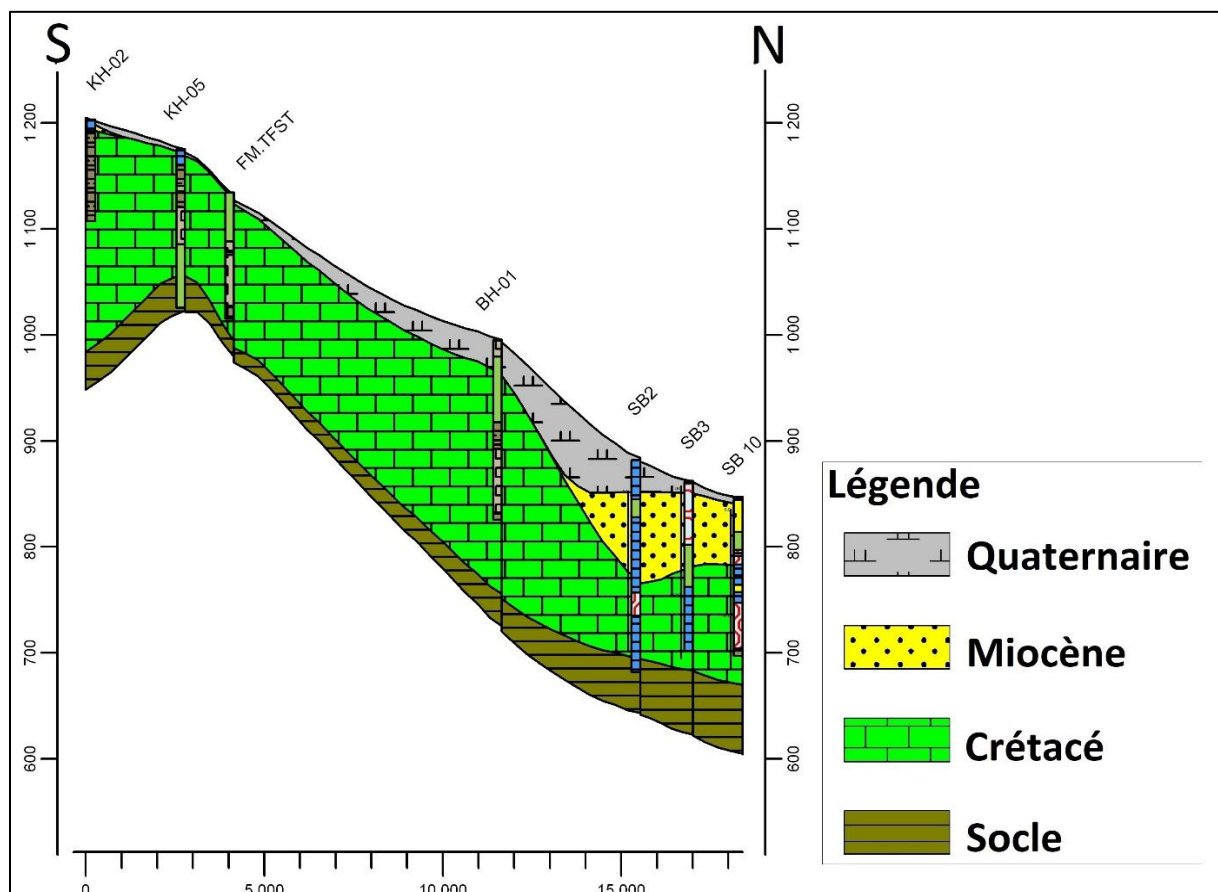


Figure I.7 : coupe stratigraphique Sud-Nord dans la plaine de F’kirina (Rahal.O 2021)

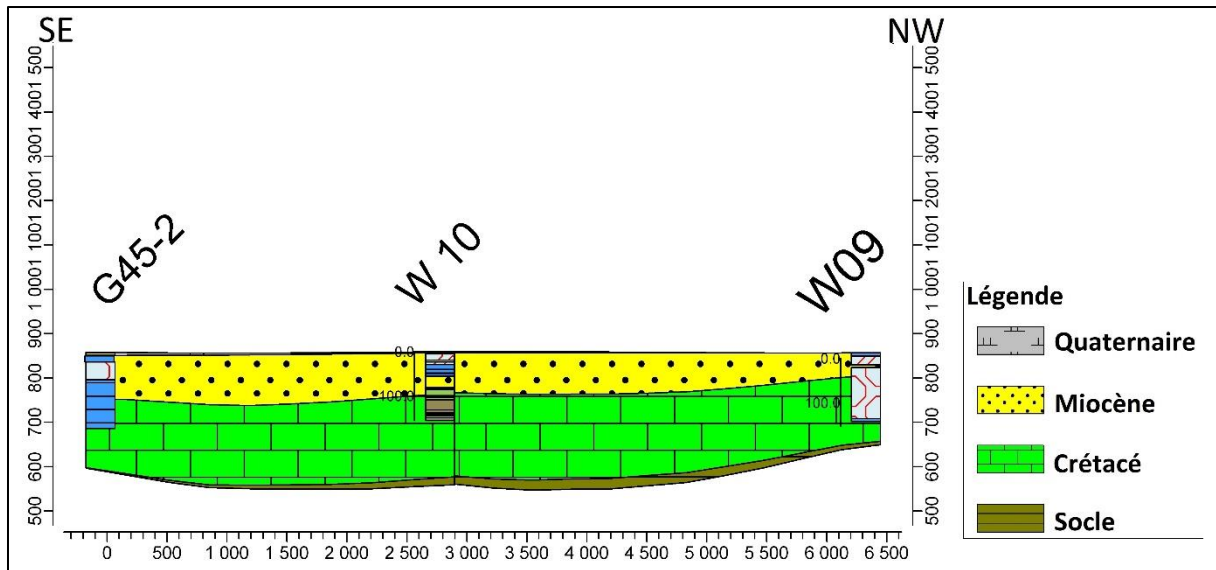


Figure I.8 : coupe stratigraphique Sud-Est, Nord-Ouest dans la plaine de F'kirina (Rahal.O 2021)

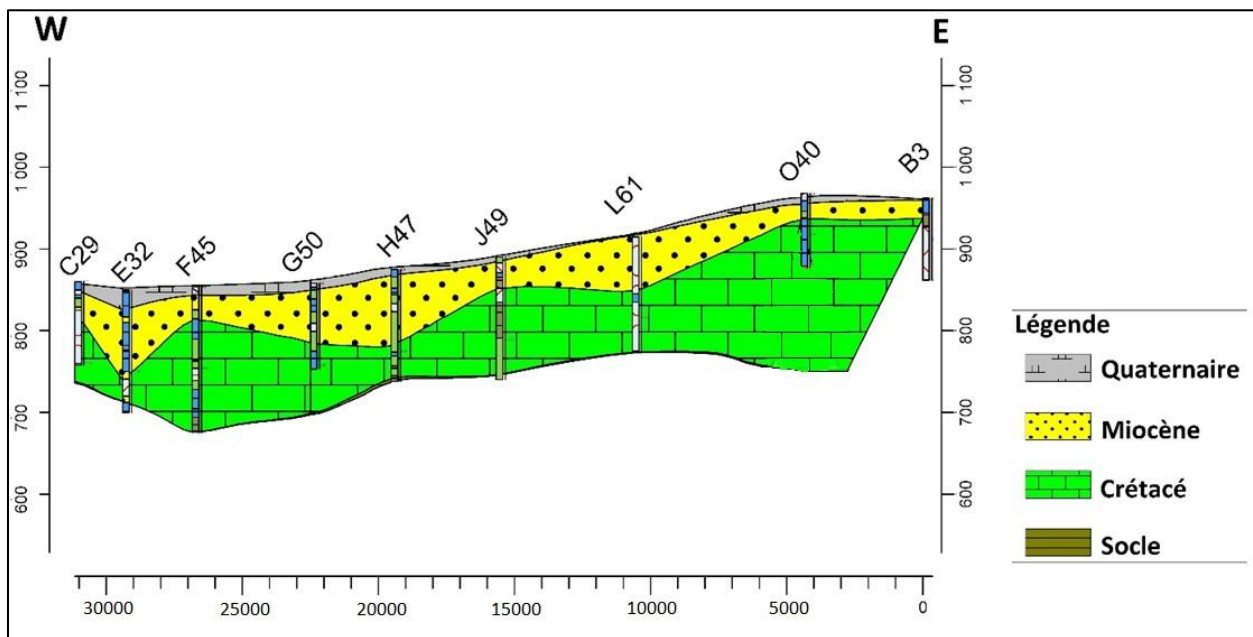


Figure I.9 : coupe stratigraphique Est-ouest dans la plaine de F'kirina (Rahal.O 2021)

I.8. Description stratigraphique et lithologique de la région d'étude :

I.8.1. Le Secondaire : Le Secondaire de cette région comprend des formations allant du Trias au Crétacé supérieur.

I.8.1.1. TRIAS

argiles varicolores et gypses chaotiques à glaçons (dt) calcaro-dolomitiques et cargneules.

Le Trias affleure en masses chaotiques, sans aucune stratification. Dans ces masses, divers éléments sont reconnaissables (cargneules jaunâtres, dolomies noires, grès, gypses marneux, gypses fibreux) et emballés dans des argilites vertes, livides ou lie-de-vin. Tous ces faciès sont habituels dans le Trias du Constantinois.

Les pointements triasiques sont en contact anormal :

- À Khenchela avec l'Aptien, le Cénomaniens et le Coniacien
- Aux Djebels El Krouma et Knif avec l'Albien, le Cénomaniens et le Sénonien
- Aux Djebels Chettaïa et Et Tarf avec le Turonien supérieur et le Sénonien supérieur.

I.8.1.2. Jurassique : Aucun affleurement du jurassique n'apparaît dans la zone d'étude.

I.8.1.3. Crétacé inférieur :**I.8.1.3.1 Barrémien calcaro-dolomitique :**

Au sud du Djebel Touzzeline, sous le Barrémien gréseux quelques dizaines de mètres d'alternance calcaro-dolomitiques sombres sont analogues à celles du Barrémien calcaro-dolomitique de la feuille d'Ain kercha.

I.8.1.3.2. Barrémien supérieur à dominante gréseuse :

C'est une série essentiellement composée de grès blancs fins, à ciment argilo-carbonaté, à tendance quartziteuse, parfois pétris de *Palorbitolina lenticularis* BLUM, Leur base n'est pas visible qu'au Sud du Djebel Touzzeline. La série a livré au pied du Sidi Reghis : *Acrosalenia* cf. *patella* GAUTH., *Toxaster africanus* COQ., *Bothryopygus* sp., *Neitheia atava* ROEM.

I.8.1.3.3. Aptien marneux gris :

La limite inférieure de l'Aptien n'est pas visible sur cette feuille. Plus au Sud, au Djebel Faraoun (feuille de Djebel Djahfa) sur le dernier banc quartziteux du Barrémien supérieur on peut observer 65 m de série marneuse Seuls les 50 m sommitaux de celle-ci apparaissent ici. Ce sont des marne grises à intercalations de biomicrites intraclastiques beiges en bancs décimétriques. Les marnes sont un peu gréseuses

I.8.1.3.4. Aptien supérieur : calcaires à miliolidés, Orbitolines et « Ovalveolina » reicheli.

Ces couches forment l'essentiel de la masse calcaires du Djebel sidi Reghis et du Djebel Tarf. Au Djebel Sidi Reghis la série est épaisse d'environ 250 à 300 m et comence par des lumachelles marneuses à Orbitolines qui ont livré Terebratulasella SOW, T.biplicata SOW, Rhynchonella sp., Miotoxaster collegnoisism, Discoides decoratus DESOR., Stereocidarices sp, et Neithea cf atavaroem. Au-dessus la masse calcaire et organisée en gros bancs où dominant les oomrcrites et les biosparites à rares oolithes avec des intercalations de marno-calcaires minces ou de petits joints marneux gris en lame mince.

I.8.1.3.5. Aptien calcaire : à Orbitolines de l'anticlinal de Khenchela.

Au-dessus des marnes de l'aptien intérieur se succèdent de bas en haut :

- 120 m d'oomicrites et d'oosparites gris-noir, en bancs plurimétriques, à intercalations de calcaires marneux gris-blanchâtre, parfois noduleux
- 10 m d'alternance de grès blancs friables (quartz de diamètre inférieur à 1 mm) et d'oosparites gris en bancs décimétriques.
- 50 m d'alternances de biomicrites, parfois d'oosparites et marnes gris-bleuté.
- 5 m de biosparites gréseuses grises en bancs décimétriques à débris de Mollisques.
- 120 m d'alternances de marnes grises et de biomicrudites associées parfois à des oomicrites bioclastiques gris-noir, en bancs décimétriques passant vers le haut à des calcaires dolomitiques brun-noir.
- 25 m de biomicrites grises en gros bancs, le toit de ces calcaires est dolomitique, raviné et fortement minéralisé, (Fer, Azurite, malachite, barytine)
- Au niveau du djebel Chentgouma et sur le bord sud de la feuille les 100 premiers mètres de la série aptienne calcaire contiennent des amas d'épaisseur décamétrique riche en Polypiers.
- Les niveaux marneux intercalés tout au long de la série ne contiennent aucun Foraminifère significatif malgré la relative abondance des Textularidé.

I.8.1.3.6. Albien de l'anticlinal de Khenchela : (marnes, dolomies et grès) et du Djebel el Krouma.

L'Albien entoure régulièrement l'anticlinal de Khenchela en formant une ceinture plus ou moins continue au-dessus de l'Aptien. Il se présente généralement sous un faciès gréseux à tendance quartzitique où alternent, à la base et au sommet, des marnes, des dolomies et des biosparites. La limite inférieure correspond à une surface minéralisée. La limite supérieure correspond au dernier banc gréseux du Crétacé inférieur. La coupe décrite ci- dessous a été observée sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal (Oued el Kissa- ne) à 1,5 km à l'Est d'EI Kelaa. De bas en haut se succèdent :

- 70 m d'alternances de grès blancs fins, à ciment carbonaté réduit, parfois à tendance quartzitique, en faisceaux décimétriques, et de biomicrites gris-noir en bancs métriques à toit noduleux.
- 60 m d'alternances de marnes gris-beige, à biomicrites lumacheilliques contenant des Orbitolines, de grès blancs fins, légèrement ferrugineux quartziteux en bancs décimétriques à débit prismatique et de biointramicrudites parfois gréseuses, beiges, en bancs métriques
- 30 m d'argiles gris-verdâtre devenant vite silteuses, accompagnées vers le haut de grès bancs fins, à ciment argilo-carbonaté en bancs décimétriques, parfois quartziteux (figures de ripple-marks, flute-casts, lingoïdes) Les débris de bois flottés et les pistes de vers lithophages sont abondants l'épaisseur totale de l'albien atteint donc 160 m.

Au Nord-Est de la feuille, à 1 km au Sud-Est du Djebel El Krouma. **Figure I.10** Existe un lambeau de série probablement remonté par diapirisme. il est constitué par des biomicrites sombres, en bancs métriques à Orbitolines, fortement dolomitisés et minéralisés (barytine, oxyde de fer) et par des biomicrudites beiges, noduleuses, en bancs métriques, riches en débris de mollusques, d'algues et bryozoaires. Ces faciès alternent avec des marnes beiges. Ce chicot, large de 200 m et épais de 50 m a été rapporté à l'albien d'après ces faciès.

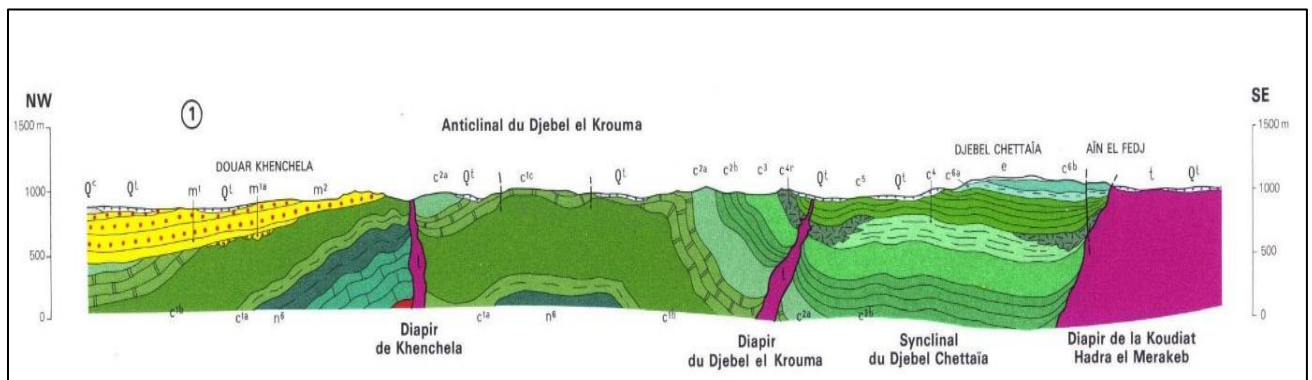


Figure I.10 : coupe géologique Sud-Est, Nord-Ouest dans la région de Khenchela (203 carte géologique de Khenchela)

- Sur le versant Nord-Ouest du Djebel Sidi Reghis, **Figure I.11** seuls quelques bancs gréseux quartzitiques sont visibles. Au Djebel Touzzeline et au Djebel Guellif, la série est identique à celle de la feuille d'Ain Kercha. A la base un premier ensemble marno-gréseux est visible sur 100 m d'épaisseur au maximum. Les grès sont organisés en bancs métriques d'aspect quartziteux et à patine rousse. La microfaune est pauvre et contient outre de nombreux Ostracodes, Lenticulina sp, Globigerinelloides bentonensis (MORROW), Tincinella roberti (GAND), Hedbergella trocoidea (GAND) et Gvelinella intermedia (BERTHELIN).
- A la limite Ouest de la feuille ces couches ont livré Belemnopsis semicanaliculatus BLAINV, Hoplites tuberculatus D'ORB. et Parahoplites milleti (D'ORB.)

- Il s'agit d'albien franc. L'albien supérieur a été supprimé par l'érosion actuelle au Djebel Touzzeline et par disharmonie dans les écailles du Djebel Guellif.

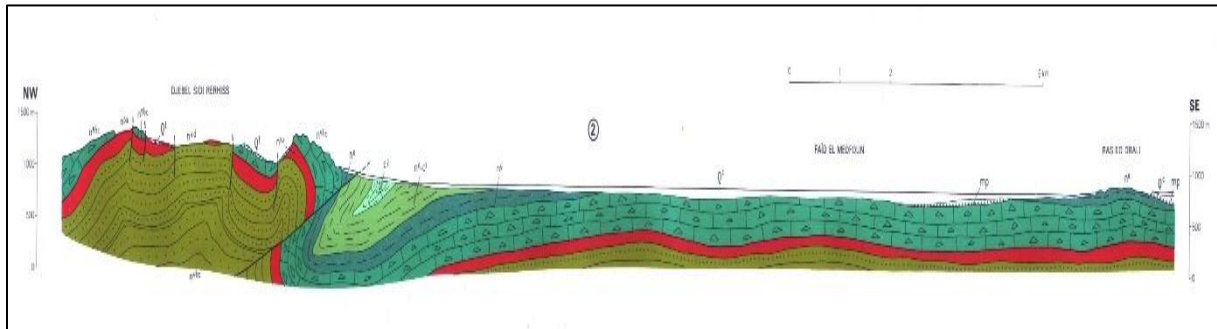


Figure I.11 : coupe géologique Sud-Est, Nord-Ouest dans la région d'Oum el Bouaghi (148 carte géologique d'Oum el Bouaghi)

I.8.1.4. Crétacé supérieur :

I.8.1.4.1. Cénomanién inférieur : marnes gris-bleuté à Rotalipores.

Sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal de Khenchela, au-dessus des derniers grès quartziteux du toit de l'Albien on observe une centaine de mètres de marnes gris-bleuté accompagnées de biomicrites argileuses grises décimétriques, parfois noduleuses, à niveaux glauconieux et empreintes d'Ammonites (rappelant *Mantelliceras mantelli* SOW. et *Phylloceratidae*).

I.8.1.4.2. Cénomanién moyen : marnes grises et biomicrites.

C'est une puissante formation qui débute par 650 m de marnes grises accompagnées sporadiquement de micrites gris blanchâtre à fins tests de Lamellibranches et de Gastéropodes.

I.8.1.4.3. Cénomanién supérieur calcaire formant corniche.

Dans l'anticlinal du Djebel Chelia, sur le bord ouest de la carte le sommet du Cénomanién est franchement calcaire. Il s'agit d'une barre de bancs calcaires à pâte fine et à cassure écailleuse, à aspect bitumineux et à films centimétriques de marnes gris-bleu. Au sommet un niveau de nodules pyriteux y constitue un repère constant dans la région.

I.8.1.4.4. Turonien basal : marno-calcaires bitumineux en plaquettes, alternances de marnes et de petits bancs marno-calcaires.

La base de cet ensemble est constituée par quelques mètres de marno- calcaires blanchâtres en plaquettes fines à cassure noirâtre bitumineuse. Leur débit en feuillets centimétriques est tout à fait caractéristique.

Au-dessus 200 m de marnes grises ou noires montrent des intercalations de marno-calcaires zoogènes ou de marno-calcaires blanchâtres à cassure noirâtre en bancs décimétriques.

- Au Sud-Est du Djebel Sidi Reghis, quelques dizaines de mètres de biomicrocrites calcaires à *Globotruncana helvetica* BOLLI émergent du Quaternaire sans que leurs relations soient visibles.

I.8.1.4.5. Turonien « moyen et supérieur » : marnes beiges et calcaires noduleux.

Le sommet du Turonien est représenté dans l'anticlinal du Djebel Aourès et au Nord du Djebel Chettaïa avec une épaisseur identique d'environ 150 m.

Ce sont des alternances de marnes grises à beiges et de calcaires zoogènes noduleux, en bancs décimétriques ou métriques. La prédominance des intercalations calcaires crée une barre bien visible dans la morphologie. Au Nord du Djebel Chettaïa

I.8.1.4.6. Coniacien : marnes grises et marno-calcaires.

- Au Djebel Chettaïa, le Coniacien est formé à la base sur 90 m par des alternances de marnes beiges ou grises et de calcaires gris, biodétritiques et grumeleux

- Au Djebel El Bardo, des talwegs isolés montrent sur une centaine de mètres des affleurements attribuables au Coniacien. Il s'agit de marnes grises alternant avec des calcaires noduleux beiges ou ocres zoogènes contenant parfois des grains de quartz.

I.8.1.4.7. Santonien : faciès marneux de la moitié ouest de la feuille, marnes gris-bleu et calcaires marneux à Inocérames.

- Dans le synclinal du Djebel Aourès le Santonien **Figure I.12** correspond à 250 m marnes gris-bleu avec, à la base et au sommet des marno-calcaires Jr bancs décimétriques ou métriques, riches en débris d'Inocérames et organisés en barres décamétriques.

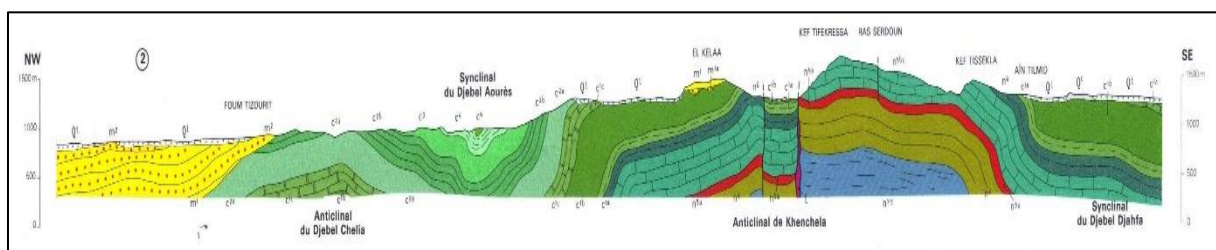


Figure I.12 : coupe géologique 2 Sud-Est, Nord-Ouest dans la région de Khenchela (203 carte géologique de Khenchela)

I.8.1.4.8. Faciès récifal des Djebels Krouma et Knif.

- Dans l'angle nord-est de Khenchela, le Santonien inférieur présente un caractère franchement bréchique. Il s'agit de biosparites bréchoïdes à éléments polygéniques grossiers et anguleux de dimensions centimétriques ou décimétriques (calcaires, calcaires dolomitiques, grès). Au Nord-Est du Djebel El Krouma, dans le petit massif du Djebel Knif le Santonien repose en discordance à la fois sur les argiles vari colores du Trias et sur le Coniacien froissé, par ailleurs fort bien daté.

- Le Santonien à Ain el Beida se compose de 100 à 150 m de marnes grises ou beiges à rares intercalations marno-calcaires. Vers le haut de la série il s'agit de petites alternances de calcaires noduleux beiges et de marnes grises. Vers le milieu de la formation il peut s'agir d'une intercalation de 3 m de calcaires marneux blanchâtres crayeux à grands tests d'Inocérames.

I.8.1.4.9. Campanien : marnes et calcaires crayeux.

Le Campanien est très visible aux environs des Djebels Chettaïa et Knif et dans le synclinal du Djebe; Aourès. **Figure I.13**

Dans le synclinal de Djebel Aourès le Campanien correspond à 170 m de marnes noires et contient de rares intercalions de calcaires ocres noduleux légèrement phosphatés, en bancs décimétriques.

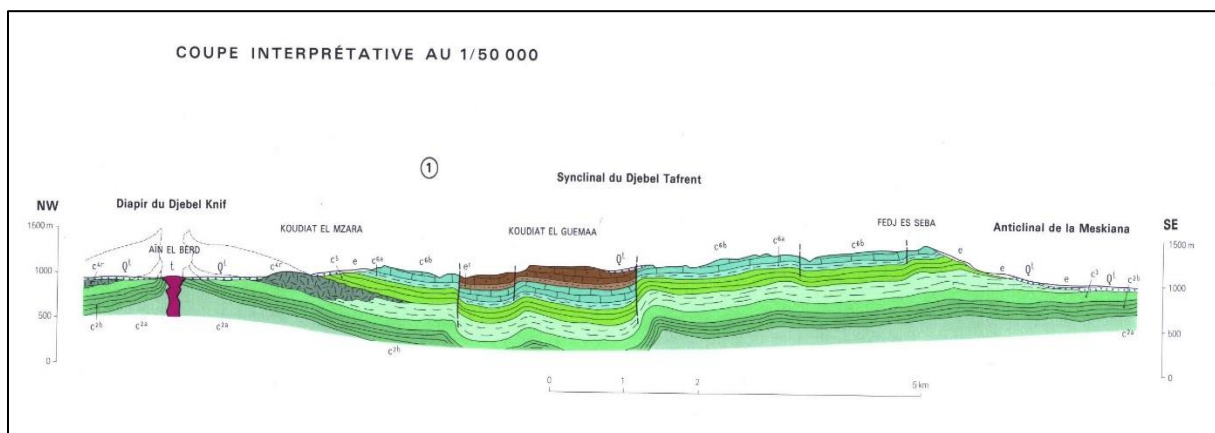


Figure I.13 : coupe géologique Sud-Est, Nord-Ouest dans la région Nord de kenchela (204 carte géologique de Delaa)

Au Djebe Chettaïa le Campanien comporte à sa base une barre de calcaires crayeux (65 m en bancs décimétriques ou métriques, à fines passées de marnes gris-noir.

Au-dessus se développent 150 m de marnes noires à microfaune comparable.

Au Djebe Knif, on retrouve à la base du Campanien une séquence calcaire de 12 m d'épaisseur. Ce sont des calcaires crayeux en bancs décimétriques à éléments triasiques remaniés (argiles varicolores),

Au-dessus, des marnes noires ne dépassent pas 80 m d'épaisseur et contiennent une abondante microfaune identique à celle du Djebel Aourès.

Il y a donc de l'Ouest à l'Est de la feuille une modification des faciès du Campanien, accompagnée d'une réduction de son épaisseur.

Ce phénomène peut être mis en relation avec la montée diapirique du Trias, déjà amorcée au Santonien.

- Le Campanien affleure assez mal autour du Djebel bou Tokhma et sur le versant est des Djebels Fedjidjet et Guern Aïcha.

- Le terme le plus bas est composé de 80 m environ de micrites crayeuses en bancs métriques pétris d'Inocérames, puis de 70 m de marnes grises à petits bancs de micrites gris-blanchâtre, rarement noduleuses.
- A Ain el Beida le Campanien est constitué à la base par une barre de calcaires de 75 à 90 m d'épaisseur surmontée par des marnes grises ou beiges et des alternances de marnes et de marno-calcaires (60 m). La barre calcaire fournit à sa base une abondante microfaune à *Globotruncana elevata* (BROTZ.),

I.8.1.4.10. Maestrichtien inférieur à dominante marneuse.

Peu visible sous les éboulis de la corniche du Maestrichtien supérieur, le Maestrichtien inférieur est constitué par une quarantaine de mètres d'alternances de marnes beiges ou ocre à débris de Mollusques et de calcaires ocre ou beiges, zoogènes, en bancs décimétriques, grumeleux ou noduleux riches en débris d'Echinodermes (*Hemiaster* sp.) de Lamellibranches (*Inoceramus Regularis* D'ORB.) et de Brachiopodes.

Sur le côté Est Il s'agit de 40 m environ de marnes gris-beige, suivies d'alternances de marnes beiges et de biomicrodites argileuses ocre, en bancs décimétriques à abondants débris de Lamellibranches et d'Echinides.

30 à 40 m de marnes beiges au Nord-Est associées à des bancs de calcaires beiges, souvent noduleux, à débris d'Inocérames et d'Echinodermes en bancs métriques.

I.8.1.4.11. Maestrichtien supérieur : calcaires à Inocérames partie Sud (région de Khenchela)

C'est une assise constante et homogène de calcaires massifs blanchâtres, grumeleux en bancs décimétriques ou métriques, à large stratification obliques. Les empreintes d'*Inoceramus regularis* D'ORB y abondent.

Au Djebel Chettaïa les couches de base en bancs décimétrique contiennent des nodules de silex et des tests de Lamellibranches

Auprès du Djebel Knif, la cassure des calcaires est un peu plus de teinte gris-bleu et les niveaux grumeleux plus abondants.

L'épaisseur de ces formations ne dépasse pas 95 m. Les principaux affleurements constituent les hauteurs du Djebel Chettaïa et sur le bord est de la feuille du Djebel Tafrennt, lequel se développe largement sur la feuille voisine de Delaa.

Dans la partie Est sur la bordure du bassin ce sont des niveaux qui déterminent la ligne principale des reliefs.

Il s'agit d'abord de 15 m de biomicrosparudites grises, noduleuses, pluri- décimétriques, phosphatées et glauconieuses, à rares passées marneuses.

Au Djebel Bardo à Ain el Beida il s'agit d'une centaine de mètres de calcaires marneux beiges à cassure blanchâtre, en bancs décimétriques ou métriques, de calcaires grumeleux à petits Inocérames trapus, et de rares niveaux de calcaires noduleux ocres avec rares nodules de silex. La microfaune est abondante avec à la base de la formation : Globotruncana cf,

Au sommet de la barre on note en outre la présence de Globotruncana falsostuarti SIGAL.

Aux Diebels Hamamat et Ben Ayad il s'agit de calcaires crayeux beiges, à cassure conchoïdale en petits bancs, rarement métriques, alternant avec des calcaires noduleux ocres à Inocérames avec de rares passées glauconieuses.

I.8.2. Le Tertiaire :

I.8.2.1. L'Eocène : La répartition de l'Eocène est irrégulière au sud (secteur d'étude) où de rares témoins subsistent à la suite des érosions successives.

Il a été reconnu sur les flancs Est et Ouest du vaste anticlinal de la Meskiana, à Garaet Said et au Djebel Taffrent où il affleure à la faveur de larges replis synclinaux.

Il s'agit des termes inférieurs de l'Eocène qui ne montent pas plus haut que l'Yprésien supérieur (du fait de l'érosion) et qui présentent une séquence marneuse et une séquence carbonatée séparées par une discordance légèrement gréseuse.

La série inférieure de l'Eocène qui paraît la plus complète se situe à 1 Km au sud de la localité D'Ain Dalaa. Ainsi, au-dessus du toit raviné du Maestrichtien supérieur, viennent en concordance :

- 70 m de marnes grises verdâtres à la base.

- Une alternance de marnes gris beiges et de biomicrites finement gréseuses, beiges et noduleuses.

- 80 m d'une alternance de micrites gris blanchâtres à nodules phosphatés et de biomicrites, blanchâtres souvent noduleuses à grains de phosphates à nombreux rognons de silex.

On signale l'absence de l'Oligocène

I.8.2.2. Miocène :

I.8.2.2.1. Miocène inférieur :

I.8.2.2.1.1 Aquitano-Burdigalien : conglomérats rouges.

Ce sont les conglomérats de base mal cimentés de la série précédente, souvent rougeâtres et riches en débris de grands Ostréidés indéterminables. Se trouve dans la partie Nord-Est du bassin, région d'Ain el Beida.

Dans la région de F'kirina : Un seul affleurement très réduit à El Madjène a été rapporté à cette formation du fait de son faciès.

Les couches rouges aquitano-burdigaliennes sont discordantes sur le Crétacé L'épaisseur ne dépasse pas 60 à 80 m Il s'agit d'une formation continentale comblant un paléo-relief, il s'agit d'argile-, rouges, d'argile silteuses rouges et de poudingues à gros éléments arrondi Quartziteux a ciment ferrugineux. Cette série se développe surtout au Sud d'Ain Hammam Gaudry y signale un gisement à *Moeritherium trigonodon* ANDREWS qui confirme un âge miocène peu élevé. Il s'agit de la partie Sud du bassin, la région de Khenchela

I.8.2.2.2. Miocène moyen :

I.8.2.2.2.1. Langhien-Serravalien :

I.8.2.2.2.2. Miocène marin Couches rouges à débris d'Ostréidés du Djebel Guellif. Région d'Oum el bouaghi.

Quelques minuscules affleurements de cette formation ont été repérés sur le versant sud du Djebel Guellif où ils soulignent les contacts anormaux plats. Il s'agit de quelques mètres de couches rouges conglomératiques à gros débris d'Ostréidés et de Balanes. Il s'agit de Burdigalien supérieur ou de langhien si on compare ces faciès à ceux de la zone plus septentrionale mais très proche des Sellaoua.

La région Nord-Est du bassin versant a Ain el Beida : (biomicrites gréseux ou glauconieuses organogènes). **Figure I.14**

Il s'agit surtout de calcaires gréseux roux à Algues que l'on rencontre dans le synclinal de Bir el Boukhari, à la Koudiat Mami, à l'Argoub el Zitoun et à la Koudiat er Rahia, c'est une série plus ou moins condensée de biomicrites intraclastiques gréseuses et glauconieuses, d'aspect noduleux, souvent en gros bancs. Ces niveaux livrent d'abondants débris de Mélobésiées, de Bryozoaires, de Pectinidés et de Balanes. Ces niveaux reposent sur des termes variés de la série et même sur le Trias.

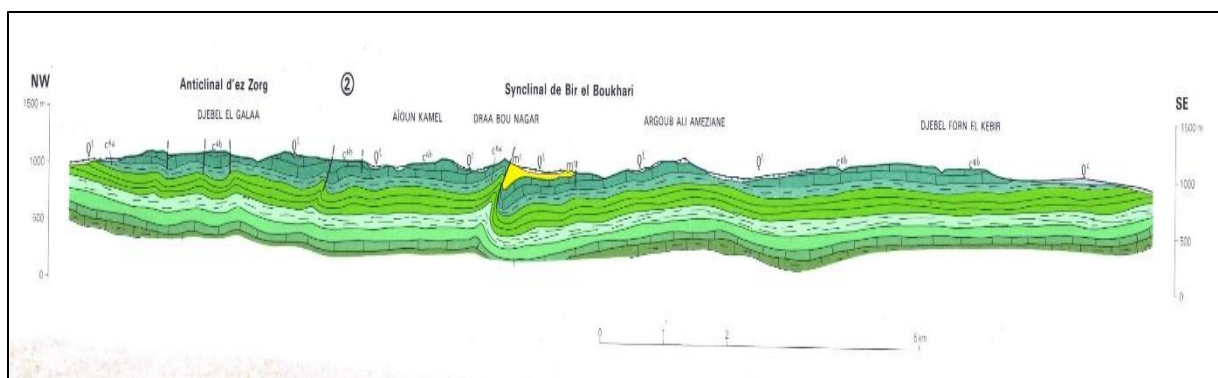


Figure I.14 : coupe géologique Sud-Est, Nord-Ouest dans la région Nord de Ain beida (149 carte géologique Ain beida)

Venant sur la partie Est du bassin dans la région de F'kirina : (marnes et calcaires à Algues)

Un minuscule affleurement à El Madjène, allongé selon une direction NW-SE a été rapporté au Langhien-Serravahen. Il s'agit de calcaires gréseux à Algues. Les seuls affleurements étendus sont situés dans l'ongle, Nord-Est de la carte à la Koudiat en Naga. C'est une série plus ou moins condensée, de biomicrites intraclastiques gréseuses et glauconieuses d'aspect noduleux, parfois en gros bancs à dominante gréseuse riches en Algues, Bryozoaires, Pectinidés, et à rares intercalations marneuses

Au Sud du bassin, la région de Khenchela, se trouve : marnes, biomicrites, biomicrosparites et grès blancs :

Cet ensemble complexe et discordant est visible au Sud du Djebel Knif et à l'Est du Djebel Chettaia ou il repose directement en transgression sur le Trias et surtout au Nord du Kef Tifekressa et du Ras Serdoun.

Au-dessus des brefs épisodes conglomératiques de la base de la série les premiers niveaux marneux ont fourni une faune du langhien-Serravalien.

Au-dessus, 6 m de grès blancs sont surmontés par des biosparites gréseuses et des biomicrites à joints marneux.

Plus haut encore, 15 m de marnes gris-beige, parfois silteuses a rare biomicrites intraclastiques, légèrement glauconieuses, en bancs décimétriques livrent une microfaune oligocène.

Au sommet, la série est constituée par 15 m de biosparites intraclastic massives à biolithites

Un hard-ground souligne le toit de cette barre Cette discontinuité résulte de mouvements tectoniques qui expliquent la discordance de m² Ces mouvements se placent à la limite Serravalien-Tortonien.

I.8.2.2.2.3. Tortonien gréseux blanc.

Une barre de grès blancs massifs affleure à la Koudiat Mami et à l'Argoub el Zitoun. Le faciès et le caractère nettement discordant de la formation permettent de paralléliser ces niveaux avec le Tortonien gréseux des zones plus méridionales de Khenchela. cette formation est discordante et peut reposer directement sur des termes allant du Sénonien à l'Albien (secteur du Djebel El Krouma). Elle est composée de grès blancs grossiers en bancs plurimétriques, à abondantes dragées de quartz (diamètre allant jusqu'à 2 cm). La disposition en chenaux hectométriques est fréquente. De rares intercalations argileuses existent.

Cette formation a une puissance d'environ 300 m aisément estimable au Diebel el Kharroub, à El Meunchar ou au Douar Khenchela

I.8.2.2.2.4. Formations Autochtones : Nord Aurésiennes :**I.8.2.2.2.5. Miocène supérieur :****I.8.2.2.2.6. Tortonien supérieur continental : argiles silteuses beiges et rouges, grès.**

Dans la partie sud, n'affleure ici qu'aux alentours de Baghaï (Auguste Comte). Cette série argilo-silteuse repose probablement en concordance sur le Tortonien gréseux. 150 m au maximum sont ici visibles. Ces terrains contiennent des niveaux gréseux friables, ferrugineux, à bois flottés et rares dragées de quartz (diamètre de 0,5 cm environ) et sont corrélés avec le Tortonien supérieur continental plus occidental.

I.8.2.2.4. Moi-Pliocène :**I.8.2.2.4.1. Moi-Pliocène continental : calcaires lacustres et conglomérats, marnes.**

Deux minuscules affleurements dans le quart Nord-Ouest de la feuille se composent de calcaires lacustres rosâtres et de conglomérats mal cimentés, ils ont été parallélisés avec les formations comptables bien développées à l'Ouest d'Oum el Bouaghi (Canrobert) ces formations moi-pliocène constituent les trois-quarts des affleurements du Djebel Guellif. A la base une puissante masse de conglomérats polygéniques rouges à large intercalations argileuses de teinte rouge brique donnent au paysage du versant Sud du Djebel Guellif un cachet très particulier. Au-dessus, des marnes grises, des conglomérats et des calcaires lacustres atteignent plusieurs centaines de mètre d'épaisseur.

Ou plus au Nord vers Berriche (Jean Rigal).

I.8.3. Quaternaire :**I.8.3.1. Eboulis à blocs :**

A Oum el Bouaghi Les éboulis sont surtout localisés sur le versant nord du Djebel Tarf ce qui est assez curieux.

Ils traduisent probablement une surrection très récente du versant nord de ce massif

Venant à la partie Nord-Est a Ain el Beida Les éboulis à blocs ne sont localisés qu'à la base des masses calcaires du Maestrichtien supérieur ou du Campanien. Certains sont anciens et se trouvent actuellement isolés par l'érosion de leur zone d'alimentation.

La partie Est du bassin versant de Gareat el Tarf ,la région de F'kirina Les éboulis à blocs ne sont alimentés que par les corniches calcaires du Maestrichtien supérieur.

Dans la partie Sud de la région de Khenchela Les éboulis sont localisés aux massifs montagneux de l'anticlinal de khenchela, du synclinal du Djebel Aourès et du Diebel Chettaïa. Ils s'installent au pied des corniches calcaires ou gréseuses qui alimentent de vastes nappes d'éboulis, pour la plupart peu actifs sauf à leur partie supérieure. Le type de morphologie réalisé tend vers la réalisation d'un glacis.

I.8.3.2. Alluvions actuelles ou récentes :

Sur la feuille d'Oum el Bouaghi elles sont localisées dans le fond de vallée des oueds septentrionaux (Oued Ourkiss, Oued el Haouassi, Oued Malah) et des « Faïd » qui rejoignent la Gareat el Tarf (Faïd el Madfoun, Faïd Abdallah bou Lakhder).

Les alluvions actuelles ou récentes ont une extension limitée aux vallées de l'Oued Nini à l'Ouest et surtout de l'Oued Meskiana dans l'angle sud-est de la feuille de F'kirina et Ain beida aux fonds plats des vallées de la parties septentrionale.

A la partie Sud dans la région de kenchela ces formations sont limitées aux zones basses du Douar Baghaï et de l'oued el Armer (angle Nord-Est de la feuille), à l'Oued Issouel qui aboutit au barrage de Foug el Gueïss, et à l'Oued Ras Serdoun au pied du Ras Serdoun.

Ce sont des limons gris et des graviers, avec de gros galets émoussés calcaires ou gréseux dans la partie Sud du bassin.

I.8.3.3. Terres arables, alluvions anciennes et Quaternaire indéterminé :

Dans la partie Nord du Bassin Ils ravinent et recouvrent largement le cycle antérieur de glaciais, facile à reconnaître puisqu'il est caractérisé par des croutes massives. C'est un nappage complexe à débris bien calibrés, parfois encrouté. L'aspect est alors celui des croutes rosâtres feuilletées classiquement attribuées au Tensifitien.

Ces types de terrains ont été distingués dans les zones basses de la bordure septentrionale et la moitié occidentale du bassin, Ils correspondent à des alluvions anciennes à morphologie très plate sur laquelle un sol brun permet une culture plus efficace que sur les glaciais steppiques.

I.8.3.4. Glacis polygéniques nappant les reliefs parfois encroutés :

Ces glaciais couvrent de très vastes surfaces. Leur organisation en pente douce est tout à fait caractéristique.

Ils ravinent et recouvrent largement le cycle antérieur de glaciais, facile à reconnaître puisqu'il est caractérisé par des croutes massives. C'est un nappage complexe à débris bien calibrés, parfois encrouté. L'aspect est alors celui des croutes rosâtres feuilletées classiquement attribuées au Tensifitien.

I.8.3.5. Villafranchien probable : croutes calcaires massives :

Les croutes calcaires massives ont un développement considérable sur la feuille d'Oum el bouaghi.

Elles correspondent à d'anciens glaciais qui s'abaissent doucement de 920 m au Nord à 870 m en bordure des Gareat Guellif et Tarf. Elles supportent une mince pellicule de sol brun sur lequel

s'est développée une nouvelle croute, plus mince, que les labours sont généralement parvenus à démanteler et qui peut être éliminée manuellement dans ce cas. et probablement karstifiées (ou dissoutes) dans la partie Nord-Est elles forment soit de petites mesas, soit des surfaces taraudées de dépressions de formes variées. Leur abrupt périphérique est suffisamment marqué pour que le fond topographique le représente presque systématiquement. Ces formations sont habituellement rapportées au Villafranchien, bien daté plus au Nord-Ouest dans les régions de Sétif (à El Eulma, ex-Saint- Arnaud) et de Constantine (Oued Seguin).

I.8.3.6. Sebkha :

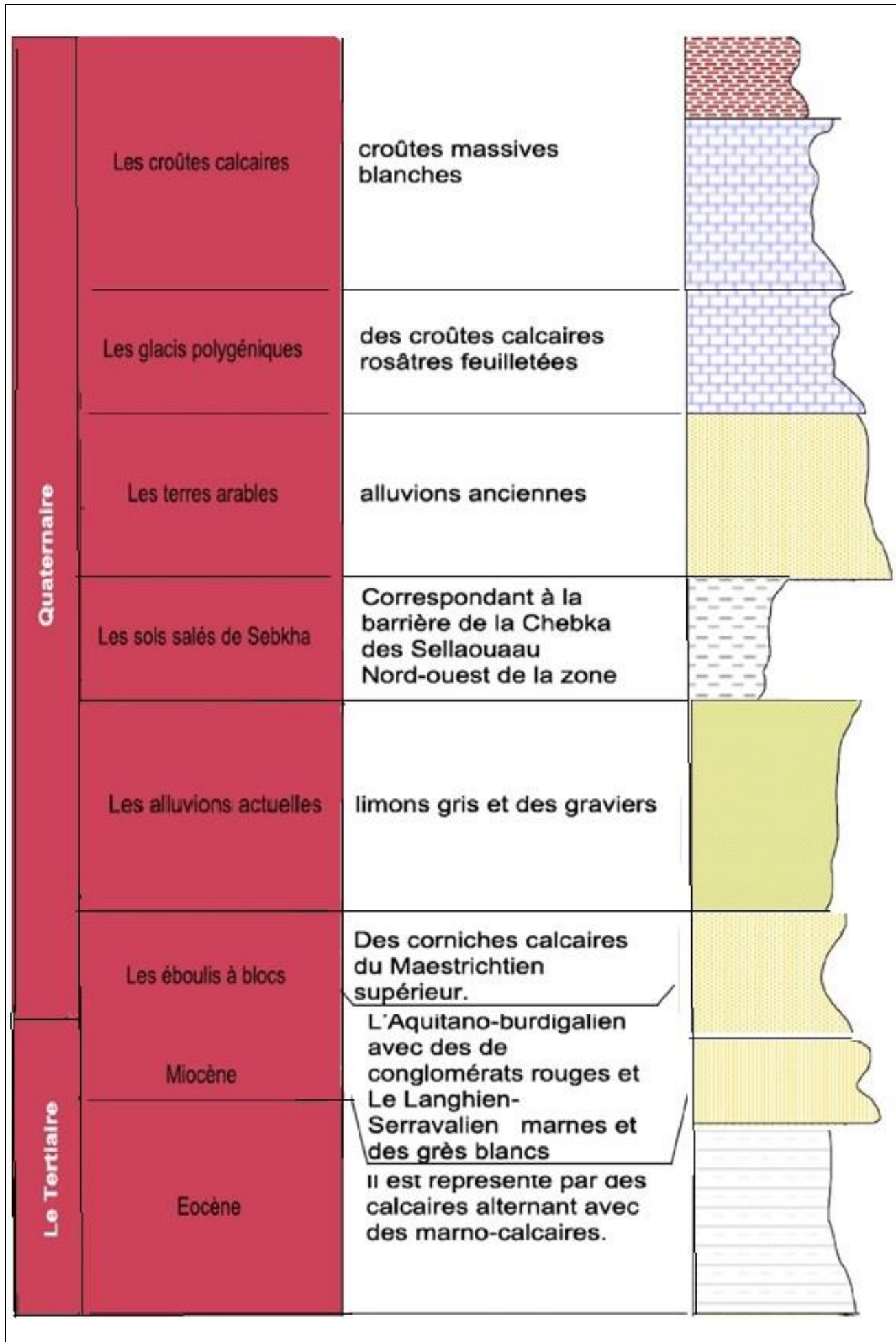
Ce sont les vases salées inondées périodiquement de la Garaet Guellif et du Nord de la Gareat el Tarf.

I.8.3.7. Sols salés anciens :

Les soles salées anciens correspondent aux zones plates qui bordent la Gareat Guellif. Ce sont des soles nettement hydromorphes qui supportent une végétation caractéristique de Salsolacées.

I.8.3.8. Formations dunaires (lunettes) :

Les formations dunaires forment un cordon presque continu à l'Est de la Gareat Guellif. C'est un agglomérat sableux de poussière et de petits débris, raviné par l'érosion actuelle.



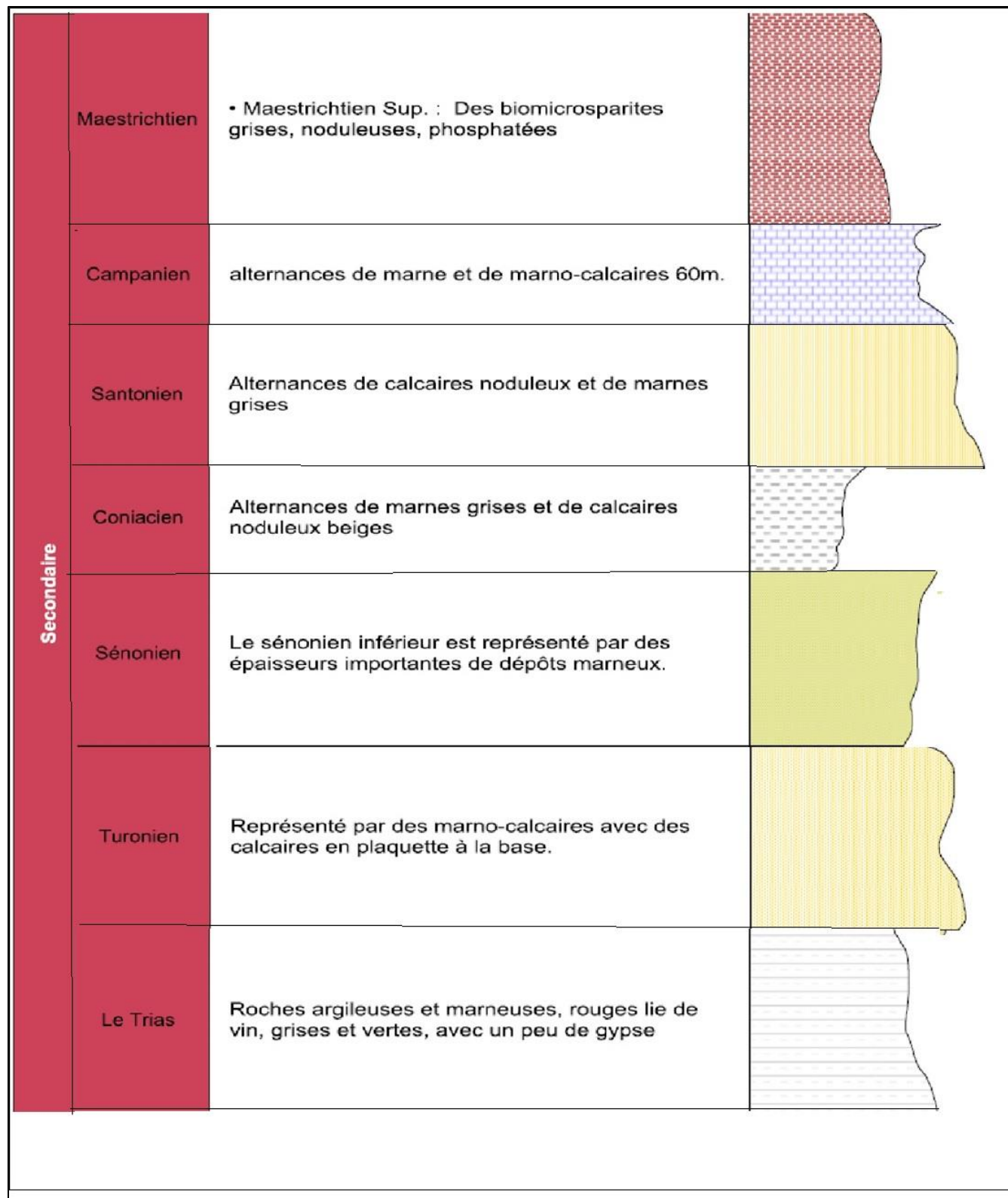


Figure I.15 : Log litho stratigraphique Synthétique de la région de F'kirina

I.9. Les styles structuraux :

Les formations parautochtones Nord Auresiennes représentées dans la zone centrale par les Dj. Fedjoudj, Kef Gouriret et Dj. Tarf, les massifs à l'est de Ain Beida ainsi que la ligne de reliefs monoclinaux des Djs. Boutokhma, Fedjidjet et Guern Ahmar illustrent les formations autochtones Nord Aurésiennes.

Le secteur Sud-Ouest de la région étudiée au-delà de l'axe Kais – Baghaï – koudiat El Mzara et Dj. Stih correspond aux formations autochtones Aurésiennes. Tous ces massifs sont affectés de plissements parfois intensifs selon la direction atlasique prédominante (Nord 40° Est) et cisailés par des failles type atlasique de directions majeures (NE – SO) qui leur donnent un aspect compartimenté.

I.10. Les dépressions et fosses d'effondrement :

Ces structures géologiques sont illustrés aussi bien par les grandes étendues comprises entre les massifs de Ain Beida et le parautochtone Nord Aurésien que par celles comprises entre les massifs d'Ain Beida , l'axe Fedjoudj – Tarf et l'axe des Djebels Guern Ahmar , Taffrent .

Ces dépressions et fossés ont été engendrés par le compartimentage dû aux failles atlasiques, du fait de la nature des matériaux les composants, le plus souvent marneuse ou marnocalcaires, formations ayant réagi plus souplement aux efforts tangentiels auxquels elles ont été soumises. Elles sont aujourd'hui comblées d'un matériel Moi-Plio-Quaternaire.

I.11. Structure et tectonique

Les différentes unités structurales en présence sont la résultante de deux importantes phases orogéniques tertiaire ayant engendré les structures et reliefs actuels. Il s'agit de la phase atlasique d'âge fini Lutétien intra Priabonien et de la phase Alpine Miocène, de type tangentielle. Ces deux tectogénèses génératrices de tectoniques souple et cassante, ont donné naissance aux différentes formes structurales :

Failles de direction générale Nord-Est, Sud-Ouest, en passant par les grands plissements, synclinaux et anticlinaux.

Les formations Plio-Quaternaire sont le siège d'une néotectonique caractérisée par d'importants mouvements verticaux et des compressions modérées.

La direction majeure de la région est SW-NE (direction des plis de l'Aurès), elle est due aux plissements anté-miocène .Le Miocène est discordant sur les terrains antérieurs.

Dès cette époque ont débuté les montées diapiriques du Trias. Disloquant surtout les calcaires récifaux du Crétacé inférieur, celles-ci ont ouvert la voie aux venues minéralisatrices.

Quelques mouvement se sont produits pendant le dépôt du miocène, d'autres, plus importants et postérieurs, ont provoqué des plissements orthogonaux à la direction ancienne des failles et

fractures orientées NW-SE.

Les principales unités tectoniques sont les suivantes :

- _ L'anticlinorium du massif d'Ain Beïda ;
 - _ Le prolongement NW du grand anticlinal de Khenchela. Celui-ci, après s'être ennoyé sous la plaine de F'Kirina, réapparaît vers le NW et est matérialisé par la structure anticlinale de Argoub Zitoun jalonnée par des pointements Triasiques.
 - _ L'anticlinal de la Meskiana.
- Entre eux s'intercalent les synclinaux, tel que le synclinal perché de Mzara.

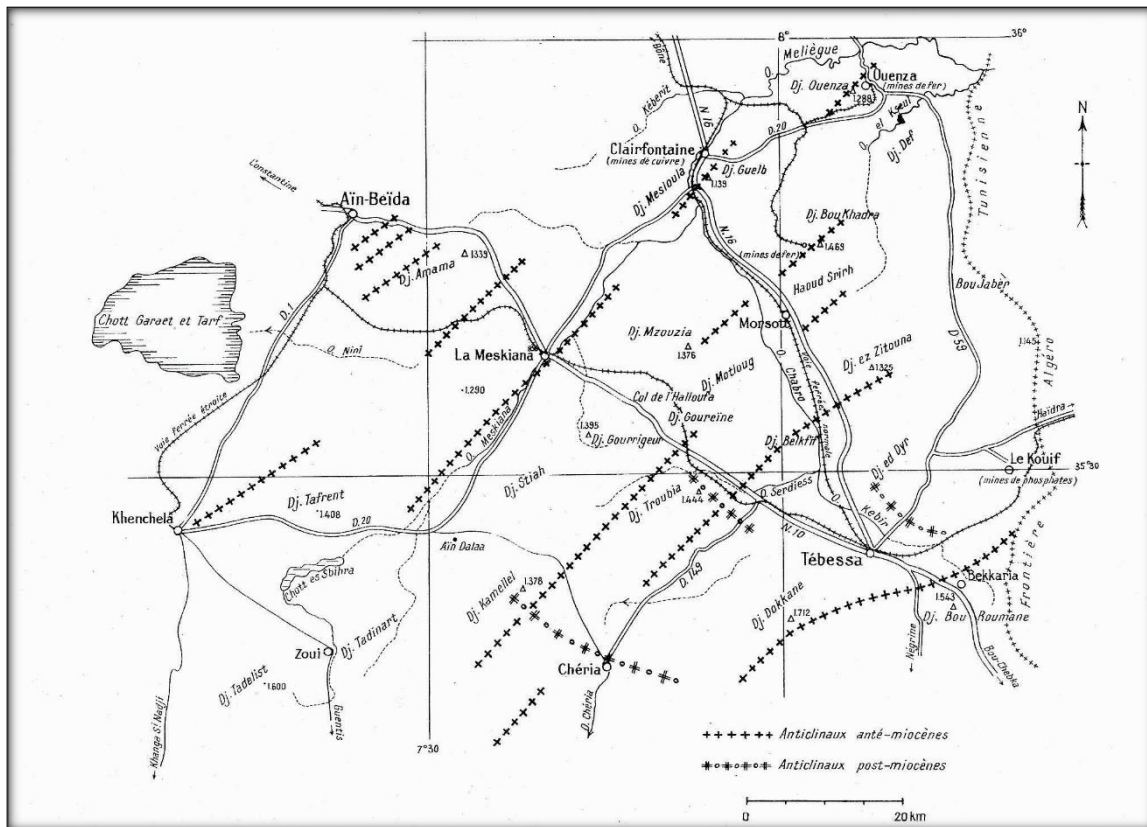


Figure I.16 : carte Structurale et tectonique de la région Nord-Est constantinoise.

Conclusion :

La plaine de F'kirina fait partie des domaines para autochtones nord-aurésien, L'étude géologique de la plaine, basée sur la description géologique de la région a mis en évidence l'existence de trois structures d'importance hydrogéologique :

Un substratum marneux du Maestrichtien inférieur observé au djebel Boutekhma dans la partie sud de la plaine.

Un ensemble appartenant au Crétacé et au Miocène caractérisé par des calcaires maestrichtiens, affleurent près des djebels (El Bardo, Djezia, Fedjidjet, Boutakhma, et Koudiat El Mzara.).

Cet ensemble est d'un intérêt hydrogéologique important, car ces formations carbonatées peuvent formées des karsts et emmagasinées des grandes quantités d'eaux. Il serait le siège d'une nappe profonde.

Un bassin comblé d'une sédimentation hétérogène, notamment alluvionnaire, constitue le Quaternaire, avec une épaisseur de dizaines de mètres.

La perméabilité est acceptable, permettant de stocker de l'eau, et suscitant un intérêt hydrogéologique, pour une éventuelle exploitation de cette nappe superficielle.

Les formations perméables :

Les calcaires Maestrichtien.

Les calcaires Eocène.

Les formations gréseuses du Miocène.

Les formations Quaternaire qui s'étendent sur la totalité de la plaine.

Les lignes de sources apparaissent en bordure du contact calcaire du Maestrichtien supérieur et marnes du Maestrichtien inférieur.

Les formations imperméables :

Les marnes Coniaciennes.

Les marnes campaniennes.

Les marnes du Maestrichtien inférieur.

Les intercalations marneuses de l'horizon marin du Miocène.

Chapitre II

Hydroclimatologie

INTRODUCTION

Le climat des zones semi-arides est caractérisé par une variabilité climatique liée aux irrégularités topographiques et aux influences opposées de la Méditerranée et du Sahara.

Le climat algérien est un climat de transition. Il varie du type méditerranéen dans le Nord au type désertique dans le Sahara. Du fait de son appartenance géographique et bioclimatologique à la zone aride et semi-aride (DJEBAÏLS 1984) et (ANAT, 1992), l'Algérie du Nord est soumise à des conditions hydro climatique défavorables, caractérisées par des précipitations irrégulières avec des variations interannuelles importantes et une forte irrégularité saisonnière et interannuelle des écoulements (ANAT, 1992).

La plaine de F'KIRINA se situe au Nord-Est du territoire algérien, se localisant à mi-chemin entre la Méditerranée et le début du domaine saharien, ce qui lui confère un climat se caractérisant par un régime climatique aride et semi-aride.

Le comportement des nappes aquifères et la variation du niveau piézométrique dépendent étroitement des précipitations et des prélèvements. Il est important de signaler à cet effet que l'alimentation est régie par la fraction de pluie qui s'infiltré vers la zone saturée, constituant à moyen terme la véritable ressource mobilisable.

II-CLIMATOLOGIE :

La station météorologique de AIN BEIDA gérée par l'office national de la météorologie, et dont la période d'observation va de 1987 à 2017 pour la station de AIN BEIDA, a servi pour l'évaluation des facteurs du bilan. Cette station est située selon les coordonnées suivantes :

Tableau II-1 : Les coordonnées de station météorologique :

Coordonnées				
Stations	X	Y	Altitude	Period d'observation
AIN BEIDA	923.65	287.7	998 m	1987-2017

II-1-Les facteurs climatiques :

II.1.1- Les précipitations :

Les précipitations constituent une composante essentielle du cycle d'eau. Elles permettent le renouvellement total ou partiel des nappes par le biais des infiltrations et elles conditionnent l'écoulement saisonnier et le régime des cours d'eaux. En général, quatre aspects sont discutés ; Il s'agit du coefficient pluviométrique et des répartitions saisonnières, mensuelles et annuelles.

Le calcul de la moyenne arithmétique des hauteurs des précipitations du mois considéré sur un grand nombre d'années ou dite précipitation moyenne mensuelle donne un aperçu sur les variations mensuelles et pluriannuelles des précipitations.

Les moyennes des précipitations pour la station sont résumées dans les tableaux suivants :

Tableau II.2 : Précipitations moyennes mensuelles à la station d'Ain Beida (1987/2020)

P. (mm)	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Total
(1987-2020)	36.26	24.68	37.16	39.89	37.90	26.36	32.45	35.65	46.88	22.33	11.59	22.26	383.39

Une moyenne mensuelle des précipitations a été calculée sur une série des 30 ans pour la station, d'AIN BEIDA, L'étude de l'évolution des précipitations mensuelles nous ont permet de mettre en évidence d'une part une moyenne mensuelle avec des maximums de 46.88 mm au mois de Mai ; et un minimum au mois de Juillet 11.59mm.

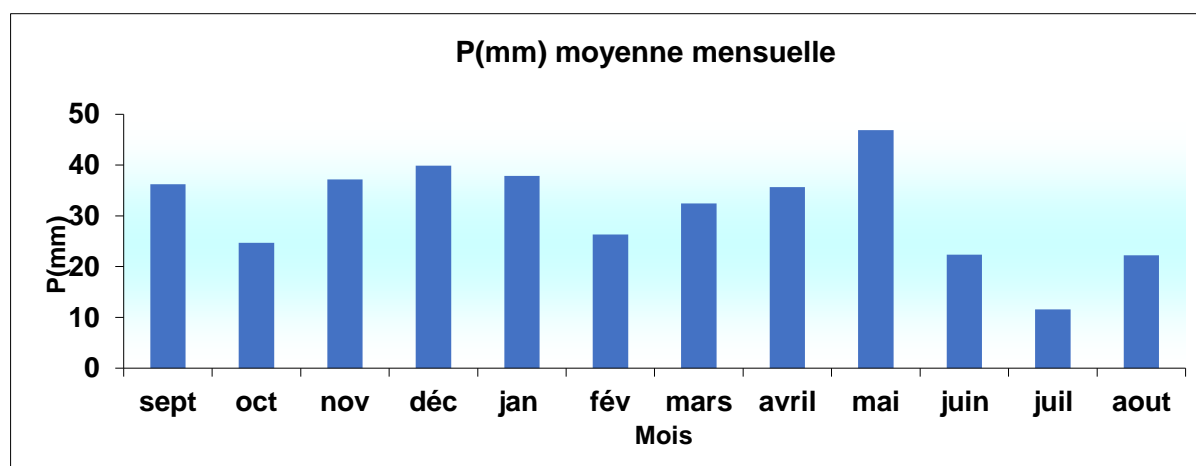


Figure II.1 : Précipitation moyenne mensuelle pour une période de 33 ans (1987-2020).

Le mois de Mai est le plus pluvieux, avec 46.88 mm, alors que le mois de Juillet est le plus sec, avec 11.59 mm et la saison la plus pluvieuse c'est l'hiver avec 125 mm. L'amplitude de précipitation est de 39.2 mm

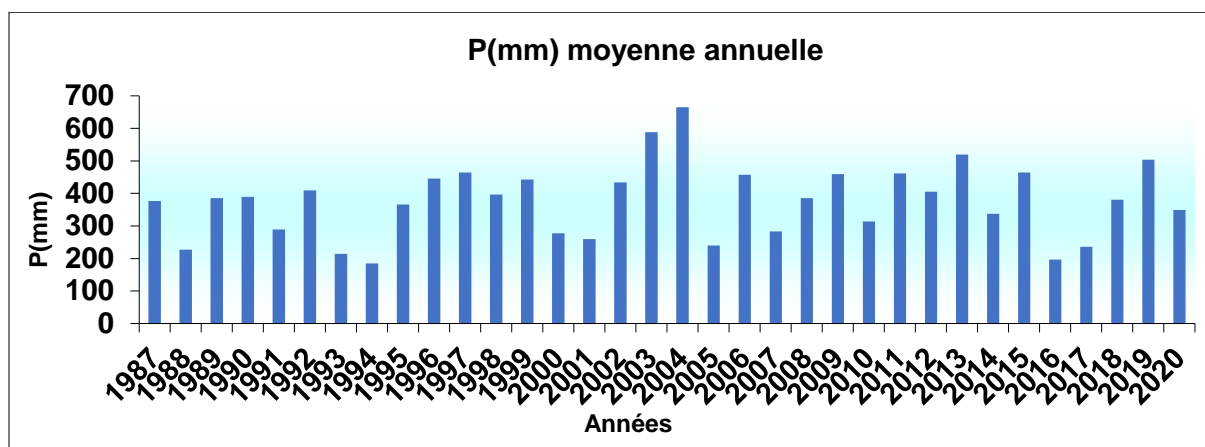


Figure II.2 : Précipitation moyenne annuelle pour une période de 33 ans (1987-2020).

Cette série permet de dire que : La répartition des précipitations interannuelles à la station d'AIN BEIDA est extrêmement irrégulière d'une année à l'autre. Le maximum de la pluviométrie a été observé en 2004 avec 665 mm et alors que le minimum a été enregistré en 1994 de 185.2mm et 2016 avec 197 mm. Le module pluviométrique interannuel est égal à 378 mm.

II.1.2-Les températures :

La température est un facteur très important dans l'évolution du déficit d'écoulement qui entre dans l'estimation hydrologique, ce paramètre est indispensable à la climatologie, vu son pouvoir évaporateur qu'il exerce sur les surfaces mouillées, et qu'il est à l'origine du bon fonctionnement du cycle de l'eau.

L'analyse des températures est basée sur des observations effectuées au niveau de la station suivante : la station d'AIN BEIDA

Tableau II.3 Température moyenne mensuels de la région de F'kirina

T (°C)	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Aout
(1987-2020)	21.44	17.31	10.96	7.18	6.27	7.18	9.94	12.90	17.59	22.37	26.26	25.77

D'après ce tableau, on peut distinguer :

-Une diminution de la température à partir du mois de Septembre pour atteindre sa valeur minimale au mois de Janvier, c'est le mois le plus froid.

-Une élévation de la température où la température croit progressivement du mois de Février pour arriver à une valeur maximale au mois de Juillet, c'est le mois le plus chaud.

Pour la caractérisation de ce paramètre il faut connaître plusieurs variables : la moyenne des maxima (M), la moyenne des minima (m) la moyenne mensuelle $(M+m)/2$ et l'amplitude thermique $(M-m)$.

Les données de la température durant la période (1987-2017) sont représentées sur le tableau avec des courbes de variation de la moyenne mensuelle et annuelle de température.

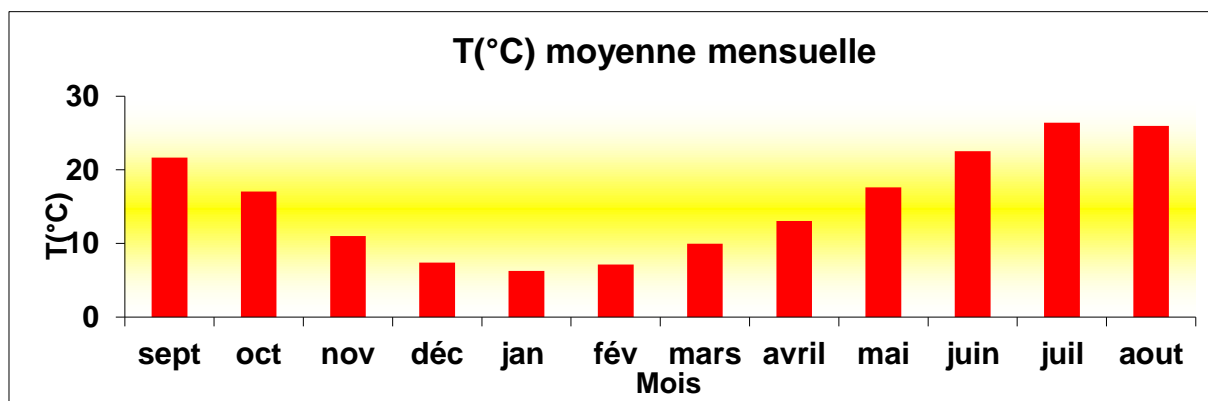


Figure II.3 : Température moyenne mensuelle pour une période de 33 ans (1987-2020).

L'histogramme des variations des températures moyennes mensuelles (Fig.) montre que le mois de Janvier est le mois le plus froid avec 6.27°C et le mois de Juillet est le plus chaud avec 26.26°C .

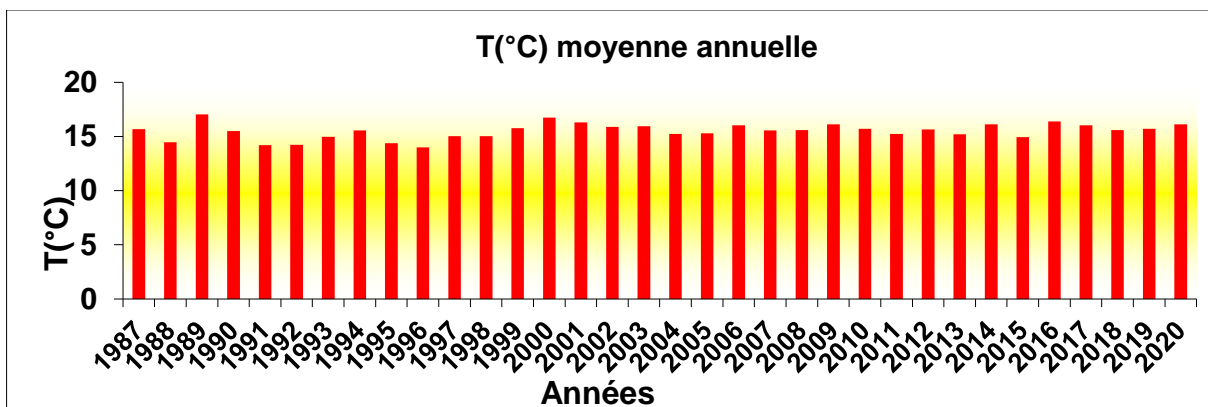


Figure II.4: Température moyenne annuelle pour une période de 33 ans (1987-2020).

L'année la plus Froide étant **1993**, avec une moyenne annuelle de **13.9°C**, et l'année **1989** étant la plus chaude avec une moyenne annuelle de **17.05°C**.

II.3-Le régime pluviométrique saisonnier :

Murset en 1935 a défini la première notion du régime saisonnier, il a calculé la somme des précipitation par saison, prenant en considération que l'Automne est formé par les trois mois suivant: Septembre, Octobre, Novembre, et a effectué le classement des saisons par ordre de pluviosité décroissante, signalant chaque saisons par son initial (P: Printemps, H : Hiver, E : Eté, A : Automne).

Pour la station de Meskiana on remarque que la saison la plus arrosée c'est l'automne avec 30.29 % (113.6 mm), puis le printemps avec 29,25% (109,25 mm), l'hiver avec 27,62 % (103,6 mm) et en fin l'été avec 12,85 % (48.2 mm) donc nous avons un régime saisonnier de type APHE.

Tableau II.4: Le régime pluviométrique saisonnier à la station de Meskiana pour la période (1990/2014)

Station	Mois Précipitation	Automne			Hiver			Printemps			Eté			Année	Type
		Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aou		
Meskiana	P mensuelle (mm)	38.12	27.88	36.40	38.74	36.19	25.71	35.01	35.64	47.85	21.45	10.92	22.83	376.73 (mm)	APHE
	P saisonnière (mm)	98.1			104.15			114.98			56.18				
	P saisonnière (%)	25.58			27.16			29.99			14.65			100%	

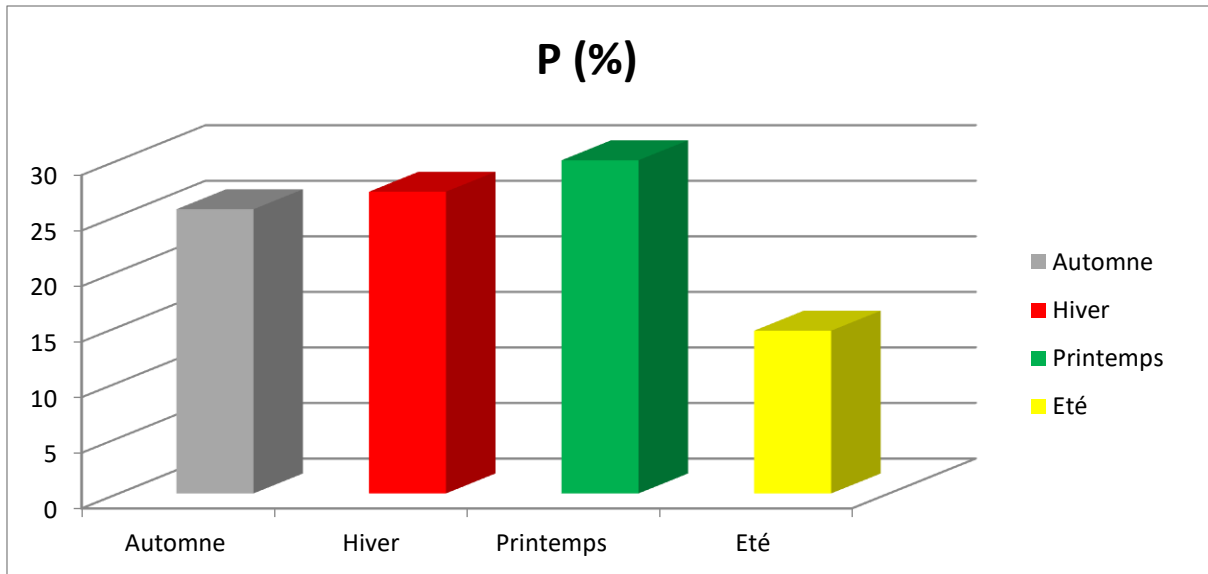


Figure II.5 : le régime pluviométrique saisonnier pour une période de 33 ans (1987-2020)

II.4-Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausсен :

IL permet de comparer mois par mois la température et la pluviosité. Les ordonnées sont choisies de telle sorte que 10 °C correspondent à 20 mm de pluie.

Une période de l’année est considérée comme sèche, lorsque la pluviosité, exprimée en mm, est inférieur ou égale au double de la température, exprimée en degrés Celsius.

L’analyse des températures et des précipitations permet de tracer le diagramme ombrothermique, suivant :

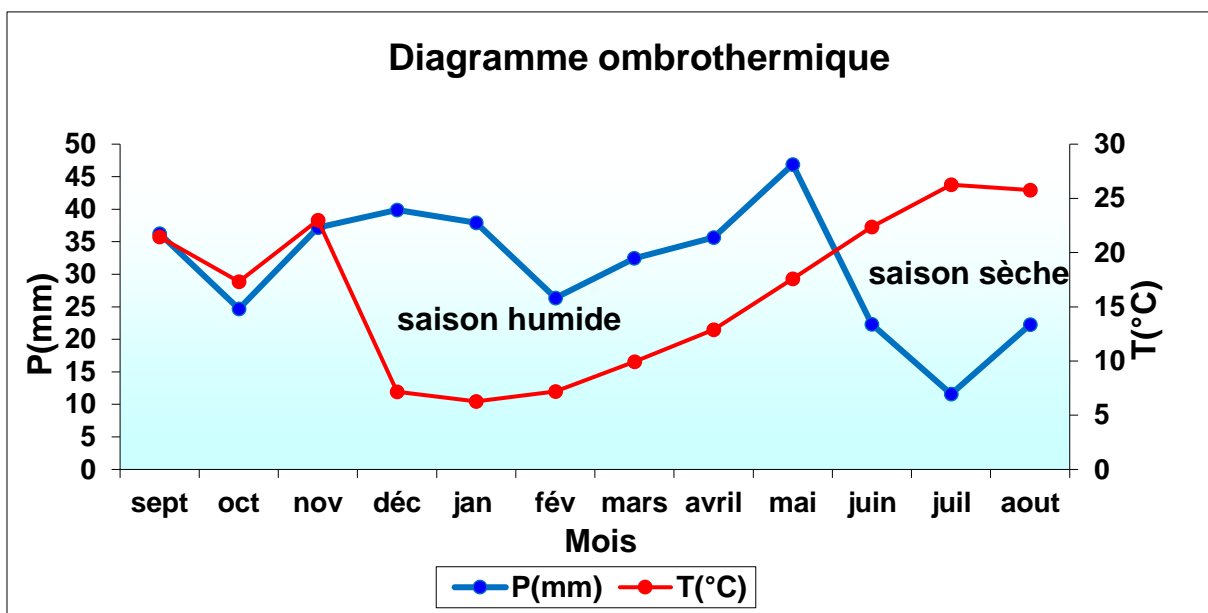


Figure II.6 : Diagramme ombrothermique de la station d’Ain beida

Nous constatons que la saison sèche est formée par plusieurs mois secs consécutifs. Le diagramme de Gaussen permet de mettre en évidence une saison humide débutant au mois de novembre qui se termine au mois de mai, et une saison sèche qui s'étale du mois de juin jusqu'au mois d'octobre.

II.5-Indice de De Martonne :

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

Cet indice est calculé par la relation suivante :

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

Où :

I : indice d'aridité

P : précipitations moyennes annuelles en mm.

T : températures moyennes annuelles en °C

Application : **P** = 373.73mm ; **T** = 15.4°C

⇒**I**=14.71

Suivant les valeurs de (**I**), **De Martonne** a établi la classification suivante :

I < **5** : climat hyperaride ;

5 < **I** < **7,5** : climat désertique ;

7,5 < **I** < **10** : climat steppique ;

10 < **I** < **20** : climat semi-aride ;

20 < **I** < **30** : climat tempéré ;

30 < **I** < **55** : climat humide.

I=14.70 ce qui implique que la zone d'étude bénéficie d'un climat semi-aride.

II.2.3. Indice d'aridité mensuel :

L'indice d'aridité mensuel est défini par la relation suivante :

$$I = \frac{12.P}{T^{\circ} + 10}$$

Où :

I : Indice d'aridité mensuel

P : Précipitations moyennes mensuelles en mm

T° : Température moyenne mensuelle en °C.

Tableau II.5 : Indices d'aridité mensuels (I) (Source : station météorologique d'AIN BEIDA).

Mois	Indice	Etage bioclimatique
SEP	14.440	semi-aride
OCT	12.365	semi-aride
NOV	20.788	tempéré
DEC	26.684	tempéré
JAN	26.715	tempéré
FEV	18.017	semi-aride
MAR	21.038	semi-aride
AVR	18.554	semi-aride
MAI	20.783	tempéré
JUN	7.908	steppique
JUL	3.598	hyperaride
AOU	7.619	désertique

Selon la classification précédente par [De Martonne](#), les mois de septembre, octobre, février et mars présentent un climat semi-aride. Le mois de novembre, décembre, janvier et mai a un climat tempéré. Les mois de juin, est caractérisé par un climat steppique, alors que le mois de juillet devient hyperaride, et aout désertique.

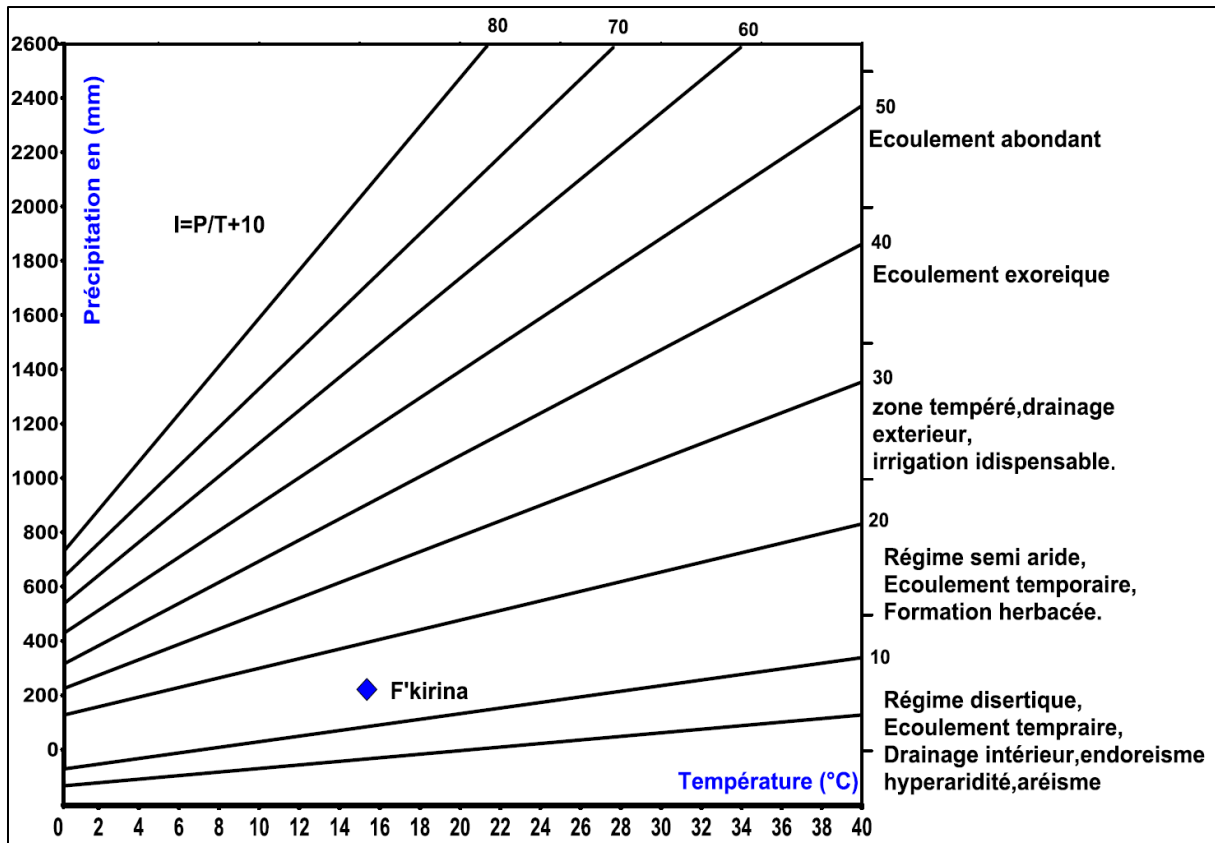


Figure II.7 : Abaque de l'indice de l'aridité de De Martonne.

II.5.1-Indice de Paul Moral :

Les résultats précédents sont confirmés par l'indice pluviométrique de Moral (IM), qui utilise aussi la hauteur annuelle des précipitations (en mm) et les températures moyennes annuelles en °C. Cet indice permet de dire :

Si $IM < 1$ on a climat sec et si $IM > 1$ on a climat humide.

$$IM = \frac{P}{(T^2 - 10T + 200)}$$

Pour

$$P = 376.73 \text{ mm}$$

$$T = 15.43 \text{ °C}$$

Ce qui donne

$$IM = 1.35$$

On peut dire que le climat de la plaine de F'KIRINA est à la limite sec-humide, c'est-à-dire qu'il peut être qualifié de semi-aride.

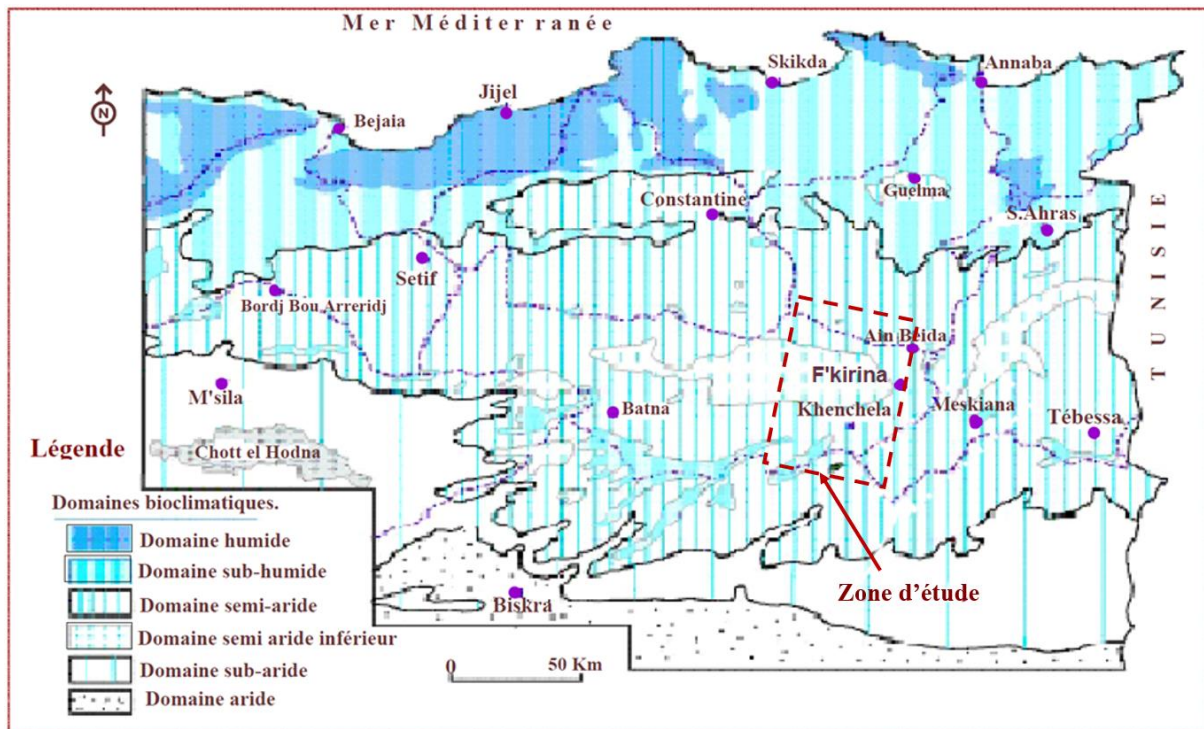


Figure II.8 : Carte simplifiée des zones bioclimatiques de l'Est algérien Côte M., 1998).

II.6 ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION :

II.6.1 Introduction :

L'évaporation représente le processus au cours duquel l'eau se transforme en vapeur.

L'ensemble des processus d'évaporation et de transpiration est connu sous le nom d'évapotranspiration. Cette dernière est l'une des composantes fondamentales du cycle hydrologique. La précision avec laquelle elle est estimée est essentielle pour le calcul du bilan d'eau, du calcul de l'irrigation, de la gestion des ressources hydriques et également pour le dimensionnement des ouvrages d'aménagement.

L'estimation de ce paramètre a été fait à l'aide de la formule de G.W.Thornthwaite.

II.6.2 Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) :

Pour estimer l'évapotranspiration potentielle, on utilise des méthodes basées sur des variables climatiques. Cependant le choix dépend principalement du type de données climatiques disponibles et du type de climat de la région. La formule empirique qu'on utilise est : THORNTHWAIT

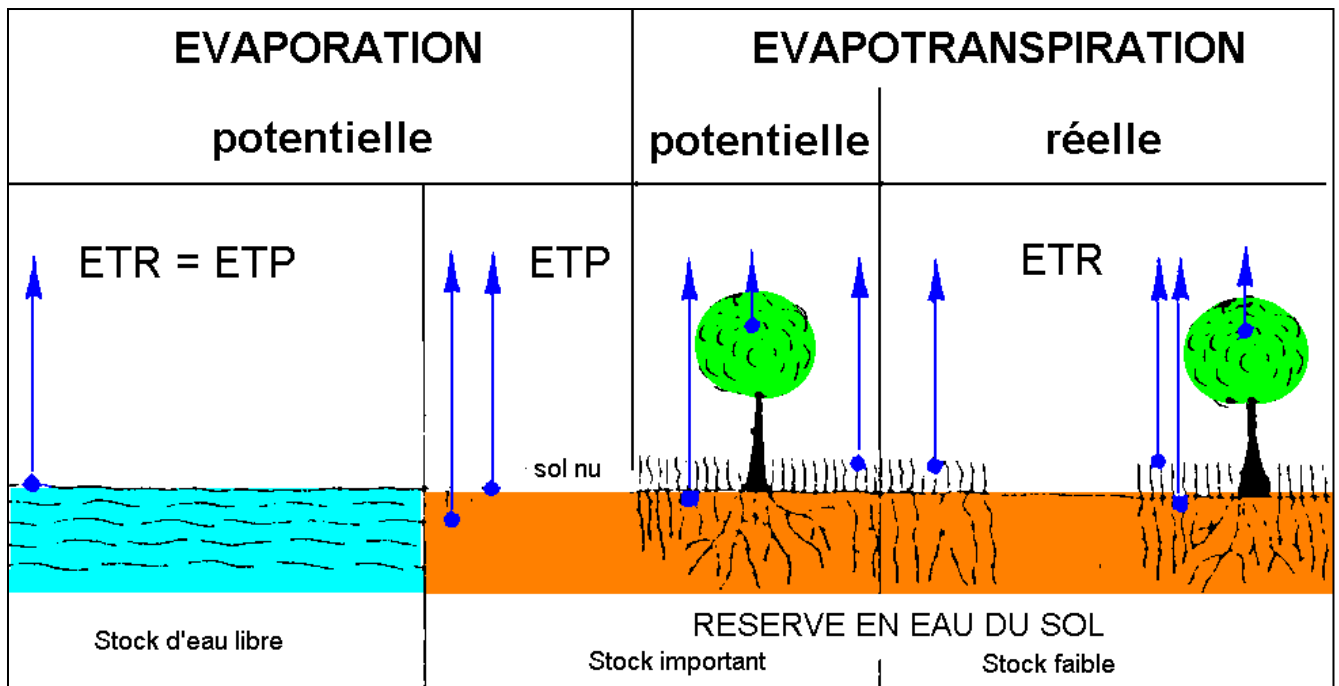


Figure II.9: Evaporation et Evapotranspiration potentielle et réelle

II.6.2.2-Formule de Thornthwaite :

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

$$ETP = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a * K, \text{ (en mm).}$$

Où :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle en mm

T: température moyenne mensuelle du mois considéré en °C

a: Coefficient calculé par la formule suivante:

$$a = 1,6 \left(\frac{I}{100} \right) + 0,5$$

Application: a= 1,72

I : Indice thermique annuel qui est égal à la somme des douze valeurs de l'indice thermique mensuel. Cet indice est calculé par la formule suivante :

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,5}$$

K : Coefficient de correction, qui dépend de la latitude.

Les résultats de calcul de l'ETP par cette méthode sont présentés dans le tableau

$$I = \sum_{1}^{12} i$$

Les valeurs de l'ETP ne sont pas corrigées, donc il faut faire le coefficient de correction « **K** » qui dépend de l'altitude, prend en considération la durée d'insolation thermique tirée d'un abaque, notre station se trouve à une altitude de **1063 m**.

ETP corrigé = ETP . K

Les résultats obtenus sont : **I = 76.7 a = 1,72**

Tableau II.6: Coefficient de correction K dépend du site considéré (climat semi aride)

Mois	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août
K	1,03	0,97	0,86	0,84	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16

II.6.2.3-Evapotranspiration réelle (ETR)

L'évapotranspiration réelle c'est la quantité d'eau réellement évaporée. Elle représente la quantité de vapeur d'eau relativement dégagée vers l'atmosphère par les sols et les végétaux.

Des méthodes peuvent être proposées :

- La méthode de Turc.
- La méthode de Thornthwaite.
- La méthode de M. Coutagne

On a choisi la méthode de TURC afin de déterminer l'évapotranspiration réelle (ETR)

II.6.2.4-Formule de TURC :

C'est la méthode la plus répandue, elle tient compte des précipitations et des températures moyennes annuelles.

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

ETR : évapotranspiration réelles (mm).

P : précipitation moyenne annuelle en (mm).

L : $300+25T+0.05T^3$ où

T est la température moyenne annuelle en C°.

***Application numérique : L= 874.304, ETR= 362.24mm.**

II.6.2.5-Formule de M. Coutagne :

Qui s'écrit de la manière suivante :

$ETR = P - \lambda P^2$ avec :

$\lambda = 1 / (0.8 + 0.14T)0.33$

P : précipitation moyenne annuelle en (m).

L'application de cette formule est conditionnée par la relation suivante :

$1/8\lambda \leq 1/2\lambda$

Soit ETR = 320.5 mm

II.7-Le bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite :

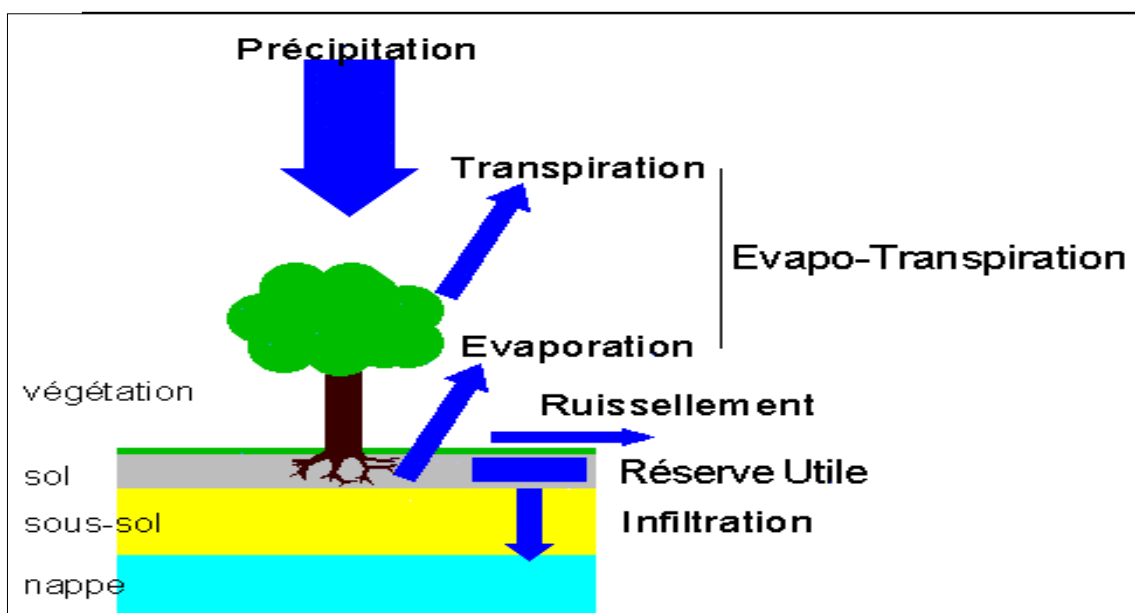


Figure II.10 : Utilisation de l'eau du sol par les végétaux lors du cycle de l'eau.

Le bilan hydrique est établi pour un lieu et une période donnée par comparaison entre les apports et les pertes en eau dans ce lieu et pour cette période. Il tient aussi compte de la constitution de réserves et des prélèvements ultérieurs sur ces réserves. Les apports d'eau sont effectués par les précipitations.

Les pertes sont essentiellement dues à la combinaison de l'évaporation et la transpiration des plantes, que l'on désigne sous le terme d'évapotranspiration.

Les deux grandeurs sont évaluées en quantité d'eau par unité de surface, mais elles sont généralement traduites en hauteurs d'eau, l'unité la plus utilisées étant le millimètre. Ces deux grandeurs étant ainsi physiquement homogènes, on peut les comparer en calculant soit leur différence (Précipitations moins évaporation), soit leur rapport (Précipitations sur évaporation). Le bilan est évidemment positif lorsque la différence est positive ou que le rapport est supérieur à un. On choisit l'un ou l'autre expression en fonction de commodités ou de diverses. L'écoulement à partir d'une unité de surface sera compté dans les pertes.

L'infiltration est considérée comme une mise en réserve sous forme de nappes souterraines ou d'eau capillaire dans le sol. Les précipitations solides constituent des réserves immédiatement constituées.

Elles ont une durée variable, inter-saisonnière dans le cas des tapis neigeux, inter-saisonnière et interannuelle dans le cas des glaciers, voire inter-séculaire dans le cas de calottes polaires ou des grandes masses de très hautes

La détermination de l'ETR en fonction de L'ETP et de la quantité d'eau disponible (pluie+RFU) ETR peut être évalué par l'établissement du bilan comme par l'application de certaines formules empiriques. Ce paramètre peut être calculé d'après G.Thornthwaite en utilisant les conditions suivantes :

1- Si : $P > ETP \rightarrow ETR = ETP \rightarrow RFU = P - ETP$.

2- Si : $P = ETP \rightarrow$ Les précipitations sont suffisantes pour alimenter le sol mais il n'y aura pas de surplus pour alimenter la RFU $\rightarrow [RFU = 0]$.

3- Si : $P < ETP \rightarrow$ il y aura épuisement des réserves, dans ce cas on aura un déficit du bilan $(ETP - ETR)$, ou encore $(ETP - P)$ qui représentera la quantité d'eau qu'il faudra ajouter à l'ETR pour atteindre l'ETP,

L'application de la méthode de Thornthwaite pour l'année moyenne a donné les résultats qui sont mentionnés dans les tableaux suivants :

Tableau II.7 : Bilan hydrologique moyen (1987-2020) de la plaine de F’KIRINA, par la méthode de Thornthwaite :

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AOU	total
P(mm)	38.12	27.88	36.40	38.74	36.19	25.71	35.01	35.64	47.85	21.45	10.92	22.83	376.73
T(C°)	21.68	17.06	11.01	7.42	6.25	7.13	9.97	13.05	17.63	22.55	26.41	25.96	186.11
K	1.03	0.97	0.86	0.84	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	
ETP(mm)	102.52	71.13	29.59	14.61	11.26	13.78	29.84	50.30	93.89	143.77	191.96	175.76	928.41
P-ETP(mm)	-64.40	-43.25	6.81	24.13	24.93	11.93	5.17	-14.67	-46.05	-122.31	-181.04	-152.92	
RFU(mm)	0.00	0.00	6.81	25.00	25.00	25.00	25.00	32.08	0.00	0.00	0.00	0.00	138.89
ETR(mm)	36.26	24.68	37.16	11.96	9.82	12.11	25.77	28.56	79.93	22.33	11.59	22.26	322.43
EX(mm)	0.00	0.00	0.00	5.94	24.93	11.93	5.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	47.96
DA (mm)	64.40	43.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.97	122.31	181.04	152.92	577.89

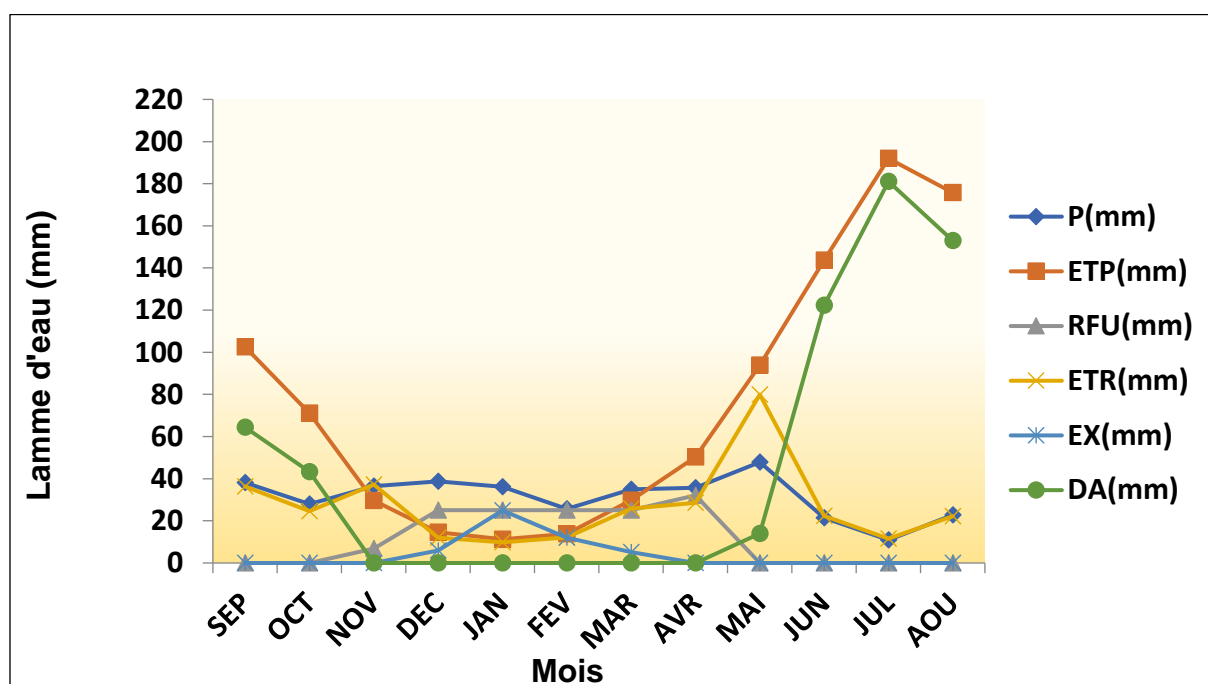


Figure II.11 : Le Diagramme Pluvio-thermique (1987-2020) dans la région de F’kirina

II.7.1-Interprétation du bilan hydrologique :

- **La première** est déficitaire où l’ETP est importante à partir de mois de Mai jusqu’au mois d’octobre, avec des valeurs atteignant les 191.96 mm au mois de juillet, dans cette période les sols sont secs et leur niveau de la réserve hydrique est nul, rendant la nécessité de l’irrigation.
- **La deuxième** période est humide qui commence à partir du mois de septembre où les précipitations couvrent les besoins de l’évapotranspiration potentielle et permettent la reconstitution du stock qui s’accompagne d’une augmentation de la RFU, qui atteint son

maximum entre les mois de Janvier et Avril. Toute la pluie non retenue par la couche superficielle du sol, s'infiltré et rejoint la zone saturée. Au-delà de cette période, la réserve commence à diminuer jusqu'à l'épuisement du stock.

Le bilan hydrologique permet d'évaluer la répartition des précipitations entre les différents composants de ce bilan, à savoir : l'écoulement, l'infiltration et l'évapotranspiration.

Le bilan est établi selon la formule suivante : $P = ETR + R + I$

Où :

P : La précipitation moyenne annuelle en (mm).

ETR : L'évapotranspiration réelle en (mm).

R : Le ruissellement en (mm).

I:L'infiltration en (mm).

II.8-Ruissellement superficiel et l'infiltration :

Il est estimé à partir de la formule de **Tixeront-Berkaloff** qui est la suivante :

$$R = P^3 / 3(ETPc)^2$$

L'infiltration est le passage de l'eau à travers la surface du sol, il est exprimé par la formule suivante :

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

Précipitation (P)		Evapotranspiration réelle (ETR)		Ruissellement (R)		Infiltration (I)	
(mm)	(%)	(mm)	(%)	(mm)	(%)	(mm)	(%)
376.73	100,00	362.24	96.15	20.67	5.48	6.18	1.64

Tableau II.8 : Pourcentage et volume de précipitation et ruissellement et infiltration

II.9-Les principaux facteurs de l'évapotranspiration

Les facteurs qui conditionnent l'évapotranspiration sont nombreux et mal connus ; on citera quelques-uns, à savoir :

II.9.1-Les facteurs physiques

- la température de l'air
- la vitesse et turbulence du vent
- le degré d'insolation
- la pression atmosphérique

II.9.2-Les facteurs géographiques

- l'état de la surface évaporant du sol
- l'humidité relative de l'air

II.9.3-Les facteurs biologiques :

- les espèces végétales
- la profondeur des racines.

II.10-Conclusion

La région d'étude est soumise à un climat semi-aride (environ de six mois secs), elle est caractérisée par un hiver froid et pluvieux et un été chaud et sec.

- Les précipitations moyennes annuelles, sur une période de 33 ans (1987– 2020), sont estimées à 376.73 mm, leurs répartitions mensuelles montre deux grandes saisons bien distinctes, la première est humide, qui s'étend du mois de Novembre à Mai, soit de 67 % de la pluviométrie annuelle. La deuxième est sèche, qui s'étale sur les mois de Juin et Octobre, avec seulement 33 % de la pluviométrie annuelle. L'évapotranspiration réelle est estimée à 362.24 mm, mobilisant 96,15 % des précipitations.
- Les températures moyennes mensuelles varient entre 6.6 °C et 27.6 °C, avec une moyenne annuelle de 16.5 °C. Le mois de juillet étant le plus chaud, et janvier le plus froid. Près de 58% de l'ETP est enregistrée durant les trois mois de l'été
- Le ruissellement ne représente que 5.48 % des précipitations, ce qui représente 20.67 mm.
- L'infiltration est estimée à 1.64 %. Ce qui permet de percoler 6.18 mm Cette dernière contribue à l'alimentation des nappes souterraines à partir de la surface.
- Le déficit agricole estimé est de 577.89 mm étalé sur la période allant de mai jusqu'à octobre. Notons que le bilan hydrologique est déficitaire.
- La chimie des eaux est influencée par la répartition des précipitations et des températures par dilution pendant la période pluvieuse et concentration lors de l'évaporation durant la période sèche.

Chapitre III
GÉOPHYSIQUE
APPLIQUÉE

III-1. Généralités :**III-1.1. Situation de ma zone d'étude :**

La zone D, E, H, situé sur les communes d'OUM EL BOUAGHI, d'AIN BEIDA, d'AIN BABOUCHE, de KSAR SBAHI, de BERRICHE et de F'KIRINA s'étend du Nord au Sud sur 60 Km et de l'Ouest à l'Est sur 48 Km.

Cette zone limitée au Nord par les chainons de CHEBKA des SALLAOUA à L'Ouest par le DJEBEL TTARF et le GAREAT EL TARF, se prolonge au Sud-Est et à l'Est par une plaine, jusqu'aux pieds des massifs calcaire du DJEBEL BOUTOKHMA, et DJEBEL FEDJIJET au Sud-Est, et DJEBEL DJEZIA à L'Est. Au milieu de cette plaines surgissent quelques massifs isolés, tels que le DJEBEL SIDI REGHISS et le DJEBEL EL HAMIMET.

Ces massifs dominant la plaine de plusieurs centaines de mètres. Le sommet le plus élevé est celui du DJEBEL SIDI REGHISS (1635 m).

III-1.2. Problèmes posés :

Les études en géophysique a été entreprises pour répondre aux objectifs suivant :

- détermination de la structure des calcaires crétaé sous le remplissage ;
- détermination des zones de meilleure perméabilité pour le remplissage et les calcaires ;
- identification des accidents techniques inspectant les calcaires.

III-2. L'étude géophysique réalisée dans la région :

Une campagne géoélectrique a été réalisée en 1976 par la (C.G.G), à la demande du service hydrogéologique de l'ANRH ex INRH de Constantine.

Cette campagne couvre presque toute la wilaya d'Oum Bouaghi. La région est subdivisée en plusieurs zones, (fig.11).

Le secteur d'étude correspond à la zone H, cette zone est bordée à l'Ouest par la Garaet Et Tarf, à l'Est, au Sud Est et au Nord Est par les affleurements du Crétacé supérieur.

Sur l'ensemble de la zone, 378 sondages ont été effectués avec une longueur de ligne : AB = 3000 mètres, et 525 sondages avec AB = 400 mètres.

Ces sondages électriques ont permis l'élaboration de :

- deux cartes de résistivité apparente, l'une avec $AB = 400$ m et l'autre avec $AB = 3000$ m.
- une carte structurale et des coupes géoélectriques.

III-3. Etablissement des cartes de résistivité apparentes :

Il faut avant tout préciser que plus la longueur de la ligne AB est grande, plus la profondeur d'investigation est importante, elle varie entre $AB / 10$ et $AB / 4$.

Le dispositif utilisé sur le terrain pour l'acquisition des données est le quadripôle de Schlumberger.

III-3.1. Principe d'élaboration des cartes de résistivité :

Le profilage de résistivité se définit comme une méthode d'exploration horizontale à une profondeur d'investigation sensiblement constante.

Les cartes d'isoresistivité peuvent être construites à partir des mesures des profils de résistivité, soit à partir de mesures de sondages électriques pour une longueur de ligne AB donnée.

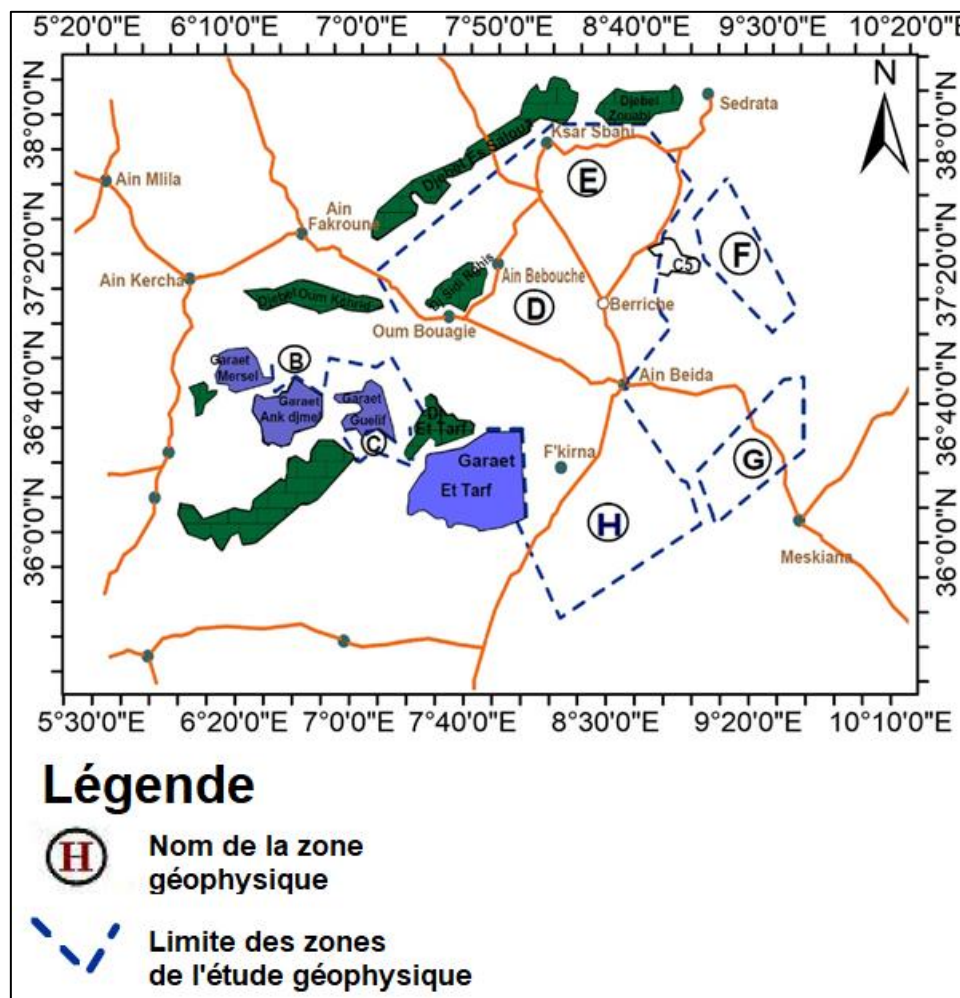


Figure III.1: Carte de situation des zones de l'étude géophysique dans la plaine de F'Kirina. (C.G.G., 1976)

III-4. Interprétation des cartes :

III-4.1. Zone H (F'KIRINA) :

C'est l'extension vers le Sud-Est des deux zones précédentes. Cette zone est bordée à l'Ouest par la GAREAT TARF, à l'Est, au SE et NE par des affleurements de crétacé supérieur.

III-4.2. Carte des résistivités apparentes en AB = 400m

Les zones résistantes, les plus intéressantes en ce qui concerne les horizons pas très profonds, sont observées autour des SE K50 et J41, et lorsqu'on s'approche des affleurements de crétacé supérieur.

Les zones les plus conductrices sont situées à proximité du GAREAT TARF.

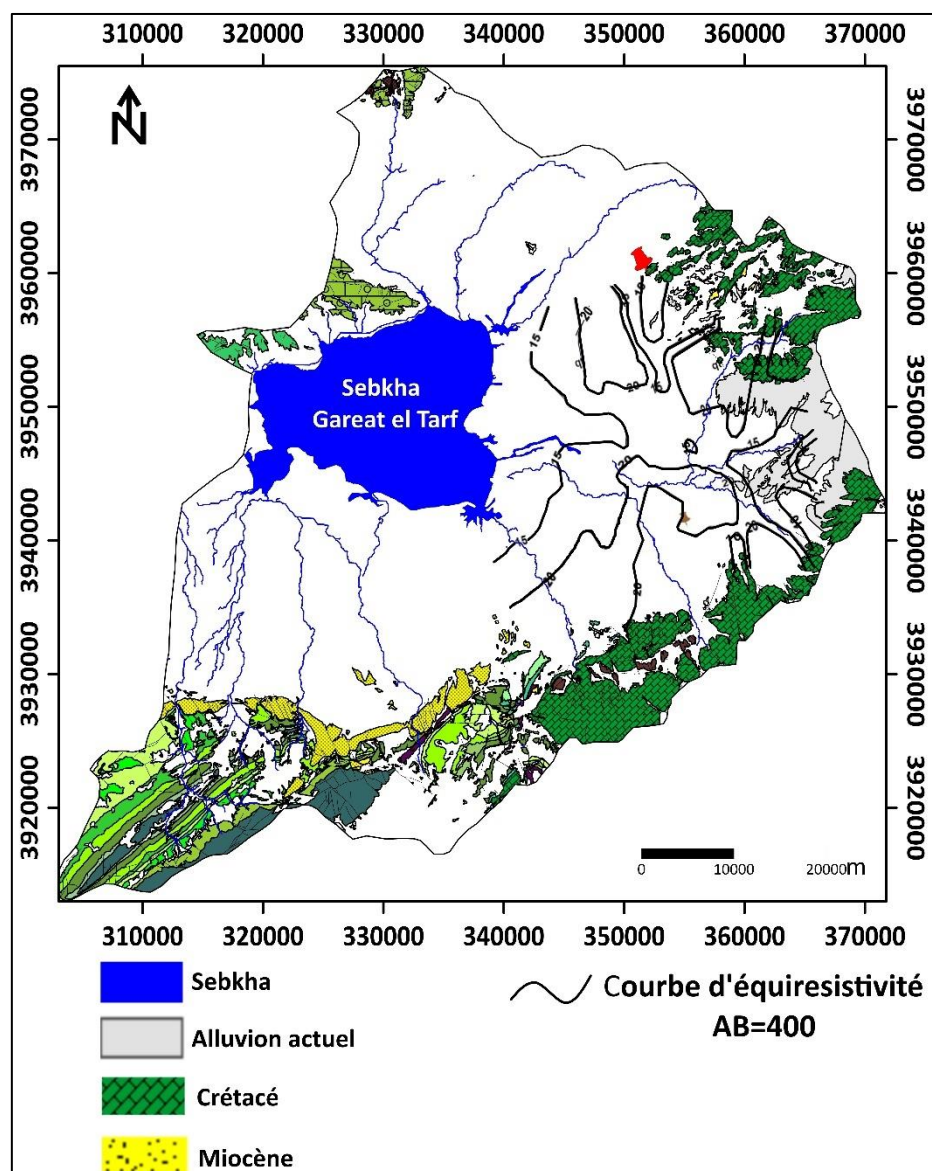


Figure III.2 : Carte des résistivités apparentes AB = 400 (Modifier par Omar. R).

Les niveaux résistants profonds sont vrai semblablement les plus résistants et/ou les moins profonds, dans les zones résistantes situées :

- à l'extrémité SE des profils K à O
- entre l'extrémité Sud de la zone (profil B et le SE L 56).

La zone la plus conductrice (substratum conducteur ou substratum résistant très profond) est située le long de la route qui part d'AIN BEIDA en direction du Sud, sur les profils K et L.

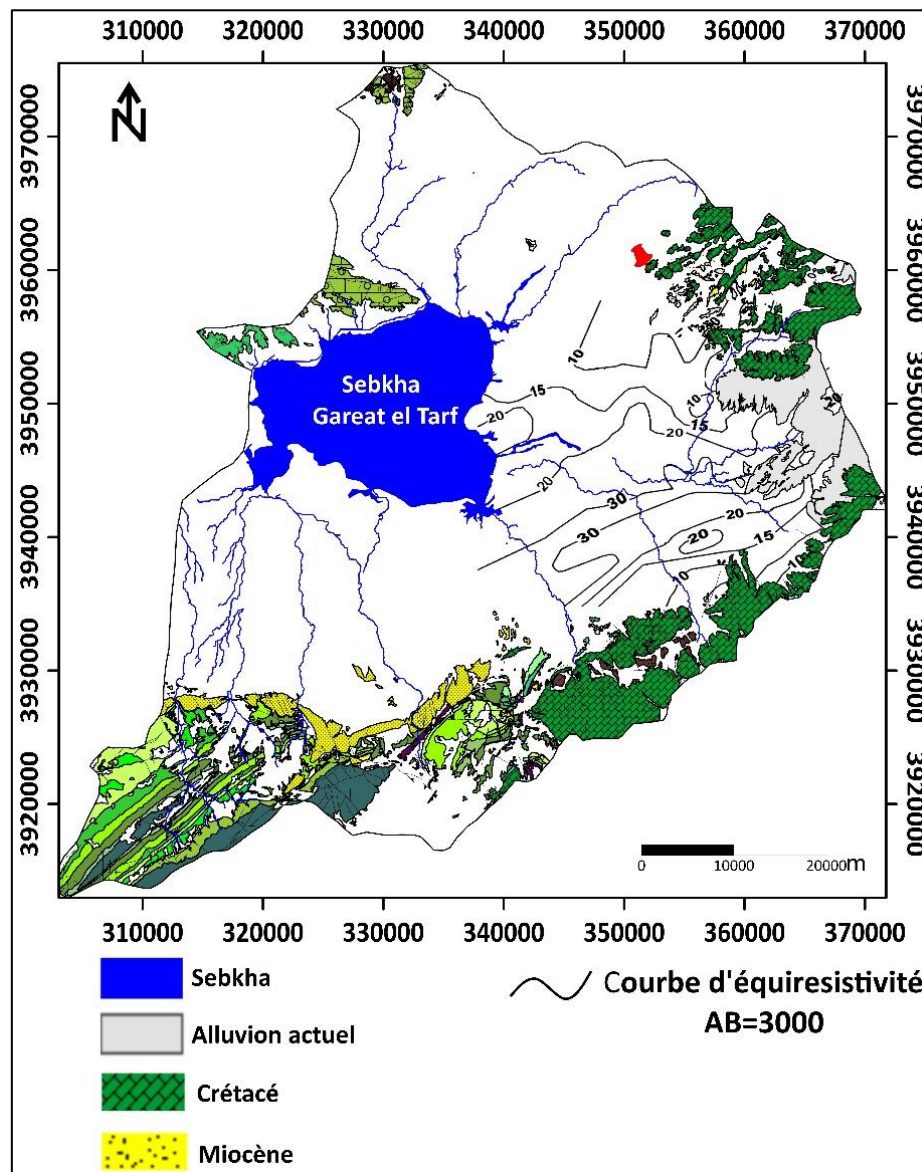


Figure III.3 : Carte des résistivités apparentes AB = 3000 (Modifier par Omar. R).

III-4.3. Carte structurale d'après la géophysique : Figure III.4

Sur cette carte sont reportées les discontinuités (accidents, failles,...) définies sur les coupes géoélectriques.

Pour la région d'étude, la carte structurale réalisée met en évidence des discontinuités électriques orientées Nord-Est, Sud-Ouest et qui peuvent être attribuées soit à des failles, soit à un fort pendage ou à un changement de faciès.

D'autre part, on signale l'existence de fosses d'effondrements le long de la route Ain-Beida, F'Kirina, aux alentours du point « G55 » et près du massif Bou Tokhma.

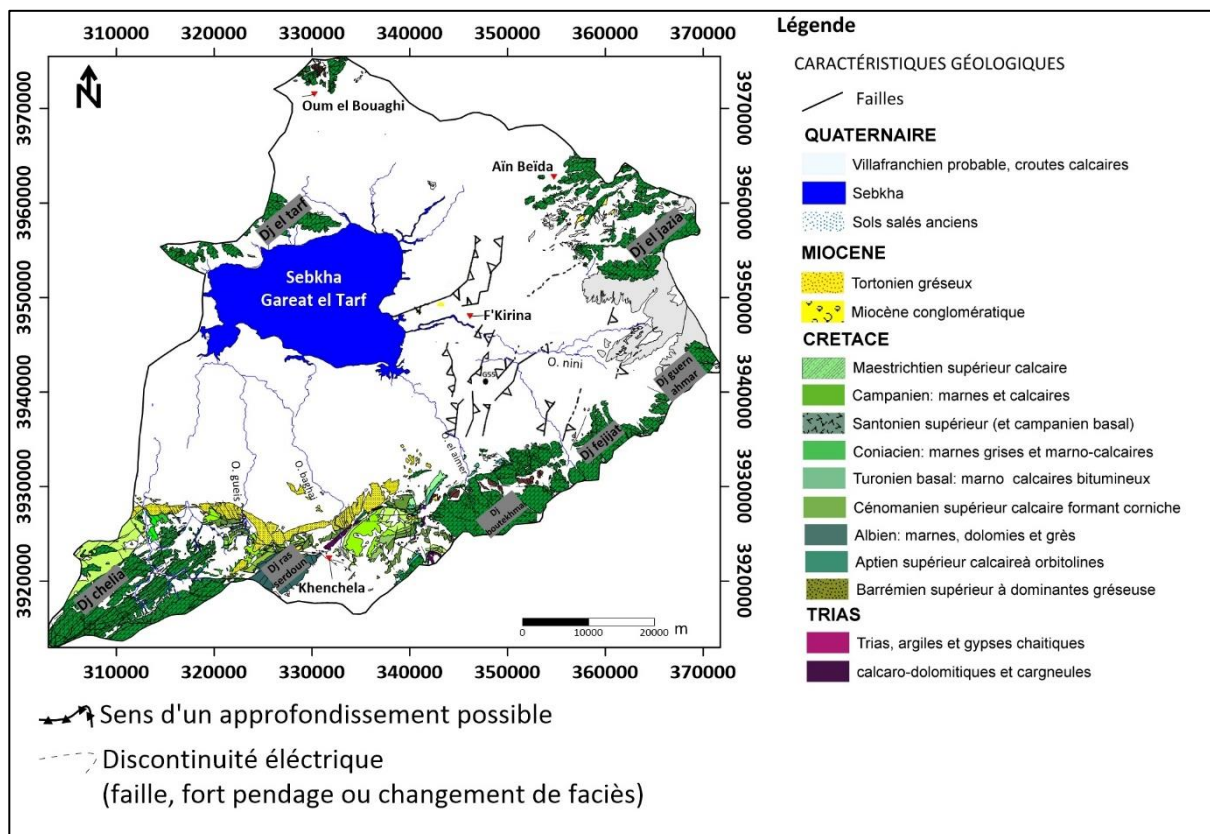


Figure III.4 : Carte structurale d'après la géophysique de la plaine de F'Kirina. (C.G.G., 1976). (Modifier par Omar. R).

III-5. Géométrie de l'aquifère :

L'identification de la géométrie des couches aquifères nécessite une compilation de plusieurs méthodes, tels que la prospection électrique, les forages mécaniques et l'établissement des coupes hydrogéologiques qui permettent de déduire les dimensions des nappes et leurs nature lithologique, ce qui conduit à une meilleure exploitation des couches aquifères et aide à une bonne gestion des ressources hydriques.

A cet effet, et pour atteindre cet objectif, nous allons essayer de faire une corrélation entre les données géologiques et géophysiques.

III-6. Apport de forages mécaniques:

A partir des mêmes sondages électriques, la C.G.G. a proposé en 1976 plusieurs forages mécaniques dont les objectifs sont les suivants :

Tester le résistivité à 50 Wm et à 100 Wm. A cet effet, deux forages « F46 » et « G50 » ont été réalisés.

= Etudier le substratum résistivité peu profond. Pour cela, la C.G.G. a réalisé les forages « C39 », « E32 » et « E34 ».

Ⓜ Tester le substratum et l'important niveau résistivité dans l'extrême Sud-Est de la plaine. A cet égard, la C.G.G. a réalisé les forages « L67 » et « O45 ». L'ensemble de ces forages est mentionné dans la carte de situation de forages mécaniques (**Figure III.5**)

III-7. Carte du toit de substratum :

A l'aide des résultats obtenus par l'interprétation des 14 profils géoélectriques, 320 sondages électriques et plusieurs coupes de forages fournis par la C.G.G., l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (A.N.R.H.) de Constantine a élaboré en 2003 une carte du toit de substratum (Fig. 20) dont l'analyse a permis la mise en évidence de deux structures différentes, des blocs effondrés et d'autres surélevés :

III-7.1. Les blocs effondrés : on distingue deux grandes zones ; la première est située au Sud - Ouest de la plaine entre les sondages électriques « E36 » et « C27 », « C38 » où la cote du toit de substratum est équivalente à 590 mètres dans certains endroits. La deuxième zone est située à l'Est de la plaine entre les sondages électriques « J43 », « J51 » et « K48 », « K55 » où la cote du toit de substratum est de 690 mètres. On remarque que la première zone est plus vaste et fracturée que la deuxième zone.

III-7.2. Les blocs surélevés : se localisent aux piémonts des massifs septentrionaux et méridionaux, dans la partie Nord, au niveau du Djbel El-Djezia, entre les sondages électriques « L51 », « L55 » et « N33 » où la cote du toit de substratum est de 840 mètres. Ce bloc est l'extension

ou le plongement du massif dans la plaine, il réapparaît au niveau de Koudiet Er- Radjel. Dans la partie Sud, nous avons deux zones : la première se localise au piémont du massif Bou Thokma, cette zone est l'extension du monoclinale Bou Thokma - Fedjidjet où la cote du toit est de 840 mètres. La deuxième se situe au niveau de Koudiet El Mzara où on remarque que la courbe 840 mètres passe parallèlement et plus proche aux affleurements du Maestrichtien. Cette courbe représente la limite des affleurements du Maestrichtien. Cette zone qui paraît aussi très fracturée représente un synclinal perché dont le cœur est représenté par des formations de l'Eocène.

Au centre de la plaine nous avons aussi des blocs surélevés séparés par l'Oued Nini dont la cote est de 840 mètres. Ces blocs ont engendré des protubérances au niveau de la carte piézométrique (BE, 2003) (voir la piézométrie) et le jaillissement du forage « H47 » avec les fractures existantes.

III-8. Essai de corrélation entre la géologie et la géophysique :

Pour définir la nature lithologique des formations géologiques de la zone d'étude, une corrélation entre les données géologiques et géophysiques est nécessaire en interprétant les caractéristiques lithologiques et géoélectriques des forages réalisés par la C.G.G. dans la plaine de F'Kirina, d'après l'étude hydrogéologique faite par l'A.N.R.H. de Constantine en 2003.

III-8.1. Forage « G50 »:

(Réalisé en 1987, Coordonnées : x = 917. 850, y =268.650, profondeur = 105mètres).

Tableau III.1 : Caractéristiques lithologiques et géoélectriques du forage « G50 » :

Profondeurs en mètres	Résistivités en ohm.m.	Forage mécanique équivalent
00-10 m.	10 Ω m	Argile brune + graviers fins.
10-25 m	40 Ω m	Calcaire blanchâtre très friable + galets + argile.
25-30 m	5 Ω m	Calcaire tufacé + graviers + argile brune.
30-80 m	30 Ω m	Calcaire blanc (très décomposé) + calcaire friable + graviers de calcaires blanchâtres + argile jaune à la base.
80-120 m.	5 Ω m	Argile brune + graviers de calcaires + argile rouge + graviers et galets à la base.
120-300 m	50 Ω m	Non atteinte.
300-550 m	05 Ω m	Non atteinte.

Source: A.N.R.H. de Constantine, 2003.

Les caractéristiques lithologiques et géoélectriques du forage « G50 » présentent une grande analogie. Par ailleurs, le « G50 » présente une lithologie identique à celle du forage « I40 » sauf qu'au niveau du forage « G50 » les dépôts (graviers + argile + galets) sont plus épais.

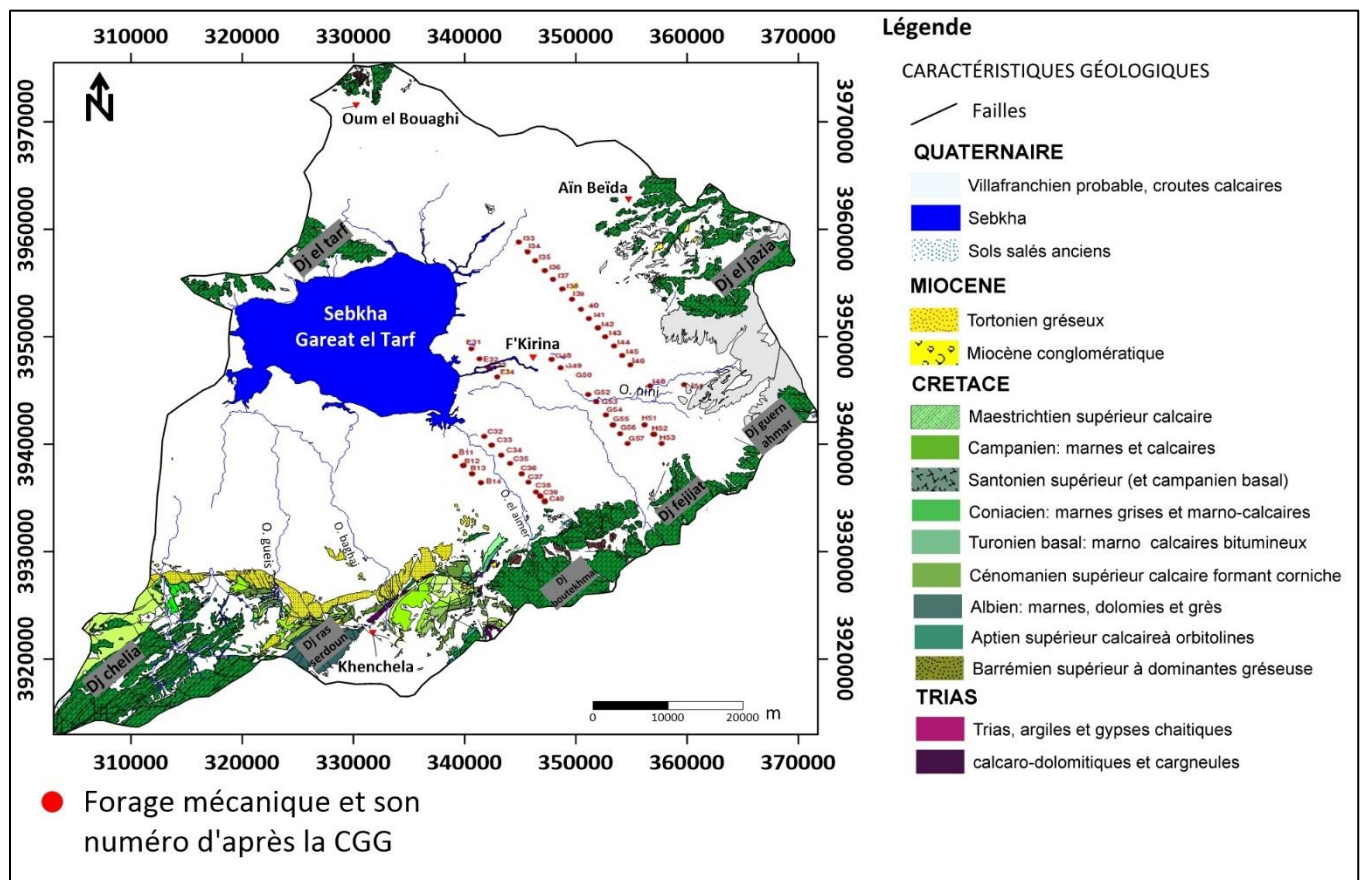


Figure III.5 : Carte de situation de quelques forages mécaniques réalisés par la C.G.G., 1976. (Modifier par Omar. R).

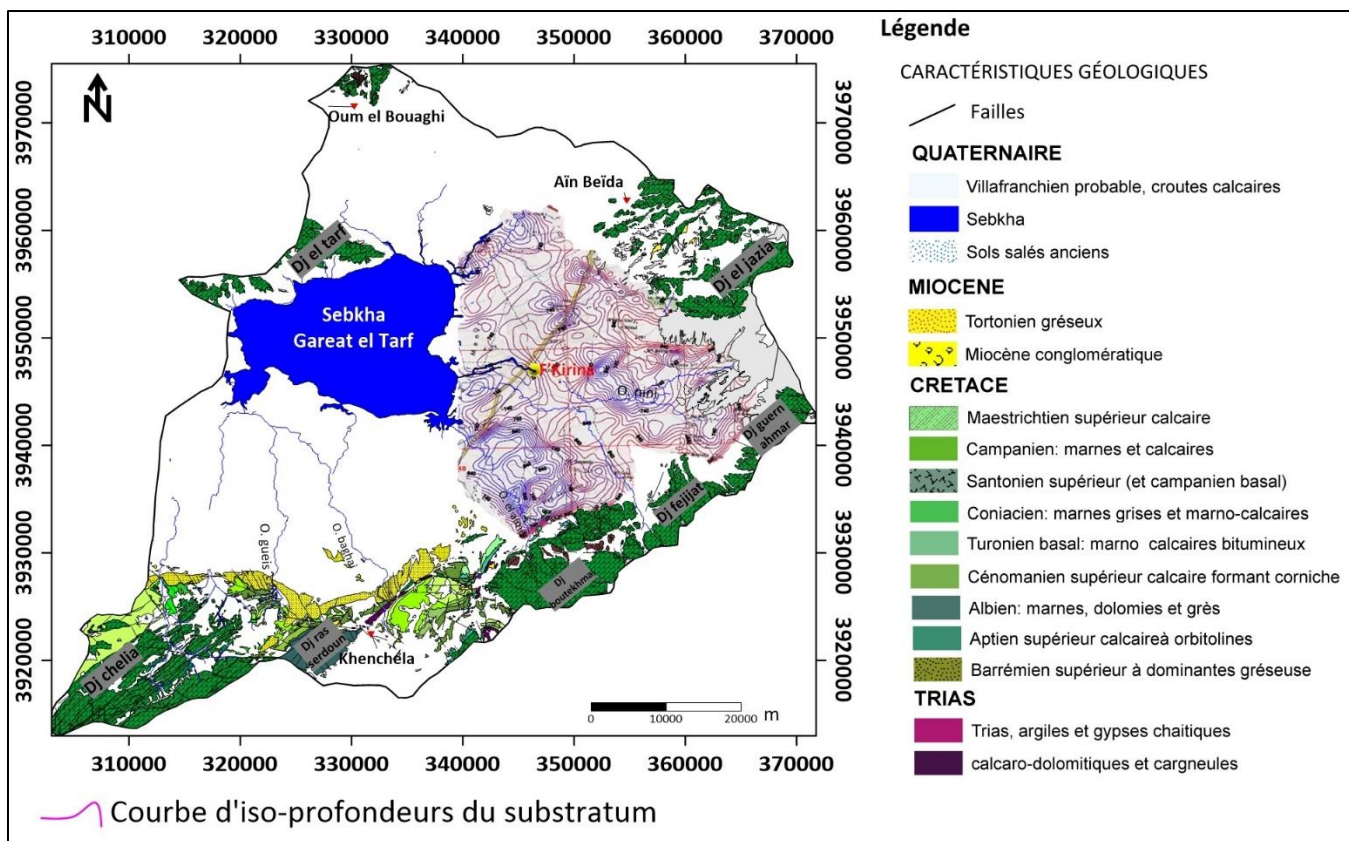


Figure III.6 : Carte du toit de substratum de la plaine de F’Kirina (A.N.R.H., 2003). (Modifier par Omar. R).

III-8.2. Forage « B12 »:

(Réalisé en 1985, Coordonnées : x = 911.45, y =261.300, profondeur = 150 mètres).

Tableau III.2: Caractéristiques lithologiques et géoélectriques du forage « B12 » :

Profondeurs en mètres	Résistivités en ohm.m.	Forage mécanique équivalent
00-10 m.	42 Ωm	Sables fins argileux, à la base graviers de calcaires+ argiles.
10-50 m.	06 Ωm	Argile rougeâtre + graviers, à la base argile jaune.
50-150 m.	50 Ωm	Au sommet marne grise puis marne grise et graviers de calcaires, à la base des calcaires gris blanc friables.
150-200 m.	03 Ωm	Non testé.
200-320 m.	80 Ωm	Non testé.
Au-delà de 320m.	50 Ωm	Non testé.

Source: A.N.R.H. de Constantine, 2003.

D’après ces résultats, on peut dire que les premiers niveaux présentent une analogie avec la coupe géoélectrique sauf au troisième niveau où nous avons une résistivité de 50 Wm.

La série lithologique du forage montre de haut en bas des argiles puis des marnes, ensuite des marnes grises et graviers et enfin des calcaires friables. Ce forage est artésien, son niveau dynamique se trouve à 55 mètres.

III-8.3. Forage « H52 »:

(Réalisé en 1981, Coordonnées : x = 941.500, y =264.150, profondeur = 150 mètres).

Tableau III.3: Caractéristiques lithologiques et géoélectriques du forage « H52 » :

Profondeurs en mètres	Résistivités en ohm.m.	Forage mécanique équivalent
00-25 m.	60 à 40 Ωm.	Argile jaune + graviers de calcaires avec peu d'argile.
25-70 m.	70 Ωm.	Argile jaune+ graviers et galets +argile sableuse + graviers de calcaires.
70-100 m.	05 Ωm.	Pas de cuttings.
100-170 m.	100 Ωm.	Pas de cuttings.
170-400 m.	05 Ωm.	Non testé.

D’après ces résultats, on remarque que ce forage présente une analogie entre sa lithologie et ses caractéristiques géoélectriques.

III-8.4. Forage « G55 »:

(Réalisé en 1991, Coordonnées : x = 921.750, y =265.950, profondeur = 150 mètres).

Tableau III.4: Caractéristiques lithologiques et géoélectriques du forage « G55 » :

Profondeurs en mètres	Résistivités en ohm.m.	Forage mécanique équivalent
00-10 m.	8-16 Ωm.	Graviers de calcaires puis graviers de calcaires et argile beige .
10-30 m.	60 Ωm.	Graviers de calcaires + argile, à la base argile rouge mixte avec graviers de calcaires.
30-70 m.	10 Ωm.	Argile avec peu de graviers, à la base graviers de calcaires beiges.
70-130 m.	30 Ωm.	Au sommet argile + graviers, à la base alternance de marne et marno-calcaires.
130- 190 m.	05 Ωm.	Marne grise.
190-380 m.	50 Ωm.	Non testé.

Source: A.N.R.H. de Constantine, 2003.

Ce forage présente une analogie entre les résistivités et les caractéristiques lithologiques.

L’horizon aquifère correspond à la couche de résistivité 60 Ωm.

III-8.5. Forage « I40 »:

(Réalisé en 1980, Coordonnées : x = 919.390, y =274.890, profondeur = 100 mètres).

Tableau III.5: Caractéristiques lithologiques et géoélectriques du forage « I40 » :

Profondeurs en mètres	Résistivités en ohm.m.	Forage mécanique équivalent
00-10 m.	170 Ωm.	Argile brune avec peu de graviers de calcaires.
10-25 m.	60 Ωm.	Galets et graviers de calcaires.
25-35 m.	06 Ωm.	Argile rouge avec graviers de calcaires.
35-90 m.	60 Ωm.	Pas de cuttings.
Au-delà de 100m.	05 Ωm.	Marne grise.

Source: A.N.R.H. de Constantine, 2003.

Dans ce forage il ya une bonne corrélation entre la géophysique et les caractéristiques lithologiques. L’horizon aquifère correspond à la couche de résistivité 60 Ωm.

III-8.6. Forage « I38 »:

(Réalisé en 1988, Coordonnées : x = 918.150, y =276.550, profondeur = 172 mètres).

Tableau III.6 : Caractéristiques lithologiques et géoélectriques du forage « I38 » :

Profondeurs en mètres	Résistivités en ohm.m.	Forage mécanique équivalent
00-10 m.	20 Qm.	Argile beige + graviers de calcaires.
10-20 m.	10 Qm.	Argile avec peu de graviers.
20-35 m.	10 Qm.	Argile jaune avec graviers de calcaires.
35-50 m.	30 Qm.	Graviers de calcaires avec très peu d'argile.
50-170m.	05 Qm.	Graviers de calcaires.
Au-delà de 170m.	50 Qm.	Marne .

Source: A.N.R.H. de Constantine, 2003.

Pour ce forage aussi, il ya une conformité entre les caractéristiques géoélectriques et lithologiques. L’horizon aquifère est désigné par la couche de résistivité 30 Ωm.

III-9. Profils géoélectriques, (fig.15):

A partir des données des résistivités apparentes, il a été réalisé un certain nombre de coupes géoélectriques suivant des profils orientés Nord-Ouest, Sud-Est.

Compte tenu du nombre considérable de coupes disponibles, il nous a paru raisonnable de représenter et d’interpréter seulement les coupes H et I. G et F

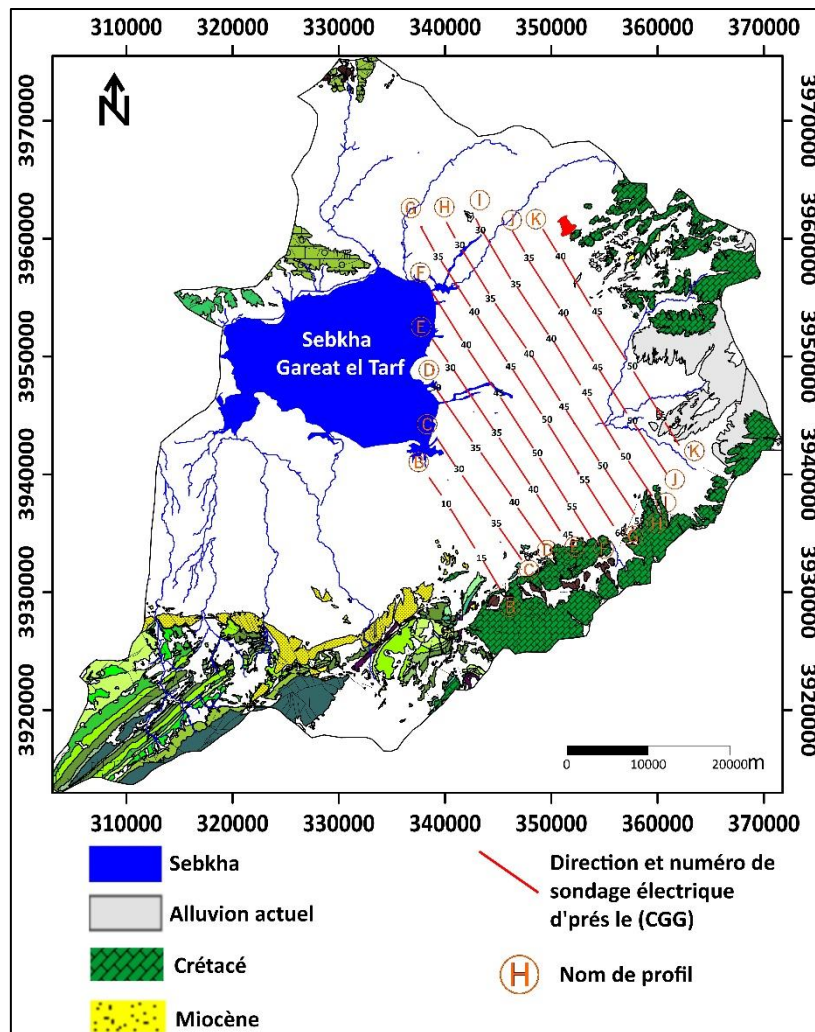


Figure III.7 : Carte de position des sondages électriques dans la plaine de F'Kirina d'après la C.G.G. (A.N.R.H., 2003) (Modifier par Omar. R).

III-9.1. Coupe géoélectrique H, (Figure III.8) :

Cette coupe montre d'une façon générale l'existence d'un substratum qui le plus souvent :

- Résistant et très accidenté, (failles avec fort pendage).
- Présente une allure ondulée et il se trouve à une profondeur d'environ 400 mètres.
- Pourrait correspondre au toit des calcaires du Crétacé moyen ou inférieur.

Au-dessus de ce substratum existe un ensemble de couches dont l'allure suit celle du substratum.

Les résistivités de ces couches présentent une alternance de faible à fortes valeurs.

Ceci est probablement dû à l'alternance des couches correspondant d'après les forages à des argiles, graviers, calcaires tertiaires et quaternaires.

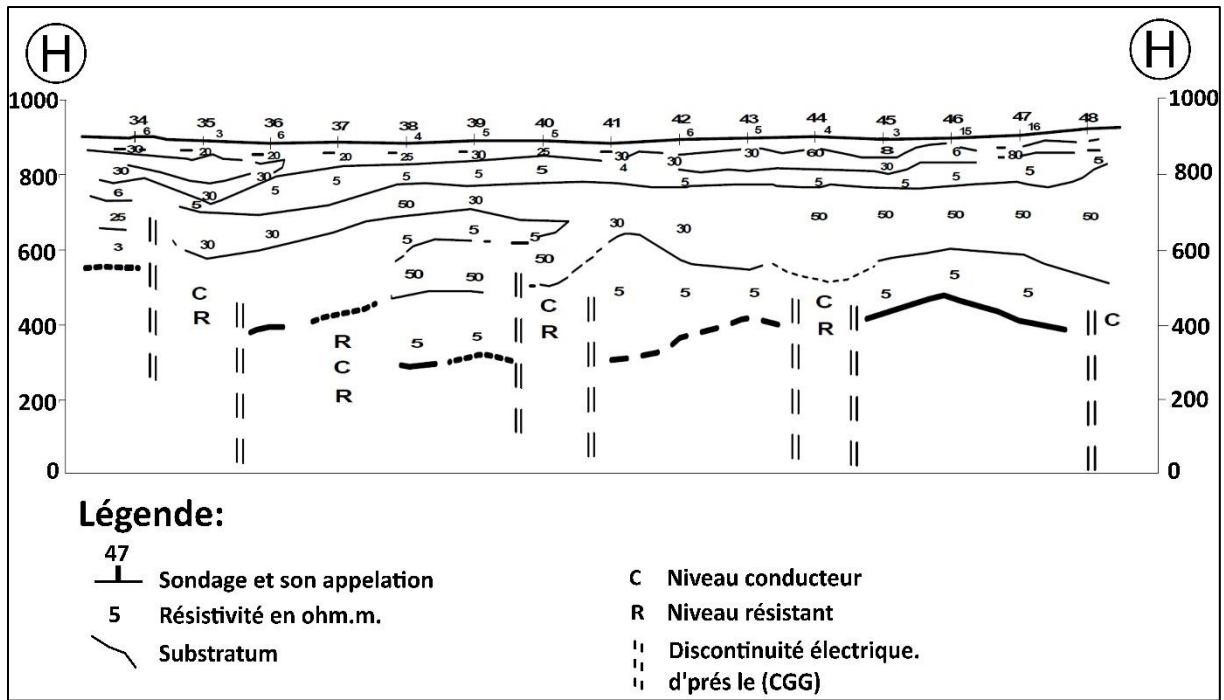


Figure III.8 : Coupe géoélectrique H

III-9.2. Coupe géoélectrique I, (Figure III.9) :

Cette coupe est parallèle à la précédente, et présente les mêmes caractéristiques électriques, avec un substratum qui présente des ondulations, au-dessus des alternances de couches de faibles épaisseurs, ou de lambeaux de couches, à la différence de l'autre, cette coupe ne présente pas de discontinuités électriques.

On peut localiser le substratum à des profondeurs qui pouvant atteindre parfois 200 mètres.

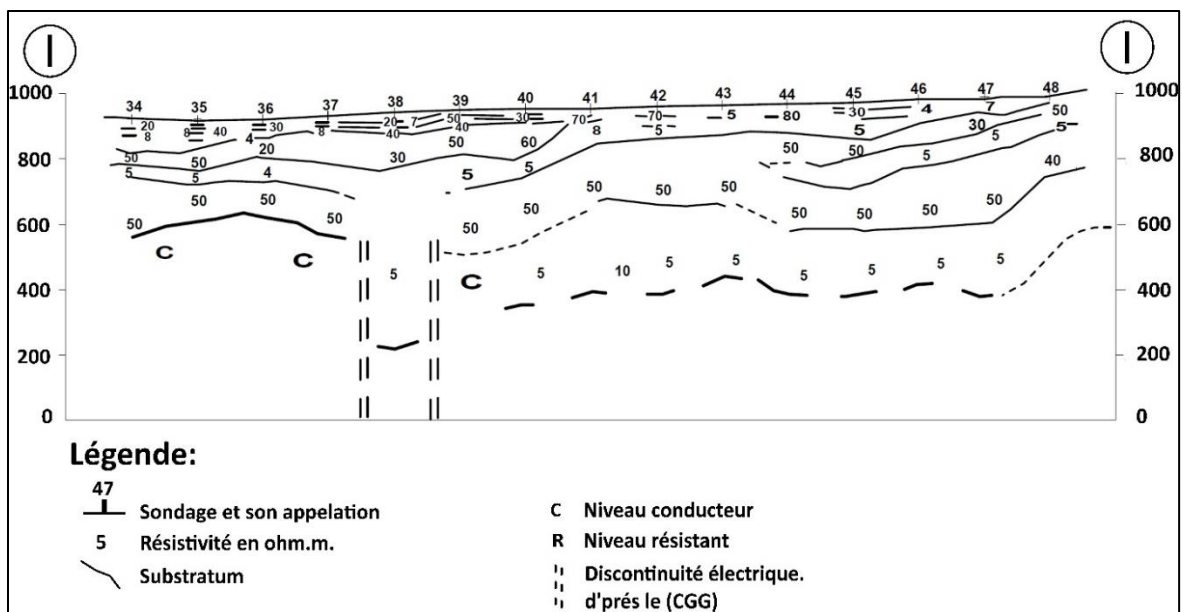


Figure III.9 : Coupe géoélectrique I

III-9.3. Coupe géoélectrique F (Figure III.10):

Le substratum résistant est en général plus profond vers le SE (où souvent il n'est pas atteint) que dans les parties NO de ces coupes. Il paraît très accidenté à l'extrémité SE de la zone. Au centre et au Sud-Est des profils on note un important horizon résistant (50 à 100 ohm.m) qui doit être un niveau de calcaires crétacés et qui vers le NO peut faire partie du substratum résistant.

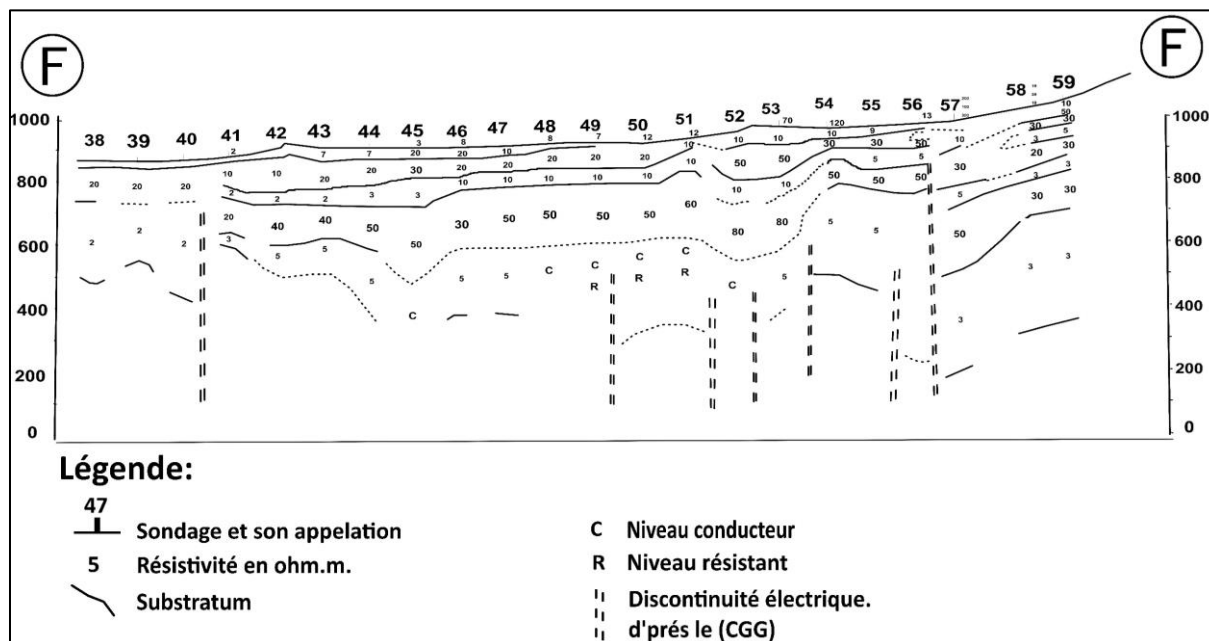


Figure III.10 : Coupe géoélectrique F

III-9.4. Coupe géoélectrique G (Figure III.11) :

Même remarque que ci-dessus. On observe toujours l'important horizon résistant à 50-100 ohm.m

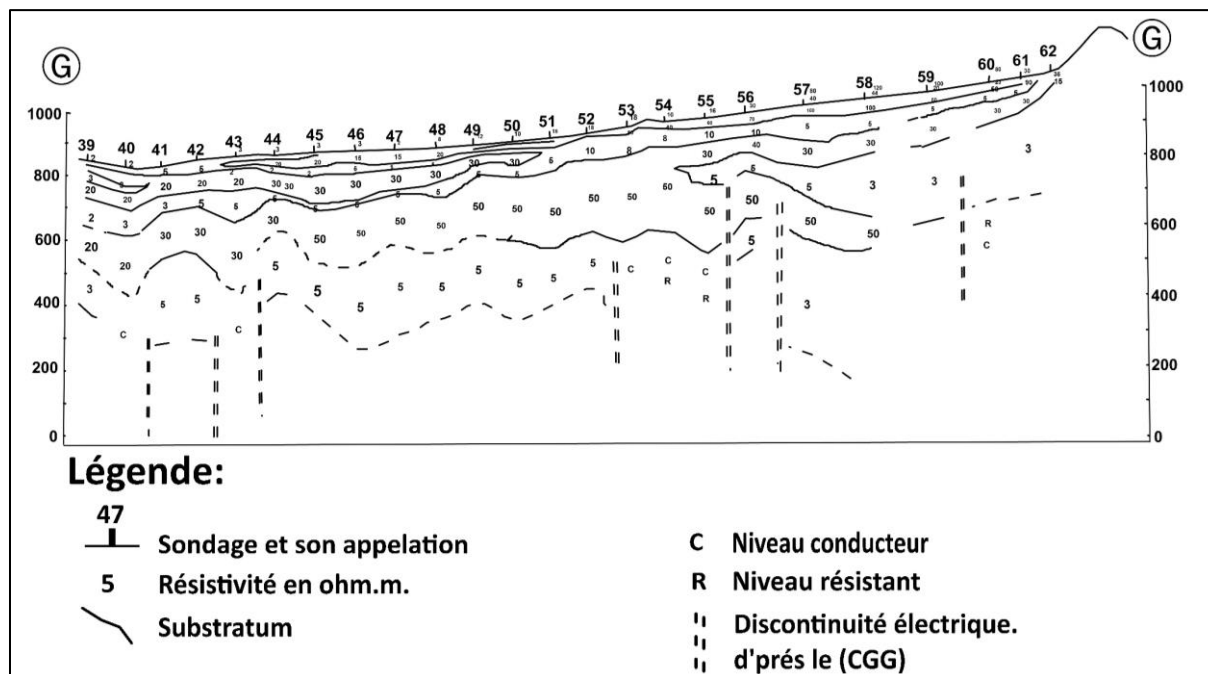


Figure III.11 : Coupe géoélectrique G

III-10. Conclusion :

La prospection par sondage électrique entreprise dans la région de F'kirina, a permis de mettre en évidence :

- Des niveaux de différentes résistivités et en particulier les horizons résistants superficiels et profonds, pouvant avoir un intérêt aquifère.
- Les zones très conductrices semblent sans intérêt aquifère, elles sont représentées par des marnes, les argiles et les eaux salées.
- Les discontinuités électriques ; peuvent être attribuées à des failles, elles peuvent jouer le rôle soit de limite étanche ou de zone d'alimentation entre les nappes, donc un échange d'eau entre les zones profondes et peu profondes seront possible.

Chapitre IV

HYDROGÉOLOGIE ET

GESTION DES AQUIFERES

IV. Introduction

Une nappe souterraine, ou une nappe d'eau, est l'ensemble de l'eau saturant un terrain et dont les différentes parties sont en liaison continue, proche ou éloignée, les uns avec les autres, que ce soit à travers des pores, des fissures, où des chenaux, on l'appellera nappe d'interstices, nappe de fissures, nappe en réseaux suivant que la roche qui la contient est à porosité d'interstices où à porosité de fissures.

Le terrain dans lequel l'eau circule est dit le terrain aquifère où supplément l'aquifère.

L'imperméable ; est terrains moins perméables que l'aquifère et qui limite la nappe par son imperméabilité relative.

Le mur imperméable est sous la nappe, le toit imperméable au-dessus , L'imperméable peut-être formé d'aquiclude (Meinzer, 1923), c'est-à-dire de roches à grande porosité , contenant par conséquent une grande quantité d'eau, comme par exemple l'argile où d'aquifère à porosité a peu près nulle, comme le granite (H.scheller,1962)

ce travail a pour but de comprendre l'impact des variations climatiques, dans le temps, et la variation de la lithologie dans l'espace, sur le comportement hydrodynamique de la nappe du plio-quadernaire de F'kirina.

Les relevés piézométriques, effectués pendant 02 campagnes (1 en basses eaux et 1 en hautes eaux) et la détermination des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère (la transmissivité et la perméabilité) renseignent sur les caractéristiques de l'écoulement et le comportement de la nappe.

IV.1. GEOMETRIE DE L'AQUIFERE :

La prospection électrique réalisée par la Compagnie Générale de Géophysique en 1976 dans la plaine de F'Kirina a permis l'élaboration de plusieurs cartes et coupes géoélectriques qui ont mis en évidence :

Les différents niveaux de résistivité et en particulier les horizons résistants superficiels ou profonds pouvant avoir un intérêt aquifère.

Les zones conductrices sans intérêt aquifère représentées en général par des marnes, des argiles ou des eaux plus ou moins salées.

Les discontinuités électriques correspondant à des failles, à de forts pendages ou à des changements de faciès.

L'identification de la géométrie des couches aquifères nécessite une compilation de plusieurs méthodes, tels que la prospection électrique, les forages mécaniques et l'établissement des coupes hydrogéologiques qui permettent de déduire les dimensions des nappes et leurs natures

Lithologique, ce qui conduit à une meilleure exploitation des couches aquifères et aide à une bonne gestion des ressources hydriques.

A cet effet, et pour atteindre cet objectif, nous allons essayer de faire une corrélation entre les données géologiques et géophysiques.

IV.2. Type de nappe :

La définition du type de nappe exige une parfaite connaissance de la nature lithologique des formations qui déterminent d'une part, et celle de ses limites géométriques d'autre part.

Ainsi l'examen des coupes de plusieurs sondages et forages hydrogéologiques exécutés en divers

points de la plaine a permis de distinguer deux nappes aquifères superposées de haut en bas :

IV.2.1. La nappe du plioquaternaire :

Caractérisée par les formations lithologiques suivantes : graviers et argiles, graviers calcaires, galets.

Cette nappe a une très grande extension horizontale vu que les formations du plioquaternaire recouvrent toute la plaine. La puissance de cette nappe varie entre 100 à 10 mètres.

Dans les zones d'érosion le substratum de cette nappe est représenté par des marnes du Maestrichtien inférieur ou du campanien, par contre dans les zones non érodées cette nappe est superposé directement sur la nappe des calcaires.

IV.2.2. La nappe des calcaires du Maestrichtien supérieur :

Cette nappe comme son nom l'indique se rencontre dans les calcaires du Maestrichtien supérieur. Son épaisseur véritable ne peut être déterminée vu que tous les forages qui l'exploitent sont imparfaits (ne dépassant pas 150 m de puissance).

Tableau IV.1 : Les principaux aquifères Tertio- Quaternaire. (Source: A.N.R.H. de Constantine, 2003).

Age géologique probable d'après analogie avec les régions voisines étudiées		Lithologie générale		Principaux horizons aquifères
Quaternaire Actuel	Couches de sol. Eboulis. Alluvions actuelles et récentes du fond des vallées.	Argiles sableuses et graviers. Formés par des blocs de calcaires du Maestrichtien. Gravier grossiers parfois mal cimentés aux conglomérats friables, sables et limons ; généralement dépôts argilo - sableux dans les basses parties d la plaine		Horizon aquifère. Horizon aquifère du Quaternaire qui a emmagasiné des eaux souterraines pour la nappe superficielle des couches locales captives pour les nappes.
Quaternaire ancien remplissage des dépressions.	Croûte calcaire principale, sommet du Quaternaire ancien. Alluvions caillouteuses des plateaux. Sables. Argiles et pélites.	Calcaires friables caverneux parfois durs recouverts par une mince couche argilo - sableuses. Remplissage continental et lacustre, graviers et graviers grossiers. Sables fins ou sables argileux avec des lentilles d'argiles sableuses. Argiles, pélites ou limon argileux avec des lentilles conglomérats, sable ou grès friables.		
Néogène	Pliocène	Calcaires lacustres. Argiles, grès, conglomérats.	Calcaires noduleux bréchiques à la base et travertineux au sommet. Argile, grès, conglomérats localisés à la base.	
	Miocène	Calcaires gréseux. Conglomérats.	Calcaires gréseux roux d'aspect noduleux en banc à dominante gréseuse et rares intercalations marneuses. Conglomérats mal cimentés.	Horizon aquifère mais petits exutoires, extension limitée.
Paléogène	Eocène	Calcaires Marnes, calcaires Marnes	Des alternances de calcaires blanchâtres à nombreux rognons de silex 80 m. Des alternances des marnes grises, beiges et de biomicrocrites vers le finement gréseuses. Des marnes grises- verdâtre à la base 70 m.	Principal horizon aquifère pour les sources, localisé principalement dans la partie méridionale de la zone d'étude.

Age géologique probable d'après analogie avec les régions voisines étudiées		Lithologie générale	Principaux horizons aquifères
Maestrichtien Supérieur Maestrichtien Inférieur	Calcaires marneux et marnes. Calcaires. Marnes.	Alternances de calcaires marneux beiges à cassure blanchâtre. Calcaires gris- blanchâtres, crayeux à rognons de silex. Marnes grises- beiges, suivies d'alternances de marnes de biomicrudites argileuses ocrés.	Principal Horizon aquifère du Crétacé Supérieur.
Campanien	Marnes. Calcaires marneux.	Marnes grises- beiges, suivies d'alternances de marnes de biomicrudites argileuses ocrés. Calcaires marneux plus ou moins crayeux à cassure laiteuse alternance avec films de marnes grises.	En général formations de très petites ressources.
Santonien.	Marnes noires.	Marnes sombres grises légèrement gypseuses.	

Tableau IV.2 : Les principaux aquifères du Crétacé Supérieur (Maestrichtien). (Source: A.N.R.H. de Constantine, 2003).

IV.3. Extension et nature des nappes :**IV.3.1. Etablissement et interprétation des coupes hydrogéologiques :**

D'après les forages implantés dans la plaine, on a pu établir 4 coupes hydrogéologiques qui vont nous permettre de connaître la position, la continuité et le caractère de la structure des aquifères dans la région. L'établissement de ces coupes se fait par corrélation des couches géologiques traversées par les forages, les couches de même nature lithologique et stratigraphique sont reliées entre elles.

IV.3.2. Interprétation des coupes :

Les formations dominantes dans la région sont représentées en leur totalité par des calcaires du Maestrichtien supérieur, qui sont recouvertes par des formations plus récentes d'âge plioquaternaire.

Les formations du crétacé ont été affectées par la phase tectonique Alpine ce qui a engendré des formes de plissement. Les calcaires du crétacé sont fissurés et karstifiés, et forment un milieu favorable à l'accumulation des eaux souterraines.

Il existe une large bande de direction N-W, S-E où les calcaires du Maestrichtien supérieur sont totalement absents et remplacés par des marnes de Maestrichtien inférieur et Campanien, sur lesquels reposent les formations du plioquaternaire (ces marnes jouent le rôle d'un substratum imperméable).

Cette absence des calcaires ne peut être expliquée que par un phénomène d'érosion.

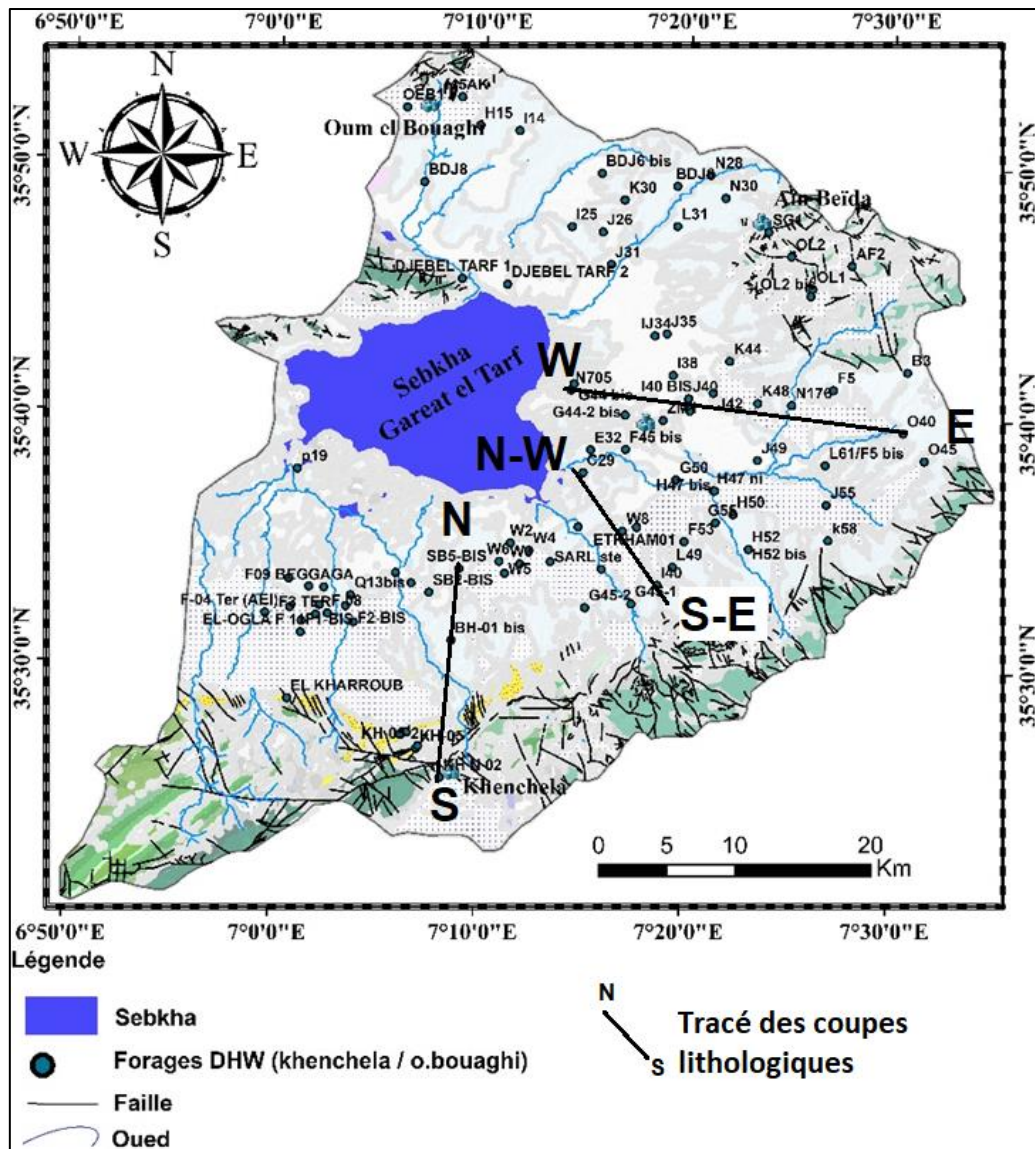


Figure IV.1 : Localisation des tracés des coupes lithologiques de la région de F'kirina

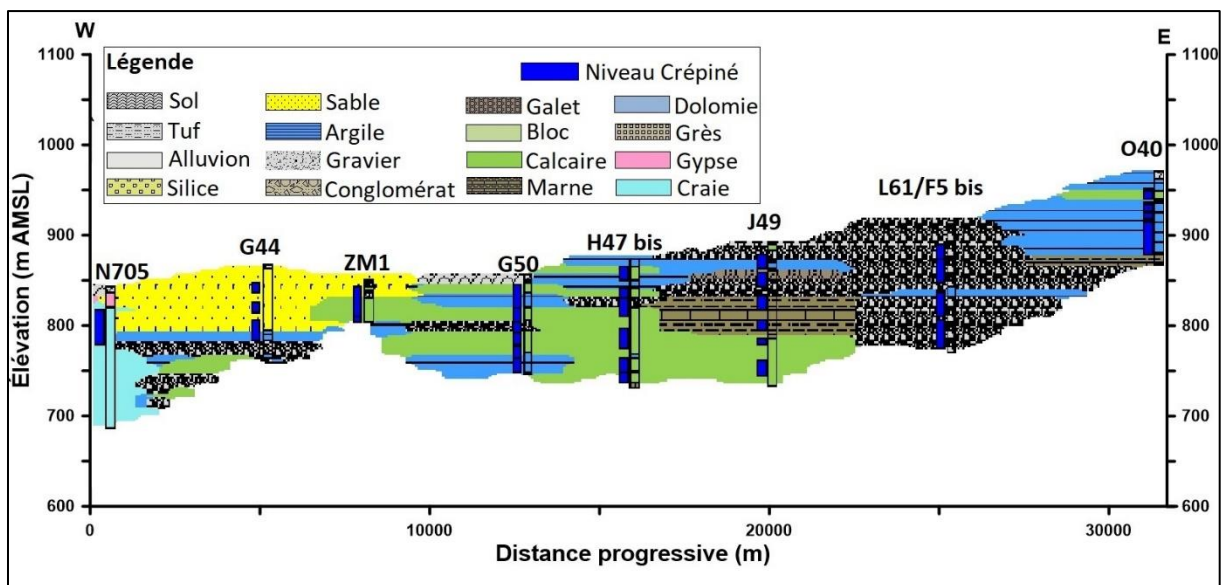


Figure IV.2 : coupe lithologique Est-Ouest de la région de F'kirina

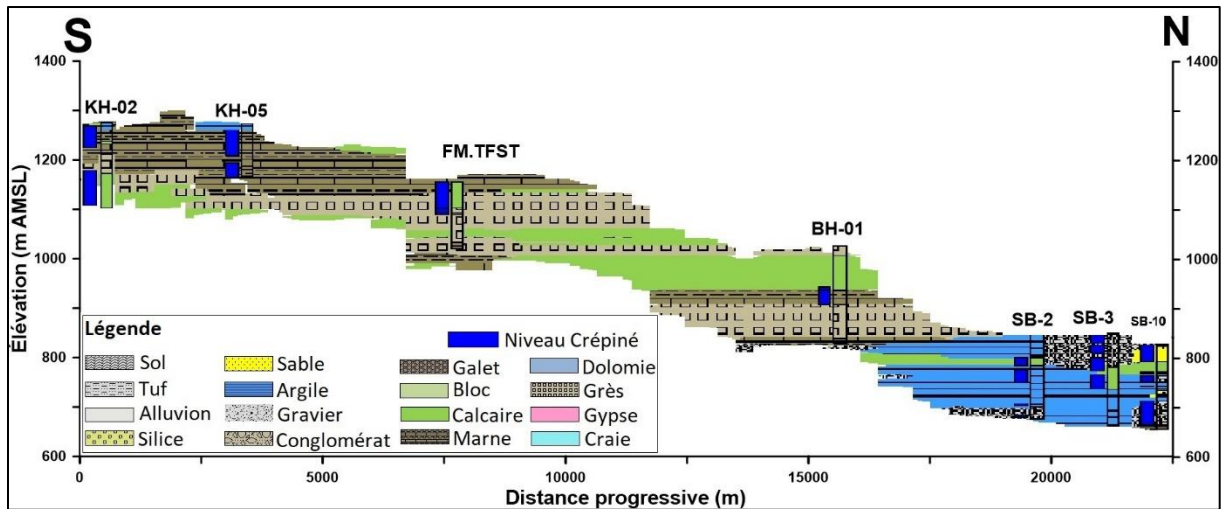


Figure IV.3 : coupe lithologique Nord-Sud de la région de F'kirina

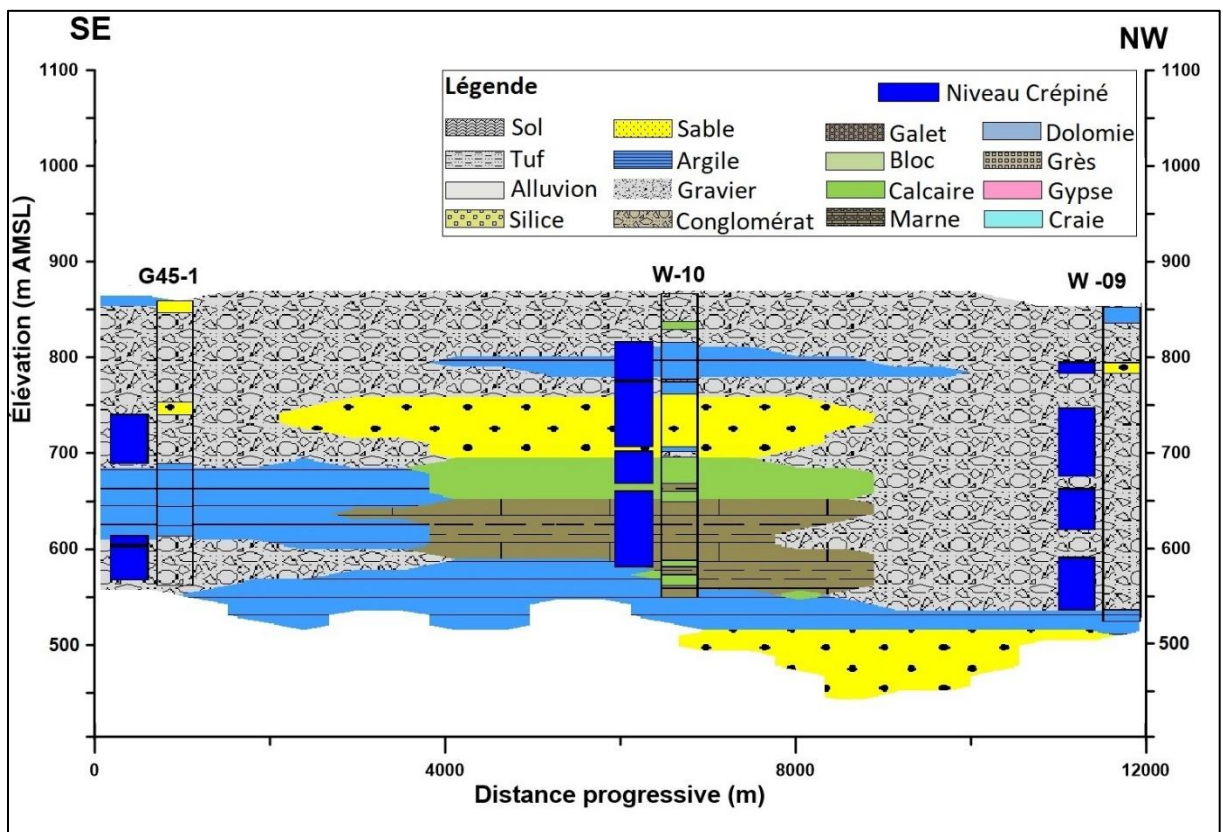


Figure IV.4 : coupe lithologique Sud-Est, Nord-Ouest de la région de F'kirina

IV.4. Etudes piézométriques :

IV.4.1. Introduction :

La surface piézométrique des nappes est déterminée par les caractéristiques de leur écoulement que dans les conditions naturelles de gisement des eaux souterraines, dépendent de différents facteurs.

- Les conditions géomorphologiques et structurales régionales qu'imposent.
- Le niveau et la pression piézométrique.

- Le type de nappe et son profil de dépression.
- Les caractéristiques de la couche aquifère : lithologie (perméabilité). Section et substratum.
- Les conditions d'alimentation et de drainage.

Les cartes en courbes isopièzes permettent donc :

- De calculer la profondeur de la surface piézométrique.
- De tracer les lignes de courant et de déterminer la direction de l'écoulement et les zones d'alimentations.
- De déterminer le gradient hydraulique.

IV.4.2. Inventaire des points d'eaux :

L'inventaire des points d'eaux de la plaine de F'kirina à été réalisée par la compagnie (avril 2018 et octobre 2019) environ 88 puits et 9 sources ont été inventoriés les anciens forages utilisés actuellement pour l'irrigation et l'A.E.P.

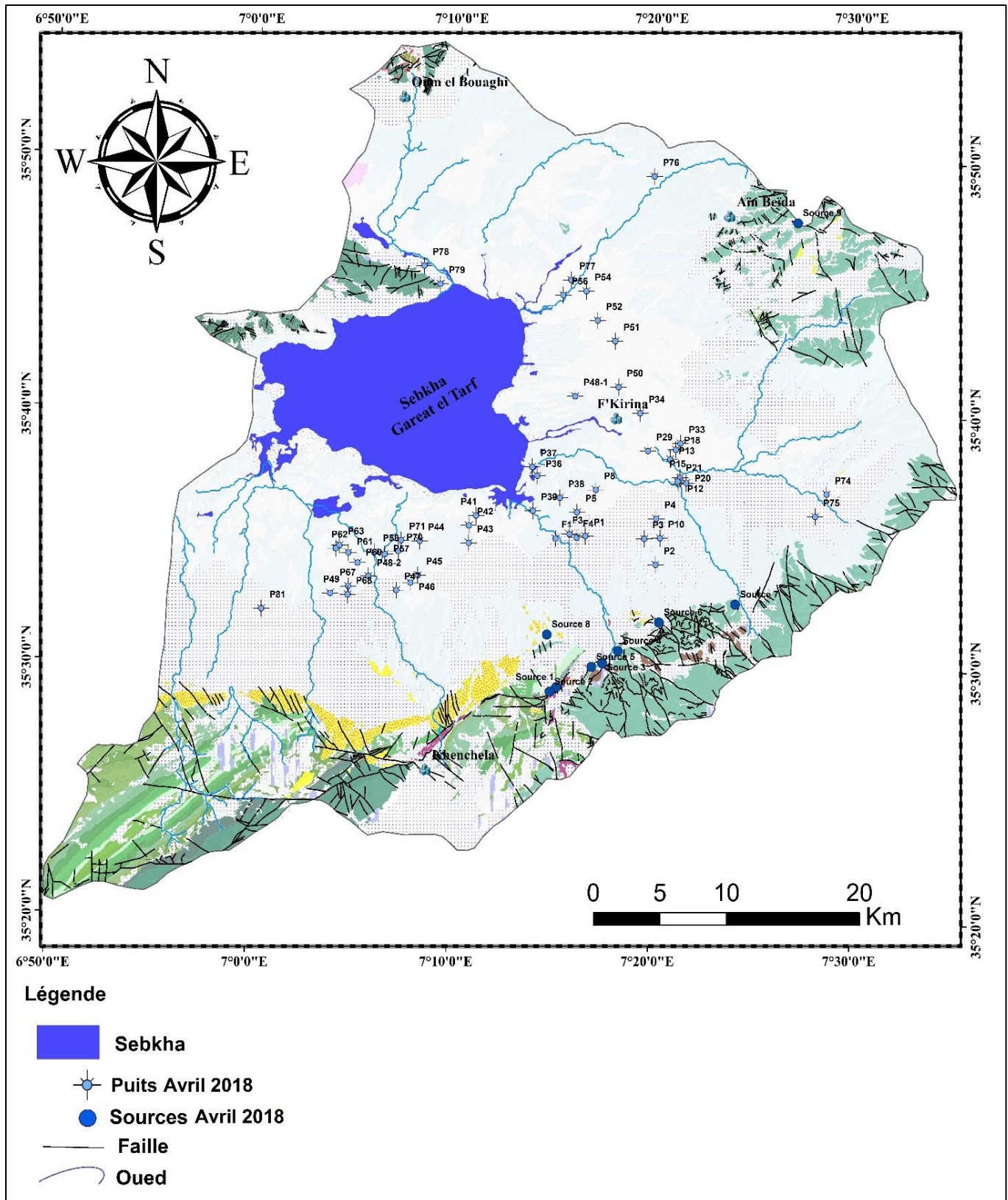


Figure IV.5 : Inventaire de points d'eau de la région de F'kirina Avril 2018

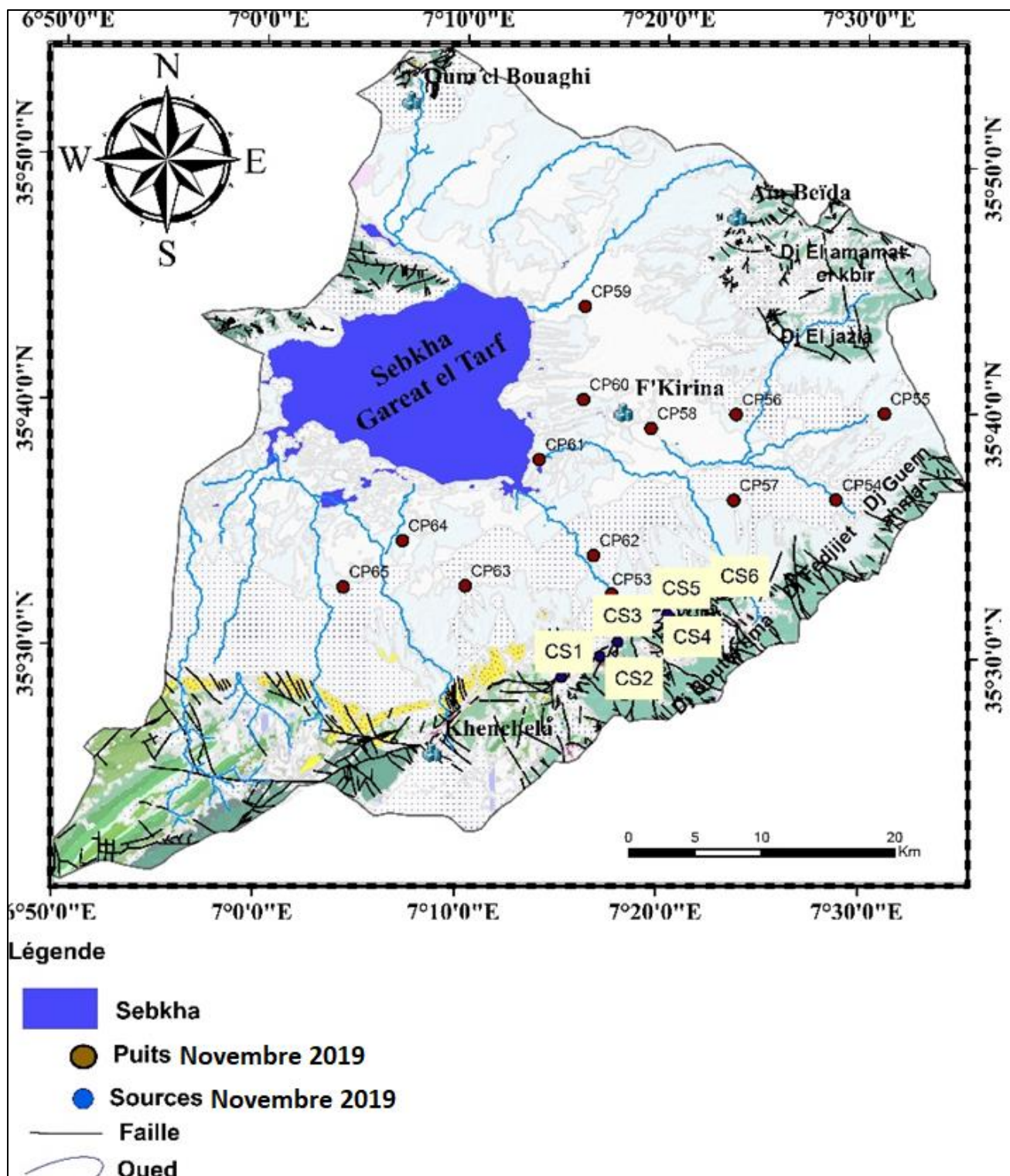


Figure IV.6 : Inventaire de points d'eau de la région de F'kirina Novembre 2019

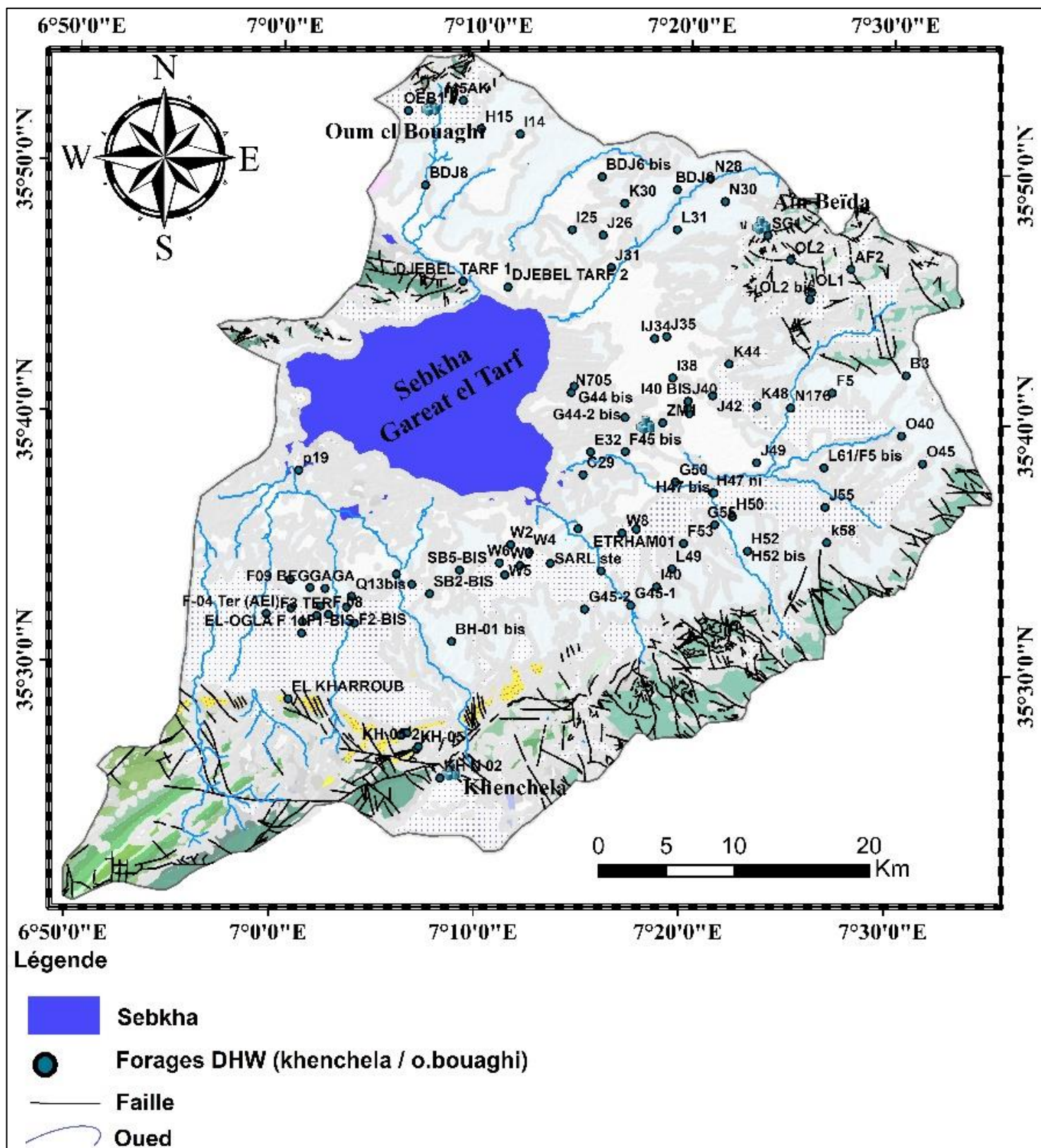


Figure IV.7 : localisation des Forages DHW (Khenchela / O.el bouaghi)

IV.4.3. Piézométrie :

Notre étude piézométrique intéresse les formations alluviales s'est étendue de part et d'autre de la plaine de F'kirina du Sud-Est au Nord-Ouest.

Figure IV.8 présente la carte des niveaux d'eau d'avril 2018. (Rahal et al., 2021) Le niveau d'eau varie de plus de 1000 à moins de 840 m AMSL. La direction de l'écoulement des eaux souterraines se fait depuis les zones de recharge situées dans les montagnes de l'est et du sud-est vers la Sebka de Garaet El Tarf. La mauvaise répartition des puits empêche de comprendre le rôle des chaînes de montagnes au sud, où les altitudes dépassent 2200 m AMSL. Les niveaux d'eau sont perturbés par l'exploitation, indiquant de possibles zones d'inversion de flux entre les eaux souterraines et les eaux saumâtres de la Sebka.

La carte des niveaux d'eau de **Figure IV.9** se réfère à octobre 2019 et une comparaison avec la carte des niveaux d'eau d'avril 2018 montre un abaissement général des niveaux d'eau, probablement lié à la forte exploitation pendant l'été dans le milieu de la plaine.

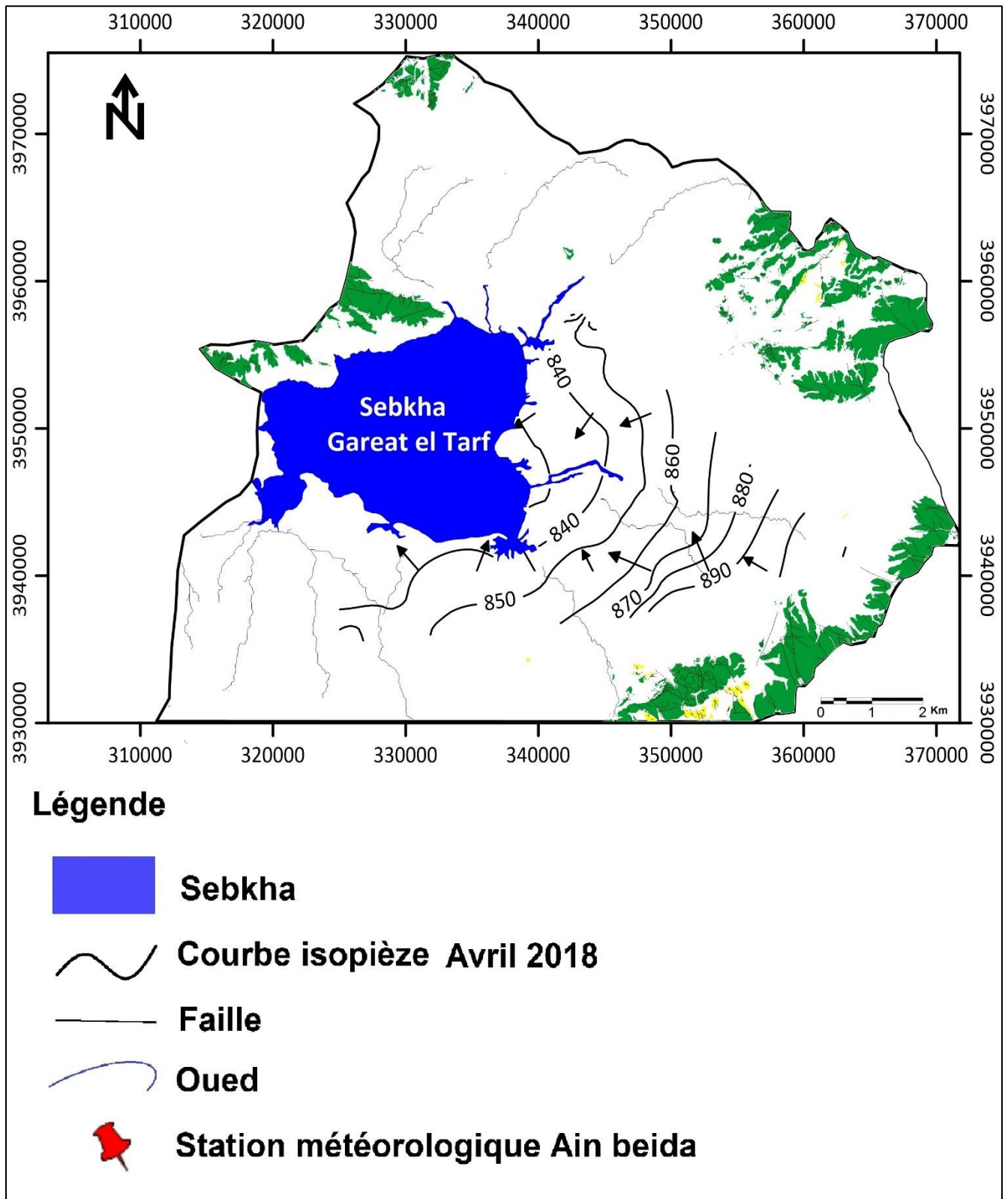
L'exploitation force apparemment le drainage des eaux souterraines de la chaîne de montagnes sud des Aurès et du lac.

(Salimaa and Belgacem, 2017) montrent une carte des niveaux d'eau basée sur 21 piézomètres relatifs à juin 2012. La zone d'étude coïncide approximativement avec notre plaine moyenne ; malheureusement, la carte n'est pas assez détaillée pour permettre une comparaison avec celles de la Figure 5 : cependant, les niveaux d'eau sont similaires à ceux de la Figure 5a (2018). La comparaison de la carte des niveaux d'eau d'octobre 2019 avec celle de novembre 2016 (Kahal.a, 2018) confirme un abaissement des niveaux d'eau entre 2016 et 2019 : cette dernière carte montre en effet des valeurs de plus de 900 m AMSL au NE de la plaine, contre des valeurs autour de 800 m AMSL en 2019 et ne montre pas de dépressions localisées. Comme le montre la figure 4, une période de sécheresse a débuté juste en 2016 : la comparaison ci-dessus suggère que la sécheresse de 2016-2017 a propagé ses effets jusqu'en 2019.

IV.4.3.1. Carte piézométrique des hautes eaux avril 2018 :

La direction principale de l'écoulement (Fig.IV.8) se fait globalement des affleurements calcaires vers la Sebka (Garaet Et Tarf) selon trois directions NE-SW, SE-NW et N-S. Toutes les eaux de la nappe drainent vers la Sebka qui constitue un exutoire naturel. Les limites géologiques incarnées par les calcaires assurent l'alimentation en eau de la plaine. Cette alimentation se fait latéralement et par déversement souterrain à partir des massifs bordiers. Par ailleurs, l'analyse de cette carte piézométrique de hautes eaux révèle des altitudes très variables des courbes isopièzes, avec un minimum au centre de la dépression. Elle donne non seulement une vue globale sur le sens de l'écoulement des eaux souterraines mais aussi dans la mesure du

possible des informations sur les caractéristiques géologiques du système aquifère.



FigureIV.8 : Carte piézométrique des hautes eaux avril 2018

IV.4.3.2. Carte piézométrique des basses eaux Novembre 2019 :

Afin de voir l'évolution de la piézométrie de la nappe dans le temps, on a établi une deuxième carte piézométrique **Figure IV.9** durant la fin de la période des basses eaux pendant laquelle l'exploitation est intensive, sous des conditions climatiques très défavorables. La morphologie piézométrique de la nappe est identique à celle du mois de Juin.

Dans la zone méridionale de la nappe, les courbes isopièzes sont resserrées, indiquant un gradient hydraulique important, de l'ordre de 0.0065. Dans la zone centrale, les courbes se trouvent espacées suite à un gradient hydraulique faible, de l'ordre de 0.0032. A l'ouest de F'kirina, les courbes deviennent plus espacées car c'est la zone d'accumulation des eaux souterraines. On pense que la variation du gradient hydraulique est due, essentiellement, à l'hétérogénéité de la lithologie.

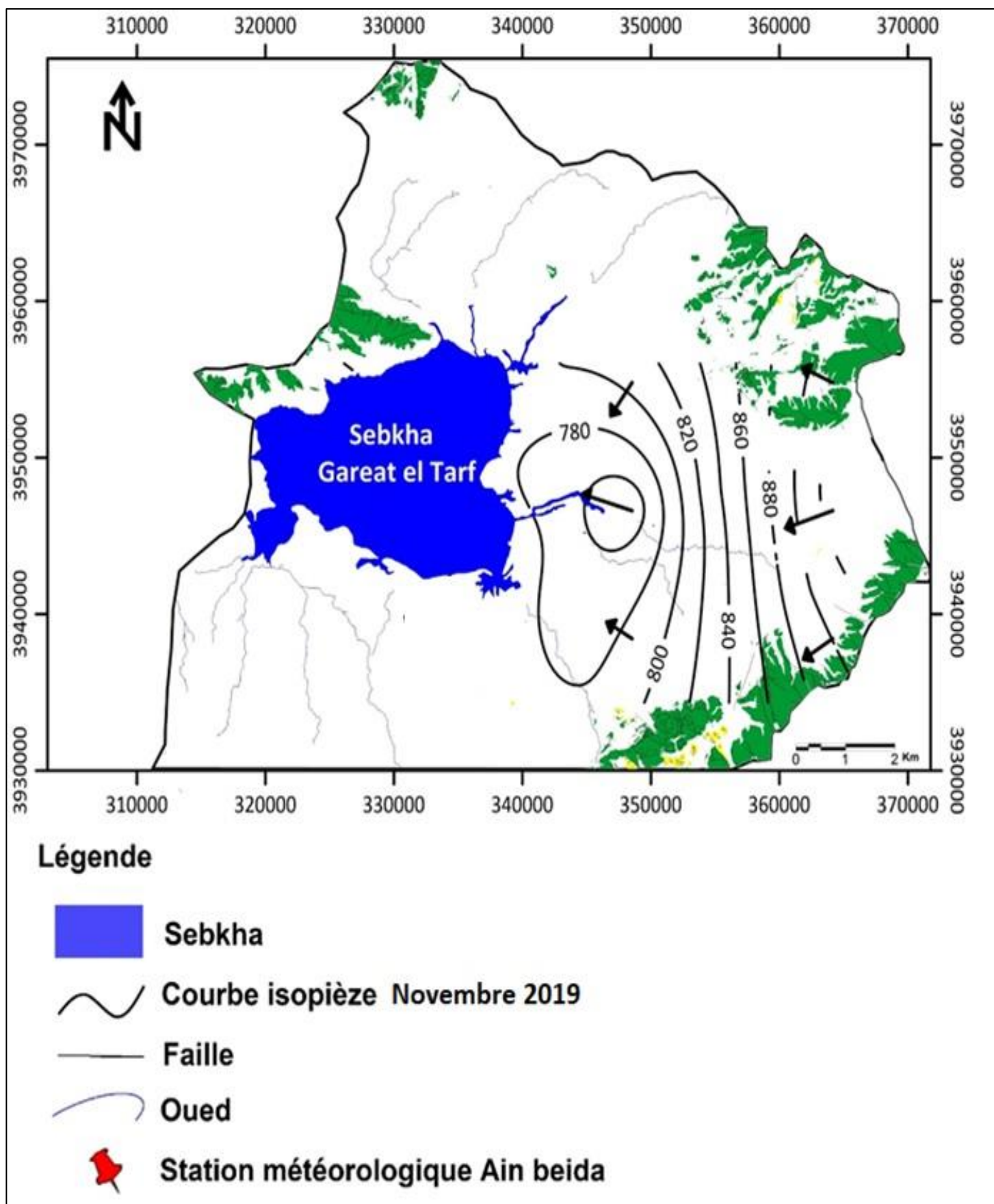


Figure IV.9 : Carte piézométrique des hautes eaux Novembre 2019

IV.5. Caractéristiques hydrodynamiques des nappes :

IV.5.1. Définitions :

IV.5.1.1. Perméabilité :

Mesurée par le coefficient de perméabilité « K » qui est défini par la loi de Darcy. Il représente la quantité de fluide traversant une unité de section perpendiculaire à la direction d'écoulement sous un gradient égal à l'unité. Elle a la dimension d'une vitesse et s'exprime en « m/s ».

IV.5.1.2. Transmissivité :

Notée « T », elle est égale au produit du coefficient de perméabilité « K » par l'épaisseur de la couche aquifère « b ». Elle s'exprime en m²/s. Elle régit le débit d'eau qui s'écoule par unité de largeur « L » d'un aquifère sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique « i ». Elle évalue la fonction conduite de l'aquifère. C'est aussi le pouvoir d'un aquifère de transmettre l'eau.

IV.5.1.3. Coefficient d'emmagasinement :

Noté « S », sans dimension, est le rapport du volume d'eau libéré ou emmagasiné par unité de surface de l'aquifère (m²), à la variation de la charge hydraulique « h » correspondante.

Dans un aquifère captif, ce paramètre est lié à la compressibilité et à l'expansibilité de l'eau et du milieu aquifère ainsi qu'à la puissance de la couche aquifère.

Dans un aquifère libre, il est équivalent en pratique à la porosité efficace.

IV.5.1.4. Détermination des paramètres hydrodynamiques des nappes :

Ces paramètres sont influencés par les conditions géologiques et hydrogéologiques spécifiques de la nappe de F'Kirina qui ont été vu précédemment, et qui ont montré que :

La nappe du Mio-Plio-Quaternaire qui s'étend latéralement dans toute la région avec des épaisseurs très variables se caractérise par des paramètres hydrodynamiques très différents à cause de l'hétérogénéité de la nappe horizontalement et verticalement, par exemple, dans le forage « I40 », cette nappe présente une très bonne perméabilité ($K = 2,41 \cdot 10^{-2}$ m/s), par contre dans les autres forages qui atteignent cette nappe, la perméabilité varie de $1,38 \cdot 10^{-3}$ à $2,41 \cdot 10^{-5}$ m/s). Pour le débit maximum pompé, il est important dans presque tous les forages (QI40 = 55 l/s, QH47 = 40 l/s) (younsi, 2009).

Pour la nappe des calcaires du Maestrichtien, les forages implantés donnent de très faibles débits surtout dans les zones élevées. Ces faibles débits fournis par cette nappe sont dus au faible taux de fissuration et de karstification de la couche.

Le tableau suivant englobe les paramètres hydrodynamiques de quelques forages qui exploitent soit la nappe superficielle, soit la nappe profonde ou les deux ensembles :

Tableau IV.3 : Paramètres hydrodynamiques des nappes de la plaine de F'Kirina.

Forages	Débit « Q » (l/s)	Transmissivité « T » (m ² /s)	Profondeur « b » (m)	Perméabilité « K » (m/s)	Remarque
I40	55	$6,53 \cdot 10^{-1}$	27	$2,41 \cdot 10^{-2}$	Nappe du Mio-Plio-Quaternaire
I40bis	38	$2,24 \cdot 10^{-2}$	47	$1,75 \cdot 10^{-3}$	Nappe des calcaires du Maestrichtien
J28	9.8	$8,33 \cdot 10^{-2}$	64	$1,38 \cdot 10^{-3}$	Nappe du Mio-Plio-Quaternaire
I33	28	$1,98 \cdot 10^{-2}$	58	$3,41 \cdot 10^{-4}$	Nappe du Mio-Plio-Quaternaire + Nappe des calcaires du Maestrichtien

IV.6. Essai de pompage dans la plaine de F'Kirina et calcul des paramètres hydrodynamiques au niveau du forage « H47 » :

IV.6.1. Informations sur le forage « H47 » :

Ce forage nommé « Safel Nini » équivalent au sondage électrique « H47 » a été réalisé par la C.G.G. en 1981, à 6 Km au Sud-Est de F'kirina **Figure IV.7** Ses coordonnées géographiques et caractéristiques lithologiques et d'équipement sont mentionnés en annexe.

Ce forage atteint uniquement la nappe du Mio-Plio-Quaternaire où elle est artésienne. Cela provient du fait qu'à ce niveau la nappe se trouve dans une cuvette dans laquelle toute l'eau va converger et se trouver sous pression. On outre, cette nappe captive présente une alimentation irrégulière (colmatage, drainance, ...etc) (Yacine, 1987).

IV.6.1.1. Essai de pompage par palier sur le forage « H47 » :

Les essais de pompage ont été effectués durant la période des basses eaux, pendant 32 heures de pompage, pour un débit de 40 l/s. Les données de l'essai ont permis de tracer les deux courbes, de descente **Figure IV.10** et de remontée (fig. 39) qui montrent chacun d'elles trois tronçons distincts (younsi, 2009)

Le premier tronçon dépend de l'effet de capacité de puits, provenant d'un écoulement turbulent dans l'ouvrage.

Le deuxième correspond à la réponse directe de l'aquifère. Il est représenté par une droite qui passe par le maximum des points.

Et le troisième tronçon représente une inclinaison observée à la fin du pompage qui peut être expliquée par une étanche.

IV.6.1.2. Calcul des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère au niveau du forage « H47 » : (D'après Younssi Houssam Eddine, 2009).

IV.6.1.3. Calcul de la transmissivité :

Le calcul de ce paramètre hydraulique s'effectue graphiquement à partir de la courbe de descente et celle de la remontée.

La transmissivité est calculée par la pente de la droite représentative. Cette pente est déterminée par l'accroissement des rabattements (ou des profondeurs des niveaux d'eau), au cours d'un module logarithmique, noté c (G. Castany, 1982). La transmissivité est calculée par l'expression :

$$T \text{ (m}^2\text{/s)} = 0.183 \frac{Q}{c} \dots (1)$$

Tel que : c , est la valeur donnée par l'accroissement du rabattement (courbe de descente) dans un cycle logarithmique.

IV.6.1.4. Courbe de descente : Figure IV.10

Pour cette courbe de descente : $c = 2.4$ mètres. Et si $Q = 0.04 \text{ m}^3\text{/s}$, alors la relation (1) nous donne : $T = 3,05 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2\text{/s}$.

IV.6.1.5. Courbe de remontée : Figure IV.11

D'après cette courbe de remontée : $c = 2.2$ mètres. Et si $Q = 0.04 \text{ m}^3\text{/s}$, alors la relation (1) nous donne : $T = 3,32 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2\text{/s}$.

Pour obtenir une seule valeur de la transmissivité au niveau de ce forage, on fait la moyenne entre les deux valeurs de transmissivité de la descente et de la remontée, on obtient :

$$T_{\text{moy}} = 3,18 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2\text{/s}$$

IV.6.1.6. Calcul de la perméabilité :

Pour déterminer la perméabilité (K), on utilise la relation suivante :

$$T = K \cdot b \text{ Donc : } K = T/b \text{ où :}$$

T : transmissivité en $\text{m}^2\text{/s}$.

b : puissance de la nappe captée en mètre (ou profondeur).

Si $T = 3,18 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2\text{/s}$ et $b = 100 \text{ m}$, alors, $K = 3,18 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2\text{/s} / 100 = 3,18 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$.

On remarque que cette perméabilité est très faible. Cela est dû à la présence d'argile.

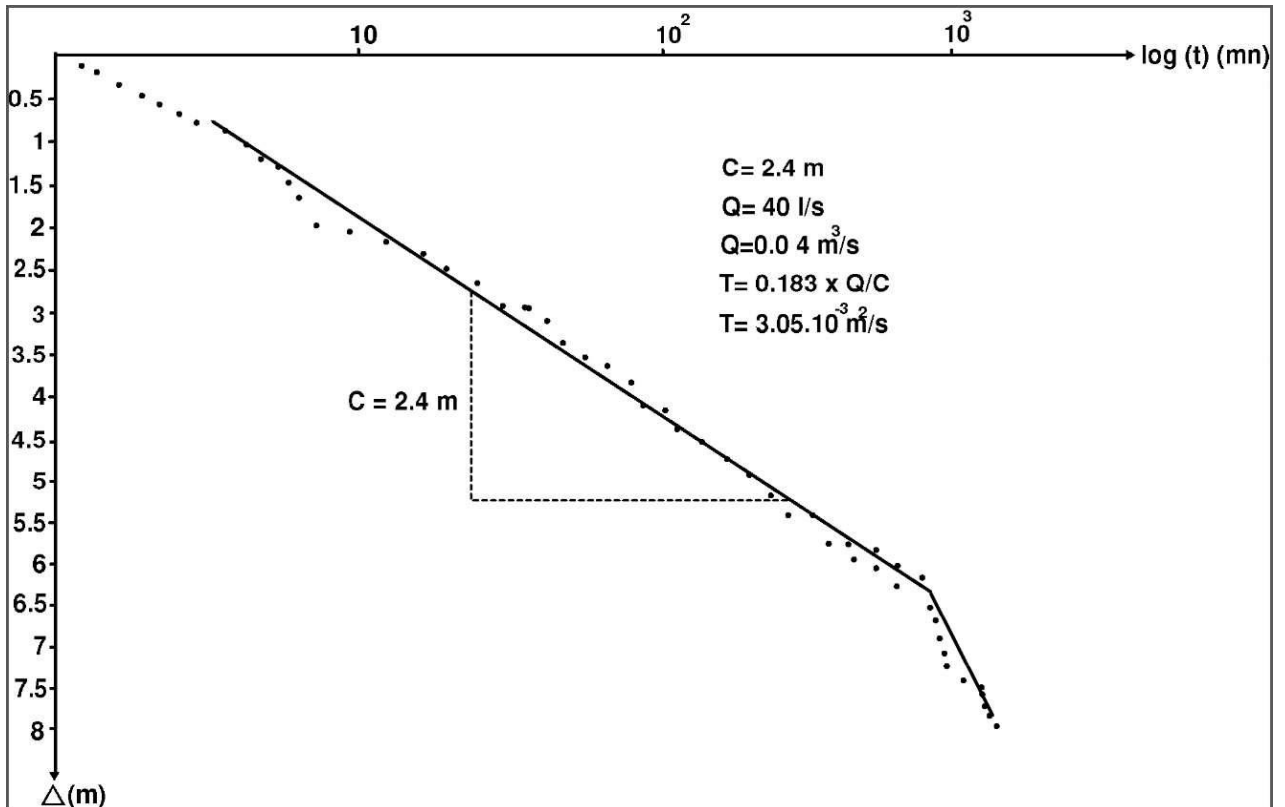


Figure IV.10 : Courbe de descente du forage « H47 » (Younssi Houssam Eddine, 2009).

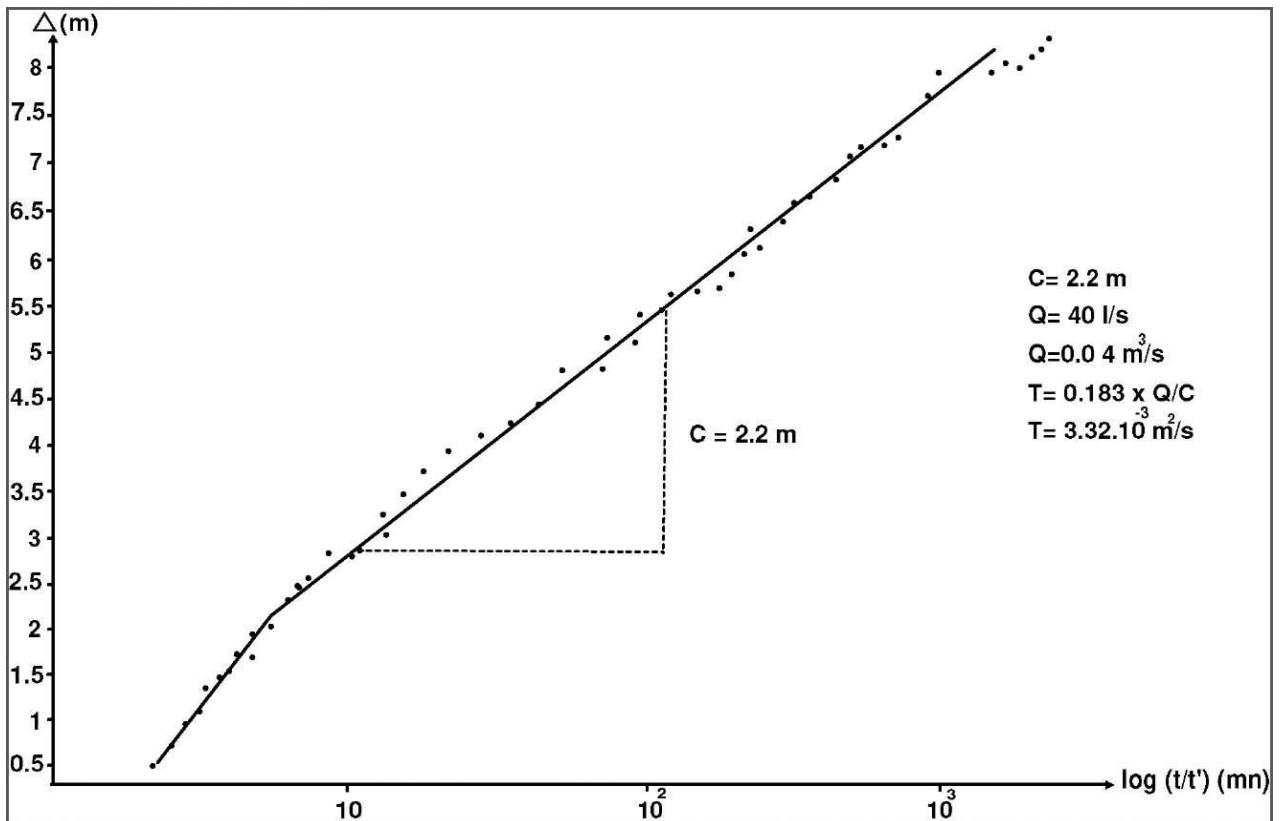


Figure IV.11 : Courbe de remontée du forage « H47 » (Younssi Houssam Eddine, 2009).

IV.6.1.7. Calcul du coefficient d'emménagement :

Il est déterminé par le deuxième terme de l'expression de Jacob :

$$S = 2.25 T t_0/x^2 \text{ Tel que :}$$

t_0 : le temps fictif à l'origine.

x : la distance séparant le piézomètre du forage ou du puits.

Il est impossible de calculer ce paramètre au niveau du forage « H47 » car ce dernier n'est pas équipé par un piézomètre.

Tableau IV.4 : Caractéristiques hydrodynamiques des nappes de la région d'étude.

N° de forage	Q (l/s)	T m ² /s	Profondeur H (m)	K= T/H (m/s)	Remarque
I 40	55	6,53. 10 ⁻¹	27	2,41X 10 ⁻²	N.P.Q
I 40 Bis	38	8,24X10 ⁻²	47	1,75 X 10 ⁻³	N.C
H 47	40	1,45	60	2,41 X 10 ⁻⁵	N.P.Q
J 40	10		15		N.P.Q
J 28	9,8	8,33 X 10 ⁻²	64	1,38 X 10 ⁻³	N.P.Q
I 33	28	1,98X 10 ⁻²	58	3,41 X 10 ⁻⁴	N.C + N.P.Q

IV.7. INDICATEURS DE SÉCHERESSE MÉTÉOROLOGIQUE

Les indicateurs de sécheresse météorologique utilisent les données de précipitation (pluie et neige) pour déterminer les sécheresses météorologiques. Un défi pour tous les indicateurs basés sur les précipitations est la grande variété dans la distribution temporelle et spatiale des précipitations (Steinmann et al., 2005)

IV.7.1. Indice de précipitation standardisé

L'Indice de Précipitation Standardisé est un indice de sécheresse météorologique, développé par (McKee T.B., Doesken N.J., Kleist J., 1993) pour caractériser les conditions d'humidité ou de sécheresse. Le SPI consiste en un indice normalisé obtenu par l'ajustement d'une distribution gamma aux enregistrements de précipitations à long terme, où l'ajustement est fait pour chaque mois civil pour tenir compte des différences saisonnières. Les distributions mensuelles ajustées sont ensuite transformées en une distribution normale standard et les valeurs normalisées

estimées sont combinées pour produire la série chronologique de SPI. (McKee T.B., Doesken N.J., Kleist J., 1993) suggèrent de calculer le SPI pour des échelles de temps de 3, 6, 12, 24 et 48 mois. Parce que l'indice SPI est uniquement basé sur les données de précipitations, il est limité dans sa capacité à représenter les conditions de sécheresse lorsque d'autres composants environnementaux comme la température ne sont pas stationnaires (Vicente-Serrano et al., 2010). Néanmoins, des études ont montré que les conditions de sécheresse sont principalement déterminées par la variabilité des précipitations, et l'indice SPI est raisonnablement corrélé avec l'indice Palmer à des échelles de temps de 6-12 mois (Heim Jr, 2002); (Redmond, 2002). L'Organisation météorologique mondiale (2009) a indiqué que l'indice SPI est l'indicateur le plus approprié pour les sécheresses météorologiques.

L'approche SPI présente un certain nombre de points forts :

1. elle n'utilise qu'un seul paramètre relativement communément disponible (c'est-à-dire les précipitations) ;
2. il peut être estimé pour une variété d'échelles de temps (en calculant en utilisant les données de précipitations pour une gamme de périodes d'accumulation) ;
3. il est relativement simple par rapport à d'autres indices largement utilisés tels que l'indice de gravité de la sécheresse de Palmer (PDSI).
4. il est spatialement constant, contrairement au PDSI.

Un certain nombre d'inconvénients potentiels liés à SPI ont également été reconnus, notamment :

1. l'hypothèse selon laquelle des distributions de probabilité appropriées peuvent être trouvées pour modéliser les séries chronologiques de précipitations observées (Guttman, 1999); (Wu et al., 2007); (Angelidis et al., 2012) ;
2. l'exigence d'une longue série chronologique de précipitations (Guttman, 1999);
3. la nécessité de séries temporelles de longueur constante lorsque plusieurs sites sont évalués et comparés (Wu et al., 2005) ;
4. dans les analyses régionales où l'objectif est d'identifier les zones qui peuvent être plus sujettes à la sécheresse que d'autres, les sécheresses extrêmes mesurées par SPI auront tendance à se produire avec la même fréquence à tous les endroits à mesure que l'échelle de temps des analyses augmente (Lloyd-Hughes and Saunders, 2002)

Le calcul de l'indice SPI se fait en trois étapes. Tout d'abord, une distribution gamma est ajustée à la série chronologique des précipitations cumulées observées à un site particulier. La série chronologique des précipitations est désignée par z_i pour $i = 1, 2, \dots, n$, où i est le nombre de mois écoulés depuis le début de la série chronologique et n est le nombre total d'observations.

Pour chaque $i = 1, 2, \dots, n$, (McKee T.B., Doesken N.J., Kleist J., 1993) ont ensuite utilisé la distribution ajustée suivante :

pour déterminer p_i , la probabilité qu'une valeur tirée au hasard de la distribution ajustée soit inférieure ou égale à z_i . Enfin, (McKee T.B., Doesken N.J., Kleist J., 1993) ont appliqué la fonction de distribution cumulative normale inverse (avec une moyenne de zéro et une variance de un) à ces p_i pour obtenir une série chronologique de longueur n de valeurs SPI désignée ici par $SPI_q(i)$, où q est le nombre de mois sur lesquels les précipitations sont accumulées. Le SPI résultant est une variable continue, cependant, (McKee T.B., Doesken N.J., Kleist J., 1993) ont également défini arbitrairement l'intensité de la sécheresse en fonction du SPI où :

$SPI \leq -2$ correspondant à une sécheresse extrême,
 $-1,5 \geq SPI > -2$ correspondant à une sécheresse sévère,
 $-1,0 \geq SPI > -1,5$ correspondant à une sécheresse modérée,
 $0 \geq SPI > -1$ correspondant à une sécheresse mineure,
 $SPI > 0$ correspondant à une absence de sécheresse.

(Guttman, 1999) recommande d'utiliser au moins 50 ans de données pour les périodes de sécheresse de 1 an ou moins, et plus pour les sécheresses pluriannuelles. Cependant, d'autres études par (Hayes., 2006) et (Naresh Kumar et al., 2009) ont utilisé des périodes plus courtes de 39 et 30 ans, respectivement. Ces enregistrements à long terme (X) sont convertis en valeurs log-normales après suppression des valeurs nulles, pour calculer la statistique U avec :

$$U = \ln(\bar{X}) - \frac{\sum \ln(X)}{N}$$

Où N est le nombre d'observations. La statistique U est ensuite utilisée pour le calcul de deux paramètres de forme (α et β) de la distribution gamma avec :

$$\alpha = \frac{\bar{X}}{\beta} \quad \beta = \frac{1 + \sqrt{1 + \frac{4U}{3}}}{4U}$$

Ces paramètres de forme sont ensuite mis en œuvre dans l'équation de base de la distribution gamma :

$$G(x) = \frac{\int_0^x x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} dx}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)}$$

Pour tenir compte des valeurs nulles des précipitations dans les enregistrements à long terme, une nouvelle fonction de probabilité cumulative est introduite :

$$H(x) = q + (1 - q) G(x)$$

Où q est le pourcentage de valeurs nulles. Cette nouvelle fonction de probabilité est transformée en une variable aléatoire normale standard de moyenne zéro et de variance un. Les méthodes pour cette transformation peuvent être trouvées dans (Edward, E.C. and McKee, 1997) et (Naresh Kumar et al., 2009). La variable aléatoire créée est la valeur de l'indice SPI. Pour cette recherche, l'indice SPI pour un mois est utilisé comme indicateur, afin de s'assurer que l'indice SPI fonctionne comme un indicateur de sécheresse des précipitations.

Le SPI quotidien est développé dans cette étude pour surmonter les difficultés avec le SPI standard utilisant seulement des valeurs mensuelles. Les valeurs SPI sont calculées pour chaque jour sur la base d'un cadre temporel mensuel mobile (c'est-à-dire une moyenne mobile arrière de 30 jours). Les paramètres α et β sont estimés pour chaque jour sont basés sur les 30 jours précédents avec l'équation 15. Avec ces paramètres α et β , les valeurs SPI peuvent être calculées pour chaque jour séparément à l'aide des équations 16 et 17. Comme les valeurs à la fin du mois sont égales aux valeurs SPI mensuelles qui sont calculées le dernier jour du mois, les différences entre le SPI mensuel et le SPI quotidien sont importantes. Par conséquent, il est justifié d'utiliser un SPI quotidien au lieu du SPI mensuel.

IV.7.2. Indice standard de précipitation-évapotranspiration

Le SPI est généralement calculé en additionnant les précipitations sur k mois, appelés périodes d'accumulation, et en adaptant ces valeurs de précipitations accumulées à une distribution statistique paramétrique à partir de laquelle les probabilités sont transformées en distribution normale standard ($\mu=0$, $\sigma=1$) (McKee T.B., Doesken N.J., Kleist J., 1993); (Guttman, 1999) ; (Lloyd-Hughes and Saunders, 2002). L'indice standardisé de précipitation-évapotranspiration (SPEI) proposé plus récemment (Vicente-Serrano et al., 2010) ; (Beguería et al., 2014) utilise un concept similaire, mais normalise plutôt les anomalies du bilan hydrique climatique accumulé, défini comme la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle (PET). Une fois que les précipitations accumulées ont été transformées en probabilités, ces probabilités sont converties en distribution normale standard pour créer les valeurs finales de l'indice de sécheresse. De cette façon, les valeurs SPI et SPEI sont statistiquement interprétables, représentant le nombre de déviations standard par rapport aux précipitations accumulées typiques, ou le bilan hydrique climatique, pour un endroit et une période de l'année donnés.

Le processus de transformation de la distribution souvent très asymétrique des précipitations cumulées (SPI) et du bilan hydrique climatique (SPEI) en une distribution normale standard nécessite le choix et l'ajustement d'une distribution de probabilité univariée. La sélection d'une distribution de probabilité paramétrique appropriée est une décision clé dans le calcul de ces

indices de sécheresse, car la sélection d'une distribution inappropriée peut donner un biais aux valeurs de l'indice, exagérant ou minimisant la gravité de la sécheresse (Sienz et al., 2012).

Dans cette étude, SPI et SPEI sont calculés à une résolution temporelle quotidienne, tout en conservant une période de moyenne mensuelle. Cela diffère des études précédentes qui utilisent des données mensuelles, en additionnant les précipitations le dernier jour de chaque mois. En utilisant un pas de temps quotidien, l'indice de sécheresse conserve la plus haute résolution de l'ensemble des données climatiques originales, fournissant des détails utiles pour la durée de la sécheresse et les transitions climatiques au cours des mois. Les périodes d'accumulation considérées dans cette étude sont les périodes communément utilisées : 1, 2, 3, 6, 9, et 12 mois, qui sont considérés comme équivalents à 31, 61, 91, 183, 274, et 365 jours. Les distributions prises en compte pour le SPI sont les suivantes : (1) Gamma, (2) Gumbel, (3) Logistique, (4) Log-Logistique, (5) Lognormal, (6) Normal et (7) Weibull. Les distributions prises en compte pour la normalisation de SPEI comprennent (1) la distribution logistique généralisée, (2) la distribution des valeurs extrêmes généralisées (GEV), (3) la distribution normale et (4) la distribution de Pearson de type III.

IV.7.3. Résultats et discussion :

Les résultats du calcul du SPI et du SPEI à l'échelle de 12 mois sont présentés respectivement dans (**Figure IV.12a** et **b**) (Rahal et al., 2021). SPI et SPEI donnent une évaluation différente de l'intensité de la sécheresse, mais mettent en évidence les mêmes périodes quant à leur occurrence. Pour les considérations suivantes, nous considérerons l'indice SPEI, considéré plus fiable que SPI à la lumière de l'inclusion de la température dans le calcul. **Tableau IV.5** montre, concernant les différentes catégories SPEI de sévérité de la sécheresse ou de l'humidité, le nombre de mois de la période 1987-2020, et le pourcentage de mois dans les deux périodes 1987-2003 et 2004-2020.

La **Figure IV.12b** et le **Tableau IV.5** indiquent que dans la période 2004-2020, par rapport à la période 1987-2003, il y a eu une diminution du pourcentage de mois de sécheresse modérée, sévère et extrême, ainsi que de mois extrêmement, sévèrement et modérément humides, avec une augmentation du pourcentage de "mois normaux". Sur l'ensemble de la période d'analyse, 50,5% des mois présentent un $SPEI < 0$; la comparaison entre les deux sous-périodes indique une diminution du nombre total de mois avec $SPEI < 0$ pendant la période 2004-2020. Ainsi, la plaine de F'Kirina a souffert de sécheresses beaucoup plus dans le passé que dans la période plus récente.

Les valeurs SPEI indiquent que les années d'échantillonnage (2018 et 2019) sont " normales " ; cependant, elles sont précédées d'une période de fortes sécheresses météorologiques

(printemps 2016-hiver 2017). Les seules données utiles pour comprendre la réaction des eaux souterraines de la plaine de F'Kirina à la succession des périodes de sécheresse sont celles collectées pour la période 2003-2018 par l'ANRH.

La (**Figure IV.12 c**) présente les séries temporelles de 9 (localisation sur la **Figure IV.13** des 21 puits du réseau car ce sont les seuls pour lesquels les mesures sont régulières sur une base semestrielle. Cependant, les séries temporelles sélectionnées couvrent la gamme de niveaux caractérisant la partie est de la zone d'étude. Les tendances temporelles considérées montrent que, après la sécheresse sévère de la période 2000-2002, les niveaux d'eau ont augmenté régulièrement jusqu'au milieu de 2005 sous l'influence de la période humide 2003-2005. Puis, à partir de cette période, les niveaux d'eau, dans une séquence de périodes normales, ont progressivement baissé. Ils ont atteint leurs niveaux les plus bas en janvier 2018 (dernière mesure) après la période de sécheresse sévère de 2015-2017 : par rapport aux niveaux maximums mesurés à la mi-2005, les niveaux d'eau ont montré une diminution entre 5 et 23 m. D'autres enregistrements (non inclus dans la **Figure IV.12 c** car interrompus) ont montré qu'à la fin de cette période de sécheresse, certains puits étaient complètement secs. La dernière période de sécheresse est suivie par une période de faible recharge, qui est devenue modérément humide seulement à la fin de 2020 **Figure IV.12 b**.

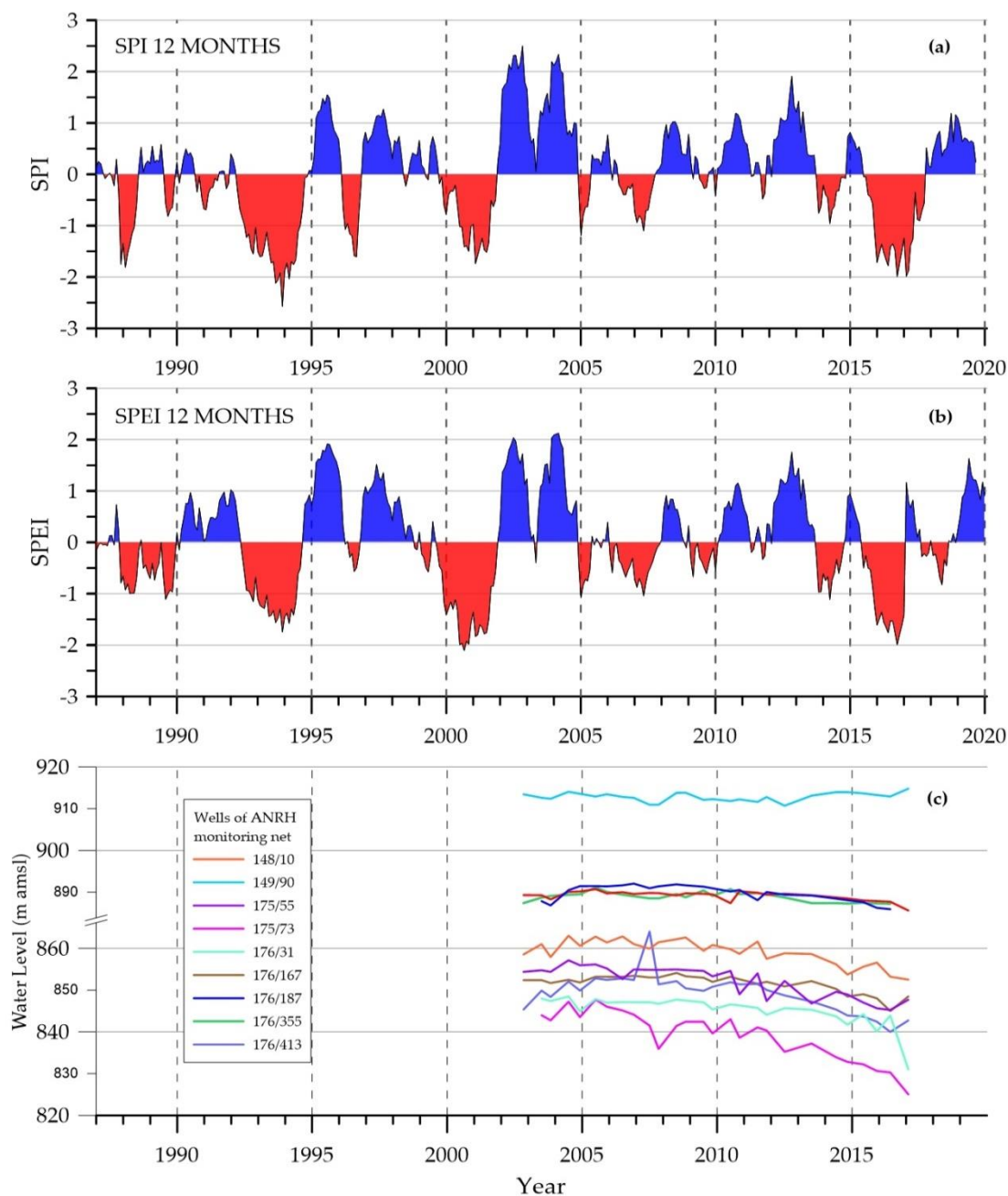


Figure IV.12 : SPI (a) et SPEI (b) calculés sur une échelle de 12 mois ; (c) tendances historiques des niveaux d'eau (ANRH, emplacement des puits dans **Figure IV.13**)

Tableau IV.5 : Distribution (%) des différents types de sécheresse selon le SPEI

Periode	% des mois avec SPEI < 0 sur le total des mois de la période
1987-2020	50.2
1987-2003	52.2
2004-2020	48.7

Catégories de sévérité de la sécheresse/de l'humidité	Valeur de SPEI	Nombre de mois 1987-2020	Periode 1987-2003	Periode 2004-2020
			% de mois/total des mois	% de mois/total des mois
Extrêmement humide	$SPEI \geq 2$	7	0.5	2.7
Fortement humide	$1.5 \leq SPEI < 2$	23	6	5.9
Modérément humide	$1 \leq SPEI < 1.5$	53	11	8.9
Normal	$-1 < SPEI < 1$	410	61.7	70.1
Modérément sec	$-1.5 < SPEI \leq -1$	41	13.9	7.5
Sécheresse sévère	$-2 < SPEI \leq -1.5$	18	5.9	4.9
Sécheresse extrême	$SPEI \leq -2$	4	1.5	0.5

Les données disponibles permettent d'évaluer, la "sécheresse des eaux souterraines" de 2005 à 2018, après la première période de sécheresse sévère de 2000-2002. Les sécheresses des eaux souterraines (avec des effets sur la qualité et la quantité des eaux souterraines) sont consécutives aux sécheresses météorologiques mais sont généralement retardées par rapport à l'apparition des effets superficiels de l'épuisement de l'eau (Robins et al., 1997). Les retards dépendent principalement de la sévérité et de la durée des sécheresses météorologiques, de leur séquence temporelle, des caractéristiques physiques des aquifères et de la demande en eau souterraine pendant la rupture des précipitations. À la lumière des considérations ci-dessus et malgré la faible fréquence des mesures de niveau d'eau, nous pouvons conclure que les deux années étudiées 2018 et 2019 ont été sous l'effet d'une longue sécheresse des eaux souterraines, avec une influence sur les caractéristiques géochimiques des eaux souterraines.

Le nombre de mesures de niveau d'eau d'avril 2018 et la distribution des puits dans l'espace étaient adéquats pour permettre l'élaboration des courbes de niveau d'eau par Krigeage Ordinaire, (Rahal et al 2021) **Figure IV.13** Les niveaux d'eau ont varié de plus de 900 à moins de 830 m AMSL, soulignant une direction d'écoulement des eaux souterraines depuis les zones de recharge situées dans les montagnes de l'est et du sud vers la Sebka de Gareat El Tarf. Les niveaux d'eau mesurés en octobre 2019 variaient dans la même fourchette que ceux d'avril 2018, mais le nombre ou la répartition spatiale des puits prospectés ne permettent pas un traitement géostatistique significatif.

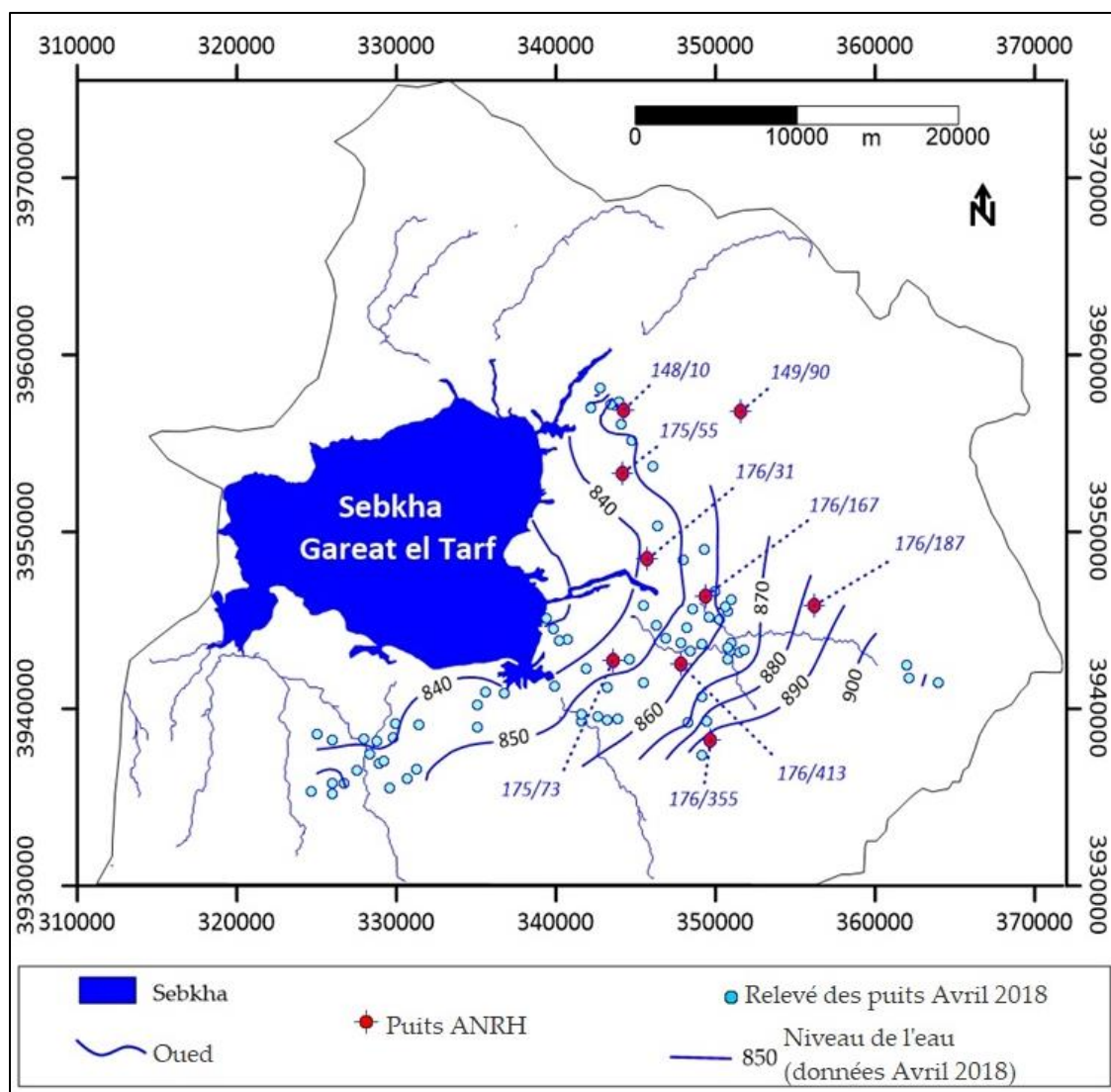


Figure IV.13 : Ligne de courbes de niveau d'eau d'avril 2018 ; localisation des puits du filet de surveillance de l'ANRH. (Rahal et al 2021)

IV.8. Conclusion :

La plaine de F'kirina est occupée en surface par un matériau alluvionnaire hétérogène formé d'argile, gravier, et sable. Dans la quasi-totalité de la plaine la perméabilité est faible, elle est de l'ordre de 10^{-5} m/s.

La nappe se rapproche de la surface au fur et à mesure que l'on se rapproche du Sebkhia.

La transmissivité reste relativement faible elle est de l'ordre de 10^{-3} m²/s. cette transmissivité est influencée par une perméabilité mauvaise.

Le substratum constituant l'assise imperméable, est représenté par des calcaires des Maestrichtien supérieur. Mais il existe une zone où ces calcaires sont érodés et remplacés par des marnes de Maestrichtien inférieur.

Les limites géologiques incarnées par les calcaires assurent l'alimentation en eau de la plaine. Cette alimentation se fait latéralement par drainage ou verticalement par drainance (échanges entre les deux nappes superficielle et profonde).

L'analyse de la carte piézométrique montre que la direction principale de l'écoulement se fait globalement des affleurements calcaires vers la Sebkhah (Garaet Et Tarf) selon trois directions NE-SW, SE-NW et N-S.

Toutes les eaux de la nappe drainent vers la Sebkhah qui constitue un exutoire naturel.

Chapitre V
GEOCHIMIE DES
EAUX
SOUTERRAINES

V-1. Introduction :

La conception de tout travail hydrochimique est de dévoiler les caractéristiques physiques et chimiques, et les lois qui régissent les échanges eau/ roche.

Il a pour but le recueil de données des différents paramètres qui se conjuguent entre eux dans un milieu donné pour conférer à l'eau une qualité intrinsèque qui la diffère des autres.

La synthèse des données est présentée par des tableaux, des graphiques, des diagrammes, et des cartes hydrogéochimiques.

Les présentes études ont pour but de faire une approche de la mise en solution des divers éléments chimiques, leur origine et leur répartition dans l'espace et dans le temps. D'apprécier les phénomènes d'attaques et de dissolution et, d'autres phénomènes secondaires qui se définissent sous les termes de : concentration, échanges de bases, réduction des sulfates et qui viennent modifier la composition chimique des eaux d'examiner les concentrations physico-géologiques réglant toutes les réactions puis d'en tirer les conséquences qui en découlent à l'intérieur des nappes des eaux souterraines.

Une fois le travail accompli, nous aurons le privilège de classer les eaux à différents caractères et en fonction des teneurs des éléments chimiques qui entrent dans leurs compositions.

L'hydrogéochimie constitue un outil essentiel à l'étude du milieu aquifère tant par la diversité de ses informations concernant le magasin que par la possibilité de rendre compte des modalités de circulation des eaux souterraines.

Les informations hydrochimiques contenues dans les eaux naturelles souterraines sont considérées essentiellement être liées à deux catégories :

Les paramètres inertes qui servent comme traceurs ou indicateurs des conditions d'entrée et les paramètres réactifs qui enregistrent les processus qui ont lieu à l'intérieur du système et qui sont le résultat d'interaction eau-roche ; certains traceurs réactifs sont atténués durant l'écoulement, à partir de la source d'entrée, alors que d'autres augmentent en concentration avec le temps et seront contrôlés par la saturation vis-à-vis du minéral ou par d'autres mécanismes

Géochimiques En effet, on peut attribuer deux rôles à l'eau ; elle est à la fois créatrice et vecteur d'informations ((Delay and Aminot, 1974) et (Bakalowicz, 1992), (Khalil et al., 2002):

-L'eau créatrice d'information : lors de son transit dans un aquifère, l'eau dissout la roche. Ainsi, la qualité des substances dissoutes renseigne sur les minéraux composants la roche magasin. Ce rôle permet d'acquérir une bonne connaissance de la nature des terrains traversés, des limites du système et des conditions de séjour dans l'aquifère ;

- L'eau vecteur d'information : la composition chimique de l'eau peut évoluer durant son transit. Ainsi, l'information recueillie au niveau du point de prélèvement (source, forage,...) est fonction de la nature du réservoir, mais également du temps de transit. Ce deuxième rôle est complémentaire du premier, il renseigne sur le fonctionnement du système : vitesse de transit et modalités de circulation.

Ce chapitre présente le dispositif d'acquisition de données, les méthodes utilisées tant sur le terrain qu'au laboratoire. Enfin, les méthodes de traitement de données utilisées dans les chapitres suivants seront présentées.

V-2. Mécanismes de la salinisation

La salinisation est l'une des principales causes de dégradation de la qualité de l'eau dans le monde. Ce phénomène très répandu s'avère particulièrement problématique dans les régions arides et semi-arides où la ressource en eau douce se trouve en quantité très limitée.

L'accumulation de sels dans les eaux ou les sols. Processus selon lequel l'eau souterraine ou la solution du sol se minéralise sous l'influence de mécanismes physiques comme l'évaporation, accentué par un drainage interne insuffisant, la dissolution de minéraux. La salinisation des eaux consiste en une augmentation de la salinité des eaux douces de surface et souterraines. Cette dégradation de la qualité de l'eau peut rendre cette ressource impropre à la consommation humaine, à l'usage industrielle et affecter l'agriculture locale, en particulier les rivières.

V-2.2. Cycle de l'eau et minéralisation

Le cycle hydrologique désigne le cycle complet des phénomènes subis par l'eau depuis la vapeur d'eau atmosphérique, en passant par l'état liquide ou solide sous forme de précipitations, pour s'écouler sur ou sous terre jusqu'à la mer, et finalement retourner à la forme de vapeur d'eau atmosphérique par l'action de l'évaporation et de la transpiration.

Au cours de ce cycle, l'eau acquiert sa minéralisation au contact des différents réservoirs géologiques, biologiques et atmosphériques, processus auxquels se superposent les impacts des activités humaines sur la qualité de l'eau.

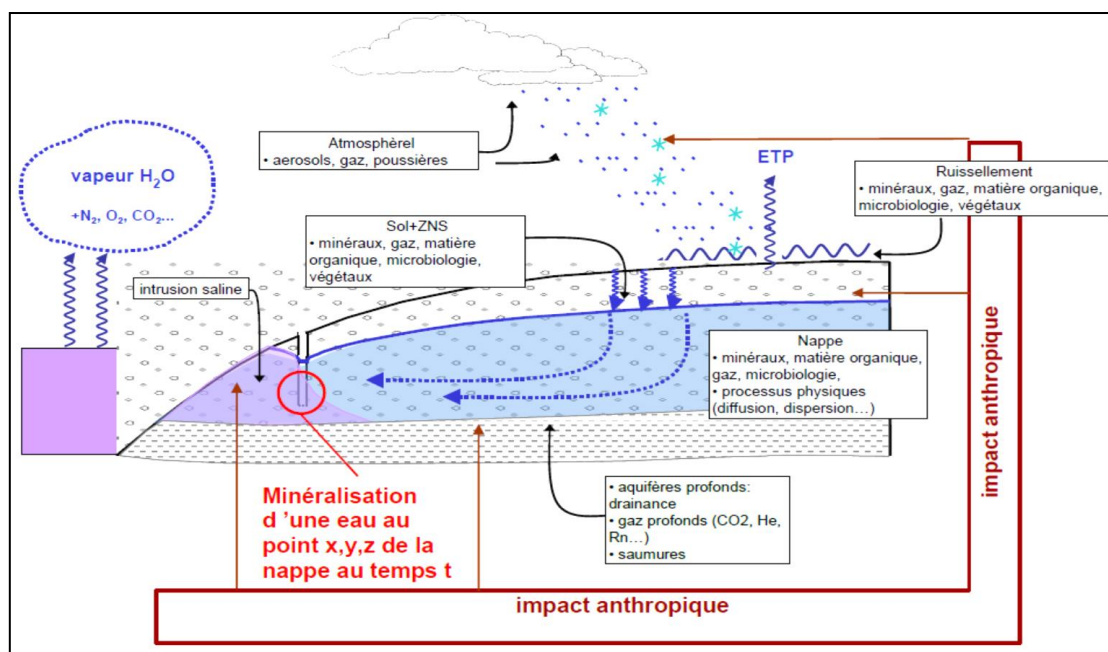


Figure V.1 : Le cycle de l'eau et l'acquisition de la minéralisation de l'eau.

V-2.3. Discrimination de l'origine de la salinité

La composition chimique des eaux des puits et des sources est majoritairement acquise lors de la traversée du sol et de son séjour dans le réservoir. L'eau, au contact de l'encaissant, acquiert une charge minérale caractéristique des roches traversées. Les éléments qui s'y trouvent en solution sont informatifs sur la nature de l'aquifère traversé. L'intérêt principal de cette étude, est de mieux caractériser la qualité des eaux souterraines de la plaine de F'kirina, ces variations dans l'espace, afin de contribuer à la connaissance de l'origine de la salinité Anthropique et naturelle.

L'étude du chimisme des eaux a pour but d'identifier les faciès chimiques des eaux, leur qualité de potabilité, ainsi que leur aptitude à l'irrigation. Elle permet de suivre aussi l'évolution spatiale des paramètres physico- chimiques et d'estimer leur origine en les corrélant avec la géologie.

La quasi-totalité des points d'eau de l'aquifère sont destinés à l'alimentation en eau potable et pour l'irrigation des terres agricoles. Pour être utilisée l'eau doit répondre à certaines normes qui varient en fonction du type d'utilisation.

Il s'agit d'une étude et interprétation des données des analyses physicochimiques des différents échantillons (64 échantillons en période hautes eaux avril 2018) (20 échantillons en période basses eaux November 2019) dans la région d'étude.

Les paramètres physiques mesurés sont le **pH**, **TDS**, **T°**, la **minéralisation** et la **conductivité**. Les paramètres chimiques consistent en les cations (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} et Ca^{2+}) et les anions (HCO_3^- , SO_4^- , Cl^-).

La fiabilité des analyses chimiques a été contrôlée à l'aide de la balance ionique (bi) exprimée par la formule de G. Castany, 1962 est représentée de la manière suivante :

$$bi = \frac{[\text{Somme anions} - \text{Somme cations}]}{[\text{Somme anions} + \text{Somme cations}]} \times 100\%.$$

Les analyses pour lesquelles le bi est supérieur à 6% ne seront pas une priorité pour nos interprétations.

V.3. Matériel et méthodes

V.3.1. Les campagnes d'acquisition de données

La première enquête concernant la mesure du niveau d'eau a été réalisée en avril 2018 sur un filet de 97 puits (localisation en Figure V.2). À la même date, un échantillonnage d'eau pour une analyse préliminaire (éléments majeurs) a été effectué dans 55 des 97 puits et dans 9 sources (Figure V.2). L'enquête a été répétée en novembre 2019, en sélectionnant 13 puits et 6 sources (emplacement dans la Figure V.2) pour une enquête géochimique plus complète, qui est présentée dans ce document. La plupart des puits concernés par l'enquête d'échantillonnage de novembre 2019 sont situés le long des sections AA', BB' et CC' (Figure V.51).

Les données géographiques et techniques des points d'échantillonnage de cette enquête figurent dans les tableaux 1 et 2. Les échantillons d'eau sont regroupés en fonction de leur position géographique comme appartenant à i) la plaine frontalière (2 puits et 6 sources situés à l'altitude la plus élevée entre 912 et 1282 m AMSL), ii) au Sud de la plaine (5 puits), iii) centre de la plaine (5 puits), et iv) près du lac (1 puits). L'utilisation des eaux souterraines des puits est à la fois domestique et d'irrigation, tandis que l'utilisation principale des eaux de source est domestique.

Les puits considérés sont principalement forés, avec une profondeur moyenne de 107 m sous le sol (b.g.). Les puits utilisent la technologie des puits tubulaires peu profonds, combinés avec de petites pompes à moteur ; bien qu'il n'y ait pas d'information sur la profondeur atteinte par les tubes, la longueur des puits indique qu'ils traversent approximativement toute l'épaisseur des lithologies du Plio-Quaternaire.

La plupart des fiches techniques des puits indiquent une succession de niveaux saturés, ce qui suggère que les échantillons d'eau souterraine prélevés par pompage peuvent collecter des eaux souterraines provenant de plus d'un niveau aquifère, donnant ainsi des informations potentiellement "mixtes" concernant leur qualité. (Rahal et al., 2021)

Pour les besoins de la présente étude, deux campagnes de prélèvements d'eau de l'aquifère Plio-Quaternaire ont été effectuées. La première s'est déroulée au printemps 2018. Son objectif était d'actualiser les données hydrochimiques

La seconde campagne s'est faite à l'automne 2019. Son objectif, faire des mesures de terrain et des prélèvements d'eau destinés aux analyses des ions majeurs et l'échantillonnage d'eaux de sources et de quelques forages pour des analyses d'éléments traces et des analyses isotopiques. Et les campagnes qui ont été fournies par la DHW de Khenchela et la DHW Oum el Bouaghi et l'ANRH.

V.3.2. Campagne de Avril 2018 :

Les prélèvements d'eau ont été réalisés sur les forages qui captent la nappe du Mio-Plio-Quaternaire à des profondeurs supérieures à 50 m, sur les sources situées à différentes altitudes, 900 m à 1600 m, qui affleurent dans les niveaux carbonatés du Crétacé sur les reliefs de la bordure Est et Sud-Est sur les eaux de surface (Oueds, Chott et Sebka).

Les échantillons sont conservés immédiatement dans une glacière portable avec une réserve de froid suffisante pour garder une température inférieure à 4°C à l'abri de la lumière.

Les paramètres physico-chimiques (pH, T°C, conductivité, Eh,) sont mesurés in situ à l'aide d'un appareil multiparamètres de marque HANNA., du laboratoire d'hydrogéologie de l'université de Tebessa.

Au cours de cette campagne, 97 points d'eau ont été échantillonnés dans le bassin de Gareat el Tarf qui compris la plaine de F'kirina, et nous n'avons sélectionné, pour cette étude, 64 points d'eaux répartis d'une manière homogène sur tout le secteur d'étude.

V.3.3. Campagne du mois de Novembre 2019

Cette campagne a permis de vérifier et corriger certaines mesures antérieures et d'en actualiser d'autres, comme elle était destinée à faire des mesures et prélèvements destinés à la géochimie isotopique et aux éléments traces. Toutes les sources à écoulement pérenne du versant Est et Sud-Est du massif de l'Aurès, ainsi que les sources thermales, ont été visitées, géo référencées et ont fait l'objet de mesures de débit, de pH, conductivité électrique, de température, de potentiel d'oxydo-réduction et de salinité. Le matériel de mesures en utilisant le kit d'analyseur portable (Hanna HI 9812-5) du laboratoire d'hydrogéologie de l'université de Tébesa. L'altitude des sources a été notée à partir d'une carte topographique et géologiques au 1/50 000, avec l'aide aussi de Google Earth et les programmes GIS, Surfer, Grapher.

Dans la plaine, nous avons sélectionné les forages profonds assortis de mesures de débits, niveau statique, profondeur, altitude, pH, conductivité électrique, température, salinité et potentiel redox.

Pour des raisons de commodité, nous avons adopté une autre numérotation aux différents points d'eau. (Figure V.2)

Un échantillonnage d’eaux de surfaces a touché les oueds, les sources et lac de sebkhat Gareat el Tarf.

Des difficultés d’accessibilité de terrain nous ont empêché d’effectuer des mesures et de prélèvement sur les eaux de sebkha et de chotts Durant cette campagne 20 points d’eau ont été échantillonnés dans le but de suivre l’évolution de leur composition isotopique et chimique.

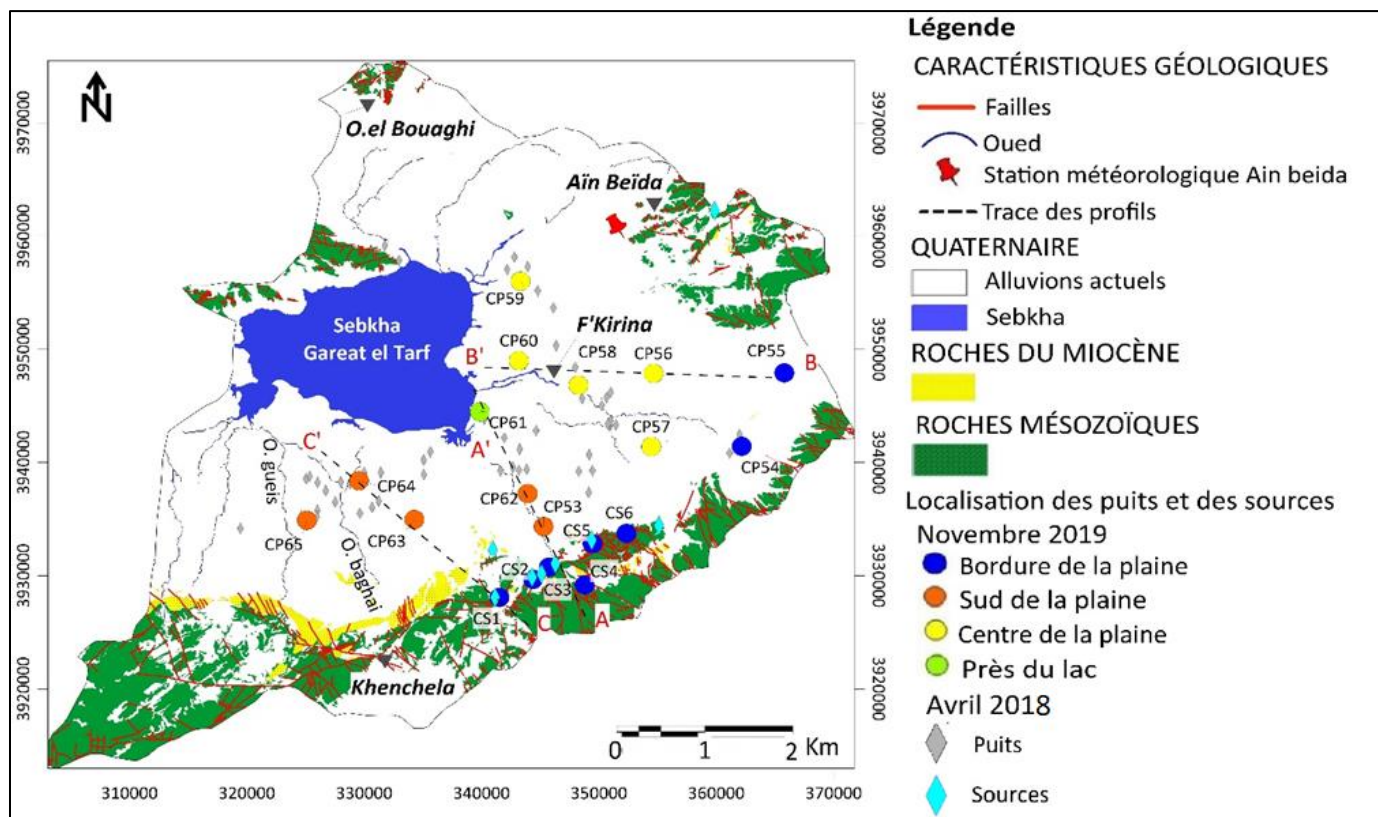


Figure V.2 : Localisation des puits et Sources (campagne 2018/2019)

V.3.4. Autres données utilisées dans ce travail

Nous avons aussi exploité la base de données de la direction d’hydraulique de la wilaya (DHW) de Khenchela et Oum el Bouaghi. A cet effet, 115 points d’eau ont été répertoriés, visités et échantillonnés. Il s’agit des forages, puits, sources, chott et sebkha.

V.4. Origine et validation des données hydrochimiques :

V.4.1. Qualité des mesures et des prélèvements :

Les échantillons d’eau souterraine des deux enquêtes d’échantillonnage ont été prélevés après une purge du puits pendant au moins 20 minutes ; ensuite, le pH, la température et la conductivité électrique (CE) ont été mesurés in situ sur chaque échantillon, à l’aide du kit d’analyseur portable (Hanna HI 9812-5). Les échantillons ont été conservés à 4°C. L’alcalinité a été mesurée dans la journée au Laboratoire de l’environnement sédimentaire et des ressources minérales et hydriques de l’Est algérien de l’Université de Tébessa (Algérie). Les échantillons

collectés en avril 2018 ont été analysés au laboratoire C.E.R.A.D société FERPHOS Tebessa Bir el Ater pour une caractérisation préliminaire concernant la composition en ions majeurs. Ca^{2+} , Mg^{2+} ont été analysés par spectroscopie d'absorption atomique à l'aide d'un Analyst 400 (PerkinElmer),



Figure V.3 : Détermination de calcium et magnésium

Na^+ et K^+ avec un photomètre de flamme modèle 410 (Sherwood) ;



Figure V.4 : Détermination du sodium et potassium

La méthode volumétrique a été utilisée pour les bicarbonates et les chlorures,

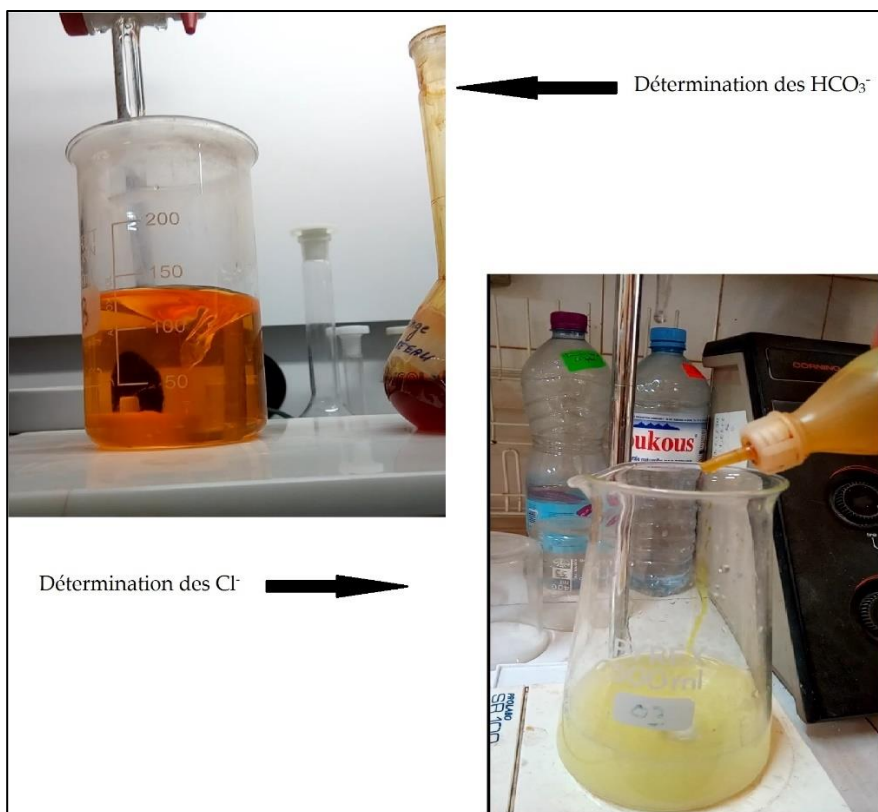


Figure V.5 : détermination des chlorures et bicarbonates

Tandis que le spectrophotomètre DR2000 (Hach) a été utilisé pour les sulfates. Le bilan d'erreur moyen pour les échantillons de 2018 est de 1,3 %.



Figure V.6 : détermination de sulfates

Les échantillons prélevés en novembre 2019 ont été analysés dans des laboratoires italiens pour une étude détaillée incluant les éléments mineurs et les éléments traces ainsi que les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène. Les anions (F^- , Cl^- , Br^- , NO_3^- , SO_4^{2-}) ont été analysés au département de physique et des sciences de la terre de l'université de Ferrara (Italie) par chromatographie ionique à l'aide d'un Dionex ICS-1000.

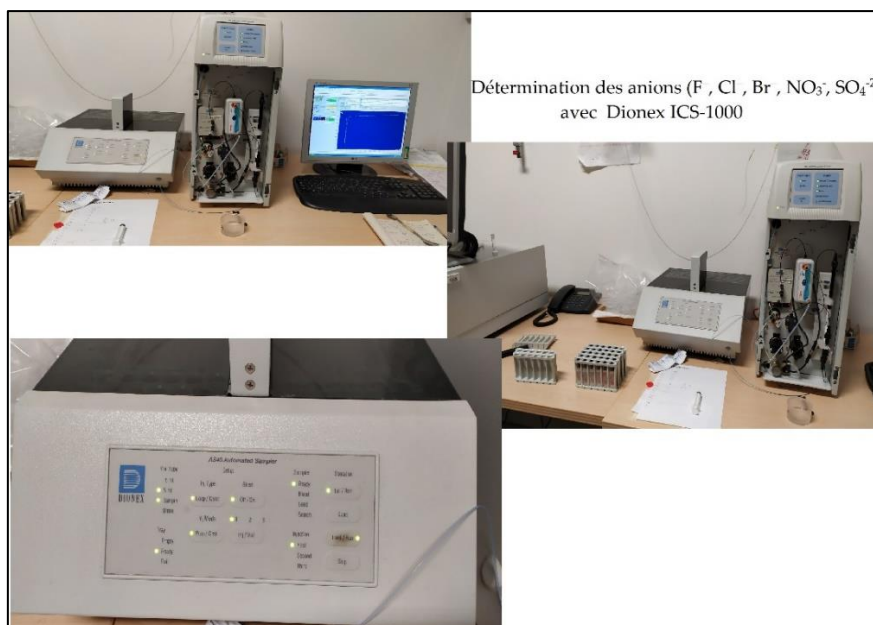
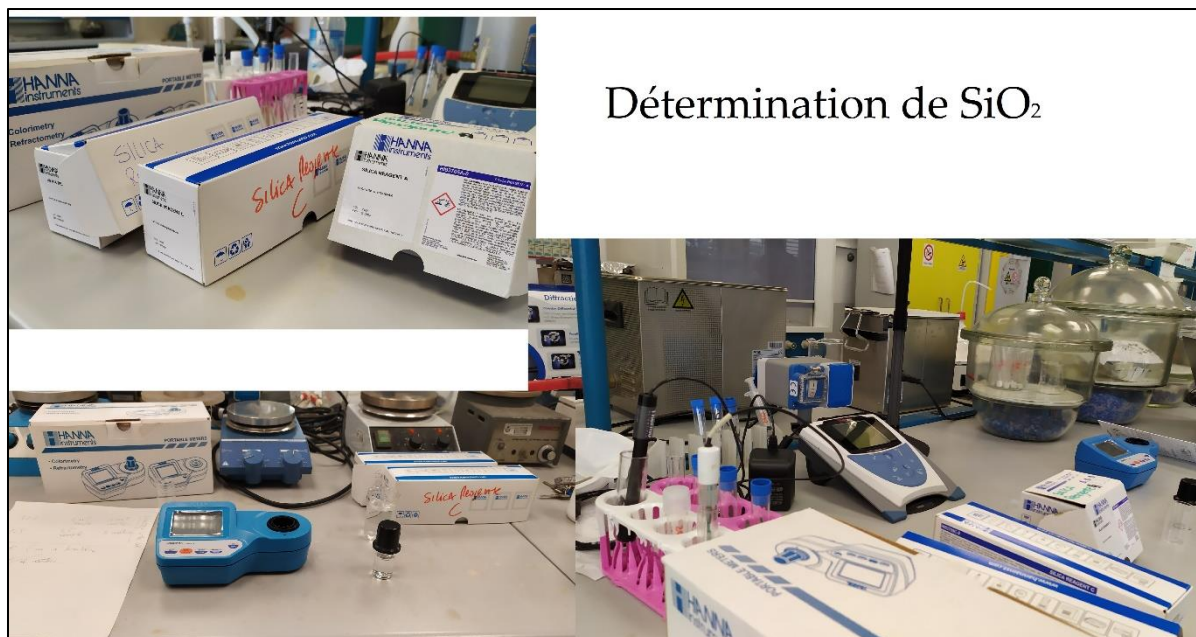


Figure V.7 : détermination des anions

Les cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) ont été analysés par chromatographie ionique à l'aide d'un Metrohm IC-900 au département des sols, de l'environnement, de l'agriculture et de la sylviculture de l'université de Padoue (Italie). La concentration de silice dissoute (SiO_2 en mg/L) a été déterminée à l'aide du photomètre portable de silice HI-96705 (Hanna Instrument) qui fonctionne dans la gamme 0-2 mg/L. Le bilan d'erreur moyen est de -2,3%.



Détermination de SiO₂

Figure V.8 : détermination des silicates

Les éléments traces ont été analysés par un ICP-MS Agilent 7800 au Département des Sciences de la Terre de l'Université de Florence (Italie) en utilisant le Rh comme standard interne, la solution d'accord Agilent Technologies contenant 1 µg/L de Ce, Co, Li, Mg, Y dans une matrice HNO₃ à 2%, et la solution standard multi-élémentaire Merck VI pour la calibration. Les échantillons ont été analysés à différentes dilutions pour correspondre à la gamme d'étalonnage pour la plupart des éléments. L'exactitude et la précision, calculées sur la base d'analyses répétées des échantillons et des standards, étaient meilleures que 10 % pour tous les paramètres considérés.

La composition isotopique de l'hydrogène et de l'oxygène a été déterminée au Département de Physique et des Sciences de la Terre de l'Université de Ferrara, en utilisant l'analyseur isotopique CRDS Los Gatos LWIA 24-d (Los Gatos Research). Les rapports isotopiques de 2H/1H et 18O/16O ont été exprimés en notation δ ($\delta = (R_{\text{sample}} / R_{\text{standard}} - 1) \times 1000$) par rapport à la norme internationale Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW). Trois normes de bracketing ont été systématiquement exécutées pendant les sessions d'analyse. Ces étalons, obtenus auprès de la Los Gatos Research Company, ont été étalonnés conformément au protocole international de l'AIEA (Agence internationale de l'énergie atomique). La précision et l'exactitude analytiques, basées sur des analyses répétées des standards, étaient meilleures que 0,3% et 1,0% pour $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$, respectivement (Marchina et al., 2015); (Natali et al., 2016). Comme indiqué dans (Marchina et al., 2020), l'écart-type moyen de 366 échantillons est de 0,7‰ pour $\delta^2\text{H}$ et de 0,14‰ pour $\delta^{18}\text{O}$. Les lignes de régression calculées dans les sections suivantes sont obtenues par la méthode des moindres carrés ordinaires (MCO

), et aucune différence significative n'est observée en adoptant d'autres méthodes de régression (Marchina et al., 2020).



Figure V.9 : Analyses isotopiques

V.5. Études des paramètres physico-chimiques :

V.5.1. La cartographie chimique :

Les données de l'hydrochimie sont représentées sur des cartes, les principales cartographiées dans notre étude, sont les éléments majeurs (Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^- , Cl^- , NO_3^-) D'une manière générale, la cartographie chimique, pour tous les éléments étudiés, dans ce travail, révèle clairement deux zones distinctes. Une au Nord pour des concentrations moins importantes que dans la seconde zone au Sud, le théâtre des concentrations élevées et dans la majorité des cas au-dessus des seuils de potabilité d'une façon général.

V.6. Étude des paramètres physiques :

V.6.1. La température :

La température est un paramètre intéressant dans l'étude des eaux. En effet elle joue un rôle important dans la détermination du pH.

Elle permet également de différencier les eaux qui circulent près de la surface de celle qui circulent en profondeur.

La variation thermique des eaux souterraines peut être en fonction de la profondeur de l'aquifère.

Si l'aquifère est très profond, les eaux ne sont influencées que par le gradient géothermique généralement ces eaux ne présentent pas de grandes variations de température.

température de référence. Le standard international est 25°C même si certains auteurs utilisent encore la correction à 20°C.

$$CE_{25} = CE_{Tmes} * \frac{1}{(1 - 0.022)(25 - Tmes)}$$

Tmes : Température de mesure (°C) ;

CE₂₅ : Conductivité électrique (µS.cm-1) corrigée à 25°C

Elle permet une estimation approchée de la minéralisation les classe de risque ont été définies.

C1 risque faibleCE ≤ 0,25

C2 risque moyen.....0, 25 ≤ CE ≤ 0.75

C3 risque élevé.....0, 75 ≤ CE ≤ 2, 25

C4 risque très élevé.....CE ≥ 2, 25

La région d'étude marquée par des conductivités allant de 400 µs/cm (S5) à 3300 µs/cm au (P38). Les valeurs de la conductivité électrique montrent que la plupart des puits dépassent la norme recommandée relative à la potabilité des eaux, surtout pendant la période des basses eaux.

Les valeurs minimales sont enregistrées à l'amont de la nappe.

Les valeurs maximales sont de l'ordre de 3300 (µS.cm-1), on les rencontre dans la zone d'accumulation des eaux souterraines, au Nord-Est de la nappe, elles sont dues aux dépôts évaporitiques issus de Djebel Tarf, et au sud par les Aures.

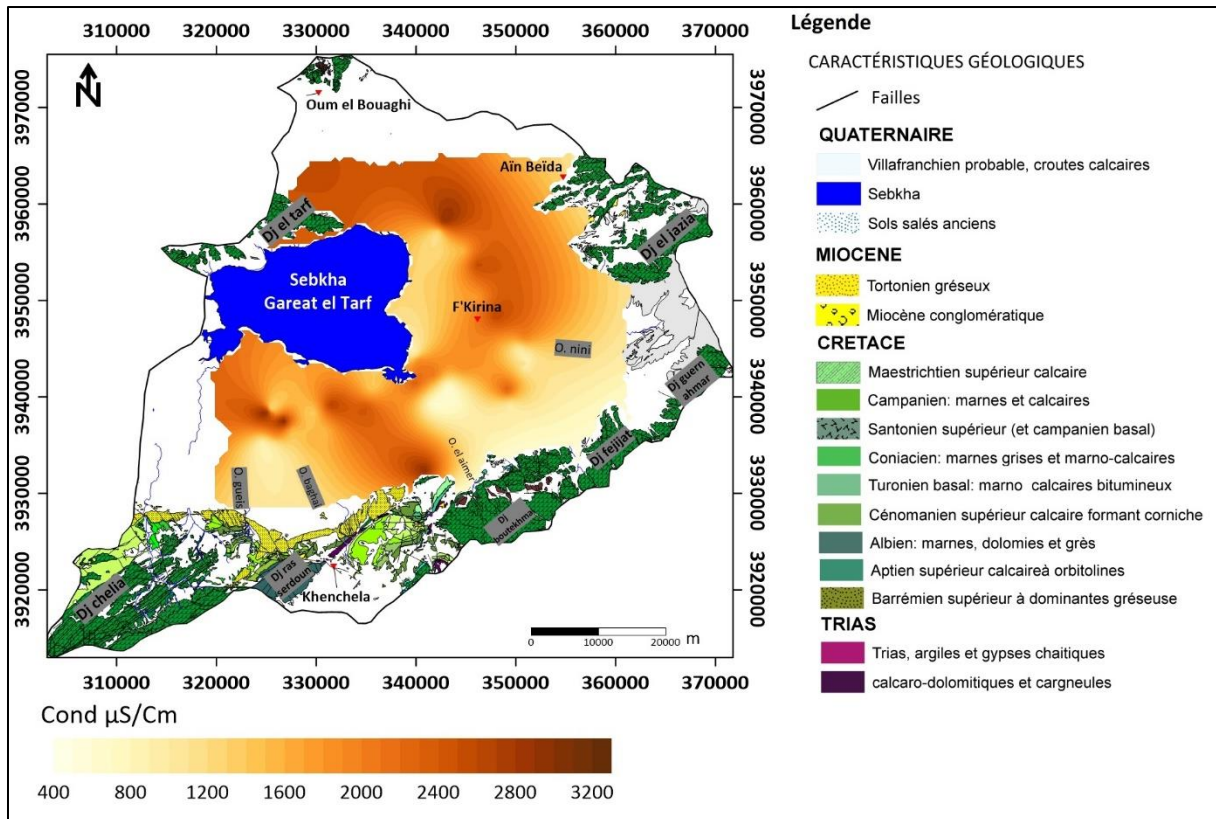


Figure V.11 : carte iso-teneurs de la conductivité

V.6.3. Le potentiel d'hydrogène (pH) :

Le potentiel Hydrogène (pH) est un coefficient qui caractérise l'acidité ou la basicité d'une eau. Une eau est acide si son pH est inférieur à 7, basique si son pH est supérieur à 7. Une eau est dite neutre à pH 7. Le pH d'une eau naturelle dépend de son origine et de la nature des terrains traversés.

Un pH inférieur à 7 peut provoquer une corrosion des tuyauteries métalliques. Supérieur à 8, il entraîne une diminution de l'efficacité du processus de désinfection au chlore et peut conduire à des dépôts incrustants dans les circuits de distribution donc :

- ✓ Quelque soit la pureté d'une eau elle est toujours conductrice. Cette conductibilité est due à la dissociation (très faible) de l'eau en ions hydrogène (H^+) et hydroxyde (OH).

On observe trois zones distinctes, la première située aux bordures de la plaine à l'Est, Sud-Est représentant un pH basique (>7) au niveau de Dj. El Jazia, et oued Nini et Dj guern ahmar et la partie Sud de sebkhat Gareat Tarf, et au Sud un pH acide (<7) notamment à Dj. Serdoun, Oued Baghai ce phénomène est due à la concentration élevée en CO_2 , dans la partie centrale de la plaine un pH ($=7$) neutre a basique.

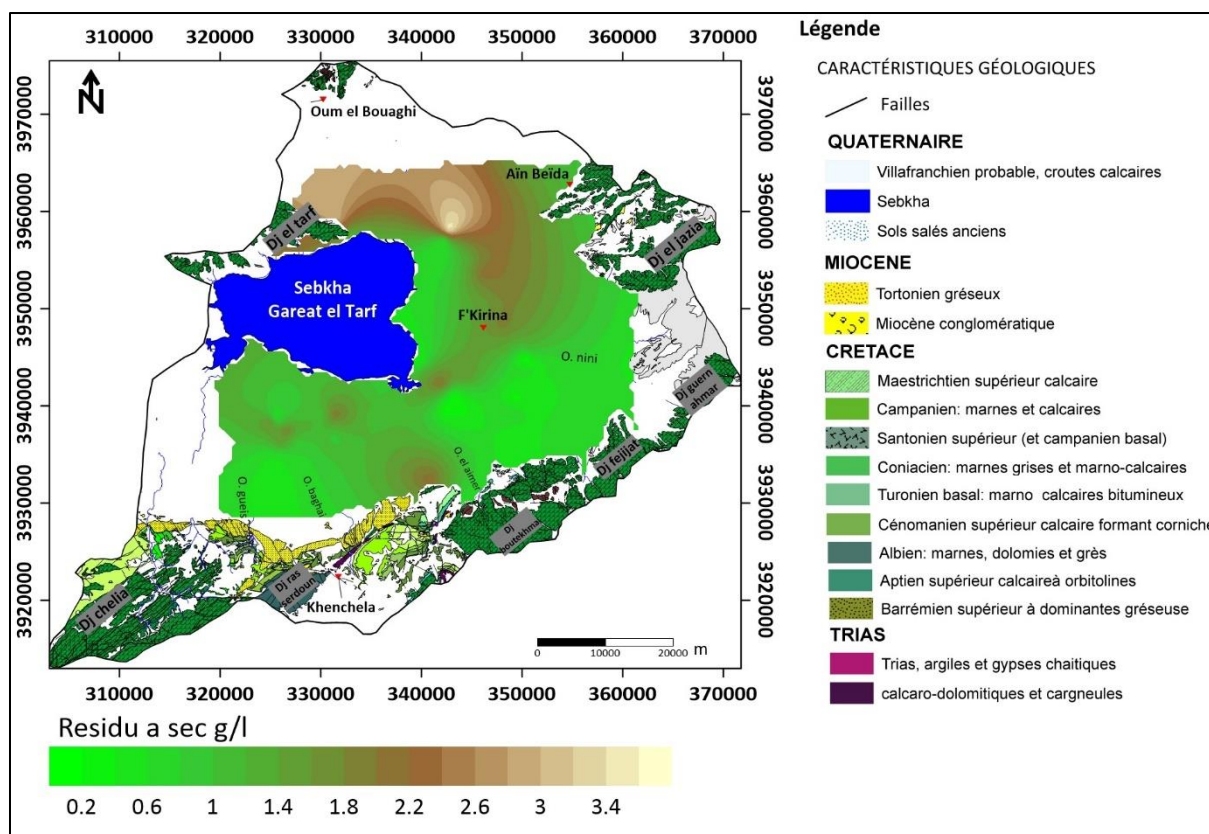


Figure V.13 : carte iso-teneurs du résidu a sec

V.7. Les éléments majeurs :

V.7.1. Le calcium (Ca^{2+}) :

Le calcium, élément principal de la dureté de l'eau, est un métal alcalino-terreux extrêmement répandu dans la nature et en particulier dans les roches calcaires sous forme de carbonates. Ses sels se rencontrent dans presque toutes les eaux naturelles. Ils s'y dissolvent en majorité lors de l'attaque des roches calcaires par l'anhydride carbonique dissous (CO_2). Il est essentiels pour les plantes et les animaux. La concentration du Ca^{2+} dans toutes les eaux est contrôlée par le système d'équilibre $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{CO}_3\text{-HCO}_3$ (Mattheß, 2009)

Le calcium est un élément essentiel des minéraux constituant les roches ignées, spécialement les silicates (pyroxène, amphibole et feldspaths). Dans les roches sédimentaires, il se présente sous forme de carbonates (calcite, dolomite et aragonite), comme il fait parti de quelques minéraux évaporétiques à savoir le gypse et l'anhydrite et aussi dans le minéraux argileux sous forme de Ca-montmorillonite (Hem, 1985).

On remarque sur cette carte, que les valeurs extrêmes de calcium sont enregistrées au niveau de Dj Fedjijet, et Boutokhma, au Sud-Est et Sud de la plaine et eu centre cette concentration élevée en calcium est dû à la nature des terrains de calcaires de Maastrichtien supérieur, et villafranchien, qui constitue du calcaire.

très fracturée). Dans le reste de la plaine la distribution du magnésium ressemble à celle du calcium, dont les valeurs les plus élevées se trouvent au Sud près de Djebel Knif (« S2 » et « 3 ») et à l'Ouest (zones de fins des cours d'eau) où l'écoulement est faible et la minéralisation est très élevée.

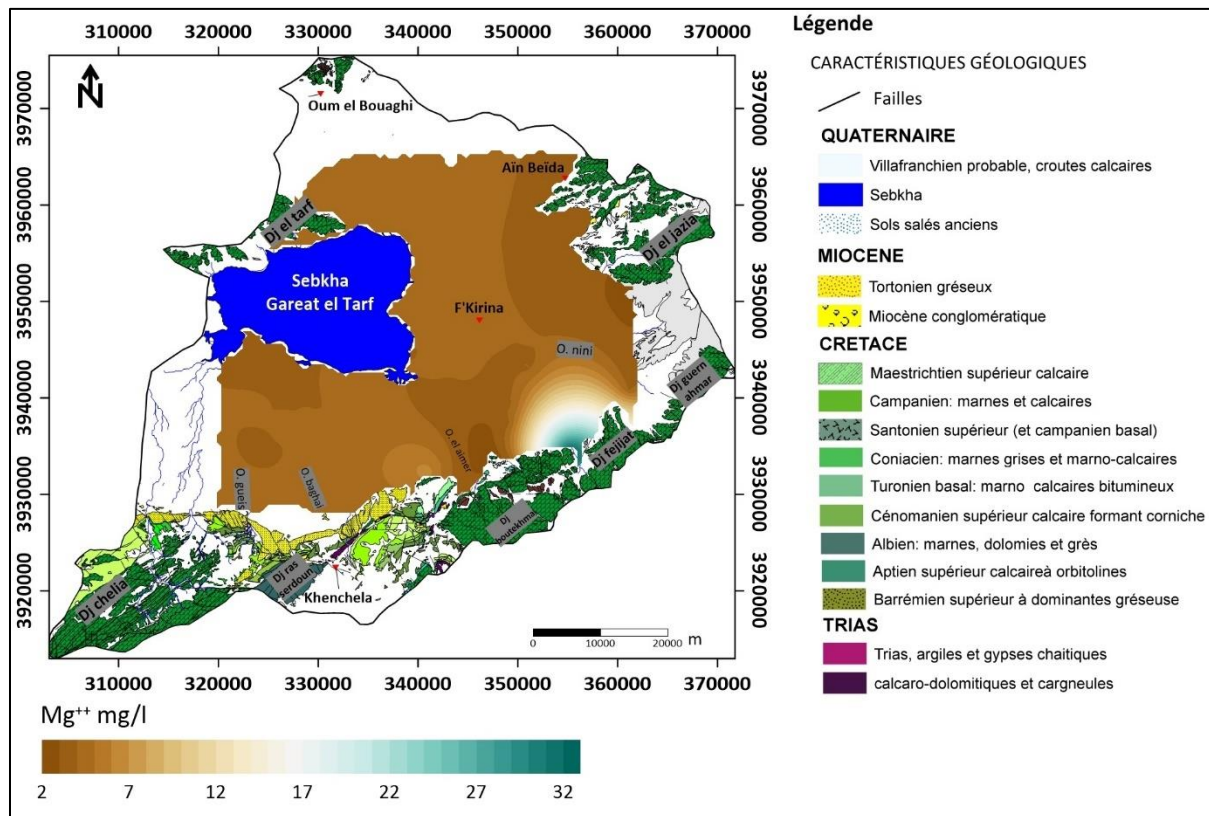


Figure V.15 : carte iso-teneurs de magnésium

V.7.3. Sodium (Na⁺):

Cet élément, très abondant (environ 26g/kg de la croûte terrestre soit environ 2.8%) ne se rencontre pas naturellement à l'état natif mais toujours associé à d'autres éléments chimiques (Chlorures, sulfates....). Le principal minéral contenant le sodium est le sel gemme (chlorures de sodium). L'omniprésence du sodium et la grande solubilité de ses sels expliquent sa présence dans la majorité des eaux naturelles. Des teneurs anormalement élevées peuvent provenir du lessivage ou de la percolation de terrains salés aussi de l'effet de la salinité marine. Le potassium est un élément naturel des eaux où sa concentration, à peu près constants, ne dépasse habituellement pas 10 à 15 mg/l, sauf dans certains contextes géologiques particuliers où elle atteint 20 à 25 mg/l. Le potassium provient de l'altération directe des roches silicatées (feldspaths, orthoclase, microcline et mica) (Hamad et al., 2017). Dans les sédiments, le potassium se trouve essentiellement dans les feldspaths altérés, dans les particules des mica ou dans les minéraux argileux sous forme de cation d'inter couches, comme c'est le cas pour l'illite, la vermiculite, le chlorite, le mica hydraté et la montmorillonite (Fehdi, 2008)

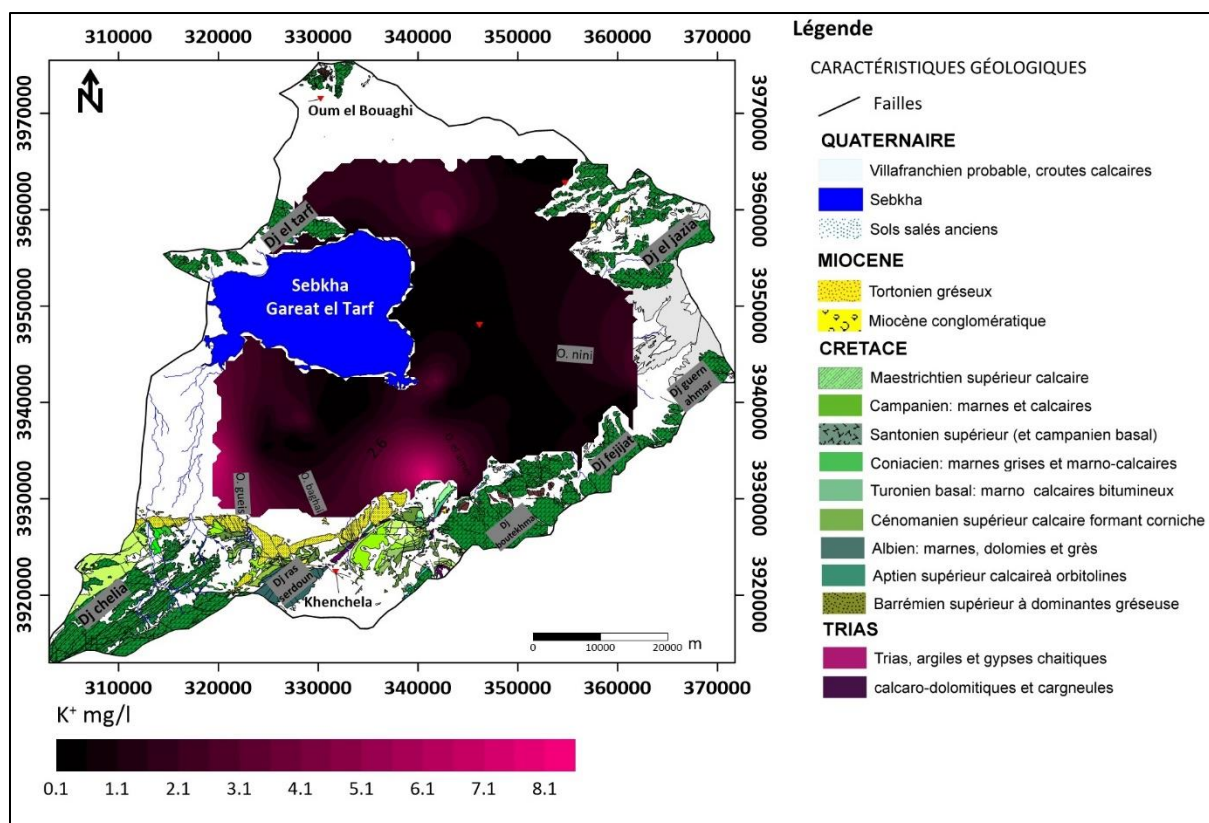


Figure V.17 : carte iso-teneurs de potassium

V.7.5. Sulfate SO_4^{2-} :

L'origine des sulfates, dans la région d'étude est attribuée au lessivage de gypses ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) et d'anhydrite ($CaSO_4$). Ces deux minéraux se dissolvent très rapidement en contact avec l'eau, la réaction de dissolution de gypse est représentée par l'équation suivante (Freeze et Cheery, 1979) :



Théoriquement, si le gypse est dissous dans une eau douce, cette eau devient salée avec un TDS d'environ 200-2.500 mg/l et un anion dominant SO_4^{2-} .

De nombreuses sources indiquent une concentration importante en sulfates sous l'effet des contacts entre les eaux et les marnes (Figure V.18) et aussi le phénomène de thermalisme ou niveau Hammam Knif, Cependant nous remarquons une variation des concentrations d'un point à un autre (Figure V.19), ce qui montre l'impact des formations à l'affleurement sur le chimisme des eaux (formations gypseuses).

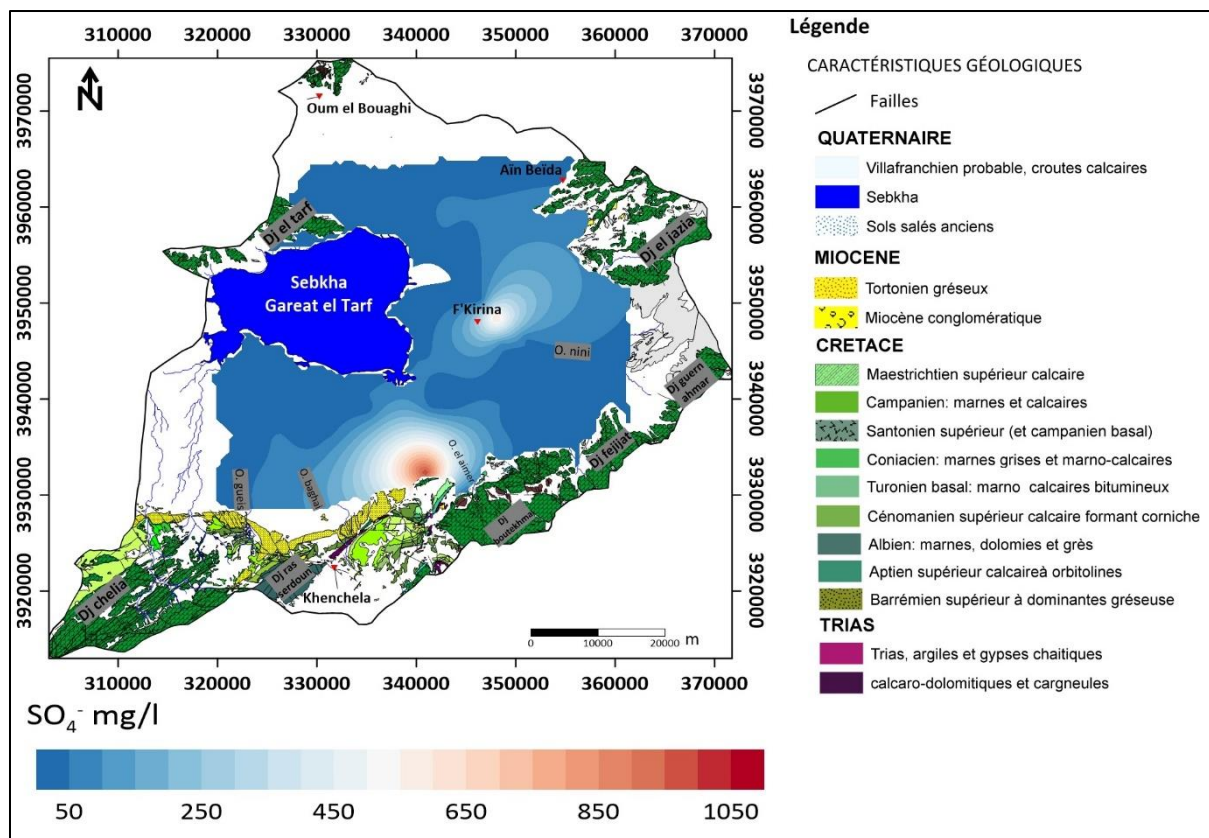


Figure V.18 : carte iso-teneurs de sulfates



Figure V.19 : localisation de source thermal Knif

V.7.6. Les chlorures Cl⁻ :

Très répandus dans la nature, généralement sous forme de sels de sodium (NaCl), de potassium (KCl) et de calcium (CaCl₂), les ions chlorures (Cl⁻) dans la grande partie se trouvent dans les océans, constituent environ 0.05 % de la lithosphère. De façon générale, l'ion chlorure est présent dans toutes les eaux à des concentrations différentes. Dans les eaux souterraines, les teneurs en ions chlorures peuvent atteindre quelques grammes par litre au contact de certaines formations géologiques.

Dans notre région caractérisée par un climat semi-aride, on peut lier les teneurs importantes en chlorures qui dépassent parfois les 1200 mg/l au lessivage superficiel ce qui est le cas à l'Est de la plaine (autour du puits P49) et tout au long de l'Oued Nini (zone de drainage) où nous avons des teneurs qui varient entre 230 mg/l et 450 mg/l. Ainsi, et d'après la carte de la distribution des chlorures (Figure V.20), les fortes teneurs en chlorures sont observées au Sud de la plaine autour des puits « P38 » et « P40 » ce qui peut être lié au lessivage des formations triasiques, et à l'Ouest de la plaine très proche de la Gareat Et-Tarf (P19) avec des teneurs qui dépassent les 855.5 mg/l, donc c'est l'influence possible de la Gareat. De même, on trouve de fortes teneurs en Chlorures dans la partie Nord-Ouest de la plaine notamment au niveau du puits « P50 » ce qui est dus probablement à la pollution de la nappe par l'infiltration des eaux usées qui viennent des rejets de Ain Beida (pollution industrielle).

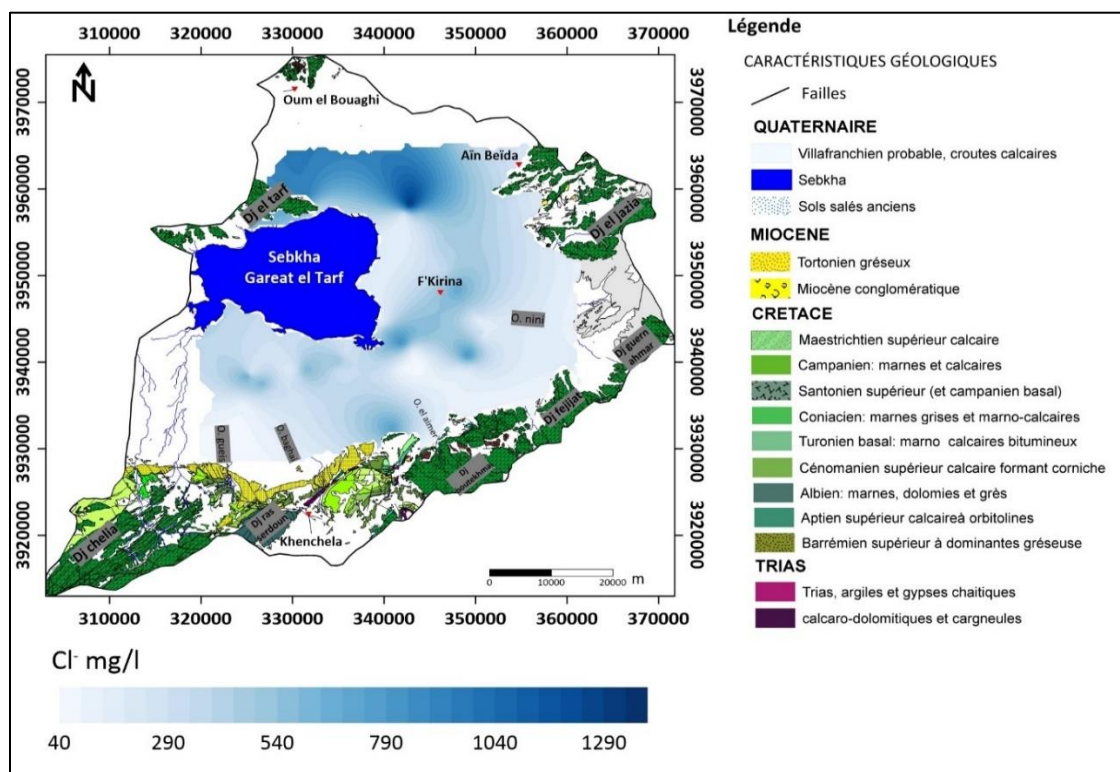


Figure V.20 : carte iso-teneurs de chlorures

V.7.7. Bicarbonates HCO₃⁻:

Le système Carbonate- CO₂ est une importante réaction qui contrôle l'apparition de différentes espèces carbonatées dans l'eau (Freeze et Cheery, 1979) ;



A l'équilibre calco-carbonique, la teneur en CO₂ libre est appelée « CO₂ équilibrant ». Si la concentration réelle devient supérieure à cette valeur suite au chargement des eaux d'infiltration à travers la zone non saturée, l'excès est appelé « CO₂ agressif » et peut dissoudre les différents minéraux carbonatés (calcite, dolomite...) qui sont en contact avec les eaux de l'aquifère Plio-quaternaire. Si la concentration en CO₂ est inférieure à celle du CO₂ équilibrant, il y aura précipitations des carbonates (eau incrustante). Ce processus constitue la source principale des bicarbonates dans les eaux souterraines.

Concernant les concentrations en bicarbonates, la carte montre deux grandes parties distinctes : les parties en Nord dans Djebel Tarf, caractérisé par les calcaires aptien avec des teneurs atteignant 549.9 mg/l, la partie central caractérisées par des faibles teneurs en HCO₃ notamment 97.5 mg/l, aux alentours de Sebkhia Gareat el Tarf ceci est en rapport direct avec la nature des eaux karstique sous l'effet de stagnation prolongé et à l'Est à Fdjijet et Guern ahmar,. Cependant la partie Sud présente des valeurs élevées notamment à Jebel Serdoun qui est matérialisée par des calcaires, favorise l'enrichissement des eaux en bicarbonates avec des teneurs 348.9 mg/l.

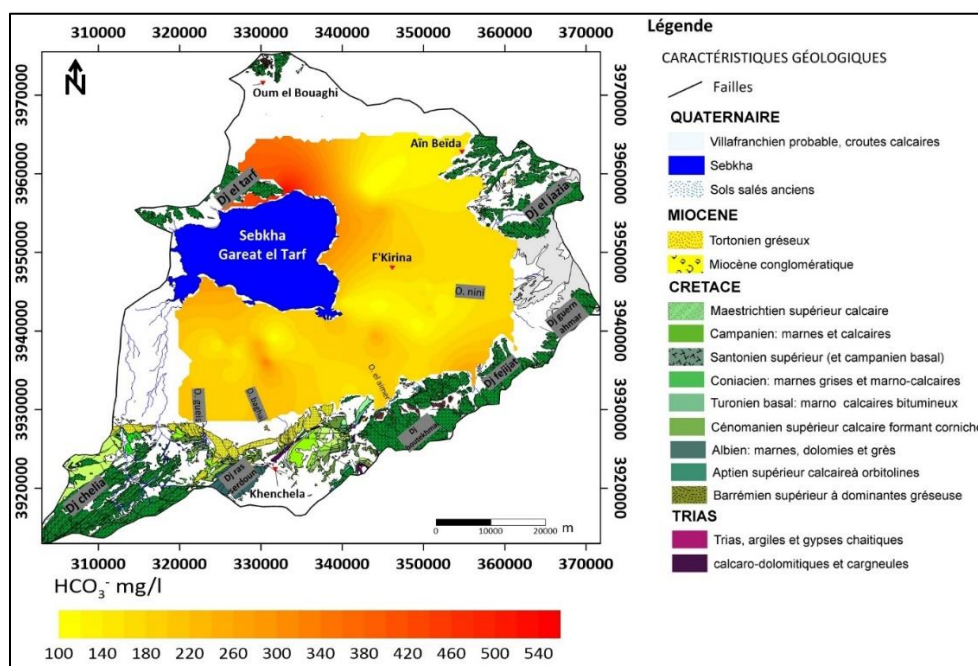


Figure V.21 : carte iso-teneurs de bicarbonates

V.7.8. Les nitrates (NO₃):

Les nitrates représentent la forme la plus oxygénée de l'azote, c'est une forme très soluble. Sa présence dans les eaux souterraines est liée à l'utilisation intensive des engrais chimiques et organiques ce qui est le cas de la plaine de F'Kirina (Figure V.22) où les teneurs les plus élevées en nitrates sont observées dans les zones très cultivées caractérisées par un développement de l'agriculture irriguée, au Sud de la plaine au (P43) et au Nord-Ouest au (P50) avec des concentrations qui dépassent les 90 mg/l. Par contre les teneurs les plus faibles en nitrates (de 5 à 25 mg/l) sont observées au niveau des forages qui alimentent les villes d'Ain Beida et El-Djezia.

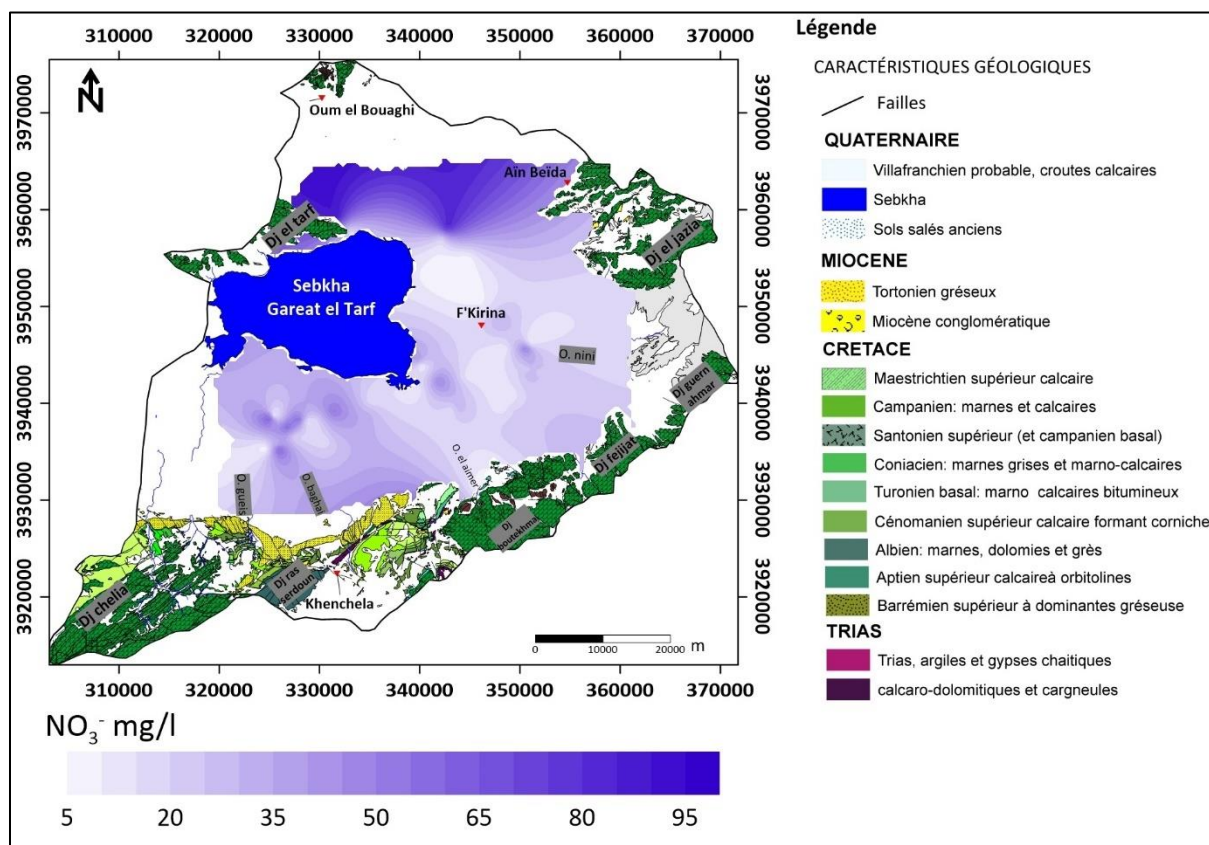


Figure V.22 : carte iso-teneurs de Nitrates

V.8. Les faciès chimiques :

Face à de nombreuses données hydrogéochimiques, il est important de hiérarchiser les informations qu'elles peuvent apporter (Hem, 1986). Une première approche consiste à obtenir une représentation graphique des données. Ces représentations ont pour but de classer les prélèvements selon les grands types d'eau.

V.8.1. Interprétation par le diagramme de PIPER.

Il existe de nombreuses représentations visuelles de ce type de donnée (Zaporozec, 1972). Parmi toutes les méthodes, celle de Piper a été retenue car elle permet un affichage aisé d'un grand nombre de données (Piper, 1944) Il s'agit d'afficher les prélèvements analysés dans deux classifications ternaires, représentant respectivement les cations et les anions, et dans une classification losangique qui fait la synthèse de ces observations. Cette représentation est complémentaire des diagrammes binaires (Hem, 1986). Les diagrammes binaires illustrent la relation qui existe entre deux ions ou groupes d'ions. Ils permettent ainsi de comprendre les réactions chimiques ayant lieu au sein de l'aquifère (e.g. (Zhu et al., 2007), Wu et al., 2009 ; (Kanduč et al., 2010)

La région d'étude est composée de roches sédimentaires : calcaires, dolomies, évaporites et marnes. Les différentes lithologies réagissent avec l'eau dans les aquifères et des ions spécifiques entrent en solution. Les types d'ions utiles au traçage naturel dépendent donc de la lithologie et des réactions chimiques.

Les marnes de la région d'étude sont composées en majorité d'illite, smectite, montmorillonite, kaolinite et chlorite ((Chamley and Masse, 1975); Arnaud & Monleau, 1979 ; Redondo, 1986). Les réactions chimiques entre ces minéraux et les eaux de l'aquifère sont complexes car elles dépendent de leurs compositions chimiques et des conditions thermodynamiques des écoulements ((Mathur et al., 2005)). Cependant, leurs influences sur le contenu ionique peuvent être appréciées grâce à l'indice d'échange de base, i.e.b. (Paquereau and Schoeller, 1959). Celui-ci repose sur un rapport entre les ions issus des phyllosilicates Cl⁻, Na⁺ et K⁺:

$$i. e. b. = r \frac{Cl - (Na + K)}{Cl} \quad \text{Où } r \text{ est la concentration en meq/L.}$$

Lorsqu'il est positif, cela signifie que peu de Na et K sont relâchés dans l'aquifère par rapport aux chlorures, et donc que les argiles n'ont que peu d'influence sur la composition ionique de l'eau.

Pour les 62 échantillons, le diagramme de Piper montre que les prélèvements se répartissent autour de trois pôles (Figure V.23). La projection des résultats des analyses chimiques dans ce

diagramme fait apparaître clairement une très grande variation de la chimie des eaux souterraines. Il découle de cette projection des résultats des analyses que tous les trois faciès du diagramme de Piper sont représentés : Faciès bicarbonaté calcique, Faciès chloruré ou sulfaté calcique et Faciès chloruré sodique.

Cette variation des faciès est due au temps de déplacement d'eau de l'amont vers l'aval de la nappe de l'Est vers l'Ouest qui se dirige vers l'exutoire de Sebkhah Gareat el Tarf où nous observons Le faciès bicarbonaté calcique des eaux souterraines dans les formations carbonatées des bordures de la plaine de F'kirina , et le faciès chloruré sodique qui représentent le faciès dominant. Les eaux de quelques sources et forages de la région Est de la plaine ont une tendance vers un faciès différent localement, chlorurée calcique. Pour les deux sources Ben Feh et Ain Touzelt (calcaire Maastrichtien en contact avec les marnes à une grande distance) et Forage P51 (calcaire villafranchien) on a marqué un faciès Bicarbonaté sodique. Ces pôles représentent respectivement l'eau des aquifères carbonatés karstiques (Fournillon, 2012)

Tableau V-1: Pourcentage de faciès chimique dans les échantillons des eaux souterraines de F'kirina (Avril 2019):

Faciès Chimiques	Sulfaté Sodique %	Bicarbonaté Sodique %	Bicarbonaté Calcique %	Chloruré Sodique %	Chloruré Calcique %
% des faciès dans les puits	1.4%	1.6%	22.2%	51.3 %	24.1 %

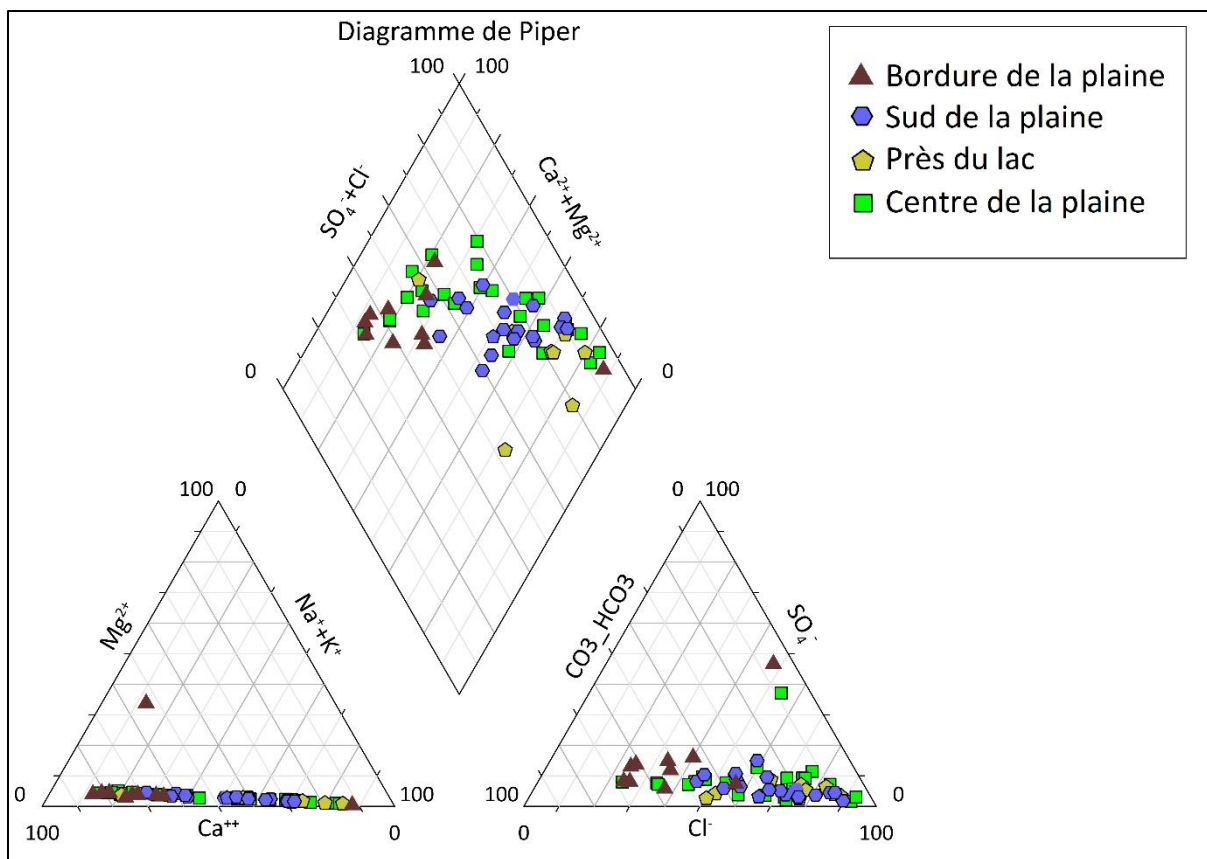


Figure V.23 : classification des eaux par diagramme de piper

V.8.2. Classification de Stabler:

Dans cette classification, les concentrations exprimées en (me/l) sont réduites en quantités en réaction en pourcent (%) et peuvent être exprimées de façon imagée par une formule caractéristique ou formule ionique qui s’obtient en classant les quantités en réaction en pourcent de gauche vers la droite et par ordre décroissant en se basant sur la prédominance de tel ou tel anion.

Tableau V.2 :faciès chimique classification de Stabler

Point d'eau	Formule caractéristique	Faciès chimique
F1	FB-Ca mix HCO3 CL	Bicarbonaté calcique
F2	S-Ca mix HCO3 CL	Bicarbonaté calcique
F3	FB-Ca HCO3	Bicarbonaté calcique
P1	B-Ca HCO3	Bicarbonaté calcique
P2	B-CaCl	Chloruré calcique
P3	FB-CaCl	Chloruré calcique
P4	S Na Cl	Chloruré sodique
P5	B-Ca mix HCO3 CL	Chloruré calcique
P6	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P7	FB-CaCl	Chloruré calcique
P8	B-Ca mix HCO3 CL	Bicarbonaté calcique
P9	B-Ca mix HCO3 CL	Chloruré calcique

P10	B-Ca mix HCO3 CL	Chloruré calcique
P11	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P12	FB-CaCl	Chloruré calcique
P13	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P14	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P15	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P16	B-Na Cl	Chloruré sodique
P31	FB-CaCl	Chloruré calcique
P32	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P33	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P34	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P35	B-CaCl	Chloruré calcique
P49	Fb-Na Cl	Chloruré sodique
P17	FB-Na Cl	Chloruré calcique
P18	B-Ca mix HCO3 CL	Chloruré calcique
P19	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P20	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P21	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P22	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P50	Fb-Na Cl	Chloruré sodique
P51	B Na Cl	Chloruré sodique
P23	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P24	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P25	B-Na Cl	Chloruré sodique
P26	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P27	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P29	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P30	FB-Ca mix HCO3 CL	Bicarbonaté calcique
P36	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P37	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P38	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P39	B-Na Cl	Chloruré sodique
P40	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P41	B-Ca mix HCO3 CL	Chloruré calcique
P42	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P43	B-Ca mix HCO3 CL	Chloruré calcique
P44	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P45	FB-Ca mix HCO3 CL	Chloruré calcique
P47	FB-Na Cl	Chloruré sodique
P52	FB-CaCl	Chloruré calcique
P48	FB-Ca mix HCO3 CL	Bicarbonaté calcique
P46	FB-CaCl	Chloruré calcique
S 2	FB-Ca mix HCO3 CL	Bicarbonaté calcique
S 3	FB-Ca HCO3	Bicarbonaté calcique
S 4	FB-Ca mix HCO3 CL	Bicarbonaté calcique
S 5	FB-Ca HCO3	Bicarbonaté calcique

S 6	FB-Ca mix HCO ₃ CL	Bicarbonaté calcique
S 7	FB-Ca HCO ₃	Bicarbonaté calcique
S 8	B-Na mix So ₄ Cl	Sulfaté chloruré sodique
S 9	FB-Ca mix HCO ₃ CL	Bicarbonaté calcique

V.8.3. Interprétation par le diagramme de Durov.

Les ions majeurs des concentrations, TDS et les valeurs de pH sont tracées ensemble selon le diagramme de Durov (Durov, 1948)(**Figure V.24**). Les eaux karstiques présentent différents types d'eau principalement de HCO₃⁻ Ca, tandis que certains échantillons tombent dans le faciès chimique Na-SO₄ et en dissolution et fichiers de processus de mélange sans anion ou cation dominant (Lloyd, J. A., 1985). Stuyfzand water classification (Stuyfzand, 1986), basé sur une classification hiérarchique structurée en fonction des concentrations d'anions et de cations majeurs, constitue un outil utile pour l'évaluation de la chimie de l'eau. Quatre sous-classifications différentes sont identifiées en fonction du chlorure contenu, niveaux de dureté totale, ions dominants et contribution de sel de mer pour le type principal, type, sous-types et subdivisions de classe respectivement. Le tableau V2 illustre l'évaluation de la qualité de l'eau sur la base de la classification de Stuyfzand. Les eaux de la plaine de F'kirina sont principalement des eaux fraîches saumâtres (Fb) (96,30%) avec une teneur en Cl comprise entre 90 et 1400 mg / l alors que 2,7% des eaux analysées présentent des eaux fraîches (B) avec une teneur en Cl comprise entre 90 et 300 mg / l et seulement pour 1,17 l'eau est Saline (s). La teneur la plus élevée en Cl est attribuée au forage situé au Nord de l'aquifère mixte des alluvions. Selon la classification de dureté totale (Stuyfzand, 1986), les eaux échantillonnées tombent dans trois catégories différentes; 58.06 % sont modérément durs, 40.32% sont durs et 1.6% sont très douces à l'eau de source des bordure de calcaire maestrichtien, les sources Mechta hennchir, El djazia, Zaouia, Kalaa, Ain, Methnen, Ben Fech, Ain Touzelt, Knif de l'éocène aquifère et un échantillon du réservoir du Turonien. Dans la base de subdivision de classes différentes, toutes les eaux karstiques présentent un équilibre entre les concentrations de Na, K et Mg avec les sels de mer contenu. Le tableau 2(Annexe 01) illustre la distribution spatiale des faciès hydrochimiques des eaux souterraines. Quatre types d'eau différents ont été identifiés. La majorité des points d'eau (56,52%) présentent une dominance de faciès Ca-Cl. 21,73% des échantillons révèlent un Na-SO₄ types d'eau tandis que 2,56% sont attribués au champ Ca-HCO₃⁻. Les forages au centre de la plaine montrent une dominance des concentrations de Na et Cl.

Tableau V.3 : classification de la dureté de l'eau

TH (°f)	0 à 7	7 à 15	15 à 30	30 à 40	40
Eau	très douce	douce	plutôt dure	dure	très dure

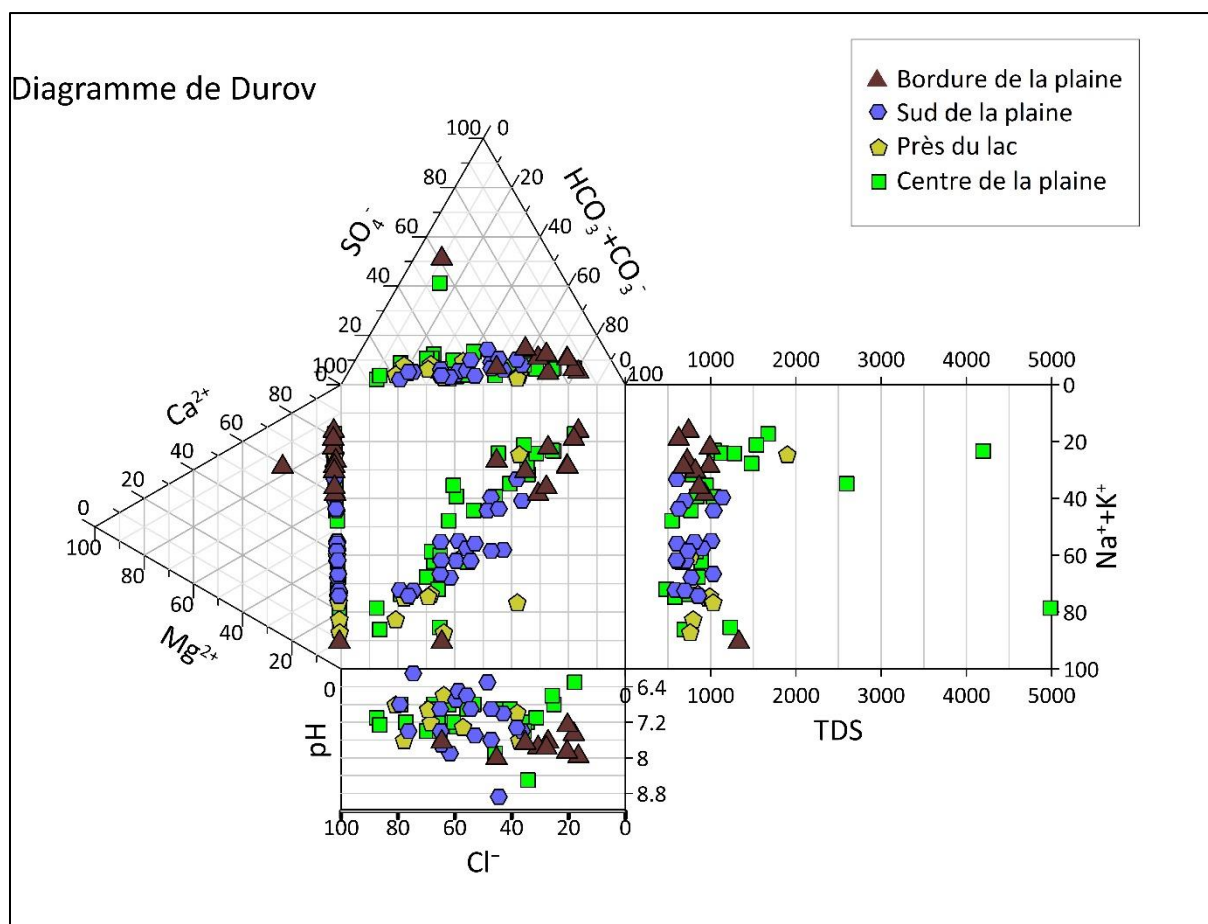


Figure V.24 : classification des eaux par diagramme de durov

V.8.4. Interprétation par le diagramme de SCHOELLER-BERKALLOF.

Ce type de représentation, établie par Schoeller et repris pas Berkaloff, porte sur un semi logarithmique les quantités en réactions des anions et des cations sur l'axe des ordonnées et sur les abscisses les éléments chimiques à pas régulier, et ceci pour chaque point d'eau de prélèvement.

Le diagramme tracé pour la période de Avril 2018 (Figure V.25,26,27,28), confirme principalement un faciès chloruré sodique, permettant de dire que la minéralisation des eaux est liée aux ions Cl⁻ et Na⁺ a l'aval de la nappe. Secondairement, on observe un faciès bicarbonaté calcique et aussi sulfaté sodique aux bordures de la plaine l'amont de la nappe.

Généralement les graphiques qui sont marquées par des fortes concentrations et qui sont en première position sur la figure sont liés à la présence des évaporites ou thermalisme et aussi le contact calcaire-marne que ceux positionnés au milieu de la figure caractérisent les sources se trouvant à l'extrémité Est, Nord et au centre de la région d'étude ce qui explique en quelque sorte les teneurs élevées de calcium, des bicarbonates et des sulfates.

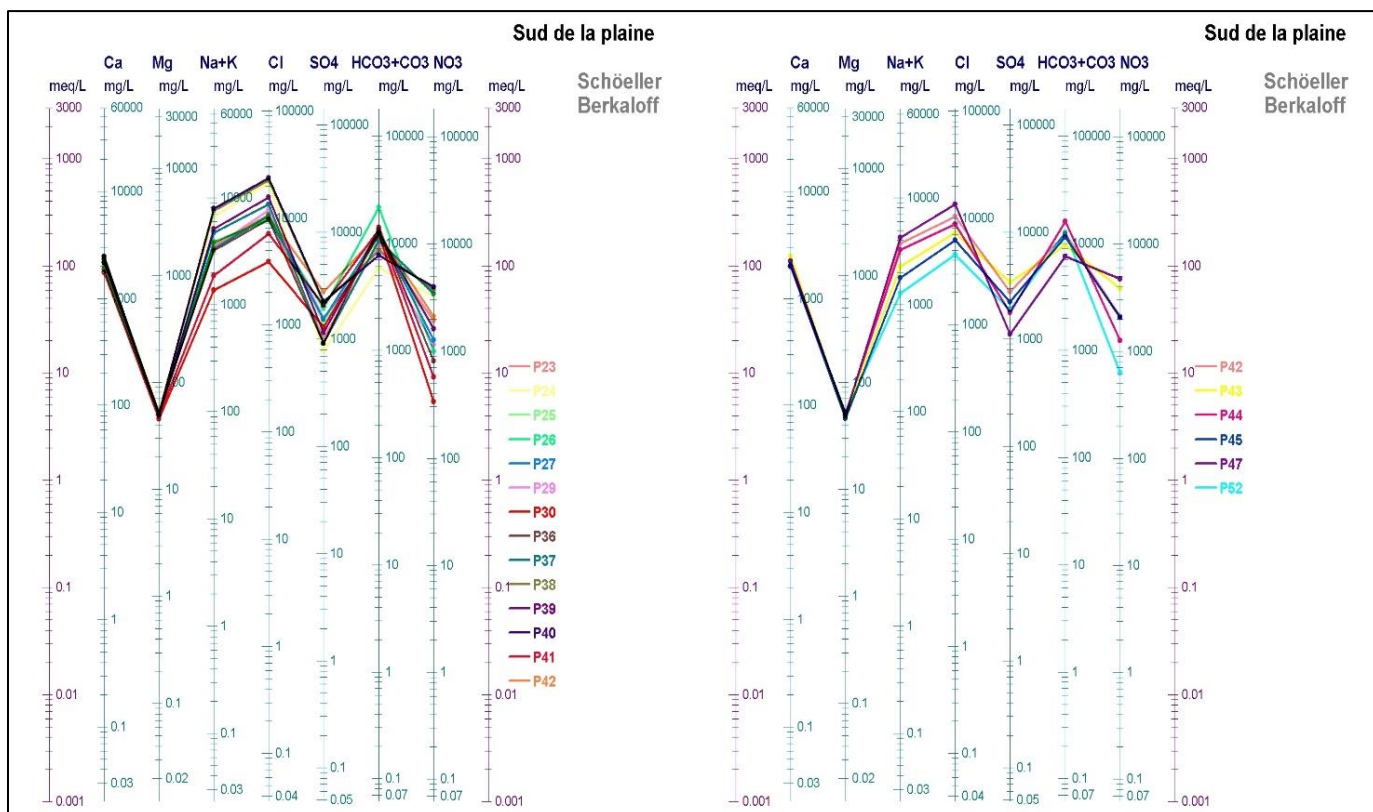


Figure V.25 : classification des eaux par diagramme Schoeller sud de la plaine

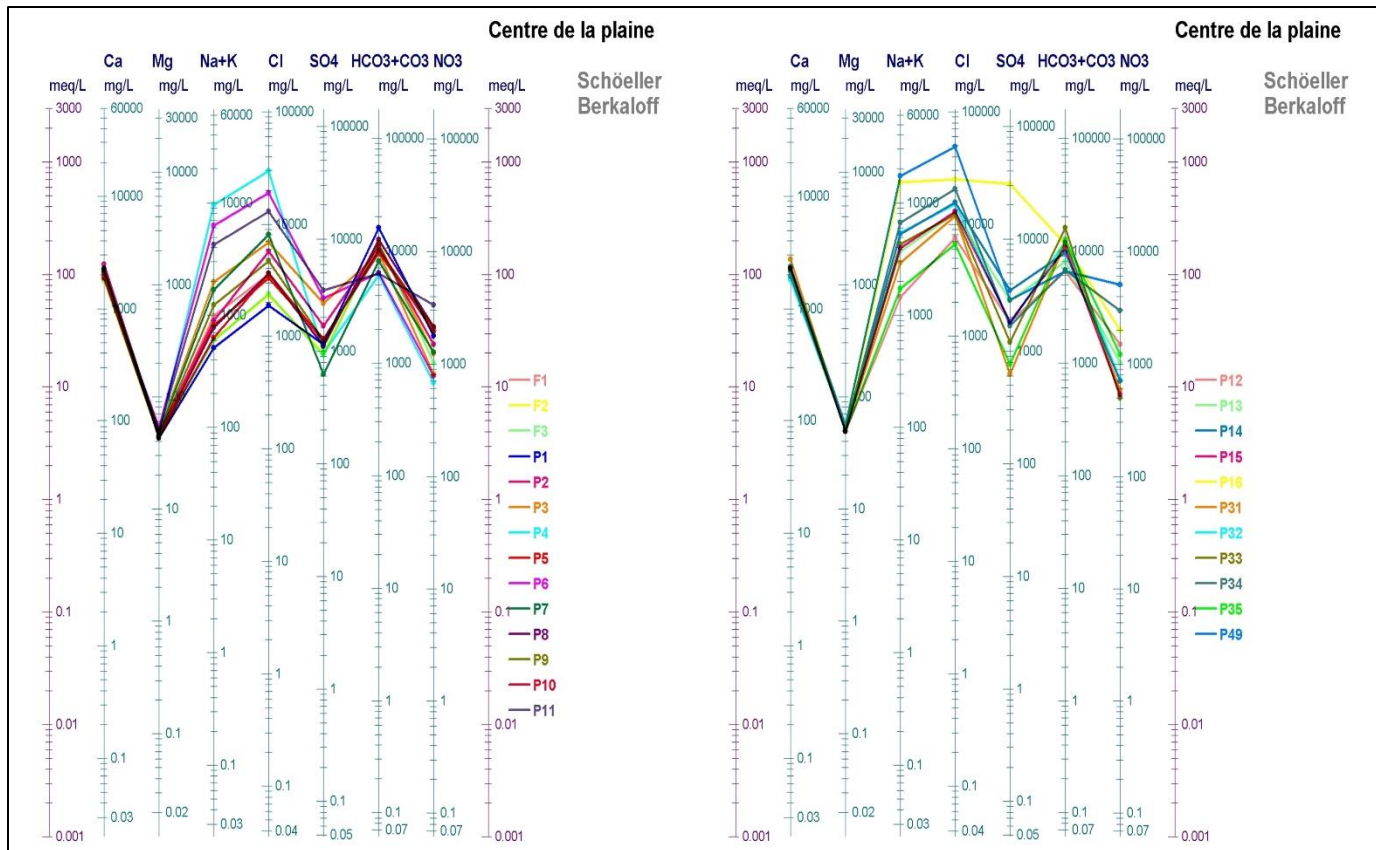


Figure V.26 : classification des eaux par diagramme Schoeller centre de la plaine

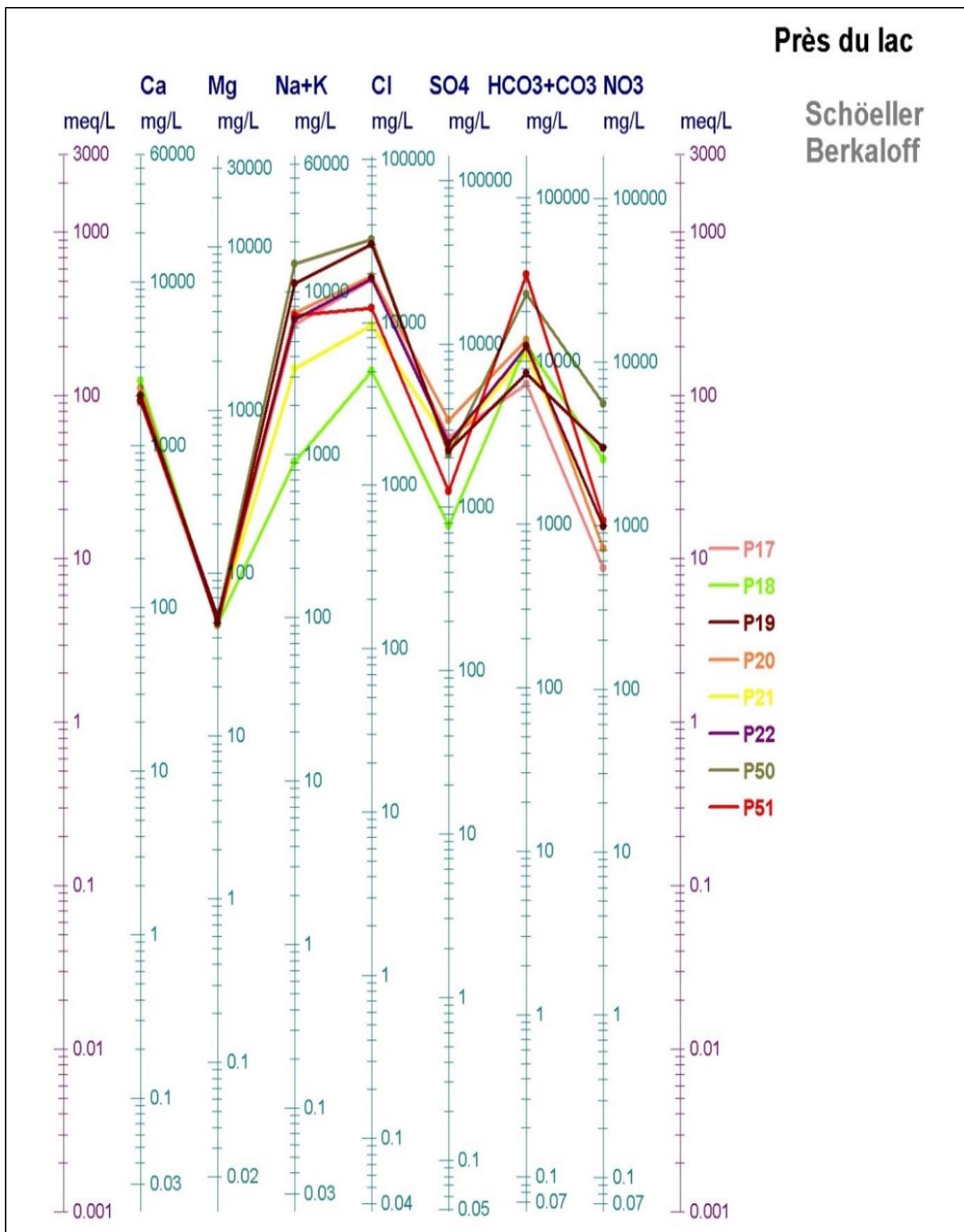


Figure V.27 : classification des eaux par diagramme Schoeller près du lac

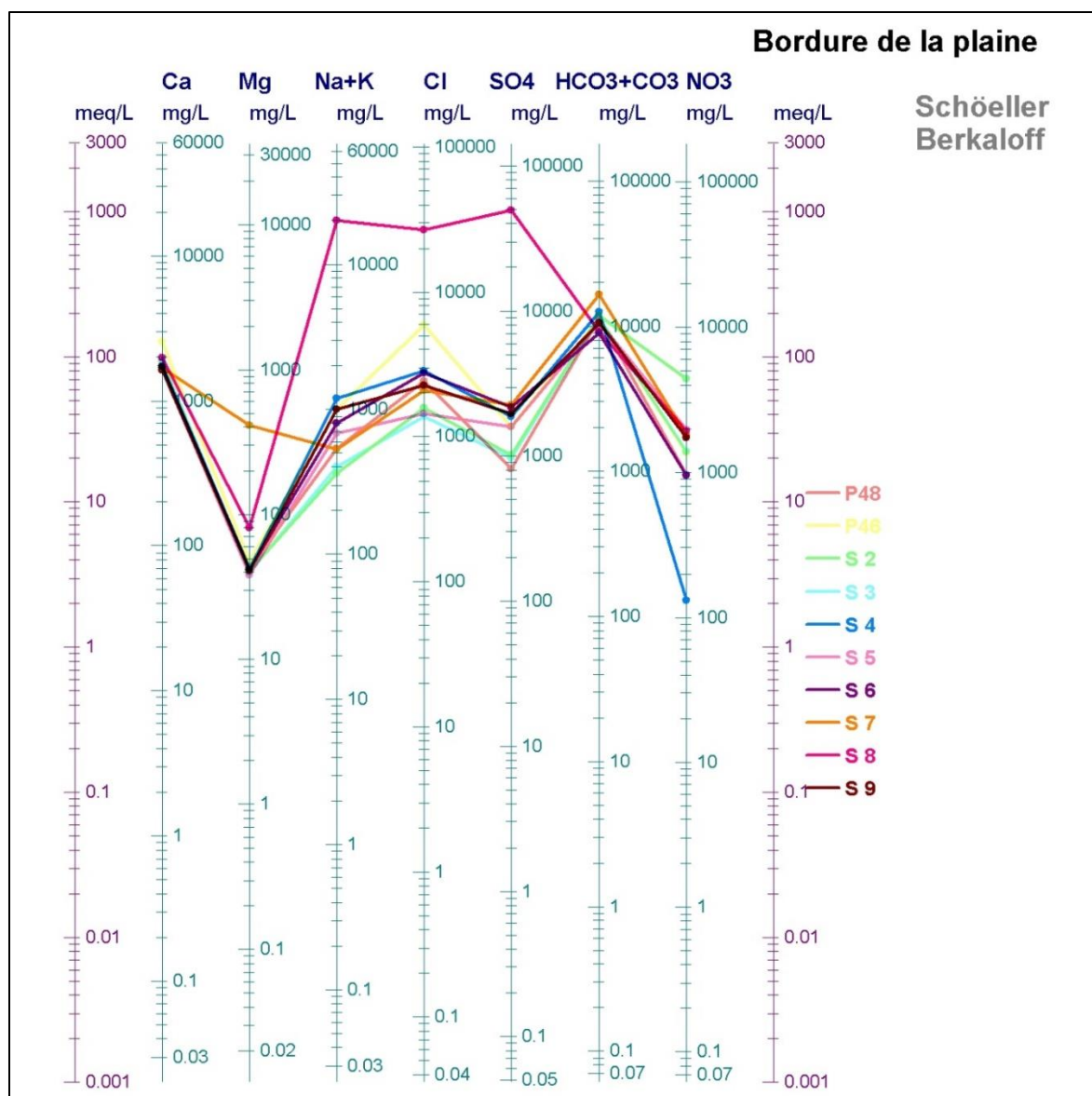


Figure V.28 : classification des eaux par diagramme Schoeller bordure de la plaine

V.9. Les rapports caractéristiques

On appelle rapport caractéristique, le rapport de certains éléments chimiques exprimés en milliéquivalent. L'étude des variations de ces rapports donne de précieuses indications sur l'alimentation et la circulation des eaux souterraines, elle permet aussi de voir l'évolution des eaux d'un stade à un autre pendant leur trajet souterrain.

V.9.1. Interprétation par le diagramme de binaires (Corrélation inter-éléments).

Les diagrammes binaires, présentés dans la (Figure V.29(A,B,C)) , servent à préciser les informations apportées par le diagramme de Piper. En effet, ce dernier a montré que les sources et les forages ont une composition chimique lié à l'opposition carbonatée.

L'effet de la dissolution est d'ailleurs observé dans la relation entre les ions Cl⁻ et Ca²⁺ et montre des rapports Ca²⁺/SO4²⁻ avec une corrélation assez bien. Ceci témoigne d'une origine commune

de ces ions qui est probablement liée à la mise en solution de l'anhydrite et du gypse (effet de la dissolution) (**Figure V.29 B**).

En comparant les rapports de $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ et $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}/\text{HCO}_3^-$ (**Figure V.29 A,C.**), on peut conclure que le calcium précipite sous une autre forme à côté de la calcite et qui est la dolomite à constante de dissolution plus faible, par ajout des concentrations de magnésium. Dans les aquifères karstiques, le magnésium est un élément qui s'acquiert après un temps de séjour prolongé avec la roche. Ceci est la conséquence de la cinétique de dissolution lente de la dolomie ((Mudry, 1987); (Emblanch, 1997); Plagne, 1997; (Batiot and Emblanch, 2000); (Batiot-Guilhe, 2002); (Celle-Jeanton et al., 2003)). C'est la raison pour laquelle le rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ est un bon indicateur du temps de séjour de l'eau dans l'aquifère. En effet, le calcium entre rapidement en équilibre avec la roche et au cours d'un temps de séjour prolongé, cet élément a tendance à précipiter, ce qui provoque une diminution des concentrations en Ca^{2+} dans l'eau. A l'opposé, les concentrations en Mg^{2+} augmentent lentement au cours du temps. Le rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ augmente donc lorsque le temps de séjour de l'eau dans l'aquifère augmente.

C'est principalement attribués aux points d'eau Aptien-Albien, deux échantillons provenant du Turonien et Aquifères du Maastrichtien respectivement. Cela peut s'expliquer par la contribution de l'évaporation dissolution dans la chimie de l'eau améliorée par la circulation d'eau thermique. La domination d'altération des formations carbonatées est évaluée par la corrélation des puits des ions majeurs avec EC valeurs qui illustrent une forte corrélation entre l'augmentation des valeurs de salinité et Mg et Ca contenus. La relation dépendante linéaire Ca vs Mg montre une diminution du ratio molaire avec augmentation de la teneur en Ca^{2+} . Il se réfère à la dissolution congruente de la calcite et de la dolomie minéraux selon les équations suivantes (Wang et al., 2006), (Dar et al., 2014):



La bonne corrélation entre les minéraux carbonatés et les valeurs TDS, le sulfate, le sodium et le chlorure montrent à leur tour une relation significative avec l'augmentation de la minéralisation d'eaux souterraines. La dissolution par évaporation constitue la source principale de ces éléments dans la zone d'étude.

La relation existant entre ces différents paramètres (Figure V.29(A,B,C)) indique que ce sont les phénomènes d'interactions eau/roche qui contrôlent les teneurs en éléments suivants: Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} et HCO_3^- . Selon le sens d'écoulement des eaux des réservoirs carbonatés karstiques, il est bien montré qu'au niveau des zones de la recharge (massifs montagneux) une

dissolution des carbonates domine jusqu'à la saturation, avant une dissolution de gypse accompagnée par une précipitation des calcites secondaires.

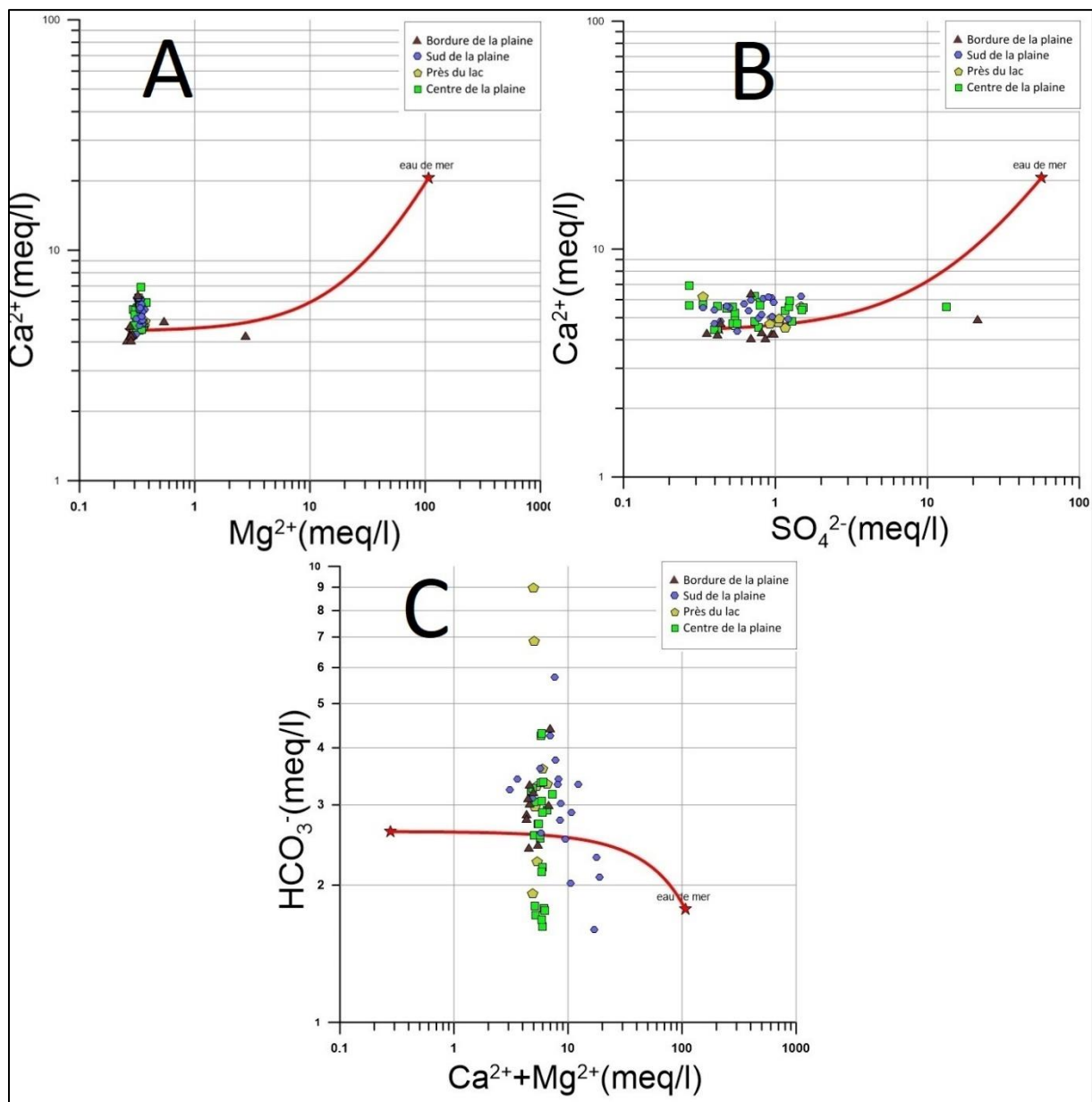


Figure V.29 : corrélation des éléments chimiques en fonction de calcium

V.9.2. Origine de la minéralisation :

D'après les paragraphes précédents, on peut conclure que la minéralisation est due :

- à l'intervention de la matrice carbonatée (dissolution en système ouvert).
- à une dégradation de la végétation en donnant de la matière organique. Cette matière qui subira une oxydation sera à l'origine de la formation de SO_4^{2-} et de HCO_3^- en excès, ce qui explique la faible évolution de Ca^{2+} et de SO_4^{2-} dans le même sens (SO_4^{2-} augmente avec Ca^{2+}) (**Figure V.29 B**). Un excès de Ca^{2+} (un manque en SO_4^{2-} par rapport au Ca^{2+}) dans les eaux, pourrait être dû à une réduction des sulfates dissous en H_2S , et d'un autre côté à une presque absence des formations gypseuses au niveau des aquifères carbonatés par rapport au Cénomanién-Turonien, Maastrichtien et Eocène (bicarbonaté calcique) où des formations gypseuses (gypse) existent.

La composition de l'eau souterraine karstique dans la zone d'étude est principalement contrôlée par l'infiltration des précipitations ainsi que la dissolution de les aquifères hébergés, en particulier pour l'Eocène et le Maastrichtien réservoirs. A cet égard, l'implication de la dissolution de carbonate dans la minéralisation des eaux souterraines est évaluée par différentes corrélations :

pH-pCO₂, Ca-TDS, Mg-TDS et HCO₃-TDS.

Les corrélations établies entre les deux éléments majeurs et le TDS (**Figure V.30**) montrent que les concentrations de Ca^{2+} et Mg^{2+} augmentent linéairement. L'allure Mg^{2+} en fonction de la minéralisation totale présente une allure similaire. L'augmentation de cet ion est liée vraisemblablement à la dissolution de la dolomite, cette augmentation de minéralisation se dirigent vers le centre de la plaine où on'a une idée sur la minéralisation de l'eau.

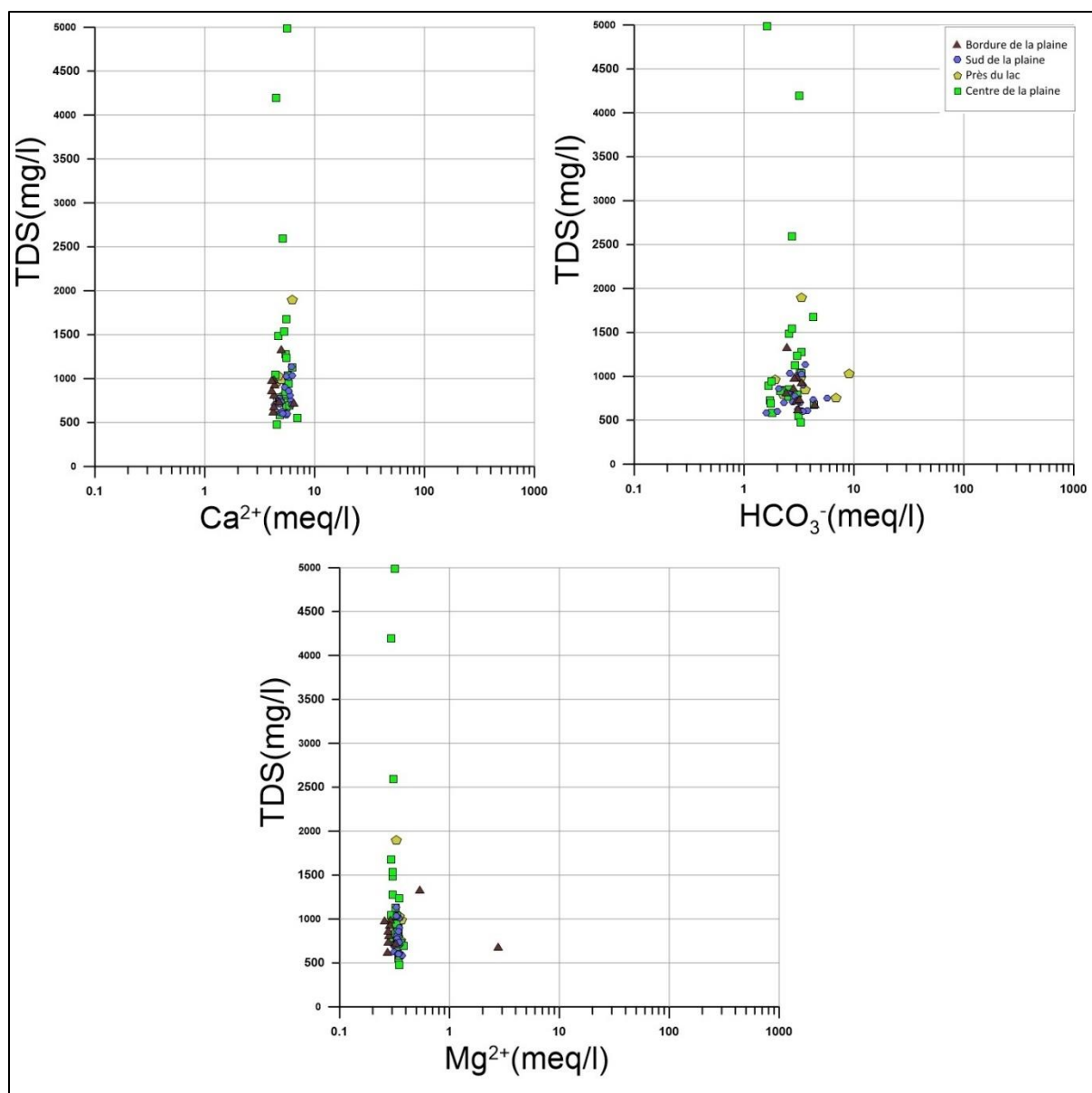


Figure V.30 : corrélation des éléments chimiques avec TDS

en particulier pour l'eau thermique de (source 8) qui montre une dominance claire de sulfate (Figure V.32 B) par rapport à la lixiviation des formations de gypse. De plus, l'oxydation des matières organiques d'origine végétale entraîne une augmentation des concentrations du SO₄ et HCO₃ exprimées par un excès relatif de SO₄ sur Ca (Figure V.29 B), tandis que l'excès de Ca et qui peut être attribué, en outre, à une réduction des sulfates dissous H₂S. Basé sur la comparaison entre Ca / Mg et Ca / HCO₃ (Figure V.29 A,C), il semble qu'il y ait une différence notable dans la cinétique de la dissolution de la calcite et de la dolomite (Mudry 1987; Emblanch 1997; Emblanch *et al.*, 1998; Celle-Jeanton *et al.*, 2001). Deux processus différents se produisent successivement ; d'abord, une dissolution congruente de la calcite avec contribution marginale de dolomite jusqu'à saturation par rapport à la calcite et son précipitation subséquente

et en second lieu, une dissolution incongrue de la dolomie (Mudry 1987; Emblanch 1997; Emblanch *et al.*, 1998; Celle-Jeanton *et al.*, 2001). Sinon, en ce qui concerne la différence dans les produits de solubilité de deux minéraux, l'eau dissoute initialement la calcite. Une fois saturé, le système continue d'être conduit irréversiblement par la dissolution de la dolomie et précipitation concomitante de la calcite. La dolomitisation induit un enrichissement progressif en magnésium et progressive appauvrissement en calcium (**Figure V.29A**) lié à la porosité de la roche et densité ((Lumsden and Chimahusky, 1980);(Raines and Dewers, 1997); Nader et al. 2003). Par conséquent, le ratio Mg^{2+}/Ca^{2+} est souvent utilisé comme un bon indicateur du temps de résidence. La calcite se dissout plus rapidement que la dolomie et montre une rapidité d'équilibre avec la roche hébergée alors que les concentrations de Mg révèlent une augmentation progressive avec les voies d'écoulement et la résidence. (A.Hamad *et al.*, 2017)

V.9.3. Relations des éléments majeurs en fonction de chlorure

Pour mieux comprendre le processus de minéralisation des eaux souterraines, nous avons représenté les éléments majeurs en fonction des chlorures (**Figure V.31**). Ce dernier est un élément conservé, ne participe pas aux interactions eau-roche, caractérise l'origine de la salinité des eaux et constitue un traceur de mélange (Tellam, 1995) et (Fidelibus and Tulipano, 1996). La disposition des différents points d'eaux analysés par rapport à la ligne de mélange eau douce-eau salée (eau de pluie-eau de mer) peut être (Tellam, 1995) de grande utilité pour identifier d'autres phénomènes qui sont annexés au processus de mélange.

La Figure montre la relation entre les chlorures et les éléments majeurs (Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , HCO_3^- et SO_4^{2-}) des points d'eau prélevés dans les différentes zones de la région d'étude.

La relation entre Na^+ et Cl^- (fig. D) montre que tous les points se trouvent au long de la droite de mélange. Etant donné que la teneur en Na^+ est en équilibre avec la teneur en Cl^- , le déficit en Na^+ est expliqué par les échanges cationiques entre la solution et le minéral se traduisant par une adsorption de Na^+ et une libération de Ca^{2+} et Mg^{2+} et une pollution anthropique de chlorures.

Les diagrammes $Ca^{2+}-Cl^-$ (**Figure V.31 E**) et $Mg^{2+}-Cl^-$ (**Figure V.31 B**) montrent un enrichissement des eaux en alcalino-terreux. Ceci indique le phénomène d'échanges cationiques où l'argile adsorbe le sodium et libère le calcium et le magnésium dans la solution. L'apport en ion calcium serait attribué aussi à la dissolution du gypse, les fortes teneurs de Mg^{2+} se trouvent dans la (source 07) aux bordures de la plaine.

La relation entre SO_4^{2-} et Cl^- (**Figure V.31 C**) montre que les points qui sont prélevés de l'amont de la nappe à un pôle salifère par contre à l'aval de la nappe les points se trouvent au-

dessus de la droite de mélange eau douce-eau salée. L'enrichissement des points en sulfates est lié à la présence des évaporites, dissolution du gypse et une contamination d'origine agricole. Dans cette région l'infiltration des eaux d'irrigation chargées en sels et fertilisants se trouve facilité par la bonne perméabilité du sol et une faible profondeur de la nappe.

La relation entre HCO_3^- et Cl^- (**Figure V.31 A**) indique que la majorité des points se trouve au-dessous et en haut de la droite de mélange à l'exception de quelques points qui se rapprochent de cette droite montrant que l'origine le plus probable du Cl^- est la pollution agricole et la dissolution de la sylvite. Et que les deux éléments HCO_3^- et Cl^- provient de deux différent origines.

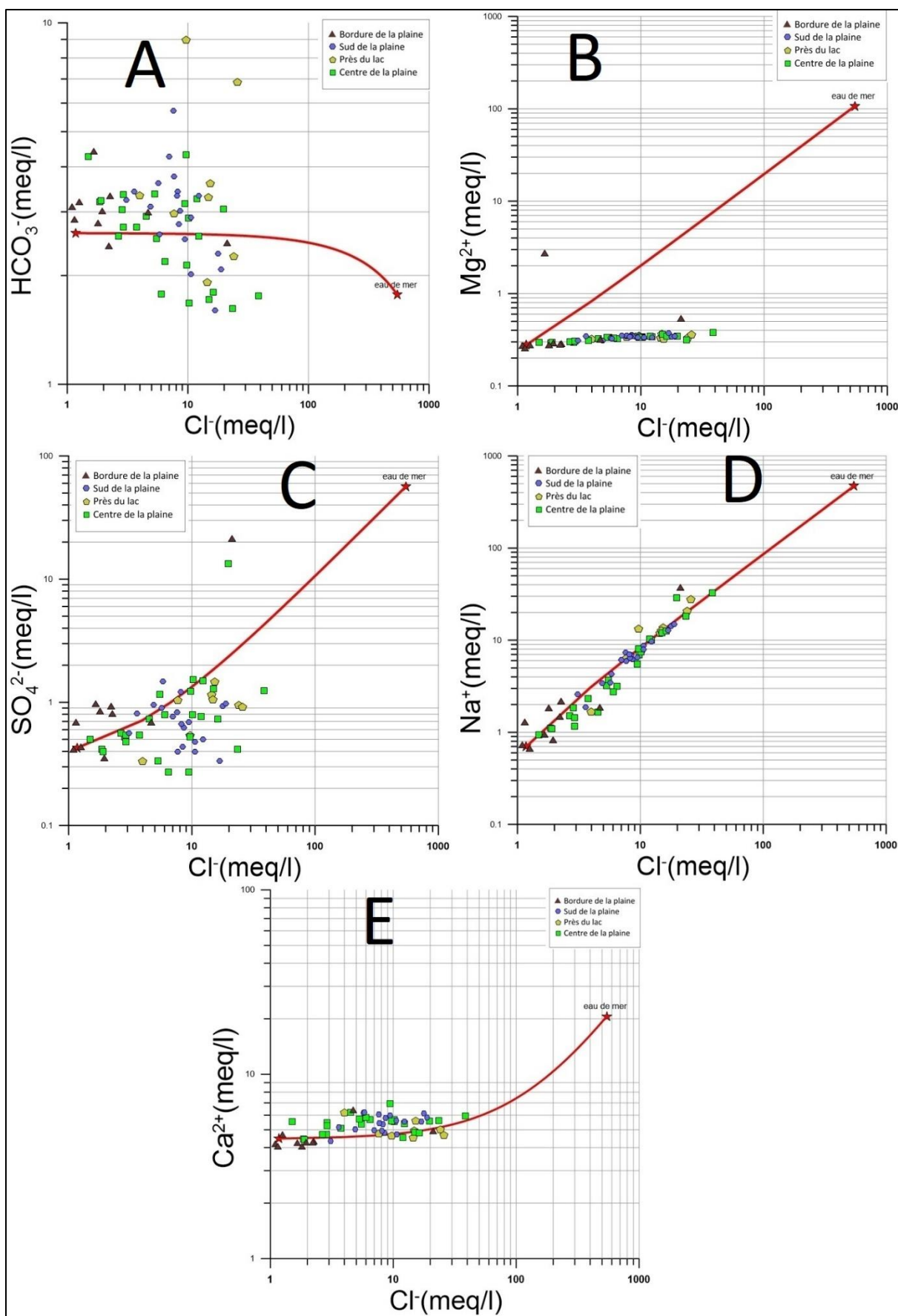


Figure V.31 : Relations des éléments majeurs en fonction de chlorure

V.9.4. Relations des éléments majeurs en fonction du sodium :

A partir de la représentation graphique des faciès chimiques par les diagrammes de Piper et celui de Schoelleur-Berkaloff, on a constaté la dominance de 04 faciès qui sont : le chloruré calcique, le chloruré-sodique, le sulfaté-calcique et le bicarbonaté-calcique.

Très utile pour la confirmation de la présence de ces faciès caractérisant les eaux souterraines de la nappe. Etant donné la dominance des ions précédents, on a réalisé ces diagrammes (**Figure V.32**) qui utilisent les rapports $\text{Na}^+ / \text{Ca}^{2+}$ et $\text{Na}^+ / \text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+ / \text{SO}_4^{2-}$. L'interprétation de ces trois diagrammes a montré la concentration des rapports d'ions en 04 pôles indiquant les 04 faciès, déterminés précédemment, qui caractérisent la nappe. On note l'absence des faciès : bicarbonaté sodique et sulfaté sodique et la présence d'un pôle sodique dans la majorité des points.

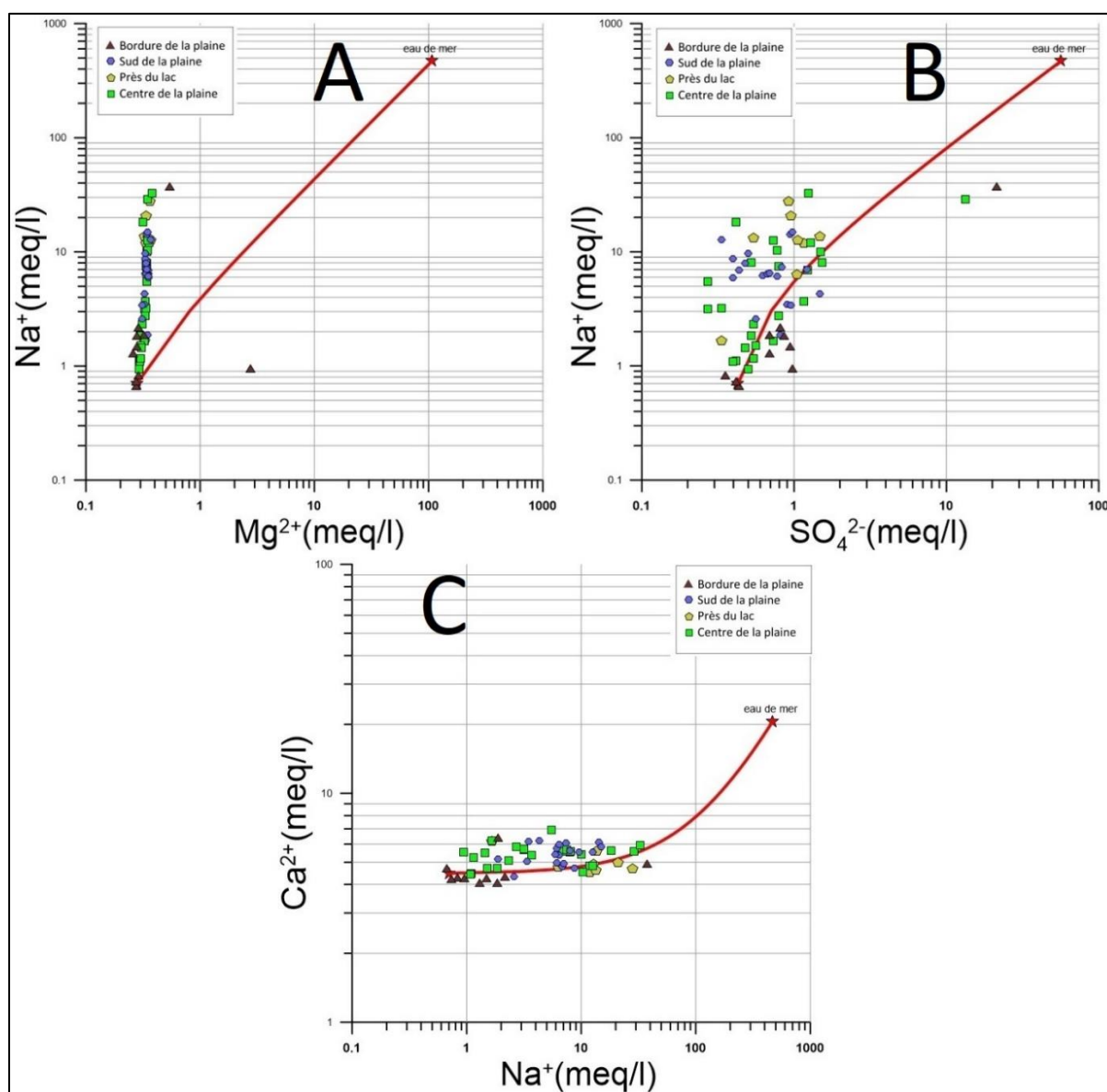


Figure V.32 : Relations des éléments majeurs en fonction du sodium

Pendant son écoulement l'eau au contact de la roche libère le calcium (cas de saturation en calcium) et fixe le sodium. Pour illustrer ce mécanisme on a choisi une méthode graphique.

L'observation de la **Figure V.32** met en évidence, trois familles d'eau :

- Une première caractérisée par un excès de calcium, le nombre d'échantillon est très faible. L'amont de la nappe
- La deuxième appartenant à la zone d'équilibre (état naturel), ses échantillons sont saturés centre de la plaine (centre de la nappe)
- La troisième famille, met en évidence la présence d'un échange de base, la diminution du Ca^{2+} et augmentation du Na^+

Le précédent graphe montre l'influence des formations carbonatées au niveau de la première famille (excès en calcium).

La deuxième famille correspond à la zone de transition (état naturel), en réalité, peut évoluer vers l'un des deux stades, sous l'effet de réaction chimique (thermodynamique).

Le troisième cas explique l'origine de sodium dans une zone où dominant particulièrement le calcium et le sodium.

La représentation graphique de l'évolution du Na^+ en fonction de Ca^{2+} (**Figure V.33**) a montré un excès des teneurs en Na^+ , qui s'explique par l'existence d'une autre origine pour les ions sodiques (autre que l'halite).

L'augmentation des teneurs en Na^+ qui a accompagné les faibles teneurs en Ca^{2+} est due au phénomène d'échange de base, car les argiles du substratum de matériaux alluvionnaire peuvent libérer des ions Na^+ après avoir fixé le Ca^{2+} . Les fortes teneurs en Na^+ qui ont accompagné.

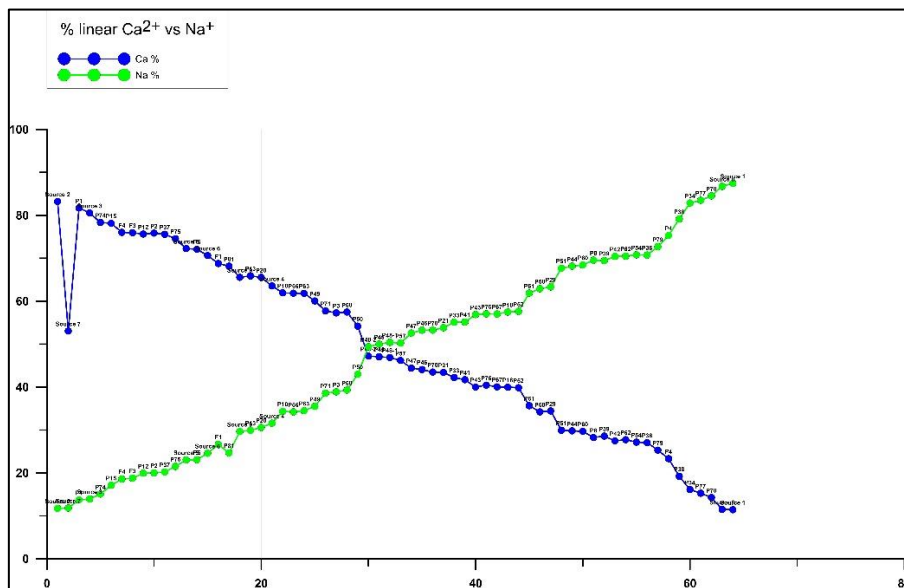


Figure V.33 : Pourcentage linéaire de calcium VS sodium

V.9.5. Relations des éléments majeurs en fonction de la conductivité :

Après avoir fait le point sur les origines des cations, on a essayé de représenter l'évolution des anions en fonction de la conductivité. L'interprétation de la **Figure V.34** montre que la conductivité électrique n'évolue pas avec les bicarbonates, alors que les chlorures et le sodium et avec peut de points qui présentent les sulfates, donc croissent avec la salinité. Cette dernière est donc due aux éléments salifères.

La réalisation d'un diagramme (Na^+) (Cl^-) et (SO_4^{2-}) / Conductivité électrique a montré la présence de deux pôles : le premier est carbonaté et représente (83.2 %) des puits, il se caractérise par une dominance des ions Na^+ pour des conductivités inférieures à $600 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. (**Figure V.34 C**).

Le second, gypsifère, représente la majorité des points d'eau (14.7 %), les ions Cl^- et SO_4^{2-} dominant. Ce pôle est accompagné d'une conductivité plus importante qui atteint $3000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (**Figure V.34 D**).

L'évolution de la conductivité électrique commence par des valeurs faibles ($<600 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) qui sont liées aux formations carbonatées des bordures, caractérisant les puits ayant un faciès bicarbonaté calcique. Lorsque les eaux souterraines s'écoulent en contact avec le substratum marneux gypsifère et les dépôts évaporitiques, elles se chargent en ions Cl^- et SO_4^{2-} et acquièrent des valeurs de conductivité très importantes, qui dépassent $3000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

Ces deux ions sont issus de deux formations différentes (**Figure V.34 F**), le SO_4^{2-} provient du gypse et le Cl^- provient de la dissolution de l'halite et probablement d'une pollution anthropique. On a associé l'évolution de ces ions à la conductivité électrique pour mettre en relief la façon selon laquelle ils évoluent et déterminer lequel entre eux est à l'origine de la salinité des eaux de la nappe. L'interprétation du graphe (**Figure V.34 D,F**) a révélé que la majorité des points d'eau présente un rapport supérieur, indiquant ainsi la dominance des ions Cl^- par rapport à SO_4^{2-} , ce qui confirme la dominance du faciès chloruré calcique et sodique. Quelques points d'eau présentent des valeurs du rapport $(\text{Ec}/ \text{SO}_4^{2-})$ inférieures, indiquant une origine gypsifère.

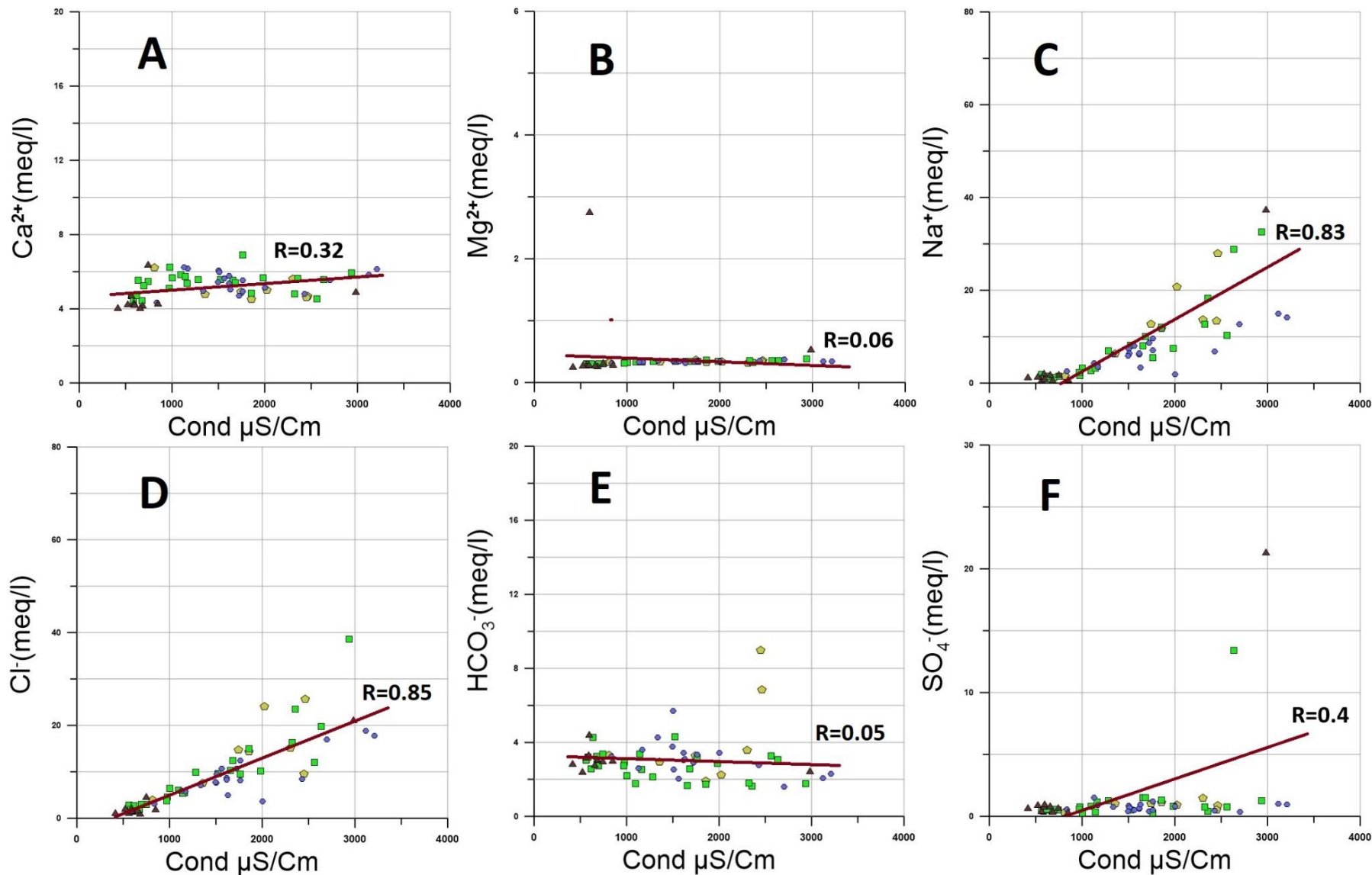


Figure V.34 : Relations des éléments majeurs en fonction de la conductivité

V.9.6. L'indice de saturation :

Dans le but d'expliquer les mécanismes d'acquisition de la minéralisation, On a utilisé le logiciel « diagramme 6.0 » pour calculer les indices de saturation des eaux vis-à-vis des phases minérales présentes dans les réservoirs carbonatés. Notons que IS sera respectivement nul, positif et négatif pour une solution en équilibre avec la phase solide minérale considérée pour une sursaturation et pour une sous-saturation vis-à-vis des éléments ioniques concernés L'état d'équilibre des minéraux para rapport à la solution, L'état thermodynamique du milieu aquifère par rapport à certains minéraux peut être déterminé par l'étude de leurs indices de saturation et d'équilibre.

L'état de saturation (I.S) est défini par le logarithme du rapport des produits d'activité ionique (PAI) sur le produit de solubilité (K) lors de l'échantillonnage : Alors, l'indice de saturation exprimé est : $ISc = \log (PAI / K_{CaCO_3})$

IS = 0, l'eau est saturée vis-à-vis de la calcite

IS > 0, l'eau est sursaturée par rapport à la calcite

IS < 0, il montre que l'eau est sous-saturée vis-à-vis de la calcite

Les calculs ont montré que : Les résultats significatifs de tous les échantillons d'eau souterraine analysés montrent que ; ces derniers sont saturés à sursaturés par rapport à la calcite, la dolomite, et l'aragonite, mais ils sont plutôt sous-saturés en ce qui concerne l'halite, le gypse, et l'anhydrite ; seuls, les minéraux carbonatés tendent à précipiter. Par contre les minéraux évaporitiques sont toujours à l'état de dissolution.

-les minéraux carbonatés présentent des degrés de saturation différents. En effet, celui de la calcite varie de - 1.33 à + 1.46 suivi par celui de l'aragonite qui varie de - 1.48 à + 1.31 et enfin celui de la dolomite qui varie de -3.55 à + 1.77.

-Si l'on admet que l'état d'équilibre se fait dans l'intervalle de - 0.5 à + 0.5, on peut dire que les trois minéraux ont atteint leur état d'équilibre et non pas celui de la sursaturation.

La répartition dans l'espace de ces indices montre une augmentation des concentrations dans deux sens, pour la calcite et l'aragonite : la première à partir des bordures vers l'axe de la nappe et la seconde dans le sens de l'écoulement du Sud- Est vers le Nord-Ouest (**Figure V2**). Par contre, la concentration de la dolomite montre une évolution inverse à celles des deux minéraux précédents, ce qui confirme l'origine gypsifère et évaporitique du calcium et non pas celle carbonatée.

- Les minéraux évaporitiques montrent des degrés de saturation plus faibles que les minéraux carbonatés (**Figure V.35**). Le gypse enregistre des indices qui varient de -2.33 à -0.87 (où 65

%) des points d'eau analysés n'ont pas atteint le degré de saturation), suivi de l'anhydrite dont l'indice varie de -2.57 jusqu'à -1.11 (80% des puits sont sous-saturés) et enfin l'halite dont les indices varient de -7.74 à -4.64 (donc très sous saturés).

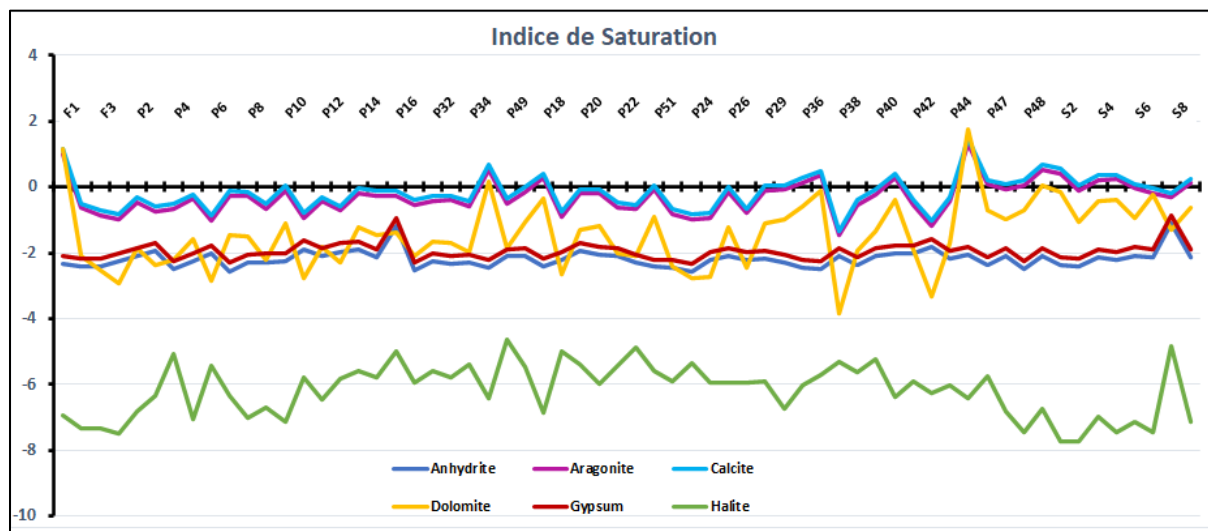


Figure V.35 : indice de saturation des eaux de la région de F'kirina

V.9.7. APTITUDE DES EAUX A L'IRRIGATION :

Dans les zones arides et semi-arides, l'approvisionnement en eau d'irrigation constitue l'un des facteurs déterminants dans la production agricole, aussi bien dans l'intensification des cultures, que dans l'extension des surfaces irriguées. Pour les régions tempérées, les eaux superficielles constituent la principale source d'eau d'irrigation ; alors que dans les zones semi-arides, où cette ressource est rare ou inexistante, on fait appel aux eaux souterraines. Le développement de l'agriculture dans ces zones rencontre actuellement, en dehors de la rareté des ressources hydriques, de nouveaux problèmes tels que le risque de salinisation des sols qui peut être apprécié par la conductivité électrique et celui de l'alcalinisation des sols. Cette dernière est due aux échanges ioniques (du sodium, du calcium et du magnésium) entre l'eau et le sol irrigué.

L'accumulation des sels hydrosolubles dans le sol d'enracinement influe négativement sur la croissance des plantes, on a recensé deux séries d'effets de la salinité (M. De FORGES, 1972) : les uns portent sur les végétaux, les autres sur le sol. En effet, ces sels causent des changements de la perméabilité et de l'aération du sol d'une part, et d'autre part ils provoquent des perturbations du métabolisme des plantes et du processus osmotiques de ces dernières.

Comme la région de F'kirina est à vocation agricole et les risques de salinisation des sols se font sentir, une étude d'aptitude des eaux à l'irrigation s'avère nécessaire car cette région se caractérise par une faible pluviométrie, une forte évaporation et une eau souterraine trop chargée en chlorures et en sulfates. Les risques qu'encourt cette plaine imposent une bonne

connaissance des régimes hydriques et salins afin de pouvoir assurer une durabilité d'utilisation des ressources en eau et des sols.

Dans la présente approche, on a fait l'estimation de quelques paramètres de salinité en rapport avec l'usage agricole pour les six campagnes saisonnières.

V.9.8. Caractérisation des eaux pour l'irrigation :

La salinisation peut entraîner, comme on l'a signalé précédemment, des effets nocifs sur la qualité des eaux pour l'irrigation, et ce en raison de la fixation du sodium et des chlorures par les colloïdes du sol. La présence du sodium exerce alors une action néfaste sur la végétation et le sol : -Un accroissement de la pression osmotique qui rend l'eau plus difficilement mobilisable par les plantes ; -Une toxicité de certains ions pour les végétaux (Cl-, Na+, etc.);

-Une dégradation du sol (modifications de l'état structural, diminution de la perméabilité, etc).

Lorsque la concentration des ions Na+ à l'état soluble dans le sol est importante, ces ions remplacent le plus fréquemment les cations Ca⁺² (échange de base) dans le complexe absorbant.

Une eau chargée en sels peut provoquer cette action. Ce risque est déterminé à l'aide de la valeur du sodium absorbable (Sodium Absorption Ratio, SAR). Pour une même conductivité, le risque est d'autant plus grand que le coefficient est plus élevé. Le SAR est défini par la relation suivante :

$$S. A. R = \frac{Na}{\sqrt{\frac{(Ca+Mg)}{2}}} \text{ Tous les ions sont exprimés en méq/l.}$$

Tableau V.4 : classifications des eaux a l'irrigation

Région	Point d'eau	Sar	σ corrigée (µS/Cm)	Classe	Point d'eau	Sar	σ corrigée (µS/Cm)	Classe
Centre de la plaine	F1	1.17	562	C2S1	P32	6.61	2562	C3S1
	F2	0.73	581	C2S1	P33	4.72	1523	C3S1
	F3	0.72	675	C2S1	P34	7.87	2320	C4S1
	P1	0.55	634	C2S1	P35	1.85	1140	C3S1
	P2	0.92	976	C2S1	P49	18.42	2936	C3S1
	P3	2.19	1164	C3S1	P10	0.70	697	C2S1
	P4	10.60	2357	C4S2	P11	4.67	1659	C4S3
	P5	0.96	614	C2S1	P12	1.57	1099	C3S1
	P6	7.44	1856	C3S1	P13	4.05	1284	C3S1
	P7	1.83	1001	C3S1	P14	5.91	1682	C3S1

	P8	0.86	746	C3S1	P15	4.31	1984	C3S1	
	P9	1.43	967	C3S1	P16	16.77	2635	C4S2	
	P31	2.91	1762	C3S1					
Près du lac	P17	7.66	1859	C3S2	Sud de la plaine	P43	2.38	1131	C3S1
	P18	0.93	813	C3S1		P44	3.76	1337	C3S1
	P19	12.77	2023	C3S3		P45	2.08	1632	C3S1
	P20	8.00	2300	C4S2		P47	4.63	1562	C3S1
	P21	3.99	1359	C3S1		P52	1.25	2001	C3S1
	P22	7.85	1742	C3S2	Bordure de la plaine	P48	0.59	850	C3S1
	P50	17.64	2465	C4S4		P46	1.02	746	C2S1
	P51	8.50	2450	C4S2		S 2	0.43	564	C2S1
	P23	4.29	2430	C4S2		S 3	0.50	684	C2S1
	P24	7.41	2700	C4S2		S 4	1.46	589	C2S1
Sud de la plaine	P25	3.54	1616	C3S1	S 5	0.89	418	C2S1	
	P26	4.13	1504	C3S1	S 6	1.00	522	C2S1	
	P27	3.79	1614	C3S1	S 7	0.52	598	C2S1	
	P29	3.65	1509	C3S1	S 8	22.80	2983	C2S1	
	P30	1.70	837	C3S1	S 9	1.27	654	C2S1	
	P36	3.53	1499	C4S3					
	P37	5.53	1725	C3S2					
	P38	7.92	3210	C3S2					
	P39	5.66	1760	C3S2					
	P40	8.49	3120	C4S3					
	P41	1.94	1173	C3S1					
	P42	4.36	1765	C3S1					

V.9.9. Classification des eaux par la méthode de Richards :

Cette classification a été proposée par Richards, chercheur à l'USDA de Riverside en Californie, en 1954, elle a été très utilisée et l'est encore de nos jours. Elle est très utile et fiable pour caractériser une eau d'irrigation. Cependant, elle ne peut pas servir pour estimer un risque de salinisation ou de sodisation.

En effet, cette classification ne peut prendre en compte l'évolution des caractéristiques de l'eau lorsque sa minéralité augmente dans les sols des zones arides ou semi- arides auxquels elle est destinée. Elle donne une vision sur l'état actuel de ces caractéristiques mais ne permet pas d'anticiper sur le devenir de cette eau.

L'eau avec un SAR se situant entre 0 et 6 peut généralement être utilisée sur tout type de sol avec une faible accumulation de sodium. Quand le SAR se situe entre 6 et 9, les risques de problèmes liés avec la perméabilité du sol augmentent. Dans ce cas, le sol devrait être échantillonné tous les 1 ou 2 ans pour déterminer si l'eau augmente la teneur en sodium du sol (Couture, 2004).

Après avoir reporté tous les points d'eau sur le diagramme de Richards (**Figure V.36**), selon la conductivité électrique et la valeur de SAR, on a pu dégager la présence des cinq classes suivantes :

-La classe C2S1 : Elle caractérise une eau bonne pour l'irrigation et pouvant être utilisée sans contrôle particulier pour l'irrigation des plantes moyennement tolérantes aux sels. Cette classe représente les eaux de faible minéralisation que l'on rencontre en amont de la nappe à proximité des bordures. Cette classe présente un faible pourcentage (7.2 %) (tableau V4) ;

-Les classes C3S1, C3S2: Généralement, ces deux classes renferment des eaux admissibles pour l'irrigation des cultures tolérantes aux sels, sur des sols bien drainés ou de bonne perméabilité et la salinité doit être contrôlée. On trouve que la majorité des points se trouvent dans le centre et Sud de la plaine et près du lac Gareat el Tarf.

La classe C3S1 représente les puits qui se situent près de la ville de F'kirina, et du lac et ceux qui se trouvent dans la région Sud. Elle représente 37.7 % des puits, alors que la classe C3S2 ne représente qu'un pourcentage de 5.5 % ;

-Les classes C4S2, C4S3, C4S4: elles représentent les eaux médiocres fortement minéralisées, susceptibles de convenir à l'irrigation de certaines espèces bien tolérantes aux sels et sur des sols bien drainés et lessivés. La majorité des puits se situent en amont de la nappe des bordures causé par des sources thermales et au centre de la plaine et représentent 16.05% des points d'eau analysés. La classe C4S3 et C4S2 est d'une modicité plus importante que celle de la classe

précédente. On la rencontre dans la partie Nord-Est de la plaine et au Sud, avec un pourcentage de 28.82%.

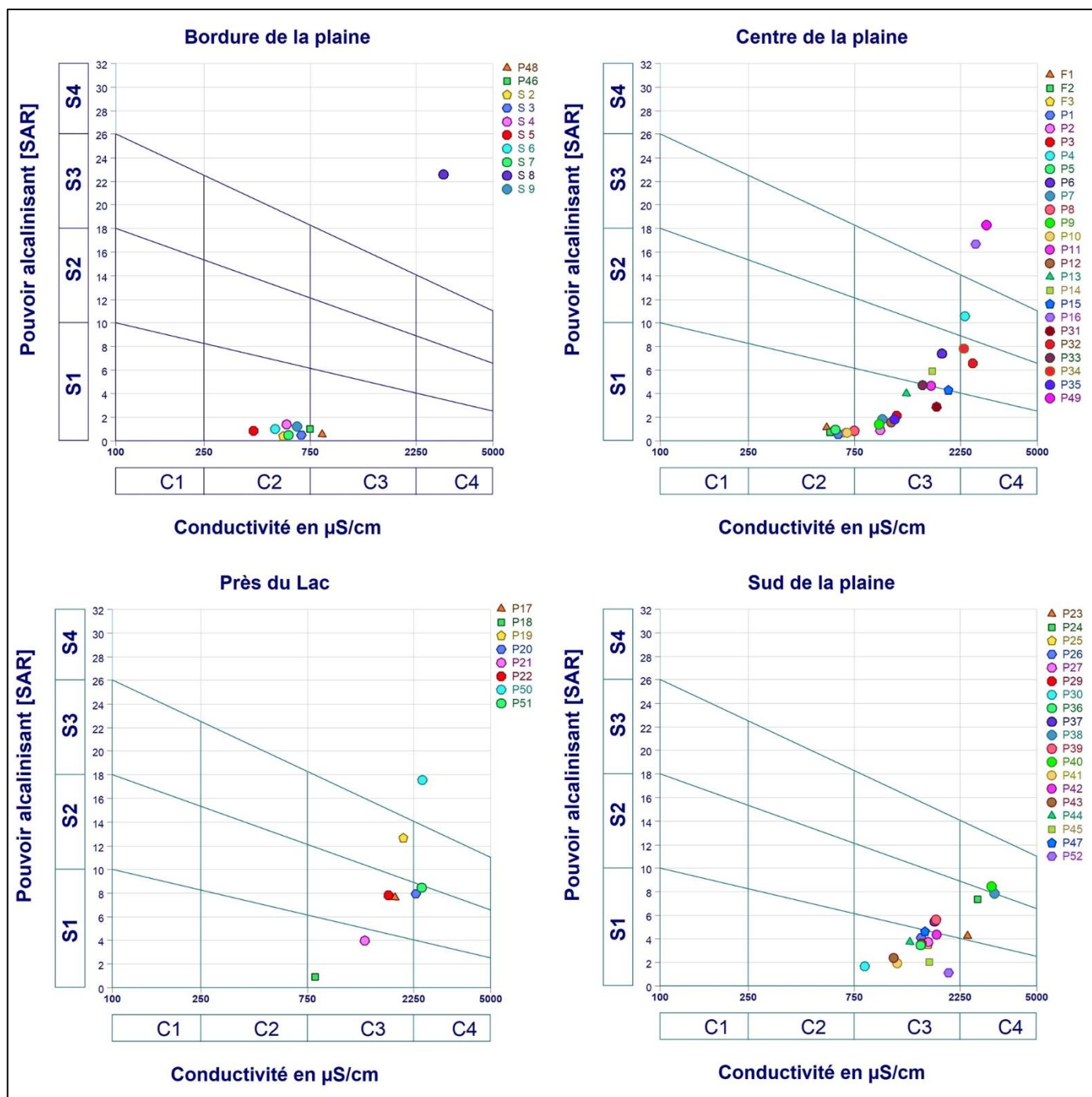


Figure V.36 : Classification des eaux par la méthode de Richards

V.9.10. Classification des eaux par la méthode de Wilcox :

Généralement, les plantes supportent mal les sols saturés en sodium. La classification de Wilcox fondée sur la conductivité électrique et la teneur en sodium dans l'eau exprimée en pourcentage. La représentation des différents échantillons sur ce diagramme permet la caractérisation des eaux pour leur aptitude à l'irrigation (Figure V.37). Le %Na⁺ est définie par la relation :

$$\%Na^+ = \frac{Na^+ + K^+}{(Ca^+ + Mg^+ + Na^+ + K^+)} * 100$$

Tous les ions sont exprimés en méq/l.

Les diagrammes couvrant toute la période d'observation montrent que les eaux souterraines de la nappe de Meskiana, selon la classification de Wilcox, appartiennent aux cinq classes : Excellente, Bonne, Admissible, Médiocre et Mauvaise

- La classe Excellente : Cette classe caractérise les eaux provenant des formations carbonatées de bordures, surtout dans la région de l'Est de la plaine
- La classe Bonne et Admissible : Elle regroupe les eaux qui sont faiblement minéralisées, on la rencontre à proximité des bordures dans les régions Sud de la plaine et au centre ;
- La classe Médiocre : Elle regroupe les eaux plus minéralisées que celles des classes précédentes, elle se manifeste au centre, au sud-Ouest et au Nord-Est de la plaine.
- La classe Mauvaise : Elle regroupe les eaux qui se situent au Sud de la plaine. Elle est la plus répandue dans la nappe (50.20 %).

On constate que les eaux souterraines subissent une dégradation selon le sens de l'écoulement, montrant ainsi l'effet de la lithologie sur leur qualité (Figure V.37).

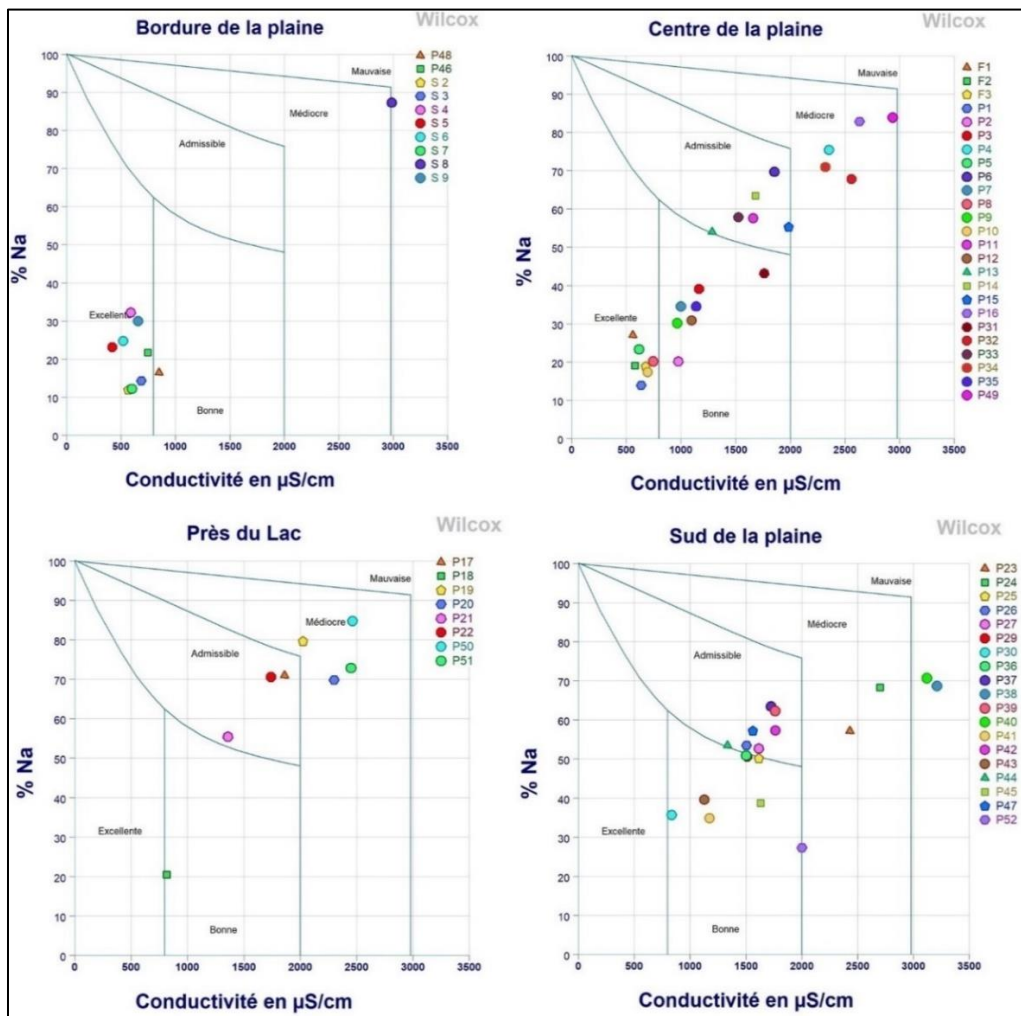


Figure V.37 : Classification des eaux par la méthode de wilcox

V.10. Deuxième campagne :

V.10.1. Caractérisation géochimique des eaux étudiées campagne (Novembre 2019) :

Les données liées aux échantillons d'eaux souterraines et de sources prélevés en novembre 2019 sont discutées compte tenu de leur zonage géographique (**Figure V.2**) ; elles sont comparées aux données concernant les échantillons de 2018 uniquement pour les éléments majeurs. L'ensemble des données est commenté à la lumière des informations hydrogéologiques et conceptuelles décrites précédemment. Les résultats analytiques de l'étude 2019, incluant les mesures physico-chimiques réalisées sur le terrain et les analyses géochimiques, sont reportés dans le tableau 4.

Un traitement statistique préliminaire des résultats analytiques de 2019 a été obtenu par une analyse en grappes (dendrogramme, **Figure V.38**)

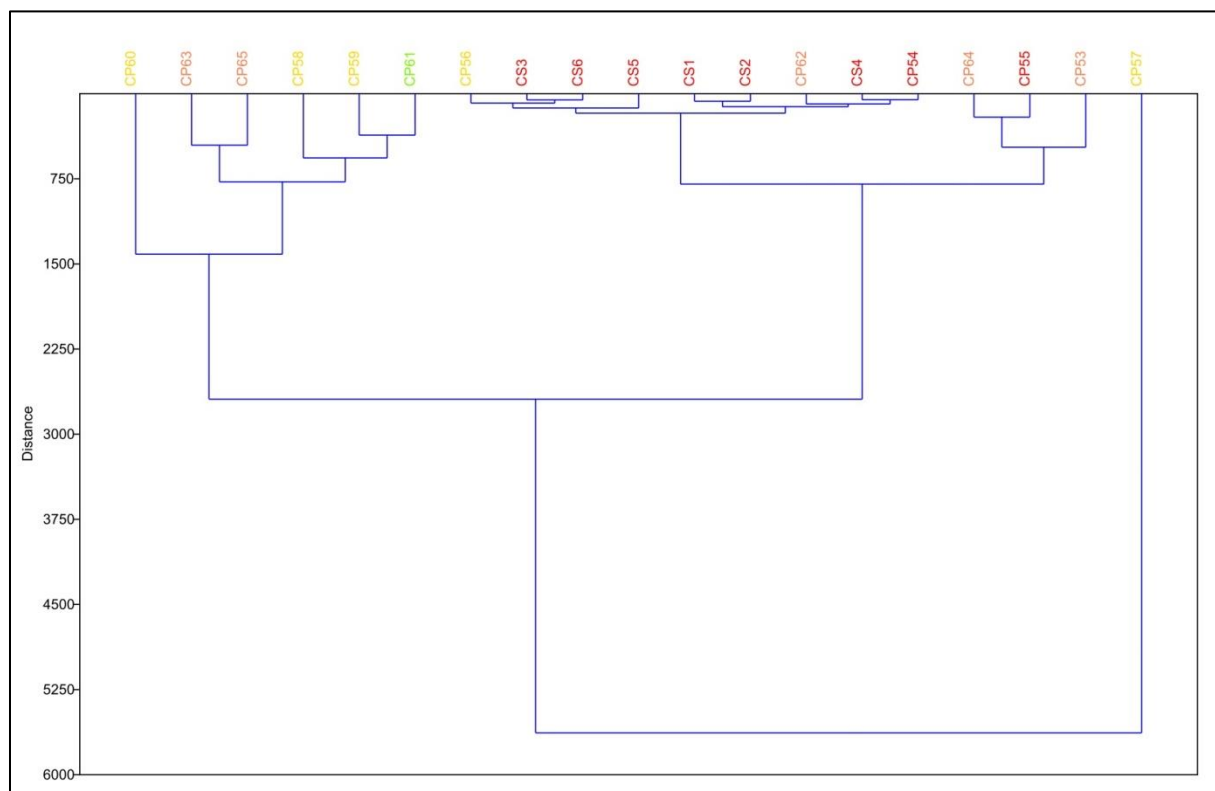


Figure V.38 : Dendrogramme de l'analyse en grappes hiérarchiques en mode Q des eaux de la plaine de F'kirina classées selon les groupes bordure de la plaine, centre de la plaine, sud de la plaine et Près du lac.

La relation hiérarchique entre les échantillons met en évidence un lien entre la distribution spatiale et les caractéristiques géochimiques, avec quelques valeurs aberrantes (par exemple CP57, et dans une moindre mesure CP53) qui sont assez différentes du groupe principal d'échantillons. Les résultats montrent également que certains traceurs tels que le chlorure, le bromure, le sulfate et le sodium semblent bien corrélés ($R^2 > 0,7$, voir le graphique de

corrélation dans la, **Figure V.39**), ce qui montre que leur concentration est régulée par des processus communs de dissolution et/ou d'interaction eau-roche.

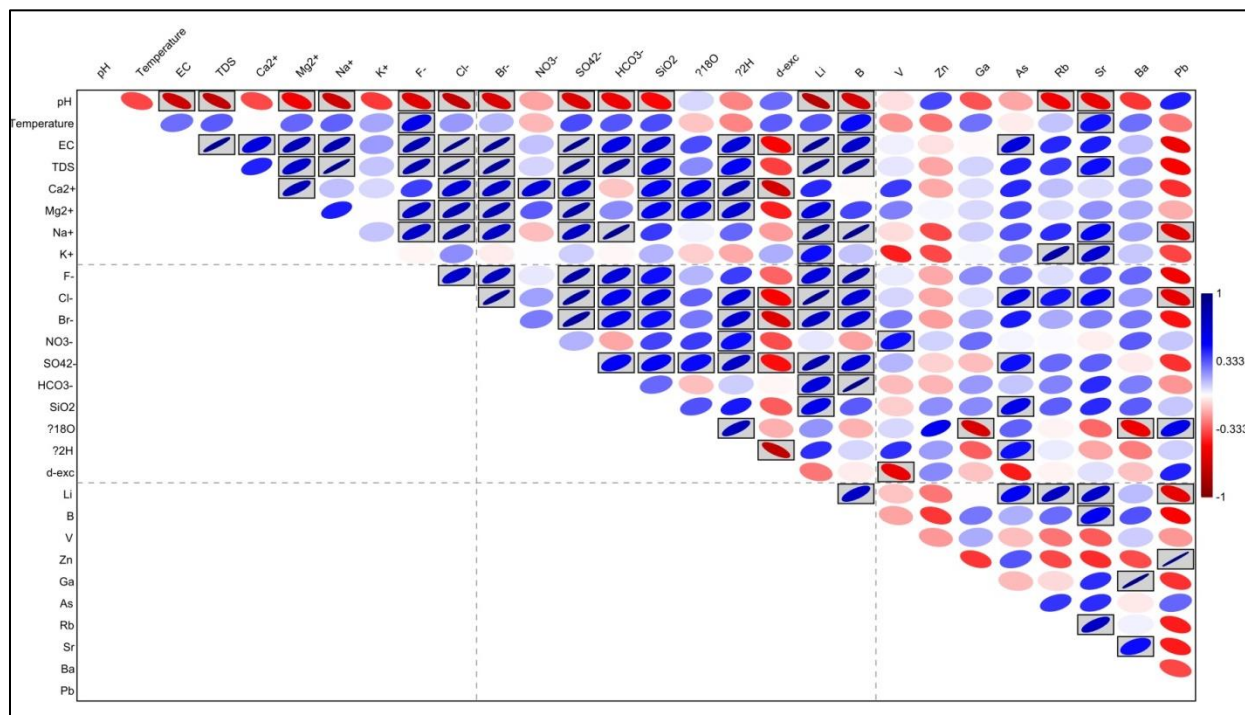


Figure V.39: Carte de la matrice de corrélation pour l'eau de la plaine de F'krina représentant la corrélation de Pearson. La couleur bleue indique une corrélation positive tandis que la couleur rouge indique une corrélation négative. Les ellipses et les cases soulignent l'importance de la corrélation (valeur $p < 0,05$).

Le contenu en solides dissous totaux (TDS) des échantillons d'eau souterraine de 2018 varie entre 397 et 2 491 mg/L, avec une moyenne de 933 mg/L, tandis que les eaux de source présentent un TDS variant entre 375 et 3 146 mg/L, avec une moyenne de 1 016 mg/L. En ce qui concerne les échantillons d'eaux souterraines de l'enquête 2019, ceux de la plaine présentent un TDS compris entre 337 et 4 701 mg/L, avec une valeur moyenne de 1 473 mg/L, tandis que le TDS des eaux de source prélevées au niveau de la plaine frontalière varie entre 303 et 466 mg/L, avec une moyenne de 378 mg/L. Les valeurs de TDS supérieures à 1.500 mg/L concernent les échantillons CP65 et CP63 de la plaine sud, ceux collectés dans la plaine moyenne (CP58, CP59, CP60 et CP57) et près du lac (CP61).

Les échantillons d'eau des deux campagnes d'échantillonnage ont été classés (**Figure V.40**) à l'aide du diagramme d'évolution des faciès hydrochimiques (HFE-D), (Giménez-Forcada, 2010); (Giménez-Forcada and Sánchez San Román, 2015) Dans ce diagramme, les faciès hydrochimiques (HF) sont déterminés en fonction des pourcentages de calcium et de sodium (cations), et des pourcentages de bicarbonate et de chlorure (anions) par rapport à la somme des cations et des anions, respectivement. Le diagramme comprend quatre principaux faciès

"hétérotopiques" (Na-HCO₃, Na-Cl, Ca-HCO₃, et Ca-Cl), qui sont définis par des pourcentages de cations et d'anions supérieurs à 50%. Lorsqu'un faciès comprend le terme Mix couplé à un cation ou à un anion ou aux deux ions (faciès hybride), cela indique que le pourcentage du cation ou de l'anion est inférieur à 50%, mais, en même temps, c'est le pourcentage le plus élevé par rapport aux autres cations et anions considérés. Les abscisses, qui représentent séparément les pourcentages de Na⁺ et Ca²⁺ en meq/L, reproduisent les réactions d'échange de bases : ainsi, l'EHF-D est particulièrement efficace dans la description des FH hétérotopiques (comme Na-HCO₃ et Ca-Cl) et hybrides qui se produisent souvent lorsque le mélange de membres finaux distincts de l'eau souterraine déclenche des processus d'échange de cations (Giménez-Forcada, 2014). Les pourcentages d'anions sont en ordonnées, où le pourcentage de chlorure est lié à la salinisation des eaux souterraines due à l'eau de mer ou aux chlorures-sels et le pourcentage de bicarbonate ou de sulfate (selon l'anion dominant dans l'eau douce) caractérise les eaux de recharge. (La **Figure V.40 a,b,c**) intègre un graphique montrant pour chaque HF le TDS correspondant (E, 2018).

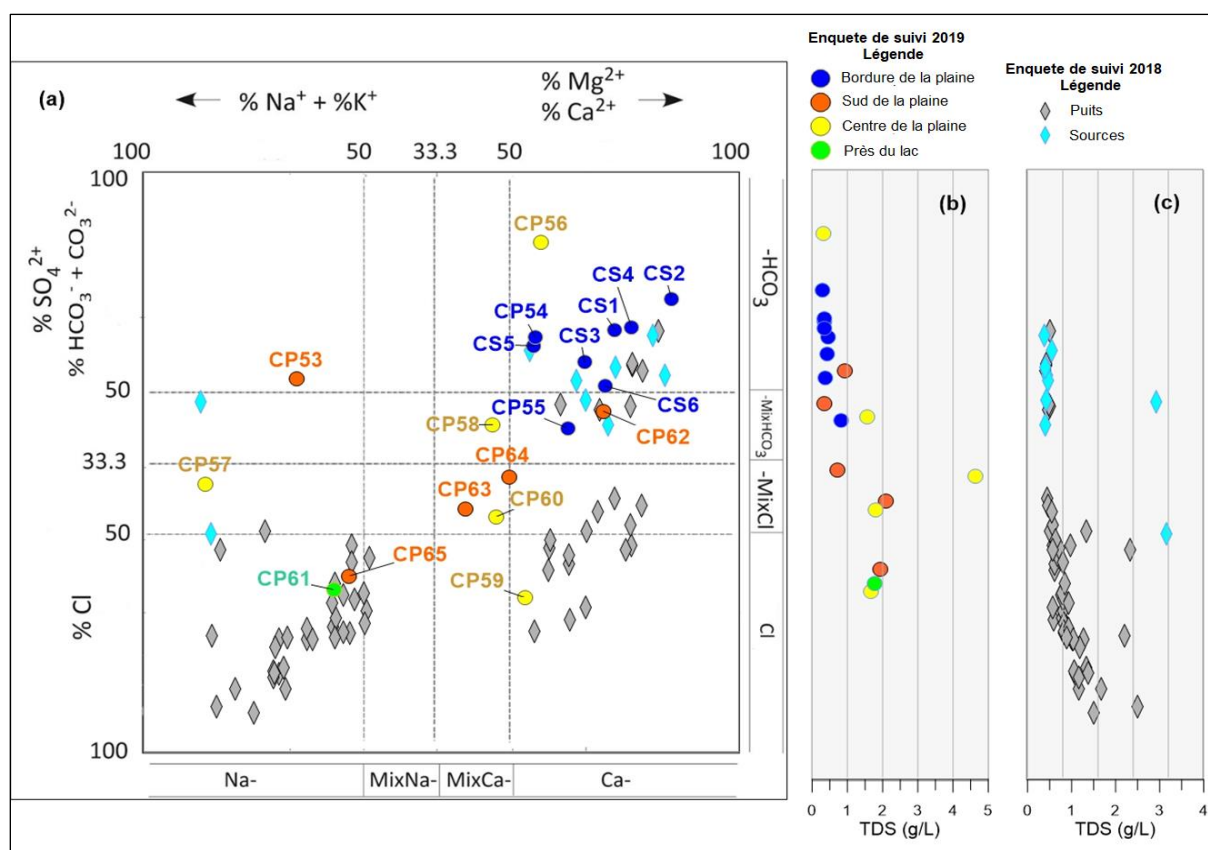


Figure V.40 : a) Diagramme EFH des eaux étudiées ; b) et c) variation du TDS des échantillons de 2019 et des eaux souterraines et de source de 2018 respectivement, correspondant à l'évolution de l'FH. Les échantillons de 2019 sont distingués par leur code et marqués selon la zonation géographique (Fig.V2) ; pour tous les échantillons, la taille du symbole est proportionnelle au TDS respectif.

Le diagramme permet de souligner l'évolution de l'eau dans l'aquifère. Le FH Ca-HCO₃ marque les sources de 2019, les échantillons CP54 et CP56, et certaines sources et puits de l'enquête 2018. Ces eaux vierges évoluent vers le type CaMixHCO₃ (CP62, CP55, et d'autres sources et puits de l'enquête 2018) avec l'augmentation des TDS. Une augmentation supplémentaire du TDS conduit à des HF hybrides tels que MixCaMixCl (CP60, CP63, CP64) et MixCaMixSO₄ (CP58) ; puis des faciès hydrochimiques comme NaCl apparaissent dans le centre de la plaine (CP65) et près du lac (CP61), indiquant peut-être la dissolution de sels de chlorure (et de sulfate) ; cet HF marque également la plupart des échantillons de l'enquête 2018. Les autres échantillons de 2019 suivent des voies d'évolution différentes : les échantillons CP53 et CP57 présentent respectivement les faciès Na-HCO₃ et NaMixCl, tandis que l'échantillon CP59 présente le faciès Ca-Cl (comme beaucoup d'échantillons de 2018). La genèse de ces derniers types d'HF des eaux souterraines n'est pas évidente et peut être liée à divers facteurs. L'HF de CP53, qui est relativement frais (0,9 g/L), peut être le proxy d'un membre final frais profond circulant dans des roches comprenant des échangeurs d'ions riches en Na (argile), où une lente équilibration de l'eau douce avec le complexe d'échange provoque une série de réactions qui favorisent la libération séquentielle de Mg²⁺ et Na⁺ vers la solution en échange de Ca²⁺. L'augmentation simultanée, dans un environnement fermé, de l'alcalinité totale et du Na⁺ pourrait être liée aux facteurs suivants la présence de calcite, dont la dissolution est déclenchée par la sous-saturation induite par la perte de Ca²⁺ dissous soustraite par les échanges cationiques. Ce processus implique que les quantités de Na⁺ dans les échangeurs sont beaucoup plus élevées que celles de Ca²⁺ transportées par l'eau douce, ce qui entraîne un rapport ions adsorbés/ions en solution très élevé : la succession des différents faciès hydrochimiques au cours de ce processus d'adoucissement est donc un processus assez lent (Lambrakis and Kallergis, 2001), puisqu'il nécessite le passage d'un volume d'eau douce apportant du Ca²⁺ en concentration relativement faible, plusieurs fois supérieur au volume des pores pour déplacer tout le Na⁺ des sites d'échange.

Le faciès CaCl de la CP59 provient probablement de l'échange inverse Na/Ca : ce type de faciès est normalement observé lors de l'intrusion active d'eau de mer dans les aquifères côtiers où les sédiments argileux en équilibre avec l'eau douce sont lessivés par les eaux salines (Appelo and Willemsen, 1987); (Beekman, 1991); (Giménez-Forcada, 2014). Les mêmes HF peuvent être originaires des aquifères continentaux en lien avec la salinisation des eaux souterraines par la dissolution des sels.

La CP57 (avec un TDS de 4,7 g/L) montre un HF de type NaMixCl ; cependant, elle présente une forte teneur en bicarbonates (1500 m/l) avec un pourcentage à peine inférieur (24,6%) à

celui des chlorures (25,6%). CP57 se positionne le long d'un chemin d'évolution probable entre deux sources (nommées Elkenif et Gaarir) échantillonnées lors de l'enquête 2018 : elles sont marquées par des FH NaCl, et NaMixSO₄, et par un TDS de 3,1 et 2,9 g/L, respectivement. Ces deux sources sont des sources thermales utilisées dès l'époque romaine comme station thermale. Elles présentent des températures élevées à la sortie (46 et 38°C). Cette analogie montre que la salinisation dans la région n'est pas seulement liée à l'évaporation et à la lixiviation des dépôts salés du Quaternaire à des niveaux peu profonds mais, au moins dans quelques puits, peut être héritée également par des contributions plus profondes jaillissant des niveaux basaux des roches mésozoïques.

Ainsi, les eaux souterraines de F'Kirina peuvent être soumises à différents processus, selon la lithologie de l'aquifère, comme l'échange d'ions et la dissolution des sels. Pour comparaison, nous rapportons les variations de la teneur en sel et des faciès montrées par d'autres chercheurs qui ont étudié la plaine de F'kirina ces dernières années. (Dib et al., 2017) ont analysé 47 échantillons (date d'échantillonnage inconnue), classés dans les groupes de F'kirina et Ain Zitoune, qui correspondent approximativement aux groupes de la plaine du centre et du sud de notre étude. La CE des eaux souterraines du groupe F'kirina est comprise entre 550 et 6060 $\mu\text{S}/\text{cm}$, tandis que la CE des échantillons du groupe Ain Zitoune varie entre 600 et 15 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les HF dominants sont CaMgSO₄Cl et CaHCO₃. Dib et al. (2017) ont attribué la corrélation significative ($r^2 > 0,8$) entre le sodium, les chlorures et les sulfates aux processus d'évaporation généralisée. (Salimaa and Belgacem, 2017) ont analysé 45 échantillons (mai 2015) dans une zone correspondant à la plaine du centre.

La CE varie de 220 à 6 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$, tandis que les HF varient de CaHCO₃ à CaSO₄ dans les sédiments plio-quaternaires ; les faciès CaCl se trouvent près de la Sebkha. En novembre 2016 (Kahal.a, 2018) ont analysé 21 échantillons d'eau souterraine dans une zone correspondant à la plaine moyenne ; ils ont trouvé des faciès CaSO₄, CaHCO₃ et CaCl prédominants ; il n'y a pas de données sur l'EC et le TDS. Ces résultats suggèrent que la qualité de l'eau dans la plaine de F'kirina est très variable, selon le filet de puits sélectionné, et la saison et l'année de l'enquête.

Les (**Figure V.41a**) et b montrent les relations entre Na et Cl et (Ca+Mg) vs (HCO₃+SO₄) respectivement. Les rapports Na/Cl sont généralement inférieurs à 1 aussi bien pour les sources que pour les eaux souterraines (**Figure V.41a**), avec quelques exceptions telles que les deux sources thermales de 2018 et les échantillons CP53 et CP57 qui présentent un rapport Na/Cl supérieur à 1.

Les eaux de source se situent pour la plupart sur la ligne 1:1 de la (**Figure V.41b**), ce qui indique que le calcium et le magnésium proviennent de la dissolution de la calcite, de la dolomite et du gypse/anhydrite. Les eaux souterraines en aval, si elles sont comparées à la ligne 1:1, montrent soit un excès (CP57, CP53, et certaines sources de l'échantillonnage 2018) soit un appauvrissement en sulfate et bicarbonate.

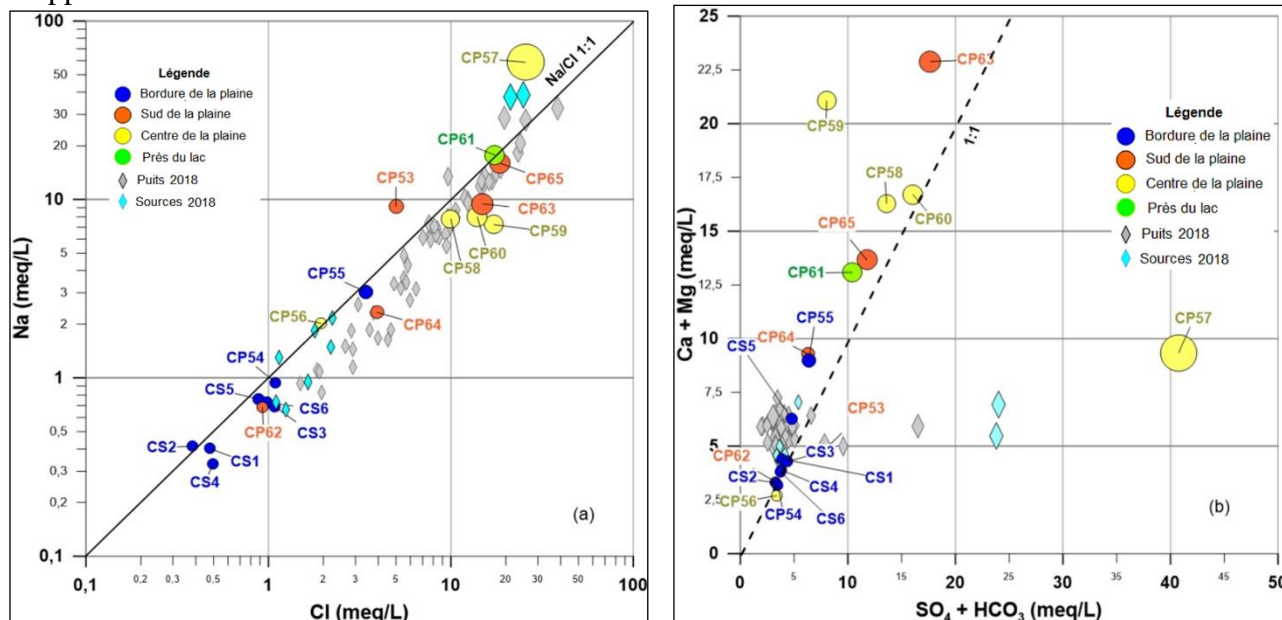


Figure V.41 : (a) Relation entre les concentrations de Na et de Cl ; (b) Relation entre les concentrations de Ca+Mg et de SO₄+HCO₃. Dans les deux graphiques, la taille du symbole est proportionnelle au TDS.

V.10.2. Relation entre la différence (Ca+Mg)-(HCO₃+SO₄) et le rapport Na/Cl

Les premières sont des eaux Na-HCO₃ et NaMixCl, NaCl et NaMixSO₄ respectivement, tandis que les secondes (qui montrent également un rapport Na/Cl inférieur à 1), pourraient être associées aux effets de la dissolution de l'halite suivie d'un échange d'ions inverse, avec une augmentation du calcium et/ou du magnésium et un appauvrissement en sodium (**Figure V.42a**). Au contraire, les FHs CP53 et CP57 indiquent un échange d'ions direct (augmentation du Na et appauvrissement en calcium et magnésium) conduisant à un enrichissement en Na. Cela signifie que la lixiviation des minéraux évaporitiques tels que l'halite, le gypse, les carbonates, le natron, le trona, typiquement observée dans les chotts algériens (Zatout et al., 2020) est couplée à d'importants processus d'échange cationique dans lesquels Na est échangé avec Ca et les éléments vicariants.

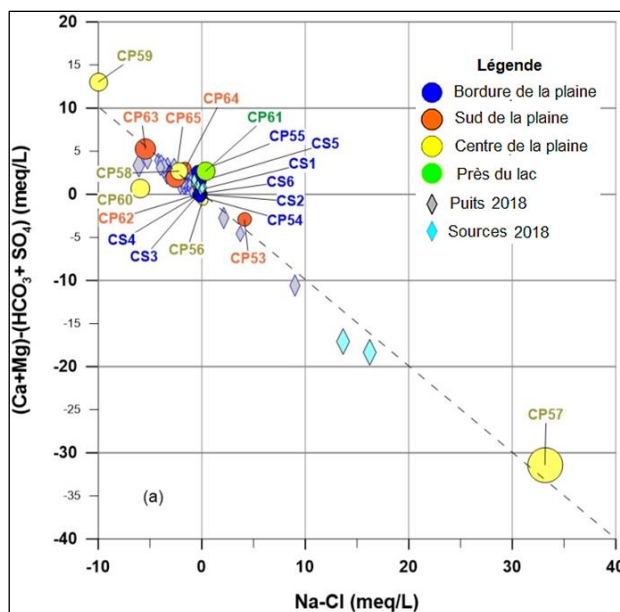


Figure V.42 : Relation entre la différence $(Ca+Mg)-(HCO_3+SO_4)$ et le rapport Na/Cl

V.10.3. Relation entre le rapport $HCO_3/(SO_4+Cl)$ et la CE :

(Figure V.43b) montre la relation entre le rapport $HCO_3/(SO_4+Cl)$ et la CE ; elle confirme que l'augmentation de la CE de la gauche (pôle carbonaté) vers la droite (pôle évaporitique) est principalement due à l'augmentation des chlorures et des sulfates. Les eaux Na- HCO_3 et NaMixCl (CP53, CP57) sont à nouveau en dehors de la tendance générale en raison du chevauchement des échanges cationiques.

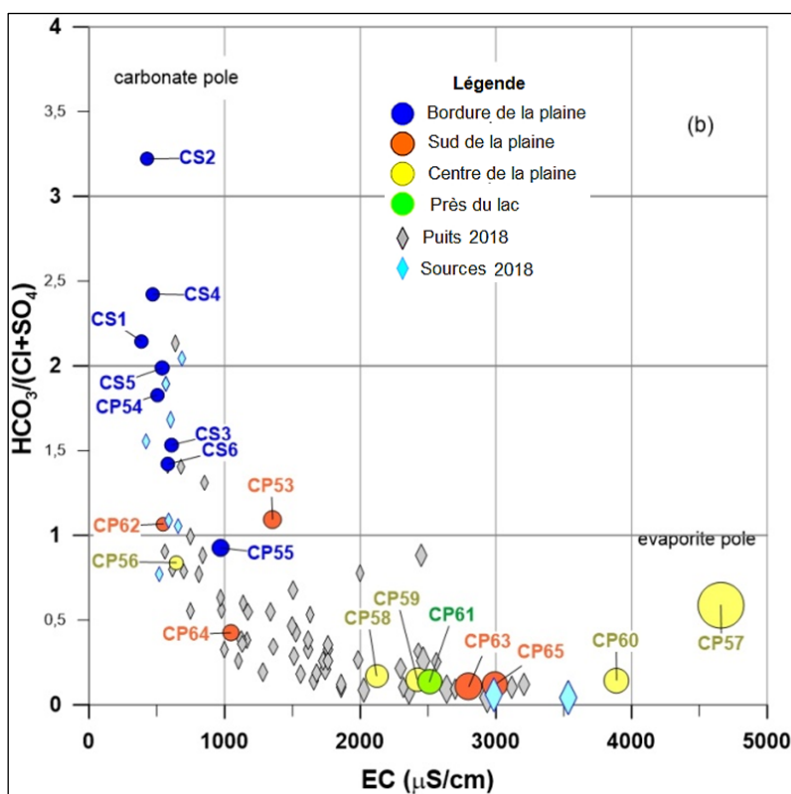


Figure V.43 : relation entre le rapport $HCO_3/(SO_4+Cl)$ et la CE

V.10.4. Pollution et origine de salinité

V.10.4.1. Rapport Cl/Br avec Cl

La **Figure V.44** montre la relation entre le rapport (molaire) Cl/Br et les chlorures. Les rapports Cl/Br des sources à faible salinité devraient refléter le rapport des précipitations locales. L'évaporation de l'eau infiltrée augmente la concentration de Cl dans les eaux de recharge, mais ne modifie pas le rapport Cl/Br : ainsi, la recharge par infiltration directe des précipitations suivie d'évaporation semble intéresser la plupart des eaux souterraines de la plaine du centre. La raison la plus probable de l'augmentation simultanée des rapports Cl/Br et de la salinité est la dissolution de l'halite contenue dans les lithologies salées locales.

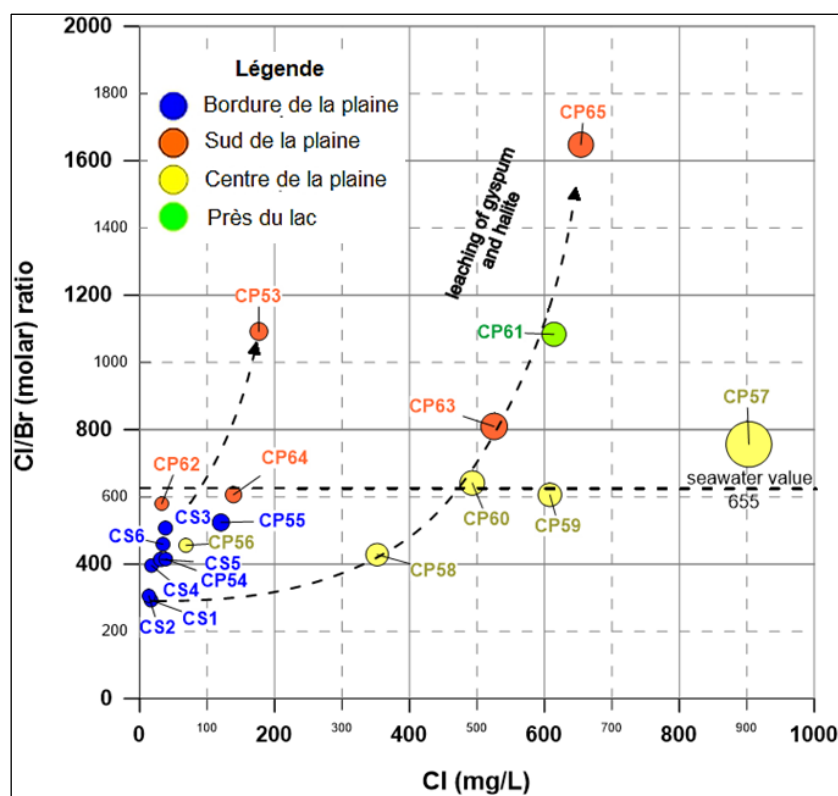


Figure V.44 : Rapport (molaire) Cl/Br en fonction des concentrations de chlorure ; la taille du symbole est proportionnelle au TDS.

V.10.4.2. Relation entre les rapports (molaires) Cl/Br et les concentrations de lithium et les concentrations de bore :

Li (**Figure V.45a**) et B (**Figure V.45b**), ont tendance à augmenter, bien que non systématiquement, parallèlement au Cl/Br, ce qui suggère que les minéraux de bore (borax, colemanite, ulexite ; (Helvacı and Palmer, 2017) et les minéraux de lithium (phyllosilicates riches en Li-, (Mertineit and Schramm, 2019) ; (Bekele and Schmerold, 2020); (Zatout et al., 2020) sont localement présents dans les bassins salés et peuvent être lessivés ; il se produit alors un échange cationique simultané (Abdelkader et al., 2012); (Demdoum et al., 2015).

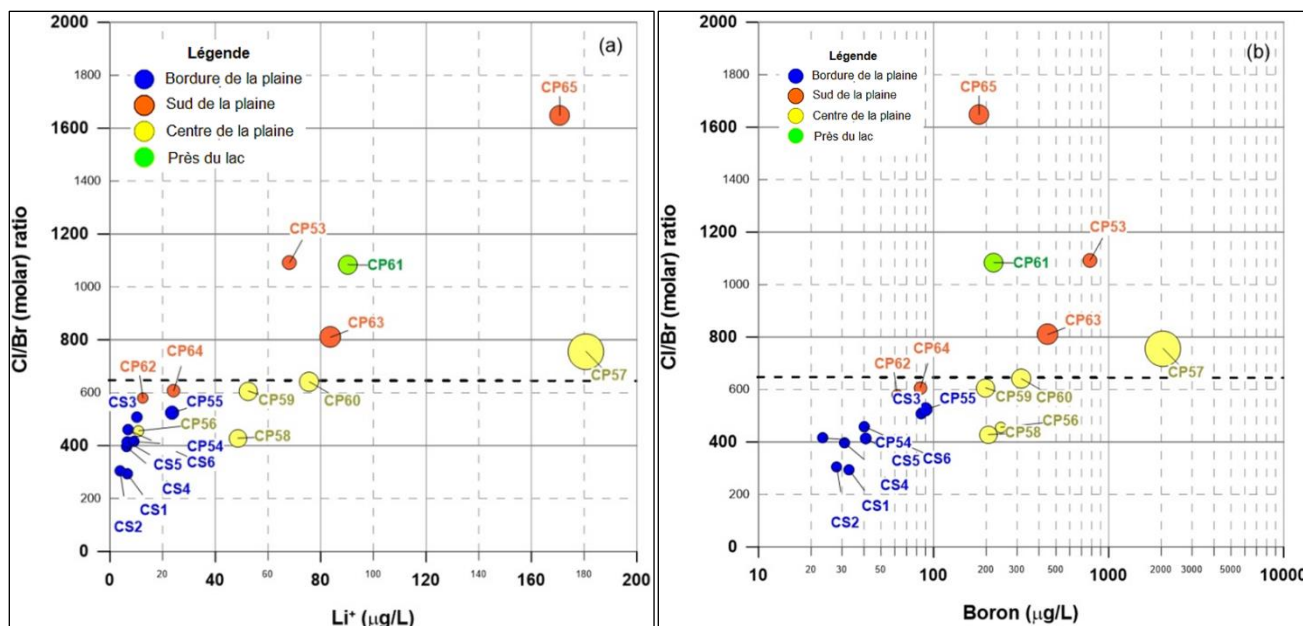


Figure V.45 : (a) relation entre les rapports (molaires) Cl/Br et les concentrations de lithium ; (b) relation entre les rapports (molaires) Cl/Br et les concentrations de bore. La taille des symboles est proportionnelle au TDS.

V.10.4.3. Rapport Cl/Br et Sr/Ba

Parmi les éléments traces qui peuvent vicier le calcium, le Sr (probablement hébergé dans les sulfates et les carbonates) est libéré préférentiellement par rapport au Ba en parallèle avec la salinisation, comme le démontre la corrélation positive entre les rapports Cl/Br et Sr/Ba (**Figure V.46**)

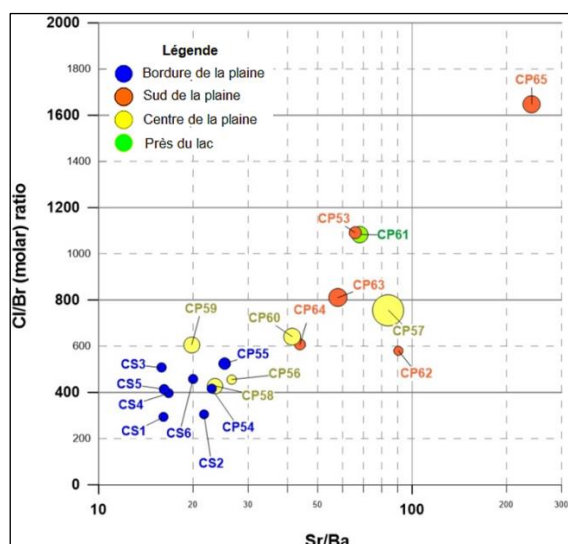


Figure V.46 : Rapport Cl/B (molaire) vs rapport Sr/Ba. La taille des symboles est proportionnelle au TDS

V.10.4.4. Relation entre le rapport Cl/Br (molaire) et les concentrations en nitrates :

La plupart des rapports Cl/Br inférieurs à la valeur de l'eau de mer sont associés à des concentrations moyennes et élevées de nitrates (**Figure V.47 a**) indiquant une possible pollution localisée des eaux souterraines causée par l'utilisation de pesticides à base de Br dans l'agriculture et le lessivage des déchets septiques (Alcalá and Custodio, 2008). CP53 et CP61 montrent des concentrations de nitrates inférieures à celles trouvées dans les sources, proches des niveaux de fond.

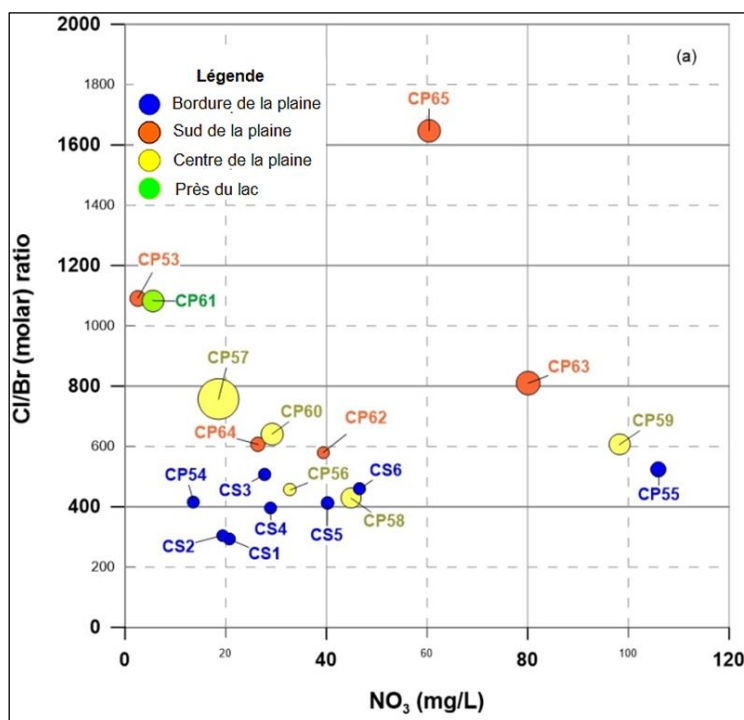


Figure V.47 : (a) Relation entre le rapport Cl/Br (molaire) et les concentrations en nitrates

V.10.4.5. Relation entre les concentrations de nitrates et les TDS :

La **Figure V.48 b** montre la relation entre NO₃ et TDS. Deux groupes principaux peuvent être distingués dans les eaux plus salines : (A) avec des teneurs élevées en nitrates et (B) avec des teneurs faibles en nitrates. En ce qui concerne le groupe A, les concentrations de nitrates indiquent un apport de flux de retour d'irrigation contenant des composés azotés : Les CP63 et CP65 présentent également des rapports Cl/Br élevés. Le groupe B présente des concentrations en nitrates inférieures à 40 mg/L, plus probablement influencées par le lessivage des fosses septiques. Dans cette optique, il est important de souligner que des études récentes dans des environnements salins ont démontré que la rétention d'azote est liée à la médiation microbienne et peut être stockée et libérée (Yang et al., 2015).

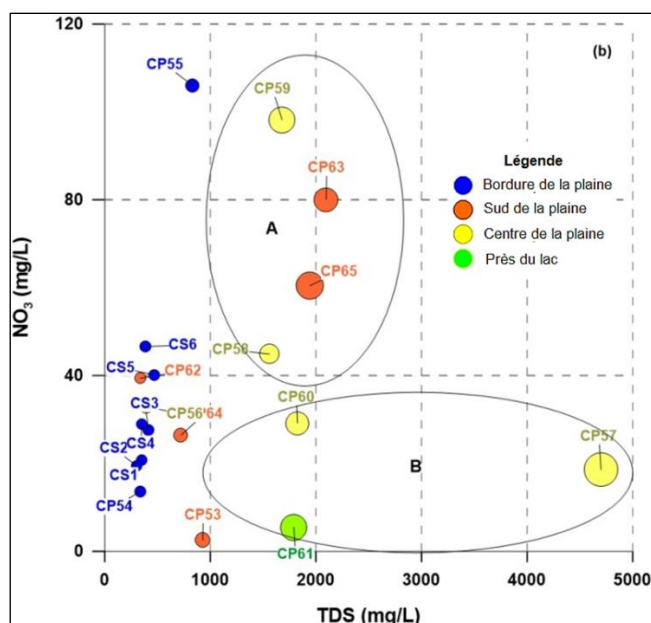


Figure V.48. (b) Relation entre les concentrations de nitrates et les TDS

V.11. Composition isotopique des eaux étudiées

Les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène ont également été mesurés pour les eaux souterraines et les sources de la plaine de F'kirina (tableau 5). Les eaux souterraines ont un $\delta^{18}\text{O}$ qui varie entre $-9,7\text{‰}$ et $-5,9\text{‰}$, avec une valeur moyenne de $-7,1\text{‰}$, tandis que le $\delta^2\text{H}$ varie entre $-61,3\text{‰}$ et $-40,3\text{‰}$, avec une valeur moyenne de $-50,1\text{‰}$. Les sources situées en bordure de la plaine présentent un $\delta^{18}\text{O}$ compris entre $-8,1\text{‰}$ et $-7,3\text{‰}$ avec une valeur moyenne de $-7,6\text{‰}$, et un $\delta^2\text{H}$ compris entre $-49,1\text{‰}$ et $-45,1\text{‰}$, avec une valeur moyenne de $-47,8\text{‰}$. Les données isotopiques sont représentées dans un tracé binaire $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ avec la ligne météorique globale et locale (GMWL, (Craig, 1961) ; (Gat and Dansgaard, 1972)). Les valeurs de d-excess ont été calculées en évaluant les effets potentiels d'évaporation ($d\text{-exc} = \delta^2\text{H} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$, (Dansgaard, 1964)). Une grande variabilité est observée à l'échelle globale et locale. La Méditerranée orientale (Gat et Dansgaard, 1972) ; (Bowen and Revenaugh, 2003) présente des valeurs supérieures à 15, avec un gradient de 6‰ de la mer Égée à la côte de Palestine (Saighi et al., 2001). La ligne météorique pour la Méditerranée orientale est estimée en moyenne à $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 20$ (Saighi et al., 2001) ; (Bowen et Revenaugh, 2003) ; (Aouad-Rizk et al., 2005) alors que pour la Méditerranée occidentale elle est de $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 13,7$ (Celle-Jeanton et al., 2001). Ceci reflète la différence d'origine et l'historique des apports et prélèvements de vapeur des masses d'air au-dessus des deux zones, ce qui est également observé dans les données isotopiques récentes de la vapeur atmosphérique. Dans cette étude, le d-excess varie entre $2,3\text{‰}$ et $16,7\text{‰}$ pour les eaux souterraines et entre $9,3\text{‰}$ et $16,7\text{‰}$ dans les eaux de source collectées.

La (Figure V.50a V.51b) montre la relation $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ des eaux échantillonnées avec i) la Ligne des Eaux Météoriques Locales (LMWL) référencée aux données isotopiques des précipitations collectées à l'Université USTHB de Bab-Ezzouar (Alger) entre 2000-2004 ($\delta^2\text{H} = 7.15 \delta^{18}\text{O} + 7.92$ ($R^2 = 0.9$; $n=113$, (Saighi et al., 2001), ii) la ligne des eaux de la Méditerranée occidentale (WMWL, $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 13,7$, (Celle-Jeanton et al., 2001), iii) la ligne des eaux météoriques mondiales (GMWL, $\delta^2\text{H} = 8,17 \delta^{18}\text{O} + 10,35$, (Rozanski et al., 1993). La (Figure V.49) montre également la composition isotopique stable des sources de haute altitude émergeant des montagnes d'Aurès, situées au sud de la plaine de F'kirina données de (Belkoum and Houha, 2017), et des eaux des oueds et barrages de la région de Chemora, qui se situe à l'ouest de la plaine de F'kirina données de (Belkoum et al., 2020). Les sources des montagnes des Aurès et les sources du groupe de la bordure de la plaine ont été fusionnées pour reconstituer la ligne des sources de F'kirina.

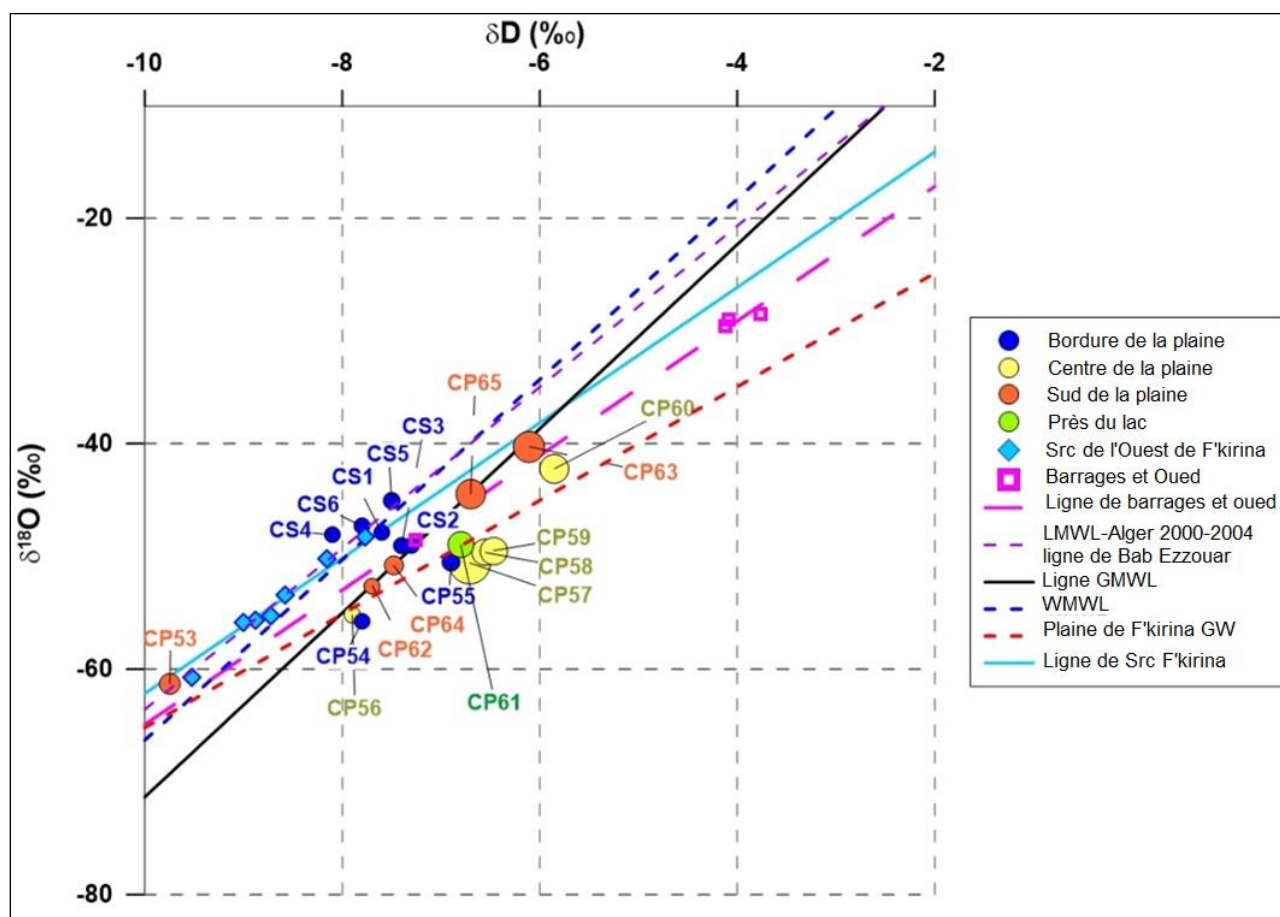


Figure V.49 : Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{D}$ concernant les eaux souterraines (GW) et de source de la région de F'Kirina. La ligne GW de la plaine de F'Kirina représente la ligne de régression linéaire des données d'isotopes stables des eaux souterraines échantillonnées dans les puits de la plaine de F'Kirina. La taille des symboles est proportionnelle au TDS des échantillons.

Les données isotopiques des eaux échantillonnées montrent une légère corrélation positive ($R^2=0,57$, n. 19) avec une ligne de régression ayant une pente de 4,2, ce qui est très différent de la pente de 8 liée au LMWL. Les sources collectées à la limite de la plaine sont pour la plupart situées près du WMWL et du LMWL, indiquant la contribution possible des précipitations locales à la recharge. Sur le WMWL et le LMWL, on trouve également les sources de haute altitude des massifs des Aures.

La plupart des eaux souterraines de la plaine sont placées au droit du LMWL et du GMWL. Leur d-excess moyen, en excluant l'échantillon CP53 (d-excess 16,7‰), est de 6,3‰ : CP53 est le seul échantillon d'eau souterraine placé près du LMWL avec des valeurs isotopiques plus négatives que celles des deux sources des montagnes Sud et Sud-Est. Si nous excluons les sources, la relation $\delta^{18}O - \delta^{2}D$ des seules eaux souterraines provenant de puits (ligne F'kirina GW dans la **(Figure V.49)**) montre une bonne corrélation ($R^2=0.82$, n. 13), avec une équation ayant une pente de 5. La ligne liée aux eaux des barrages et des oueds de la région de Chemora suit une tendance essentiellement parallèle à la ligne GW de F'kirina.

Si l'on considère uniquement les eaux souterraines provenant des puits, elles sont alignées le long d'une ligne de régression ; ceci peut être expliqué en tenant compte du fait que pendant les processus d'évaporation, la composition isotopique du liquide résiduel s'écarte progressivement de la LMWL, en suivant une trajectoire presque linéaire connue sous le nom de ligne d'évaporation (Gat and Gonfiantini, 1981) ; (GONFIANTINI, 1986).

Si nous considérons l'intersection de la ligne GW (également connue sous le nom de ligne d'évaporation) et de la LMWL, la valeur isotopique résultante est proche de la signature CP53 ($\delta^{18}O -9,4‰$ et $\delta D -61,7‰$), fournissant des informations utiles pour estimer la composition isotopique des eaux de recharge (Gibson et al., 1993).

La composition isotopique de ces eaux représente plausiblement une recharge depuis les parties hautes de la montagne des Aurès, et/ou la contribution des précipitations passées, avec des conditions climatiques différentes par rapport à l'époque actuelle (Tarki et al., 2012) ; (Demdoum et al., 2015) ; (Mokadem et al., 2016). En d'autres termes, nous supposons que le CP53 et les échantillons de printemps (qui reflètent la composition isotopique moyenne des précipitations actuelles) sont les membres finaux du processus de recharge se mélangeant diversement pour alimenter le système d'eau souterraine de la plaine.

V.11.1. Relation entre les teneurs en $\delta^{18}O$ et la CE

Ce cadre est cohérent avec les relations $\delta^{18}O$ vs. conductivité électrique et $\delta^{18}O$ vs. élévation observées dans la (Figure V.50a) montre que lorsque la CE dépasse 2000 S/cm, les valeurs de $\delta^{18}O$ augmentent parallèlement.

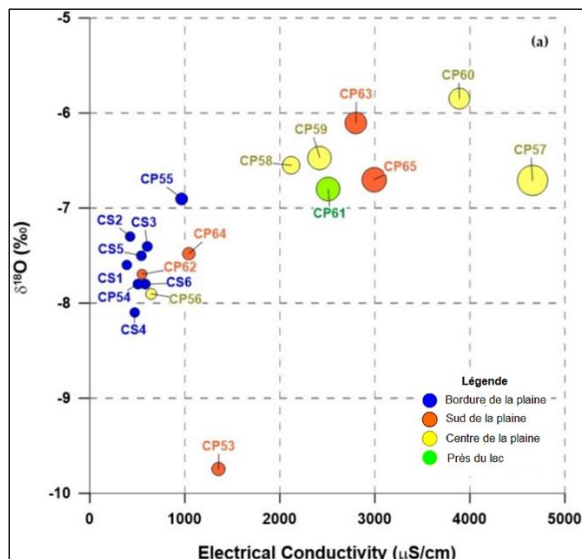


Figure V.50(a) Relation entre les teneurs en $\delta^{18}O$ et la CE ;

V.11.2. Relation entre $\delta^{18}O$ et l'altitude des sources et des têtes de puits

La (Figure V.51b) montre la relation entre $\delta^{18}O$ et l'altitude pour les sources émergent à la fois des montagnes des Aurès, situées au sud de la plaine de F'kirina, et celles appartenant à la chaîne de montagnes du Sud-Est. La régression des données $\delta^{18}O$ -élévation pour l'ensemble des sources donne un gradient d'altitude de $-0,27 \delta^{18}O/100 \text{ m}$.

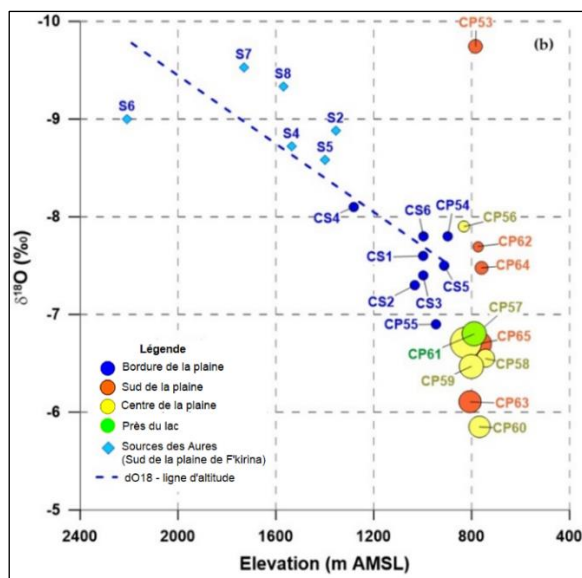


Figure V.51(b) Relation entre $\delta^{18}O$ et l'altitude des sources et des têtes de puits. La taille des symboles est proportionnelle aux concentrations en chlorure des échantillons.

V.11.3. Interprétation des traces de profils AA', BB', CC'

Il est également intéressant d'évaluer la variation des isotopes stables le long de quelques transects sélectionnés tracés depuis la limite de la plaine de F'kirina vers le lac (traces dans la Fig.V2). Le transect AA' de la **Figure V.52** (avec une direction SSE-NNW) relie les sources CS4, CS2 et CS3, et les puits CP53, CP62 (plaine sud) et CP61 (près du lac) (Tableau 4).

Le $\delta^{18}\text{O}$ n'augmente pas systématiquement vers le lac, alors que le niveau d'eau dans les puits diminue ; cependant, CP61 montre un niveau d'eau plus élevé que les puits en amont. CP53 ne se connecte pas aux données d'isotopes stables des sources considérées : à la lumière de la **Figure V.51(b)**, sa composition isotopique devrait se référer à une zone de recharge à environ 1700 m AMSL. CP62 montre également une composition isotopique appauvrie par rapport aux sources situées le long du transect AA', tandis que CP61 a seulement une composition isotopique similaire à celle des sources.

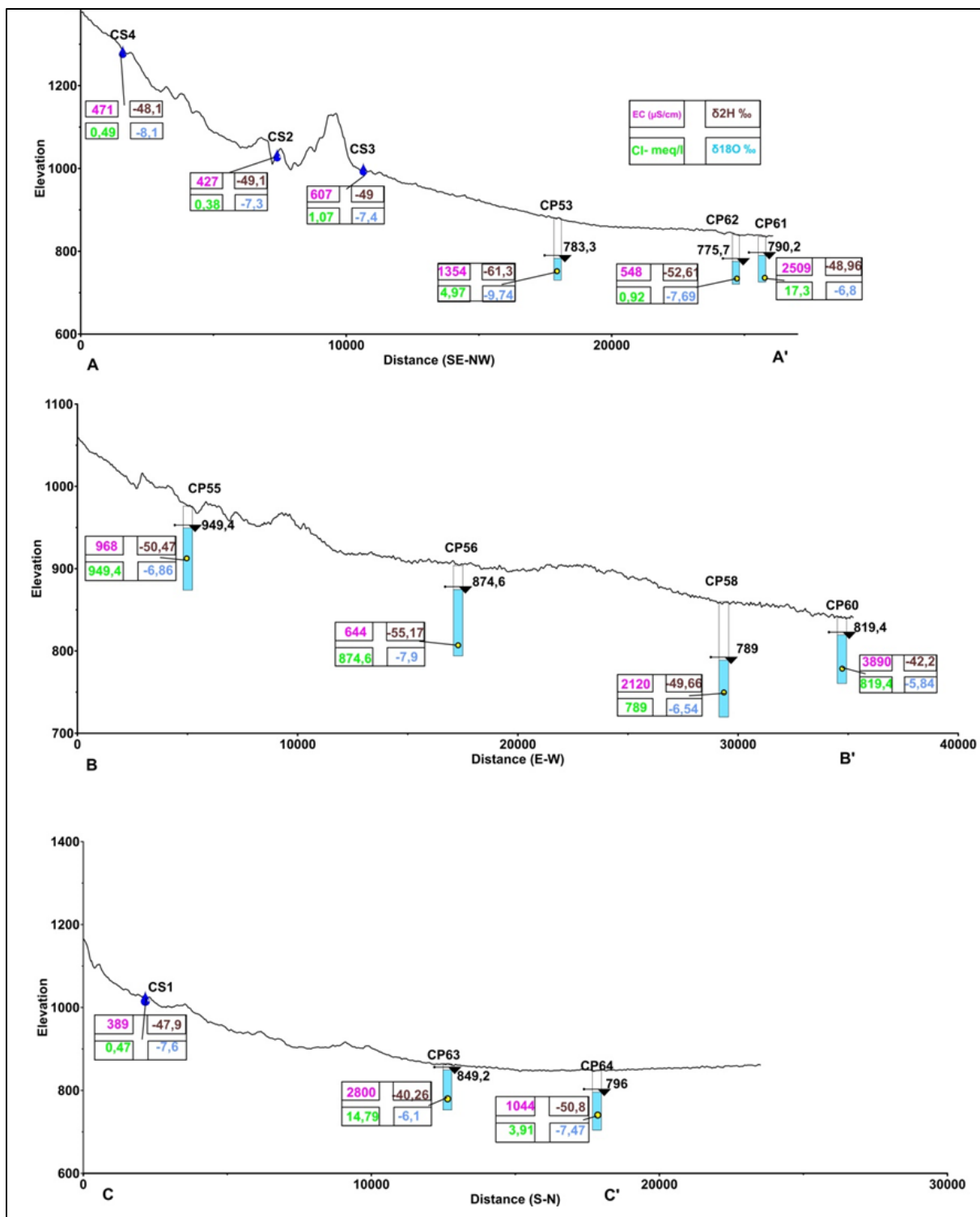


Figure V.52. Niveau d'eau, variation géochimique et isotopique le long des transects AA', BB' et CC' (traces dans la Fig. V2).

V.12. Conclusion

L'étude hydrogéochimique des eaux de la nappe du Mio-Plio-Quaternaire de F'kirina permet de dire que : -Les eaux sont caractérisées par une forte salinité et par la présence de quatre faciès dominants, qui sont le chloruré calcique, le chloruré sodique, le sulfaté sodique et le bicarbonaté calcique ; -La répartition spatiale des éléments chimiques montre que le chimisme est fortement lié à la lithologie de la nappe, suite à la dissolution des formations carbonatées et des formations évaporitiques ; Le suivi de la qualité des eaux dans le temps a montré l'effet des précipitations et de l'évaporation sur la minéralisation des eaux souterraines ;

-L'évolution des éléments chimiques (Na^+ , Cl^- , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , HCO_3^-), qui caractérisent les formations géologiques principales du bassin, a montré la dominance des ions salifères (Na^+ , Cl^-) et des ions gypsifères (Ca^{2+} , SO_4^{2-}) par rapport à ceux carbonatés (Ca^{2+} , HCO_3^-) dans l'acquisition de la salinité. Ce bilan a également mis en évidence le phénomène d'échange de base entre les eaux de la nappe et les passages argileux, ce dernier a été révélé par l'augmentation des teneurs en Na^+ par rapport au Cl^- .

Les analyses géochimiques indiquent que la ressource en eau décroissante souffre également d'une salinisation générale, principalement due à l'évaporation et au lessivage des sels du sol, un processus qui est couplé à des effets simultanés d'échange de cations. La remontée d'eaux souterraines salines profondes, bien que subordonnée, est également enregistrée comme le suggère le site CP57 et les sources thermales voisines.

nous observons une évolution géochimique générale du faciès Ca- HCO_3 frais typique des sources bordant la plaine vers des eaux souterraines plus salines, caractérisées par des faciès riches en chlorure/sulfate, que l'on retrouve dans les puits du milieu de la plaine, à l'approche de la sebka. De manière cohérente, les analyses isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène tracées dans le diagramme notionnel $\delta^{2}\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ enregistrent des tendances distinctes, s'étendant entre la ligne de régression définie par les compositions des sources locales, qui reflète les caractéristiques des composants de la recharge en eau, et la ligne de régression des eaux souterraines dans la plaine, qui enregistre divers degrés d'évaporation.

Les analyses isotopiques suggèrent également que les eaux souterraines de la plaine de F'kirina intègrent des contributions d'eau de champ lointain qui, ayant une composition isotopique en oxygène et en hydrogène comparativement plus négative ($\delta^{2}\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ jusqu'à -61,3‰ et -9,7‰, respectivement), démontrent soit leur origine à des altitudes plus élevées que celles des sources échantillonnées ($\delta^{2}\text{H}$ entre -49,1‰ et -45,1‰, $\delta^{18}\text{O}$ entre -8,1‰ et -7,3‰), soit le drainage d'anciennes composantes d'eau rechargées dans des conditions climatiques plus fraîches qu'actuellement.

Conclusion

Générale

Conclusion générale :

Après 4 ans de travail et de recherche sur le thème de l'étude hydrogéologique et hydrogéochimique de la plaine de F'kirina nous avons conclu les résultats suivants :

La plaine de F'Kirina d'une superficie de 650 Km² fait partie du sous bassin versant de Gareat El-Tarf situé au Nord-Est de l'Algérie et qui appartient lui-même aux bassins versants des Hauts Plateaux Constantinois. Le centre de ce bassin est jalonné par une dépression endoréique « la Gareat El-Tarf » dans laquelle se déversent la plupart des cours d'eau de la plaine dont les plus importants sont l'Oued Nini, l'Oued Oulmène et l'Oued Isfer.

➤ Géologiquement la zone étudiée fait partie des domaines para autochtones nord-aurésien.

Il mit en évidence l'existence de trois structures d'importance hydrogéologique

-Un substratum marneux du Maestrichtien inférieur observé au djebel Boutekhma dans la partie sud de la plaine.

-Un ensemble appartenant au Crétacé et au Miocène caractérisé par des calcaires maestrichtiens, affleurent près des djebels (El Bardo, Djazia, Fedjidjet, Boutekhma.)

-Un bassin comblé d'une sédimentation hétérogène, notamment alluvionnaire, constitue le quaternaire, avec une épaisseur de dizaines de mètres.

➤ Le bassin versant des Hauts Plateaux Constantinois se trouve dans une zone à climat semi- aride, avec un Eté chaud et un Hiver humide, où la moyenne annuelle des précipitations est de l'ordre de 376.73mm /an selon la station d'Ain Beida. La variation de la température durant l'année se fait d'une manière progressive avec une moyenne de 16.5°C. Ce type de climat chaud en Eté et froid en Hiver - favorise l'évaporation des eaux et augmente l'ETP et le déficit agricole au profit de l'infiltration et du ruissellement, l'évapotranspiration réelle est estimée à 362.24 mm, mobilisant 96,15 % des précipitations le réserve facilement utilisé (RFU) n'est plein que de décembre à mars et l'épuisement de 8 mois, deux saisons distinctes une peut pluvieuse froide allant du mois d'octobre jusqu'au mois de mai, l'autre sèche chaude du mois de juin jusqu'au mois de septembre.

➤ La prospection électrique réalisée dans la région de F'Kirina par la C.G.G. en 1976 a permis de mettre en évidence :

· Des niveaux de différentes résistivités et en particulier les horizons résistants superficiels et profonds, pouvant avoir un intérêt aquifère.

· Les zones très conductrices semblent sans intérêt aquifère, elles sont représentées par des marnes, les argiles et les eaux salées.

Les discontinuités électriques ; peuvent être attribuées à des failles, elles peuvent jouer le rôle soit de limite étanche ou de zone d'alimentation entre les nappes, donc un échange d'eau entre les zones profondes et peu profondes seront possible

➤ Le système hydrogéologique qui alimente les eaux souterraines dans la plaine de F'kirina est complexe car il est constitué d'aquifères interconnectés représentés par des unités lithologiques mésozoïques, cénozoïques et quaternaires.

L'étude piézométrique montre que la nappe phréatique s'abaisse progressivement au cours de la dernière décennie en raison des conditions climatiques défavorables qui se traduisent par une diminution significative de la recharge en eau de l'aquifère et par une surexploitation contemporaine.

la plaine de F'kirina est occupée en surface par un matériau alluvionnaire hétérogène formé d'argile, gravier, et sable .dans la quasi-totalité de la plaine la perméabilité est faible, elle est de l'ordre de 10-5 m/s.

Le substratum constituant l'assise imperméable, est représenté par des calcaires des Maestrichtien supérieur. Mais il existe une zone où ces calcaires sont érodés et remplacés par des marnes de Maestrichtien inférieur.

La nappe se rapproche de la surface au fur et à mesure que l'on se rapproche du Sebkh.

La transmissivité reste relativement faible elle est de l'ordre de 10-3 m²/s. cette transmissivité est influencée par une perméabilité mauvaise.

Les cartes piézométriques montrent que le sens d'écoulement s'oriente vers la Garaet Et-Tarf qui constitue un exutoire naturel. Dans les parties Est et Ouest, les courbes isohypses sont éloignées indiquant un gradient hydraulique faible. Par contre, au centre de la plaine elles sont plus serrées déterminant un gradient hydraulique fort. cette analyses montre que la direction principale de l'écoulement se fait globalement des affleurements calcaires vers la Sebkh (Garaet Et Tarf) selon trois directions NE-SW, SE-NW et S-N, E-W

Toutes les eaux de la nappe draine vers la Sebkh qui constitue un exutoire naturel.

Les limites géologiques incarnées par les calcaires assurent l'alimentation en eau de la plaine. Cette alimentation se fait latéralement et par déversement souterrain à partir des massifs bordiers, La partie centrale et la partie Ouest sont les régions les plus épuisées de la plaine.car la plaine dans cette partie les eaux sont surexploitées par beaucoup de forages et puits, en plus l'écoulement souterraine est très lente.

Dans les régions les plus proche des calcaires de Maestrichtien, l'abaissement du niveau est faible, ce qui est expliqué que la nappe karstique alimente la nappe phréatique.

La tension sur la demande exercée concurremment par les secteurs de l'agriculture, et fortement encore par la population en constant accroissement sera de plus en plus forte, ainsi que par les différents types de pollutions menaçant le bassin, ont généré une très forte pression sur les ressources en eaux dans le bassin.

➤ L'étude hydrochimique a permis de caractériser les principaux paramètres physico-chimiques des échantillons d'eau prélevés au cours des campagnes de terrain du Avril 2018 et Novembre 2019 d'après les résultats des analyses chimiques et leurs classifications, nous remarquons que Les analyses géochimiques indiquent que la ressource en eau décroissante souffre également d'une salinisation générale, due à l'évaporation et au lessivage des sels du sol, un processus qui est couplé à des effets simultanés d'échange cationique.

Dans ce cadre, nous observons une évolution géochimique depuis le faciès frais Ca-HCO₃ typique des sources bordant la plaine vers des eaux souterraines plus salines, caractérisées par un faciès riche en chlorure/sulfate, que l'on retrouve dans les puits du centre de la plaine se rapprochant de la sebkha.

De manière cohérente, les analyses isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène tracées dans le diagramme notionnel $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ enregistrent des tendances distinctes, s'étendant entre la ligne de régression définie par les compositions des sources locales, qui reflète les caractéristiques des composants de la recharge en eau, et la ligne de régression des eaux souterraines dans la plaine, qui enregistre divers degrés d'évaporation.

Les analyses isotopiques suggèrent également que les eaux souterraines de la plaine de F'kirina intègrent des apports d'eau de champ lointain qui, ayant une composition isotopique en oxygène et en hydrogène comparativement plus négative ($\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ jusqu'à -61,3‰ et -9,7‰, respectivement) démontrent soit leur origine à des altitudes plus élevées que celles des sources échantillonnées ($\delta^2\text{H}$ entre - 49,1‰ et -45,1‰, $\delta^{18}\text{O}$ entre -8,1‰ et -7,3‰), soit le drainage d'anciennes composantes d'eau rechargées dans des conditions climatiques plus fraîches qu'actuellement.

La comparaison des résultats actuels avec ceux d'autres enquêtes réalisées dans la plaine de F'Kirina montrent l'existence de différences dans la composition chimique des eaux souterraines au cours d'années distinctes. Ces différences peuvent indiquer que le système aquifère, dans sa partie la plus exploitée, présente une connexion d'écoulement de dimension locale ou intermédiaire, très sensible aux variations saisonnières et interannuelles, tandis que certains faciès hydrochimiques, qui semblent inhabituels par rapport à l'ensemble, pourraient être l'expression de systèmes d'écoulement intermédiaires ou régionaux (avec une circulation plus profonde).

Outre la salinisation diffuse, les niveaux d'eau et leur comparaison avec les informations précédentes relatives à la dernière décennie, suggèrent une diminution des volumes d'eau souterraine. Sous les changements climatiques possibles qui finalement peuvent conduire à une augmentation des périodes de sécheresse et une augmentation parallèle de la demande en eau, la pénurie et la salinisation des eaux souterraines pourraient probablement s'aggraver.

Perspectives : Toutes études doivent être complétées par diverses perspectives semblent être nécessaires pour une bonne compréhension du fonctionnement hydrogéologique et hydrogéochimique de plaine de F'kirina :

- Le suivi systématique de la piézométrie permet d'avoir une convergence numérique des ressources en eau souterraines disponibles.

- Eviter le déversement direct des rejets urbains et industriels dans l'oued Nini et ses affluents sans traitement préalable.

- Installation de stations d'épuration pour le traitement des eaux usées urbaines et industrielles.

- Proposition des périmètres de protection autour des sources potentielles d'approvisionnement en eau.

- Il est judicieux d'arrêter tout pompage dans la partie Ouest de la plaine, et de suspendre toute irrigation afin de juguler tout d'abord l'épuisement de la nappe, et l'invasion des eaux salées du Sebkha.

- pour pallier le problème de l'alimentation en eau surtout potable dans la région, il est souhaitable d'implanter les futurs forages dans le secteur Est de la région d'étude près des affleurements calcaires, Ou par l'exploitation de la nappe des calcaires Maestrichtien, donc il faut une étude géophysique poussée.

- La réalisation des essais de pompage pour mieux connaître les paramètres hydrodynamiques de la nappe du mio-plio-quadernaire.

- Mettre en place les conditions institutionnelles et les outils nécessaires pour une gestion intégrée des ressources en eau.

- Développer la connaissance dans le domaine de la prévision hydrométéorologique, de suivi et de contrôle des ressources en eau. - L'amélioration du réseau d'observation hydrométrique par l'implantation des stations de jaugeage et des stations pluviométriques.

L'ambition de cette thèse était de contribuer à une meilleure compréhension du fonctionnement hydrogéochimique du système aquifère de F'kirina. A l'issue de ce travail de recherche, j'espère avoir apporté une modeste contribution à la communauté scientifique pour la compréhension des différents processus régissant le fonctionnement de l'aquifère, tant sur le plan hydrogéologique qu'hydrochimique.

Références Bibliographiques

- Abdelkader, R., Larbi, D., Rihab, H., Fethi, B., Chemseddine, F., Azzedine, H., 2012. Geochemical characterization of groundwater from shallow aquifer surrounding Fetzara Lake NE Algeria. *Arab. J. Geosci.* 5, 1–13.
- Aissa, R.B., Boutoutaou, D., 2017. Characterization of groundwater in arid zones (Case of Ouargla basin). *Energy Procedia* 119, 556–564.
- Alboghday, M., El-Hendawy, S.E., 2016. Economic impacts of climate change and variability on agricultural production in the Middle East and North Africa region. *Int. J. Clim. Chang. Strateg. Manag.*
- Alcalá, F.J., Custodio, E., 2008. Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. *J. Hydrol.* 359, 189–207.
- ANAT, 1992. Agence Nationale d'Aménagement du Territoire en algérie.
- Angelidis, P., Maris, F., Kotsovinos, N., Hrisanthou, V., 2012. Computation of drought index SPI with alternative distribution functions. *Water Resour. Manag.* 26, 2453–2473.
- Aouad-Rizk, A., Job, J.L., Najem, W., Travi, Y., Blavoux, B., Gourcy, L., 2005. Oxygen-18 and deuterium contents over Mount Lebanon related to air mass trajectories and local parameters, in: *Isotopic Composition of Precipitation in the Mediterranean Basin in Relation to Air Circulation Patterns and Climate*. pp. 75–82.
- Aouidane, L., Belhamra, M., 2017. Hydrogeochemical processes in the Plio-Quaternary Remila aquifer (Khenchela, Algeria). *J. African Earth Sci.* 130, 38–47.
- Appelo, C.A.J., Willemsen, A., 1987. Geochemical calculations and observations on salt water intrusions, I. A combined geochemical/minxing cell model. *J. Hydrol.* 94, 313–330.
- Bakalowicz, M., 1992. Géochimie des eaux et flux de matières dissoutes. L'approche Object. du rôle du Clim. dans la karstogØn se.(Water geochemistry dissolved solid flux. Object. approach Clim. part Genes. karst). *Karst Øvolutions Clim. Hommage à Jean Nicod*. Press. Univ. Bor 61–74.
- Batiot-Guilhe, C., 2002. Étude expérimentale du cycle du carbone en régions karstiques: apport du carbone organique et du carbone minéral à la connaissance hydrogéologique des systèmes: site expérimental de Vaucluse, Jura, Larzac, région montpelliéraine, Nerja (Espagne). Avignon.
- Batiot, C., Emblanch, C., 2000. Organic matter in karstic aquifers: a potential tracer in the carbon cycle. A small-scale, in: *Tracers and Modelling in Hydrogeology: TraM'2000: Proceedings of TraM'2000, the International Conference on Tracers and Modelling in Hydrogeology Held at Liège, Belgium, in May 2000*. IAHS Press, p. 459.
- Beekman, H.E., 1991. Ion chromatography of fresh-and seawater intrusion: multicomponent dispersive and diffusive transport in groundwater. Febo.
- Beguiría, S., Vicente-Serrano, S.M., Reig, F., Latorre, B., 2014. Standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) revisited: parameter fitting, evapotranspiration models,

- tools, datasets and drought monitoring. *Int. J. Climatol.* 34, 3001–3023.
- Bekele, A., Schmerold, R., 2020. Characterization of brines and evaporite deposits for their lithium contents in the northern part of the Danakil Depression and in some selected areas of the Main Ethiopian Rift lakes. *J. African Earth Sci.* 170, 103904.
- Belkhiri, L., Mouni, L., Boudoukha, A., 2012. Geochemical evolution of groundwater in an alluvial aquifer: Case of El Eulma aquifer, East Algeria. *J. African Earth Sci.* 66–67, 46–55. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.03.001>
- Belkoun, N., Houha, B., 2017. Hydrochemistry and isotopic geochemistry contribution to the characterization of the aquifers of the upper Plains of Algeria, case of the basin of Chemora, oriental Algeria. *J. Mater. Environ. Sci.* 8, 3262–3268.
- Belkoun, N., Houha, B., Rahal, O., 2020. Isotopic geochemistry utilization in the determination of the origin recharge rian upper plains lgeA of the water springs of the.
- Betier, M.G., 1951. CARTE GEOLOGIQUE DE L'ALGERIE 1:500 000.
- Bouchaou, L., Michelot, J.L., Vengosh, A., Hsissou, Y., Qurtobi, M., Gaye, C.B., Bullen, T.D., Zuppi, G.M., 2008. Application of multiple isotopic and geochemical tracers for investigation of recharge, salinization, and residence time of water in the Souss–Massa aquifer, southwest of Morocco. *J. Hydrol.* 352, 267–287.
- Bouchaou, L., Tagma, T., Boutaleb, S., Hssaisoune, M., El Morjani, Z.E.A., 2011. Climate change and its impacts on groundwater resources in Morocco: the case of the Souss–Massa basin. *Clim. Chang. Eff. Groundw. Resour. IAH/Taylor Fr.* 129–144.
- Bouragba, L., Mudry, J., Bouchaou, L., Hsissou, Y., Krimissa, M., Tagma, T., Michelot, J.L., 2011. Isotopes and groundwater management strategies under semi-arid area: case of the Souss upstream basin (Morocco). *Appl. Radiat. Isot.* 69, 1084–1093.
- Bowen, G.J., Revenaugh, J., 2003. Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation. *Water Resour. Res.* 39.
- Celle-Jeanton, H., Emblanch, C., Mudry, J., Charmoille, A., 2003. Contribution of time tracers (Mg^{2+} , TOC, $\delta^{13}C_{TDIC}$, NO_3^-) to understand the role of the unsaturated zone: A case study—Karst aquifers in the Doubs valley, eastern France. *Geophys. Res. Lett.* 30.
- Chamley, H., Masse, J.P., 1975. Sur la signification des minéraux argileux dans les sédiments barrémiens et bédouliens de Provence (SE de la France). *IXth Int. Congr. Sedim. Nice* 1, 25–30.
- Christensen, J.H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R.K., Kwon, W.-T., Laprise, R., 2007. Regional climate projections. Chapter 11.
- Cook, B.I., Anchukaitis, K.J., Touchan, R., Meko, D.M., Cook, E.R., 2016. Spatiotemporal drought variability in the mediterranean over the last 900 years. *J. Geophys. Res.* 121, 2060–2074. <https://doi.org/10.1002/2015JD023929>
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science* (80-.). 133, 1702–1703.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436–468.

- Dar, M.I., Arora, N., Gao, P., Ahmad, S., Grätzel, M., Nazeeruddin, M.K., 2014. Investigation regarding the role of chloride in organic–inorganic halide perovskites obtained from chloride containing precursors. *Nano Lett.* 14, 6991–6996.
- Delay, B., Aminot, A., 1974. Contribution à l'étude de la matière organique disponible dans les milieux aquatiques souterrains. *J. français d'hydrologie* 35–44.
- Demdoum, A., Hamed, Y., Feki, M., Hadji, R., Djebbar, M., 2015. Multi-tracer investigation of groundwater in El Eulma Basin (Northwestern Algeria), North Africa. *Arab. J. Geosci.* 8, 3321–3333.
- Dib, D., Khiari, A., Kadi, K., Oualdjaoui, M., Gherraf, N., 2017. IDENTIFICATION OF HYDROGEOCHEMICAL PROCESSES IN A NORTH EASTERN ENDOREIC BASIN UNDER SEMI-ARID CONDITIONS (ALGERIA).
- Diffenbaugh, N.S., Giorgi, F., 2012. Climate change hotspots in the CMIP5 global climate model ensemble. *Clim. Change* 114, 813–822.
- DJEBAILI.S, n.d. Steppe algérienne phytosociologie et écologie. Alger: O.P.U. 127 p. 1984.
- Dozet, S, lil-Jiyulujiya, M. al-J., 1985. Carte géologique de l'Algérie 1:50,000. 150, 150,.
- Drever, J.I., Stillings, L.L., 1997. The role of organic acids in mineral weathering. *Colloids Surfaces A Physicochem. Eng. Asp.* 120, 167–181.
- Dubourdiou, G.G., Algeria., l'Algérie., S. de la carte géologique de, 1956. Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens).
- Durov, S.A., 1948. Natural waters and graphic representation of their composition, in: *Dokl Akad Nauk SSSR.* pp. 87–90.
- E, Y.H., 2009. Epuisement de la nappe aquifère de la région de F'kirina (W. d'Oum El Bouaghi), et ces répercussions sur la gestion des ressources en eau.
- Edward, E.C.andMckee, T.B., 1997. Characteristics of 20th century drought in the UnitedStates at multiple time scales. Paper no. 634,Climatology report no. 97-2, Colorado StateUniversity, pp. 155.
- Emblanch, C., 1997. Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques: étude en région méditerranéenne de montagne. Avignon.
- Farid, I., Zouari, K., Rigane, A., Beji, R., 2015. Origin of the groundwater salinity and geochemical processes in detrital and carbonate aquifers: case of Chougafiya basin (Central Tunisia). *J. Hydrol.* 530, 508–532.
- Fehdi, C., 2008. Apport hydrogéochimique et isotopique dans la caractérisation des mécanismes d'acquisition de la salinité des eaux souterraines du complexe aquifère Morsott-El Aouinet (NE ALGERIEN). These Dr. Univ. Annaba, Algérie.
- Fidelibus, M.D., Tulipano, L., 1996. Regional flow of intruding sea water in the carbonate aquifers of Apulia (Southern Italy), in: 14th Salt Water Intrusion Meeting, Malmo, Sweden.
- Fournillon, A., 2012. Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques: caractérisation des ressources en eau souterraine de

l'Unité du Beausset (Var et Bouches-du-Rhône, SE France).

- Freeze and Cherry, 1979. *Original Groundwater by Freeze and Cherry (1979)*.
- Gat, J.R., Dansgaard, W., 1972. Stable isotope survey of the fresh water occurrences in Israel and the northern Jordan Rift Valley. *J. Hydrol.* 16, 177–211.
- Gat, J.R., Gonfiantini, R., 1981. Stable isotope hydrology. Deuterium and oxygen-18 in the water cycle.
- Ghodbanea, M., Boudoukhaa, A., Benaabidate, L., 2015. Hydrochemical and statistical characterization of groundwater in the Chemora area, Northeastern Algeria. *Desalin Water Treat* 57: 14858–14868.
- Gibson, J.J., Edwards, T.W.D., Bursey, G.G., Prowse, T.D., 1993. Estimating Evaporation Using Stable Isotopes: Quantitative Results and Sensitivity Analysis for Two Catchments in Northern Canada: Paper presented at the 9th Northern Res. Basin Symposium/Workshop (Whitehorse/Dawson/Inuvik, Canada-August 1992). *Hydrol. Res.* 24, 79–94.
- Giménez-Forcada, E., 2014. Space/time development of seawater intrusion: a study case in Vinaroz coastal plain (Eastern Spain) using HFE-Diagram, and spatial distribution of hydrochemical facies. *J. Hydrol.* 517, 617–627.
- Giménez-Forcada, E., 2010. Dynamic of sea water interface using hydrochemical facies evolution diagram. *Groundwater* 48, 212–216.
- Giménez-Forcada, E., Sánchez San Román, F.J., 2015. An Excel Macro to Plot the HFE-Diagram to Identify Sea Water Intrusion Phases. *Groundwater* 53, 819–824.
- Golwer, A., Matthes, G., Schneider, W., 1972. Contamination of underground water deposition of wastes and implications for discharge methods of residues). *Trib. CEBEDEAU* 25, 428–433.
- GONFIANTINI, R., 1986. Chapter 3 - ENVIRONMENTAL ISOTOPES IN LAKE STUDIES, in: FRITZ, P., FONTES B, J.C.B.T.-T.T.E. (Eds.), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 113–168. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42225-5.50008-5>
- Guiraud, R., 1973., n.d. Evolution post-Triasique de l'Avant pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Thèse Sci. Univ. Nice*, 270 p, 114 fig., 12 pl. h.t.
- Guttman, N.B., 1999. ACCEPTING THE STANDARDIZED PRECIPITATION INDEX: A CALCULATION ALGORITHM1. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 35, 311–322. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1999.tb03592.x>
- Haddadin, M.J., 2001. Water scarcity impacts and potential conflicts in the MENA region. *Water Int.* 26, 460–470. <https://doi.org/10.1080/02508060108686947>
- Hadour, A., Mahé, G., Meddi, M., 2020. Watershed based hydrological evolution under climate change effect: An example from North Western Algeria. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 28, 100671.

- Hamad, A., Baali, F., Hadji, R., Zerrouki, H., Besser, H., Mokadem, N., Legrioui, R., Hamed, Y., 2017. Hydrogeochemical characterization of water mineralization in Tebessa-Kasserine karst system (Tuniso-Algerian Transboundary basin). *Euro-Mediterranean J. Environ. Integr.* 3, 7. <https://doi.org/10.1007/s41207-017-0045-6>
- Heim Jr, R.R., 2002. A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 83, 1149–1166.
- Helvacı, C., Palmer, M.R., 2017. Origin and distribution of evaporite borates: the primary economic sources of boron. *Elem. An Int. Mag. Mineral. Geochemistry, Petrol.* 13, 249–254.
- Hem, J.D., 1986. Geochemistry and aqueous chemistry of aluminum. *Kidney Int. Suppl.* 18, S3–S7.
- Hem, J.D., 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. Department of the Interior, US Geological Survey.
- Hoerling, M., Eischeid, J., Perlwitz, J., Quan, X., Zhang, T., Pegion, P., 2012. On the increased frequency of Mediterranean drought. *J. Clim.* 25, 2146–2161.
- Houha, B., 2007. ETUDE DU FONCTIONNEMENT HYDROGEOCHIMIQUE ET SALIN D'UN BASSIN SEMI-ARIDE. REMILA-KHENCHELA.
- J., H.M., 2006. Comparison of Major Drought Indices. National Drought Mitigation Center. <http://drought.unl.edu/Planning/Monitoring/ComparisonofIndicesIntro.aspx>. Accessed on 17th January 2014.
- Kahal.a, 2018. Hydrogeochemical characterization of a plain groundwater in a semi-arid area. Case of the F'Kirina aquifer (Northeastern Algeria). *J. Bio. Env. Sci.* 12(5), 432-440, May 2018.
- Kanduč, M., Naji, A., Forsman, J., Podgornik, R., 2010. Dressed counterions: Strong electrostatic coupling in the presence of salt. *J. Chem. Phys.* 132, 124701.
- Khalil, M.A.K., Rasmussen, R.A., Shearer, M.J., 2002. Atmospheric nitrous oxide: patterns of global change during recent decades and centuries. *Chemosphere* 47, 807–821.
- Kuscer, D., 1985. Kuscer, D., Dozet, S., Dular, T., Orehek, S., Znidaric, M. (Rudis). 1985.- Carte Géologique de l'Algérie au 1/50 000, feuille 177, La Meskiana. Inst. National de Cartographie, Alger. [22] Morel, F. 1957.- Etude géologique du Djebel Bekfif. Publ. Serv. Car.
- Laffitte, R., 1939. Etude géologique de l'Aurès. Service de la carte géologique de l'Algérie.
- Lambrakis, N., Kallergis, G., 2001. Reaction of subsurface coastal aquifers to climate and land use changes in Greece: modelling of groundwater refreshing patterns under natural recharge conditions. *J. Hydrol.* 245, 19–31.
- Leduc, C., Pulido-Bosch, A., Remini, B., 2017. Anthropization of groundwater resources in the Mediterranean region: processes and challenges. *Hydrogeol. J.* 25, 1529–1547.
- Lelieveld, J., Proestos, Y., Hadjinicolaou, P., Tanarhte, M., Tyrllis, E., Zittis, G., 2016. Strongly increasing heat extremes in the Middle East and North Africa (MENA) in the

- 21st century. *Clim. Change* 137, 245–260. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1665-6>
- LESSARD L.(1957), n.d. Note sur l'hydrogéologie des bassin fermé du constantois (Bassins sétifiens et bassins du Sud de Constantine). *Pub. XX Sess. Congr. Géol. Int. Mexico. Sec. 4*, 327-348.
- Lionello, P., 2012. *The climate of the Mediterranean region: From the past to the future*. Elsevier.
- Lloyd-Hughes, B., Saunders, M.A., 2002. A drought climatology for Europe. *Int. J. Climatol.* 22, 1571–1592. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/joc.846>
- Lloyd, J. A., and H., 1985. , J.A. (1985) *Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater: An introduction*. Oxford Uni. Press, New York p: 296.
- Lumsden, D.N., Chimahusky, J.S., 1980. Relationship between dolomite nonstoichiometry and carbonate facies parameters.
- Marchina, C., Bianchini, G., Natali, C., Pennisi, M., Colombani, N., Tassinari, R., Knoeller, K., 2015. The Po river water from the Alps to the Adriatic Sea (Italy): new insights from geochemical and isotopic ($\delta^{18}\text{O}$ - δD) data. *Environ. Sci. Pollut. Res.* 22, 5184–5203.
- Marchina, C., Zuecco, G., Chiogna, G., Bianchini, G., Carturan, L., Comiti, F., Engel, M., Natali, C., Borga, M., Penna, D., 2020. Alternative methods to determine the $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ relationship: An application to different water types. *J. Hydrol.* 587, 124951.
- Mariotti, A., Pan, Y., Zeng, N., Alessandri, A., 2015. Long-term climate change in the Mediterranean region in the midst of decadal variability. *Clim. Dyn.* 44, 1437–1456.
- Mathur, R., Ruiz, J., Titley, S., Liermann, L., Buss, H., Brantley, S., 2005. Cu isotopic fractionation in the supergene environment with and without bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 5233–5246. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.06.022>
- Mattheß, G., 2009. *Die Beschaffenheit des Grundwassers*. Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, Germany.
- McKee T.B., Doesken N.J., Kleist J., 1993, 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales, in: *Proc. 8th Conf. on Applied Climatology*, Anaheim, California, 179–184.
- Meinzer, O.E., 1923. The occurrence of ground water in the United States, with a discussion of principles, *Water Supply Paper*. Washington, DC. <https://doi.org/10.3133/wsp489>
- Mejri, S., Chekirbene, A., Tsujimura, M., Boughdiri, M., Mlayah, A., 2018. Tracing groundwater salinization processes in an inland aquifer: a hydrogeochemical and isotopic approach in Sminja aquifer (Zaghouan, northeast of Tunisia). *J. African Earth Sci.* 147, 511–522.
- Melouah, A., Layachi, S., 2019. Novel automatic seed selection approach for mass detection in mammograms. *Int. J. Comput. Sci. Eng.* 18, 80–88.
- MERKEL, B., Sperling, B., 1996. *Hydrogeochemische Stoffsysteme Teil I; DVWK-Schriften 110*. Kommissionsvertrieb Wirtschafts-und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH

- Mertineit, M., Schramm, M., 2019. Lithium Occurrences in Brines from Two German Salt Deposits (Upper Permian) and First Results of Leaching Experiments. *Minerals* 9, 766.
- Mokadem, N., Demdoun, A., Hamed, Y., Bouri, S., Hadji, R., Boyce, A., Laouar, R., Sâad, A., 2016. Hydrogeochemical and stable isotope data of groundwater of a multi-aquifer system: Northern Gafsa basin–Central Tunisia. *J. African Earth Sci.* 114, 174–191.
- Mudry, J., 1987. Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés.
- Naresh Kumar, M., Murthy, C.S., Sessa Sai, M.V.R., Roy, P.S., 2009. On the use of Standardized Precipitation Index (SPI) for drought intensity assessment. *Meteorol. Appl. A J. Forecast. Pract. Appl. Train. Tech. Model.* 16, 381–389.
- Natali, C., Bianchini, G., Marchina, C., Knöller, K., 2016. Geochemistry of the Adige River water from the Eastern Alps to the Adriatic Sea (Italy): evidences for distinct hydrological components and water-rock interactions. *Environ. Sci. Pollut. Res.* 23, 11677–11694.
- Paquereau, M.M., Schoeller, M., 1959. Quaternaire et Pliocene du Gurd (Gironde). *Bull. la société géologique Fr.* 7, 79–83.
- Piper, A.M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 25, 914–928.
- Rahal, O., Gouaidia, L., Fidelibus, M.D., Marchina, C., Natali, C., Bianchini, G., 2021. Hydrogeological and geochemical characterization of groundwater in the F'Kirina plain (eastern Algeria). *Appl. Geochemistry* 130, 104983.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2021.104983>
- Raines, M.A., Dewers, T.A., 1997. Mixed transport/reaction control of gypsum dissolution kinetics in aqueous solutions and initiation of gypsum karst. *Chem. Geol.* 140, 29–48.
- Re, V., Sacchi, E., Mas-Pla, J., Menció, A., El Amrani, N., 2014. Identifying the effects of human pressure on groundwater quality to support water management strategies in coastal regions: A multi-tracer and statistical approach (Bou-Areg region, Morocco). *Sci. Total Environ.* 500, 211–223.
- Redmond, K.T., 2002. The depiction of drought: A commentary. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 83, 1143–1147.
- Reiser, H., Kutiel, H., 2011. Rainfall uncertainty in the Mediterranean: time series, uncertainty, and extreme events. *Theor. Appl. Climatol.* 104, 357–375.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., Gonfiantini, R., 1993. Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation. *Clim. Chang. Cont. Isot. Rec., Geophysical Monograph Series.*
<https://doi.org/https://doi.org/10.1029/GM078p0001>
- Saighi, O., Michelot, J.L., Filly, A., 2001. Isotopic characteristic of meteoric water and groundwater in Ahaggar massif (central Sahara).
- Salimaa, D., Belgacemb, H., 2017. The hydrochemical characterization of the upper plains

- aquifers: case of the plain of F'kirina Ain-Beïda, Northeastern Algeria. *Desalin. Water Treat.* 92, 90–97.
- Schilling, J., Freier, K.P., Hertig, E., Scheffran, J., 2012. Climate change, vulnerability and adaptation in North Africa with focus on Morocco. *Agric. Ecosyst. Environ.* 156, 12–26.
- Sienz, F., Bothe, O., Fraedrich, K., 2012. Monitoring and quantifying future climate projections of dryness and wetness extremes: SPI bias. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 2143–2157.
- Soud, F., Telahigue, F., Agoubi, B., Kharroubi, A., 2020. Isotopic behavior and self-organizing maps for identifying groundwater salinization processes in Jerba Island, Tunisia. *Environ. Earth Sci.* 79, 1–10.
- Sousa, P.M., Trigo, R.M., Aizpurua, P., Nieto, R., Gimeno, L., Garcia-Herrera, R., 2011. Trends and extremes of drought indices throughout the 20th century in the Mediterranean. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11, 33–51.
- Steinemann, A.C., Hayes, M.J., Cavalcanti, L., 2005. Drought indicators and triggers. *Drought water Cris. Sci. Technol. Manag. issues* 71–92.
- Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M.M.B., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M., 2014. *Climate Change 2013: The physical science basis. contribution of working group I to the fifth assessment report of IPCC the intergovernmental panel on climate change.*
- Stuyfzand, P.J., 1986. A new hydrochemical classification of water types: principles and application to the coastal dunes aquifer system of the Netherlands, in: *9th Salt Water Intrusion Meeting, Delft.* pp. 12–16.
- Tarki, M., Dassi, L., Jedoui, Y., 2012. Groundwater composition and recharge origin in the shallow aquifer of the Djerid oases, southern Tunisia: implications of return flow. *Hydrol. Sci. J.* 57, 790–804.
- Tellam, J.H., 1995. Hydrochemistry of the saline groundwaters of the lower Mersey Basin Permo-Triassic sandstone aquifer, UK. *J. Hydrol.* 165, 45–84.
- UNESCO 2020, n.d.
- Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., López-Moreno, J.I., 2010. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. *J. Clim.* 23, 1696–1718.
- Vila, J.M., 1977. Notice explicative de la carte géologique, au 1/50.000, Touffana (feuille n 202). Ed. par Sonatrach en.
- Wang, C., Yang, J., Zhang, Q., 2006. Soil respiration in six temperate forests in China. *Glob. Chang. Biol.* 12, 2103–2114.
- Wu, H., Hayes, M.J., Wilhite, D.A., Svoboda, M.D., 2005. The effect of the length of record on the standardized precipitation index calculation. *Int. J. Climatol. A J. R. Meteorol. Soc.* 25, 505–520.
- Wu, H., Svoboda, M.D., Hayes, M.J., Wilhite, D.A., Wen, F., 2007. Appropriate application

- of the standardized precipitation index in arid locations and dry seasons. *Int. J. Climatol. A J. R. Meteorol. Soc.* 27, 65–79.
- Yacine, R., 1987. Etude hydrogéologique de la plaine de F'kirina en vue de l'alimentation en eau potable de la ville d'Ain-Beida. Mémoire d'Ingénieur d'état. Université d'Annaba (115 pge).
- Yang, W.H., Traut, B.H., Silver, W.L., 2015. Microbially mediated nitrogen retention and loss in a salt marsh soil. *Ecosphere* 6, 1–15.
- Zaporozec, A., 1972. Graphical interpretation of water-quality data. *Groundwater* 10, 32–43.
- Zatout, M., Steinmetz, R.L.L., Hacini, M., Fong, S.B., M'nif, A., Hamzaoui, A.H., Steinmetz, L.C.L., 2020. Saharan lithium: Brine chemistry of chotts from eastern Algeria. *Appl. Geochemistry* 115, 104566.
- Zereg, S., Boudoukha, A., Benaabidate, L., 2018. Impacts of natural conditions and anthropogenic activities on groundwater quality in Tebessa plain, Algeria. *Sustain. Environ. Res.* 28, 340–349.
- Zeroual, A., Assani, A.A., Meddi, M., Alkama, R., 2019. Assessment of climate change in Algeria from 1951 to 2098 using the Köppen–Geiger climate classification scheme. *Clim. Dyn.* 52, 227–243.
- Zghibi, A., Tarhouni, J., Zouhri, L., 2013. Assessment of seawater intrusion and nitrate contamination on the groundwater quality in the Korba coastal plain of Cap-Bon (North-east of Tunisia). *J. African Earth Sci.* 87, 1–12.
- Zhu, L., Zhang, X., Ji, L., Song, X., Kuang, C., 2007. Changes of lipid content and fatty acid composition of *Schizochytrium limacinum* in response to different temperatures and salinities. *Process Biochem.* 42, 210–214.

ANNEXES

Variation du niveau piézométrique

N	x	y	11/06/2012-15/06/2012	Octobre 2012
1	915,9	263,4	10,02	10,55
2	924,85	273,1	17,67	18,10
3	918,5	267,275	12,57	14,00
4	920,275	266,05	15	17,45
5	924,175	264,15	34,30	37,6
6	921,4	268,2	2,56	16,51
7	915,25	269,95	10,67	9,60
8	926,85	271,15	10,67	8,70
9	920,05	271,35	13,15	12,70
10	916,2	273,1	10,65	12,30
11	919,25	274,85	25,58	24,12
12	921,75	281,7	13,04	11,88
13	920,65	263,15	6,95	7,28
14	925,135	267,175	13,19	13,54
15	914	281,35	7,60	11,8
16	914,1	277,8	7,65	14,25
17	914,775	268,547	7,30	13,13
18	911,9	268,547	6,24	7,42
19	914,2	268,1	12,65	15,40
20	919,525	277,95	23,55	24,05
21	918,25	261,35	18,65	14,95

Nature	Y (lamb)	Z (m)	Jun-05	Oct-05	Jun-06	Oct-06	juin- 07	nov- 07	
915,9	F1	263,4	866,531	861,98	859,47	857,63	854,65	855,08	
924,85	P1	273,1	908,507	890,68	891,23	892,33	891,31	891,59	891,16
918,5	P2	267,275	864,039	852,06	849,89	852,84	852,46	852,82	852,44
920,275	P3	266,05	876,32	862,5	862,2	865,12	863,36	862,87	862,27
924,175	F2	264,15	918,187	887,17	889,03	886,27	883,39	879,19	881,18
915,25	P4	269,95	853,395	845,2	843,52	845,38	843,35	844,65	
926,85	P5	271,15	898,739	890,48	891,44	891,46	891,39	891,64	892,04

920,05	P6	271,35	864,697	852,49	851,84	853,22	853,21	853,2	853,45
916,2	P7	273,2	856,387	848,58	844,99	847,97	847,09	847,24	847,19
920,65	P8	263,15	896,769	890,47	890,6	892,22	871,17	888,49	884,89
925,15	P9	267,175	896,471	883,92	884,08	884,36	883,63		
919,525	P10	277,95	887,559	868,19	868,36	869,06	869,89	868,56	875,84
918,25	P11	261,35	897,769	889,29	890,6	889,92	888,39	885,89	889,67
921,75	P12	281,7	924,67	914,25	913,11	913,65	913,02	918,22	
914	P13	281,35	869,327	863,31	860,83	863,03	861,62	863,07	
914,1	P14	277,8	861,655	857,41	856,21	856,41	855,45	852,91	856,81
914,775	P15	270,95	851,749	845,85	846,13	843,23	844,05	845,83	841,75
914,2	P16	268,1	854,728	847,23	843,53	847,73	849,33	845,13	840,55

Tableau de la pluviometrie (mm). Station de Fkirina(1975-1997).

Tableau de la pluviometrie (mm). Station de Fkirina(1975-1997).

années	Sep	oct	nov	Déc	Jan	Fév	Mars
	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout		
1987	12,5	60,9	127,8	21,0	5,7	25,9	32,4
	29,2	15,4	4,5	17,5	23,4		
1988	66,1	21,6	15,1	21,8	26,2	20,5	12,2
	12,7	19,5	15,3	8,7	7,2		
1989	12,7	15,6	17,6	16,5	6,3	37,1	16,5
	27	21,1	72,2	8;8	54,8		
1990	55,6	18,7	88,4	49,1	25,3	29	76,4
	54,1	16	26,8	6	5		
1991	26,2	75,9	28,6	15,1	41,6	66,2	88,2
	61,2	82,9	3,4	50,2	15,1		
1992	9,6	38,1	27,9	123,2	11,4	42,4	16
	7,2	41,5	3,1	0,9	13,5		
1994	11,3	40,6	12,3	63,8	42,9	33,1	15,4
	20,1	9,9	0,6	0,5	0		
1995	138,3	79,8	23,2	21,3	72	121,7	64,9
	36,2	48	28,8	21,4	20,8		

1996	27,4 19,9	3,3 8	5,4 40	23,7 5,1	30 25,3	6,3	23,8
1997	100,3 67,4	54,8 27,6	71,8 27,2	55,0 1,1	5,1 24,2	25,9	32,4
1998	53,5 10,9	42,4 34,1	53,3 19,2	21,1 28,8	74,3 18,4	14,6	45,4
1999	65,9 8	15,3 68,2	47,1 46,2	53,7 0	6,4 15,2	0	10,8
2000	89,1 18,9	40,5 64,7	12,4 0	24,2 1,6	52,4 15,3	17,9	12,5
2001	65,7 25,5	41 41,9	49,8 11,6	12,5 46,2	6,3 83,4	19,3	5,6
2002	26,6 90,1	25,6 34,8	64,4 26	46,4 0	184,6 6,2	59,3	30,1
2003	45,6 25,8	90,1 145,2	26,8 56	72,4 10,9	30,6 37,7	5	44,4
2004	10,4 46,8	8,4 22,6	127 28,8	138,7 5,8	19,1 10	48,5	15,4
2005	35,4 33	16,2 78,2	21,6 8,1	44,4 17,9	81,3 24,7	26,7	12,5
2006	10,9 30,6	24,9 32,8	15,9 8,5	47,8 0	9 2,5	14,8	104,7
2007	46,7 17,2	34,6 73,3	15,4 30	41,2 15,6	10,6 14,5	11,4	43,2

Données pluviométrique moyenne mensuelle station d'Ain el Beida 1987-2007

1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994
	1995	1996	1997	1998	1999		
Septembre	26,2 22,3	22,0 30,6	23,1 21,35	21,5 21,58	20,40	20,2	21,5
octobre	18,5	16,1 17,7	17,4 16,09	13,9 16,78	12,10 15,23	14,1	16,3
novembre	10,1 12,3	10,1 12,5	14,8 12,51	11,3 11,32	10,20	9,4	11,2

Décembre	8,1 8,8	7,5 9,0	12,0 9,66	9,5 8,30	7,90	6,2	10,6
Janvier	6,1 6,7	6,3 8,1	6,4 9,20	6,9 7,80	6,60 6,99	6,6	5,8
Février	5,9 5,7	4,4 6,9	7,7 9,64	12,8 8,33	9,40 5,95	6,7	6,1
Mars	9,3 7,7	6,0 9,0	13,2 10,19	11,9 9,85	14,50 10,77	7,9	7,0
Avril	13,7 15,4	11,8 14,8	14,6 13,46	13,5 15,13	17,60 14,72	13,3	14,0
Mai	16,8 18,8	17,0 19,5	17,9 22,98	10,3 17,69	23,70 32,20	16,3	16,2
Juin	23,2 25,0	20,8 26,8	23,0 28,48	25,5 26,07	24,20 26,72	25,3	23,3
Juillet	26,6 27,8	25,2 29,6	26,3 28,43	25,9 28,19	26,00 28,38	25,7	25,0
Aout	26,5 27,5	26,5 29,1	28,2 27,23	23,7 27,12	15,33 30,48	26,6	26,4

Températures moyennes annuelles de la station d'Ain Beida (1987-2007)