



RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE
LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



UNIVERSITÉ LARBI TEBESSI TEBESSA

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

Département des Sciences de la Terre et de l'Univers

Laboratoire Eau et Environnement

THESE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de **DOCTORAT (LMD)**

Option : **Hydrogéologie Appliquée**

**Contribution à la connaissance de l'aquifère karstique des
calcaires du Maestrichtien de la région SW de Tébessa
(N-E Algérien)**

Par :

LEGRIOUI Radhia

DIRECTEUR DE THESE

Mr. BAALI Fethi

Professeur Univ. De Tébessa

Devant le jury composé de :

Président

Mr. FEHDI Chemseddine

Professeur Univ. De Tébessa

Mr. GOUAIDIA Layachi

Professeur Univ. De Tébessa

Examineurs

Mr. MAOUI Amar

Professeur Univ. De Guelma

Mr. DEFAFLIA Nabil

M.C. Univ. De Tébessa

Mr. GHRIEB Lassaad

M.C. Univ. De Guelma

Année Universitaire : 2018 - 2019

REMERCIEMENTS

Je tiens dans un premier temps à remercier **Allah** tout puissant de m'avoir donné la volonté et la patience dans l'accomplissement de ce modeste travail.

Je tiens à remercier particulièrement mon encadreur **Pr BAALI Fethi** pour la confiance qu'il a mis en moi tout le long de ce travail. Je le remercie pour sa patience, sa disponibilité et pour ses orientations et ses encouragements. Ces petite lignes ne suffiront jamais afin d'exprimer son soutien et sa gentillesse.

- J'adresse mes plus sincères remerciements aussi à le **Pr FEHDI Chemseddine** pour son aide, ses orientations dans la réalisation de cette étude, qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude. Un grand merci pour avoir accepté de me faire l'honneur de présider le jury.

Je tiens à exprimer mes plus vives reconnaissances à tous les membres du jury de soutenance:

- **Mr. GOUAIDIA Layachi**, Professeur à l'université de Tébessa ;
- **Mr. MAOUI Amar**, Professeur à l'université de Guelma ;
- **Mr. DEFAFLIA Nabil**, Maitre de conférences à l'université de Tébessa ;
- **Mr. GHRIEB Lassaad**, Maitre de conférences à l'université de Guelma :

Pour avoir accepté d'examiner mon travail.

Je ne saurais oublier les enseignants et responsables du département des Sciences de la Terre et de l'Univers qui ont participé à ma formation de près ou de loin.

Enfin, mes sincères remerciements s'adressent à toutes les personnes qui m'ont aidé, spécialement **Mr BOUKAHOUL Nabil**, Chef laboratoire de l'Algérienne Des Eaux (ADE) de Mila et son équipe. Un grand merci à **Mr Maatallah**, chef Laboratoire de l'ADE (Algérienne des Eaux) de Tébessa, de m'accueillir dans le laboratoire et de Ferphos.

LEGRIOU Radhia

DEDICACES

Je dédie ce travail à :

La mémoire de mon Professeur ; **Dr ROUABHIA Abdelkader**

Mes **très chers parents** pour leur amour, leur confiance, leurs sacrifices, leur contribution, leur soutien, et leur patience tout au long de ce travail.

Mes chers frères **Rédha** et **Hicham** ; les mots ne suffisent guère pour exprimer l'attachement, l'amour et l'affection que je porte pour vous.

Ma petite sœur **Imene** qui je l'aime beaucoup.

Mes chères belles sœurs **Saoussane** et **Hanane**. Les **anges** de notre famille : **Taym, Iline, Maya, Joulane et Racime**.

Ma sœur et amie **Ilhem** (et à toute sa famille) pour leur aide et leur soutien dans les mauvais et heureux moments: un grand merci Ilhem.

Mon oncle **Mostafa**, ma tante **Noura**, mes sœurs : **Maroua, Chahinez, Ouafa** et mes petites frères **Islem** et **Taha** ; un grand merci pour le soutien et l'encouragement durant tout le long de ce travail (merci pour tout).

Mon Oncle **Moussa** ; un grand merci pour le soutiens et les bons conseils. A mon cher cousin **Hamza**

Mes chères tantes : **Hinda, Soria, Souad, Chafia et Fadila**

Mes chères cousines : **Dina, Madjda, Marwa, Lamia, Meriem et Mina**.

Tous mes proches qui se trouvent à **Mila**.

Mes amies: **Dounia, Halima, Hajer, Nacira et Wided**.

Mes collègues de promotion "Doctorat Hydrogéologie Appliquée": spécialement à **Mr Hamad Amor** et **Mr Samoun Fateh** ; un grand merci pour l'aide qu'il m'a apporté au cours des campagnes de terrains et la collecte des données.

A tous ceux que j'aime.

LEGRIOUI Radhia

Résumé

Ce travail de recherche en aquifères fissurés et karstiques rentre dans le thème fédérateur «**Contribution à la connaissance de l'aquifère karstique des calcaires du Maestrichtien de la région SW de Tébessa (N-E Algérien)**», dont l'objet est de caractériser les aquifères karstiques et de montrer leurs interactions avec ceux des plaines voisines.

La région qui a fait l'objet de cette étude est située à l'extrême Sud-Ouest de la ville de Tébessa, proche de la frontière Algéro-Tunisienne, qui se caractérise par un climat semi aride se traduisant par un hiver rigoureux et pluvieux et un été très chaud et sec.

Elle fait partie d'un grand bassin limité par les monts de: Djebel Troubia, Djebel Arour, Djebel Gaagaa, Djebel el Senn, Djebel Draa el Korratz, Djebel Mestiri, Djebel Tazbent et Djebel Bouakous; ce qui montre une structure complexe qui présente de nombreuses formes karstiques remarquables (Bouakkous)

La tâche principale de la présente étude démontre le comportement du système karstique avec le fonctionnement d'un karst ainsi que l'origine de ses eaux souterraines par l'application des méthodes de l'approche hydrologique, hydrochimiques et isotopiques ce qui a permis de montrer:

- D'après l'étude des courbes des fréquences cumulées des débits classés, il s'agit d'apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur.
- D'après les paramètres déterminés à partir de l'analyse de la courbe de récession qui montre que le système karstique étudié se classe dans les systèmes complexes, avec de grandes tailles et de nombreux sous-systèmes, dans la classification de Mangin (1975).
- Les eaux sont de type bicarbonaté calcique ou magnésien dans les sources Ain Youkous, Ain Gaagaa, Ain El Mégalibe et Ain Troubia. Et de type chlorurées et sulfatées calciques ou magnésiennes pour la source d'Ain Sari.
- De point de vue isotopique ; le réservoir souterrain reçoit une recharge à partir de pluie efficace sans que celles-ci ne soient soumises à une évaporation notable.

Mots Clés: Aquifère Karstique, Calcaire Maestrichtien, Hydrologiques, hydrochimique, isotopique, Tébessa, Algérie.

Abstract

This research work in fissured and karst aquifers is part of the unifying theme "**Contribution to the knowledge of the karst aquifer of the Maastrichtian limestones of the SW Tebessa region of NE Algeria**", the object of which is to characterize karstic aquifers and to show their interactions with those of the neighboring plains.

The region that was the subject of this study is located in the extreme south-west of the city of Tébessa, near the Algero-Tunisian border, which is characterized by a semi-arid climate resulting in a harsh and rainy winter and a very hot and dry summer.

It is part of a large basin bounded by the mountains of: Djebel Troubia, Djebel Arour, Djebel Gaagaa, Djebel el Senn, Djebel Draa el Korratz, Djebel Mestiri, Djebel Tazbent and Djebel Bouakous; which shows a complex structure that presents many remarkable karst forms (Bouakkous).

The main task of the present study demonstrates the behavior of the karst system with the functioning of a karst as well as the origin of groundwater by the application of the hydrological, hydrochemical and isotopic approach methods which made it possible to show:

- According to the study of the cumulative frequency curves of the classified flows, they are contributions of a reserve resulting from a previous cycle.
- According to the parameters determined from the analysis of the recession curve which shows that the studied karst system ranks in complex systems, with large sizes and many subsystems, in the Mangin classification (1975).
- The waters are of calcic or magnesium bicarbonated type in Ain Youkous, Ain Gaagaa, Ain El Megalibe and Ain Troubia springs. And chlorinated and sulfated calcium or magnesium for the spring of Ain Sari.
- From an isotopic point of view; the underground reservoir receives a recharge from effective rain without these being subject to significant evaporation.

Key words: Karst Aquifers, Maestrichtian Limestone, hydrological, hydrochemical, isotopic, Tebessa, Algeria.

ملخص

يندرج هذا العمل البحثي في دراسة طبقات المياه الجوفية المتصدعة والكارستية وهو جزء من الموضوع الموحد "المساهمة في المعرفة طبقة المياه الجوفية الكارستية في الحجر الجيري المسترشاني في الجنوب الغربي من المنطقة تبسة (شمال شرق الجزائر)"، والغرض من ذلك هو وصف طبقات المياه الجوفية الكارستية وإظهار تفاعلاتهم مع تلك السهول المجاورة.

تقع المنطقة التي كانت موضوع هذه الدراسة في أقصى الجنوب الغربي لمدينة تبسة ، بالقرب من الحدود الجزائرية التونسية ، والتي تتميز بمناخ شبه جاف يؤدي إلى شتاء قاس وممطر وصيف حار جدا وجاف.

وهي جزء من حوض كبير محدودة بسلسلة من الجبال :Jبل Troubia ، جبل Arour ، جبل Gaagaa ، جبل El Senn ، جبل Draa El Korratz ، جبل Mestiri ، جبل Tazbent وجبل Bouakous. مما يدل على هيكل معقد يقدم العديد من الأشكال الكارستية الرائعة (Bouakkous).

المهمة الرئيسية لهذه الدراسة تدل على سلوك النظام الكارستي وأصل المياه الجوفية من خلال تطبيق أساليب النهج الهيدروولوجية، الهيدروكيميائية والنظائر التي أظهرت:

- وفقاً لدراسة منحنيات التردد المتراكم للتدفقات المصنفة ، فهي عبارة عن مساهمات في احتياط ناتج عن دورة سابقة.
- وفقاً للمعايير المحددة من تحليل منحنى الركود الذي يبين أن نظام الكارست المدروس يصنف في النظم المعقدة ، بأحجام كبيرة والعديد من النظم الفرعية ، في تصنيف Mangin (1975)
- المياه من النوع بيكاربونات الكالسيوم أو الماغنيسيوم في عين يوكوس ، عين القعقاع ، عين الميغاليب ، عين تروبية ونوع كلوريد وكبريتات الكالسيوم أو المغنيسيوم لمنبع عين ساري.
- وجهة نظر النظائر ؛ يستلم الخزان الموجود تحت الأرض التغذية من الأمطار الفعلية دون أن يكون ذلك خاضعاً للتبخر الكبير.

الكلمات المفتاحية: طبقات المياه الجوفية الكارستية ، الحجر الجيري المسترشاني ، الهيدروولوجية ، الهيدروكيميائية ، النظائر ، تبسة ، الجزائر.

Liste des tableaux

Tableau 1 : Les coordonnées des stations de mesures de Hammamet et de Tébessa) (D'après ANRH Constantine).....	33
Tableau 2 : Indice d'aridité mensuel (Station de Tébessa : 1996/2016).....	35
Tableau 3 : Précipitations moyennes mensuelles en (mm) sur une période de 20 ans (1996/1997-2015/2016).....	36
Tableau 4 : Précipitations moyennes inter annuelles (Station de Tébessa et Hammamet 1996/2016)	38
Tableau 5 : Précipitations annuelles et coefficient pluviométrique (Station de Tébessa : 1996/2016)	40
Tableau 6 : Précipitations annuelles et coefficient pluviométrique (Station de Hammamet: 1996/2016)	42
Tableau 7 : Répartition saisonnière des précipitations dans la station de Tébessa pendant la période (1996/1997 à 2015/2016)	43
Tableau 8 : Répartition saisonnière des précipitations dans la station de Hammamet pendant la période (1996/1997 à 2015/2016)	44
Tableau 9 : Températures moyennes mensuelles (1996/1997-2015/2016) de la station de Tébessa ..	46
Tableau 10 : Températures moyennes annuelles (1996/1997-2015/2016) de la station de Tébessa...	47
Tableau 11 : Données du diagramme ombrothermique station de Tébessa sur une période de 20ans (1996/1997-2015/2016)	48
Tableau 12 : Données du diagramme ombrothermique station de Hammamet sur une période de 20ans (1996/1997-2015/2016)	48
Tableau 13 : Bilan hydrique selon la méthode de C.W. Thornthwaite. Station de Tébessa (1996/2016)	55
Tableau 14 : Bilan hydrique selon la méthode de C.W. Thornthwaite. Station de Tébessa (2008/2009)	57
Tableau 15 : Bilan hydrique selon la méthode de C.W. Thornthwaite. Station de Hammamet (1996/2016)	59
Tableau 16 : Classification du relief selon l'ORSTOM.....	64
Tableau 17: Répartition des surfaces en fonction des altitudes du sous bassin versant de Bouakous.	65
Tableau 18 : Tableau récapitulatif des différents paramètres du sous bassin versant de Bouakkous ..	67
Tableau 19 : Estimation des apports annuels moyens (A_0) de la période 2006/2007-2015/2016.	68

Tableau 20 : La lame d'eau ruisselée durant les années 2006-2016.	69
Tableau 21 : Calcul du coefficient d'écoulement (Ce) dans la période (2006-2016).	69
Tableau 22: Coordonnées des principales sources de la corniche calcaire	81
Tableau 23: précipitation et le débit obtenu dans la période d'étude (08/02/2015 à 26/11/2016) pour les cinq sources	88
Tableau 24: Récapitulation des résultats	104
Tableau 25: Constante de dissociation de la calcite, Aragonite et Magnésite (Bakalowicz, 1979)..	106
Tableau 26: Réactions et constantes d'équilibres du système calco-carbonique (In Olive, 1976 ; Bakalowicz, 1982).	116
Tableau 27: Compagnes d'échantillonnage dans la zone d'étude.....	116
Tableau 28: Statistique sommaire des paramètres physiques.....	118
Tableau 29: Classification de la dureté de l'eau selon l'OMS (1972)	118
Tableau 30 : Moyenne arithmétique, maximale et minimale des principaux paramètres chimiques	121
Tableau 31: Résultats des statistiques élémentaires	128
Tableau 32: Matrice de corrélation.....	129
Tableau 33: Domaine d'application des techniques isotopiques en hydrologie	143
Tableau 34: Résultats des teneurs moyennes en oxygène-18 des pluies dans les stations de l'A.I.E.A	145
Tableau 35: Composition isotopique de l'eau souterraine mesurée aux sources et leurs altitudes (Février2016)	147

Liste des figures

Figure 1: Situation géographique de la zone étudiée	11
Figure 2: Esquisse Géomorphologique des Environs de Youkous (modifié par Didier.Cailhol.2018)	14
Figure 3: Tébessa dans l'Atlas Saharien Oriental (Carte de l'Algérie in Degaichia, 2014)	17
Figure 4: Géologie de la région d'étude à partir de l'extrait de la carte géologique de l'Algérie (1/500 000)	18
Figure 5: Coupes géologiques interprétatives (Nouiri, 1992. Hibi, 2010)	22
Figure 6: Esquisse géologique des environs de Hammamet et position des profils de Youkous et Gaagaa d'après (W.M. Kowalski, 2002)	24
Figure 7: Esquisse tectonique de la région de Tébessa	26
Figure 8: Développement de diaclase dans Dj. Essenn (d'après Benabbas C., 2006)	29
Figure 9: Analyse de la région d'Oued Bouakous (d'après Benabbas C., 2006)	31
Figure 10: Abaque de l'Indice d'aridité Annuel de DE Martone 1923	35
Figure 11: Variation des précipitations moyennes mensuelles (Station de Tébessa 1996/2016)	37
Figure 12: Variation des précipitations moyennes mensuelles (Station de Hammamet 1996/2016) ...	37
Figure 13: Distribution des précipitations annuelles dans la station de Tébessa (1996/1997–2015/2016)	38
Figure 14: Distribution des précipitations annuelles dans la station de Hammamet (1996/1997–2015/2016)	38
Figure 15 : Variation du coefficient pluviométrique avec les précipitations annuelles (Station de Tébessa 1996/2016)	41
Figure 16: Variation du coefficient pluviométrique avec les précipitations annuelles (Station de Hammamet : 1996/2016)	43
Figure 17: Répartition saisonnière des précipitations dans la station de Tébessa (1996/1997 à 2015/2016)	44
Figure 18: Répartition saisonnière des précipitations dans la station de Hammamet (1996/1997 à 2015/2016)	45
Figure 19: Variation des températures moyennes mensuelles de la Station de Tébessa (1996/1997-2015/2016)	46
Figure 20: Variation des températures moyennes annuelles de la Station de Tébessa (1996/1997-2015/2016)	47
Figure 21: Diagramme ombrothermique station de Tébessa (1996/1997-2015/2016)	48
Figure 22: Diagramme ombrothermique station de Hammamet (1996/1997-2015/2016)	49
Figure 23: Représentation graphique du bilan de Thornthwaite/ Station de Tébessa (1996 /2016)	56
Figure 24: Représentation graphique du bilan de Thornthwaite/ Station de Tébessa (2008 /2009)	58
Figure 25: Représentation graphique du bilan de Thornthwaite/ Station de Hammamet (1996 /2016)	60
Figure 26: Bassin versant 'Youkous' Surface 17.5 Km ² Carte Youkous les bains Ech-1/50.000	63
Figure 27: Rectangle équivalent du sous bassin versant de Bouakous.	65
Figure 28: Variation de l'apport annuel moyen (2006/2016)	68
Figure 29: Plan de situation des sondages géoélectriques de la plaine d'El Hammamet (In Loukam.S 2012)	72
Figure 30: Profil géoélectrique « R » (In Loukam.S 2012)	73
Figure 31: Profil géoélectrique « Q » (In Loukam.S 2012)	73
Figure 32: Profil géoélectrique « P » (In Loukam.S 2012)	74
Figure 33: Profil géoélectrique « O » réalisé par (Strojexport, 1978)	74
Figure 34: Profil géoélectrique « N » réalisé par (Strojexport 1978)	75

Figure 35: Carte de positionnement des sondages électriques. (CGG 1970).....	75
Figure 36: Profil géoélectrique (H) (In Baali. 2007)	76
Figure 37: Profils géoélectriques (J et K) (In Baali. 2007).....	76
Figure 38: Profil géoélectrique (N) (In Baali. 2007)	77
Figure 39: Carte de remplissage Quaternaire dans la plaine de Hammamet (In Loukam.2012).....	78
Figure 40: Profils géoélectriques (E et F) (In Baali. 2007).....	78
Figure 41: Profil géoélectrique (M) (In Baali. 2007).....	79
Figure 42: Localisation des sources dans la région d'études	81
Figure 43: A. Coupe hydrogéologique représente l'émergence de la source d'Ain Youkous. B. Source Ain Youkous.	83
Figure 44: Courbe de variabilité des débits en fonction du temps d'Ain Youkous	83
Figure 45: A. Coupe hydrogéologique représente l'émergence de la source d'Ain Gaagaa. B. Le captage de la source Ain Gaagaa.....	84
Figure 46: Courbe de variabilité des débits en fonction du temps d'Ain Gaagaa.....	84
Figure 47: A. Coupe hydrogéologique représente l'émergence de la source d'Ain Troubia. B. Le captage de la source Ain Troubia.	85
Figure 48: Courbe de variabilité des débits en fonction du temps d'Ain Troubia	85
Figure 49: A. Coupe hydrogéologique représente l'émergence de la source d'Ain El Mégalibe. B. Le captage de la source Ain El Mégalibe	86
Figure 50: Courbe de variabilité des débits en fonction du temps d'Ain El Mégalibe	86
Figure 51: A. Coupe hydrogéologique représente l'émergence de la source d'Ain Sari. B. Le captage de la source Ain Sari.	87
Figure 52: Courbe de variabilité des débits en fonction du temps d'Ain Sari	87
Figure 53: Relation entre débits et précipitations.....	89
Figure 54: Conditions aux limites de l'aquifère alluvionnaire du sous bassin versant de Hammamet (Chelih, 2011)	91
Figure 55: Carte des conditions aux limites. D'après Gaud J. 1978 in Baali F, 2007	92
Figure 56: Différents ruptures de pente de la droite représentative des débits classés (Mangin, 1984)	94
Figure 57: Décomposition de la récession selon la méthode (Mangin, 1970)	96
Figure 58: Classification des systèmes karstique à partir de l'analyse des courbes de récession (Mangin, 1975).....	100
Figure 59: Distribution des fréquences des débits classés (Oued Bouakous 2015/2016)	101
Figure 60: Courbe des fréquences cumulées des débits classés (Oued Bouakous 2015/2016).....	102
Figure 61: Courbe de récession (Oued Bouakous 2015/2016).....	102
Figure 62: Courbe de décrue $Q^*(t)=Q(t)-QR(t)$ (Oued Bouakous 2015/2016).....	103
Figure 63: Courbe de décrue $-y(t)=t_i-t/Q^*(t)$ (Oued Bouakous 2015/2016)	103
Figure 64: Représentation schématique des systèmes karstique unaire et binaire (in Marsaud, 1996)	109
Figure 65: Représentation schématique des systèmes karstique Jurassien et Vauclusien (Marsaud, 1996).....	110
Figure 66: Représentation du système karstique (in Mangin, 1975)	113
Figure 67: Modèle conceptuel du poly phasage de la karstogenèse sur un massif karstique modèle (In Gilli E. et al., 1952).....	114
Figure 68: Diagramme de Piper. Présentation générale	122
Figure 69.a. Diagramme de Piper pour les cinq sources (Période 2015)	123
Figure 69.b. Diagramme de Piper pour les cinq sources (Période 2016)	124
Figure 70: Diagramme de Scholler –Berkalof pour les Cinq sources (2015-2016)	125

Figure 71: Diagramme de Stiff pour les Cinq sources (2015-2016)	126
Figure 72: Diagramme de Potabilité pour les Cinq sources.....	127
Figure 73: Cercle de corrélation des variables dans le plan formé par l'axe 1 et l'axe 2.....	129
Figure 74: Projection des individus sur le plan formé par les deux premiers axes	130
Figure 75: a. Corrélation entre les valeurs de quelques paramètres physico-chimiques de la source Ain Youkous.	132
Figure 75: b. Corrélation entre les valeurs de quelques paramètres physico-chimiques de la source Ain Youkous.	133
Figure 75: c. Corrélation entre les valeurs de quelques paramètres physico-chimiques de la source Ain Youkous.	133
Figure 75: d. Corrélation entre les valeurs de quelques paramètres physico-chimiques de la source Ain Youkous.	134
Figure 75: e. Corrélation entre les valeurs de quelques paramètres physico-chimiques de la source Ain Youkous.	135
Figure 76: Evolution des cations et des débits en fonction du temps (Cinq sources).....	136
Figure 77: Evolution des anions et des débits en fonction du temps (Cinq sources)	138
Figure 78: Evolution de l'indice de saturation de la calcite en fonction des teneurs en calcium	140
Figure 79: Evolution de l'indice de saturation de la dolomite en fonction des teneurs en magnésium	140
Figure 80: Evolution de l'indice de saturation du gypse en fonction des teneurs en sulfate	140
Figure 81: Comparaison entre les eaux souterraines des sources de la zone d'étude et la Ligne d'eau météorologique mondiale (GMWL) et la ligne d'eau météorologique locale (LMWL) de la ville de Sfax et de Tunis (Février 2016)	149
Figure 82: Relation entre l'altitude des sources et $\delta^{18}O$ (Février 2016)	150
Figure 83: Relation entre $\delta^{18}O$ et TDS	151

Table des matières

REMERCIEMENTS

DEDICACES

Résumé	I
Abstract.....	II
ملخص.....	III
Liste des tableaux	IV
Liste des figures	VI
Table des matières	IX
SYNTHESE DES TRAVAUX ANTERIEURS	1

INTRODUCTION GENERALE	9
-----------------------------	---

CHAPITRE I : CADRE GENERAL

I Situation géographique de la zone d'étude	11
II Aperçu morphologique de la zone d'étude	12
II.1 Les montagnes	12
II.2 Les collines	12
II.3 Les plaines	13
II.3.1 Les plaines d'érosion	13
II.3.2 Les plaines d'accumulation	13
III Aspects géomorphologiques de la zone d'étude	14
IV Population.....	16
V Activité d'agricole	16

CHAPITRE II : GEOLOGIE

I Introduction	17
II Géologie de la région d'étude.....	18
II.1 La litho-stratigraphie	18
II.1.1 Le Secondaire	19
II.1.1.a Trias	19

II.1.1.b Le Jurassique.....	19
II.1.1.c Crétacé inférieur et moyen.....	19
II.1.1.c.1 Aptien	19
II.1.1.c.2 Albien	20
II.1.1.c.3 Vraconien.....	20
II.1.1.d Crétacé Supérieur (Fig.5).....	20
II.1.1.d.1 Cénomanién	20
II.1.1.d.2 Turonien.....	20
II.1.1.d.3 Emschérien (Coniacien et Santonien)	21
II.1.1.d.4 Campanien	21
II.1.1.d.5 Maestrichtien.....	21
II.1.2 Le Tertiaire (Fig.5).....	22
II.1.2.a Le Paléogène	22
II.1.2.a.1 Paléocène : (Dano-Montien et Thanétien).....	22
II.1.2.a.2 Eocène	22
II.1.2.b Néogène	23
II.1.2.b.1 Miocène	23
II.1.2.b.2 Pliocène	23
II.1.3 Le Quaternaire (Fig.6).....	23
III Tectonique de la région d'étude	24
III.1 Les données structurales.....	27
III.1.1 Les déformations plicatives.....	27
III.1.2 Les déformations disjonctives	28
III.2 Les formes karstiques.....	30
III.3 Le réseau hydrographique	30
IV Conclusion.....	31
CHAPITRE III : HYDROCLIMATOLOGIE	33
A. Climatologie	33
I Introduction	33
II Étude des paramètres climatiques.....	34
II.1 Détermination du type du climat	34
II.1.1 Indice d'aridité (Indice De Martonne)	34

II.1.2	Indice d'aridité mensuel (1923)	35
II.2	Les précipitations	36
II.2.1	Variation des précipitations moyennes mensuelles (1996/1997-2015/2016)	36
II.2.2	Variation inter annuelle des précipitations	37
II.2.3	Coefficient pluviométrique (H)	39
II.2.4	Répartition saisonnière des précipitations	43
II.2.5	La neige	45
II.3	La température	45
II.3.1	Température moyenne mensuelle	46
II.3.2	Température moyenne annuelle	47
II.4	Diagramme ombrothermique: (courbe de Gausсен et Bagnouls $P \leq 2T$)	47
II.5	Le vent	49
II.6	Le Bilan hydrique	49
II.6.1	Etude de l'évapotranspiration	49
II.6.1.a	Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP)	50
II.6.1.b	Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR)	51
II.6.2	Estimation des réserves facilement utilisables (R.F.U)	52
II.6.3	Estimation du ruissellement (R)	52
II.6.4	Estimation de l'infiltration	53
II.6.5	Estimation du bilan hydrique	54
III	Conclusion	60
B	Hydrologie	62
I	Introduction	62
II	Étude de sous bassin versant de Bouakous	62
II.1	Les paramètres géométriques	62
II.1.1	le périmètre, la surface et l'indice de compacité	62
II.1.2	La pente moyenne du sous bassin de Bouakous	63
II.1.3	Rectangle équivalent	64
II.2	Paramètres du relief	66
II.2.1	La courbe hypsométrique	66
II.3	Le réseau hydrographique	66
II.4	Les caractéristiques hydrographiques	66
II.4.1	Le temps de concentration	66

II.4.2	Vitesse d'écoulement de l'eau (V_e)	67
II.4.3	Coefficient d'allongement (K)	67
III	Étude des apports liquides	67
III.1	Estimation de l'Apport annuel moyen (A_o)	68
III.2	La lame d'eau ruisselée	69
III.3	Calcul du coefficient d'écoulement	69
IV	Conclusion	70
 CHAPITRE IV : HYDROGEOLOGIE.....		71
A Géométrie de l'aquifère		71
I	Introduction	71
II	Interprétation des coupes géoélectriques de la zone d'étude	71
II.1	La prospection géoélectrique dans la plaine de Hammamet	71
II.1.1	Le profil géoelectrique (R)	72
II.1.2	Le profil géoelectrique (Q)	73
II.1.3	Les profils géoelectriques (P , O et N)	74
II.2	La prospection géoélectrique dans la région de Chéria	75
II.2.1	Interprétation des coupes géoélectriques	76
III	Interprétation de la carte de remplissage du quaternaire	77
III.1	Le remplissage du Quaternaire dans la plaine de Hammamet (Fig.39)	77
III.2	Le remplissage dans la région de Chéria	78
IV	Conclusion	79
 B Caractéristiques hydrogéologiques des sources étudiées		80
I	Introduction	80
II	Inventaire des sources et délimitations de leurs impluviums	80
III	Identification hydrogéologiques des sources étudiées	81
III.1	L'aquifère des calcaires Turonien	82
III.2	L'aquifère des calcaires Maestrichtien	82
III.3	L'aquifère des calcaires Eocène	82
III.4	L'aquifère alluvionnaire	83
IV	Les conditions hydrogéologiques d'émergence des sources	83
IV.1	La source d'Ain Youkous	83
IV.2	La source d'Ain Gaagaa	84

IV.3 La source d'Ain Troubia	85
IV.4 La source d'Ain El Mégalibe.....	86
IV.5 La source d'Ain Sari	87
V Relation entre débits et précipitations.....	87
VI Conditions aux limites	90
VI.1 Conditions aux limites du sous bassin Versant de Hammamet	90
VI.2 Conditions aux limites du plateau Chéria.....	91
VII Conclusion	92
C Principes de la méthode de l'approche hydrologique	93
I Introduction	93
II Principe de la méthode des débits classés	93
III Analyse des courbes de récession.....	95
III.1 La courbe de récession	95
III.2 Présentation de la méthode	96
III.2.1 La courbe de tarissement.....	97
III.2.2 La courbe de décrue	97
IV Classification des systèmes karstiques.....	98
V Résultats et discussions	100
V.1 Etablissement et Interprétation des courbes des débits classés	100
V.1.1 Fréquences des classes des débits	100
V.1.2 Fréquences cumulées des débits classés	101
V.2 Analyse de la courbe de récession	102
VI Conclusion.....	105
CHAPITRE V : HYDROCHIMIE ET ISOTOPIQUE.....	106
A Etude hydrochimique	105
I Introduction	105
II Notion sur la karstification.....	105
II.1 Etymologie	105
II.2 Définition et Principe	105
II.3 Facteurs influençant le phénomène de karstification.....	107
II.3.1 Le potentiel de la karstification	107
II.3.2 Notion de niveau de base	108

II.4	Les différents types de karsts.....	108
II.4.1	Les karsts unaires.....	109
II.4.2	Les karsts binaires.....	109
II.4.3	Les karsts classiques.....	109
II.4.4	Les karsts profonds ou hydrothermaux.....	109
II.4.5	Les karsts sulfuriques.....	110
II.4.6	Les karsts littoraux.....	110
II.4.7	Les karsts jurassiens.....	110
II.4.8	Les karsts vauclusiens.....	110
II.5	Organisation spatiale du système karstique.....	110
II.5.1	L'epikarst.....	111
II.5.2	L'endokarst.....	111
II.5.2.a	La zone non saturée.....	111
II.5.2.b	La zone noyée.....	112
II.6	Influence de l'hyperéustatisme, de la géodynamique, du climat et de la néotectonique sur la karstgenèse (Fig.67).....	112
II.7	Mécanisme de la dissolution karstique dans les différents milieux géologiques.....	114
II.7.1	Dissolution karstique dans le milieu carbonaté.....	114
III	Méthode de prélèvement et de conservation des échantillons.....	116
IV	Matériels et méthodes d'analyse.....	117
IV.1	Les paramètres physiques.....	117
IV.1.1	Le potentiel redox (pH).....	117
IV.1.2	La conductivité.....	117
IV.2	Les paramètres chimiques.....	118
IV.2.1	Degré hydrotimétrique (TH).....	118
IV.2.2	Calcium (Ca^{2+}).....	119
IV.2.3	Magnésiums (Mg^{2+}).....	119
IV.2.4	Potassium (K^+) et Sodium (Na^+).....	119
IV.2.5	Chlorures (Cl^-).....	120
IV.2.6	Bicarbonates (HCO_3^-).....	120
IV.2.7	Sulfates (SO_4^{2-}).....	120
IV.2.8	Nitrates (NO_3^-).....	121
V	Représentation graphique et détermination des faciès chimiques.....	121

V.1	Interprétation des résultats par le diagramme de Piper	122
V.1.1	Période de 2015	123
V.1.2	Période 2016.....	124
V.2	Interprétation des résultats par le diagramme de Scholler-Berkalof.....	124
V.3	Interprétation des résultats par le diagramme de Stiff	126
V.4	Interprétation des résultats par le diagramme de Potabilité	126
VI	Analyse statistique des éléments physico-chimiques	127
VI.1	Application d'une analyse en composantes principales (ACP).....	127
VI.2	Application aux eaux des sources de la zone d'étude	128
VI.2.1	Statistique élémentaire	128
VI.2.2	Matrice de corrélation	128
VI.2.3	Cercle ACP.....	129
VI.2.4	La projection des individus	130
VI.2.5	Corrélation inter-éléments.....	131
VII	Evolution des caractéristiques chimiques des eaux de sources en fonction du temps	135
VII.1	Variations des concentrations des cations	136
VII.1.1	Le calcium	137
VII.1.2	Le Magnésium	137
VII.1.3	Le Sodium	137
VII.2	Variations des concentrations des anions.....	137
VII.2.1	Les chlorures.....	137
VII.2.2	Les bicarbonates	138
VII.2.3	Les sulfates	139
VII.3	Indices de saturation	139
VIII	Conclusion	141
B	Etude isotopique.....	142
I	Introduction	142
II	Domaine d'utilisation des traceurs isotopiques et revue bibliographique	142
II.1	Les isotopes stables dans les précipitations.....	143
II.2	L'identification de l'origine des eaux souterraines.....	143
III	Les isotopes stables utilisés.....	144
III.1	Variation de la composition isotopique moyenne des eaux	144
IV	Caractéristiques du signal « ENTREE »	145

V Composition isotopique des eaux souterraines.....	146
V.1 Echantillonnage	146
V.2 Analyses et résultats.....	147
V.2.1 Dosage des isotopes stables.....	147
V.2.2 Les isotopes stables.....	148
V.2.3 Relation $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ dans les eaux souterraines.....	148
V.2.4 Variation oxygène-18 - altitudes	150
V.2.5 Variation oxygène-18- salinité (TDS).....	150
VI Conclusion.....	151
CONCLUSION GENERALE	152
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	152
ANNEXES	152

**SYNTHESE DES
TRAVAUX
ANTERIEURS**

Ce mémoire de thèse intitulé « Contribution à la connaissance de l'aquifère karstique des calcaires du Maestrichtien de la région de Tébessa N-E Algérie ». La tâche principale est donc caractérisée le fonctionnement de l'aquifère karstique des calcaires Maestrichtien de la région de Tébessa (Ain Youkous, Ain Gaagaa, Ain El Mgalib, Ain Sari et Ain Troubia).

Le présent travail s'appuie sur les travaux de recherche dans le domaine des aquifères karstiques au Maroc, en France et à la wilaya de Tébessa -Algérie- ; pour comparer ses résultats entre eux.

Comme exemples :

1- Ce travail de recherche « Contribution à la connaissance des aquifères Karstiques : cas du Lias de la plaine de Saïs et du causse moyen Atlasique tabulaire (Maroc) » est Située au nord du Maroc; Elle comprend deux domaines différents mais de tailles comparables :

- Un premier domaine situé au Nord, correspondant à la plaine de Saïs où s'insèrent les deux grandes villes de Méknès et de Fès. La plaine domine l'oued Beht à l'Ouest et le Sebou à l'Est, et est encadrée par les rides pré-rifaines au Nord, et le rebord du Causse moyen Atlasique au Sud.

- Un second domaine montagneux au Sud appartenant au Moyen Atlas tabulaire. Il comprend les Causses d'Agourai et d'El Hajeb-Ifrane. La limite nord du Causse s'interrompt à sa retombée sur la plaine du Saïs. La limite ouest est marquée par l'interruption brutale du Causse qui domine des terrains primaires de la Méséta. Ceci est également le cas à l'Est où les falaises du Causse surplombent la boutonnière paléozoïque du massif central.

La méthodologie adoptée dans ce travail a été appliquée à l'aquifère karstique profond du Lias, qui regroupe une zone montagneuse représentée par les Causses (Le Causse est constitué de roches dolomitiques et calcaires du Lias d'âge mésozoïque) du Moyen Atlas tabulaire, et la plaine adjacente du Saïs avec laquelle elle est en liaison hydraulique.

Les résultats obtenus par les différentes méthodes du traitement du signal (débits classés, récession et analyses corrélatoires et spectrales) sont cohérents entre eux et permettent une meilleure compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique du Lias (**Amraoui F, 2005**).

Les différentes méthodes hydrodynamiques utilisées montrent que le système hydrogéologique étudié est très capacitif : stockage important, débit régulé et soutenu durant toute l'année, écoulement relativement lent à cause de la présence à la base d'une assise de dolomies sableuses et karstification peu développée. Cependant malgré la grande capacité de

réserve de cet aquifère karstique, le débit à l'exutoire marque une tendance régulière et significative à la baisse due à une longue période de sécheresse qui réduit considérablement l'alimentation de l'aquifère.

Les données hydrochimiques des eaux du Lias ont permis une caractérisation de la qualité chimique de ces eaux et de son évolution aussi bien spatiale que temporelle. Le faciès des eaux du Lias est bicarbonaté magnésien, caractéristique des aquifères dolomitiques. La dureté de l'eau avoisine 30 °F. Les nitrates sont peu représentés dans les eaux et les teneurs en Cl, en Na et en SO₄ augmentent entre l'amont et l'aval (**Amraoui F, 2005**).

Les concentrations en bicarbonates et en magnésium diminuent en période des hautes eaux (effet de dilution) et augmentent en étiage (effet de dissolution et d'évaporation). Contrairement aux ions dominants, et en raison du lessivage des sols argileux, les concentrations en Cl, en Na, en SO₄ et en K semblent augmenter avec les précipitations. Lors d'un épisode de turbidité, on note une réduction de la minéralisation totale (dilution), une augmentation des teneurs en silice, en potassium et surtout en nitrates (lessivage en surface), et une contamination bactériologique liée à l'élevage de bétail sur le Causse.

Les analyses isotopiques pratiquées dans la plaine du Saïs ont montré que les teneurs isotopiques des eaux s'échelonnent de - 7 à - 5 (‰ S.M.O.W) pour l'¹⁸O, de - 36 à - 46 (‰ S.M.O.W) pour le deutérium et de 0 à 11 (U.T.) pour le tritium. Les bilans isotopiques en ¹⁸O et en ³H ont permis d'estimer entre 50 et 100 % la contribution de la nappe profonde du Lias à l'alimentation des sources du bassin du Saïs (**Amraoui F, 2005**).

2- Ce travail de recherche « Vers une modélisation des écoulements dans les milieux très fissurés de type karst : étude morphologique, hydraulique et changement d'échelle » a été consacré à l'étude et à la modélisation numériques des écoulements dans les aquifères très fissurés de type karst, milieux complexes et hétérogènes sur une gamme d'échelle importante. Bailly est consacré à l'étude de la morphologie, de l'hydrodynamique et du changement d'échelle; Par exemple, partant d'une loi de Darcy aux petites échelles, une loi d'écoulement à plus grande échelle pourra mettre en jeu une perméabilité macroscopique "moyenne" qui dépend de la structure géométrique et des perméabilités locales du milieu (**Bailly D, 2009**).

Ce travail a été subdivisé en trois parties :

Dans la première partie est intéressée aux caractéristiques morphologiques et hydrodynamiques intrasec aux aquifères karstiques par une étude bibliographique des différentes méthodes d'analyse de ces hydrosystèmes complexes.

- a- Méthode analyses des courbes de récession des sources karstiques : deux modèles
 - Modèle à une fonction mathématique (Maillet, 1905)
 - Modèle à 2 fonctions mathématiques de transfert (Mangin, 1970)
- b- Analyses corrélatoires et spectrale des pluies et des débits : analyses linéaires
- c- Analyses en ondelettes et multifractale : analyses non-stationnaires

Les principales caractéristiques morphologiques et hydrodynamiques retenues sont :

- L'existence d'un réseau de drainage complexe 3D, plus ou moins développé, caractérisé par la présence de méso- et macro-morphologies spatialement organisées pour drainer efficacement l'aquifères ;
- La dualité des processus d'infiltration : infiltration diffuse dans les volumes peu perméables, de la matrice poreuse, du sol, de l'épikarst ; concentrée au niveau des dolines, des pertes, des lapiez et des parties très perméables de l'epikarst.
- La différence des vitesses d'écoulements de l'eau dans ces aquifères : rapides dans la méso- et macro-morphologie, plus lente dans le réseau de fractures et encore plus lente dans la matrice poreuse finement fissurée environnante.

La seconde partie du document a été consacrée à la présentation des outils numériques utilisés et développés pour mener à bien cette modélisation numérique des écoulements dans les aquifères karstiques par résolution d'E.D.P (d'Equations aux Dérivées Partielles).

Il a présenté le code numérique BigFlow (Ababou, 1988) utilisé dans cette étude ainsi que le modèle de perte de charge linéaire/quadratique de Darcy/Ward-Forchheimer implémenté dans ce code numérique.

L'objectif était de disposer des outils numériques morphologiques et hydrodynamiques les plus modulables et robustes pouvant faire face à la complexité des morphologies observables.

Dans la dernière partie est attachée à la l'homogénéisation numérique pour le "second changement d'échelle". Dans le premier temps de l'étude, nous avons pris le parti d'étudier le problème en utilisant le modèle de perte de charge linéaire de Darcy. Cette partie de l'étude correspond à la résolution numérique de la partie linéaire du modèle de perte de charge locale de Darcy/Ward-Forchheimer. Le but de cette partie fut d'étudier la possibilité d'utiliser une seule loi globale pour réaliser l'homogénéisation numérique des milieux très fissurés et proposer une formulation analytique de cette loi.

3- Le but de ce travail « Structure et fonctionnement du karst Maastrichtien du synclinal de Dyr (Tébessa) par application des méthodes de l'approche fonctionnelle » est l'identification de la structure et du comportement hydraulique du karst Maestrichtien du synclinal de Dyr (Tébessa) en question par application des méthodes de l'approche fonctionnelle.

Le Dyr-Gastel correspond à une région sédimentaire de formations autochtones nord aurésiennes (Aures-Nemamcha) constituées essentiellement de très importantes assises carbonatées de calcaires et des marnes d'âges Paléogène-Crétacé Supérieur. Un dépôt de remplissage alluvionnaire de Mio-Plio-Quaternaire occupe la plaine et couvre les formations anciennes aux pieds de versant.

La région de Dyr – Gastel se caractérise par un climat semi-aride qui se traduit par un hiver très froid et pluvieux et un été très chaud et sec. Les précipitations moyennes inter annuelles sont de l'ordre de 360 mm. Son bilan hydrique a permis de montrer que le Dyr-Gastel se trouve dans une région de forte évapotranspiration et de faible excédent qui représentent, par rapport à la totalité des précipitations, respectivement 90 % et 10 %. La période excédentaire s'étale au maximum sur cinq mois ; du mois de janvier au mois de mai **(Djoullah B, 2012)**.

La méthodologie d'étude adaptée dans cette recherche a été réalisé par:

- Traitement à court terme : basé sur les données du suivi d'écoulement de la source d'Ain Zerga effectué du 01 avril 2010 au 31 mars 2011,
- Traitement à long terme : basé sur les données hydrométriques corrigées relatives à une période de dix (10) cycles hydrologiques allant de 2000/2001 à 2010/2011.

L'essai d'application des méthodes de l'approche fonctionnelle à l'étude de la structure et du comportement hydraulique du système aquifère karstique Maestrichtien de Dyr-Tébessa, sur la base d'acquisitions des nouvelles mesures des entrées (pluies) et des sorties (débits à l'exutoire), a permis de dégager les synthèses suivantes :

L'analyse des débits classés de la source d'Ain Zerga aux différents pas de temps (court terme et long terme) a révélé que l'infiltration d'eau est toujours lente à travers la zone non saturée du système karstique. Le modèle de la rupture de pente de la droite représentative des débits classés cumulés à long terme est de type 1. Cependant au pas de temps annuel trois

modèles ont été rencontrés. Le modèle de type 1 a été constaté durant la période de suivi et durant trois autres cycles malgré qu'ils aient connu des certaines variations des paramètres hydro-pluviométriques. Le cycle le plus sec se traduit par une rupture de pente de la droite représentative de type 2. Le modèle de droite à double rupture a été constaté durant quatre cycles. En conséquence, l'analyse des débits classés de la source d'Ain Zerga admettre que le fonctionnement de ce système aquifère est complexe au pas de temps annuel (**Djoullah B, 2012**).

La zone non saturée est marquée par une infiltration toujours lente malgré le changement notable des conditions climatiques dans cette zone d'étude. En cas d'une recharge hydraulique particulière soutenue, surtout par la fonte des neiges tombées en période hivernale, cette infiltration sera plus au moins accélérée. L'écoulement à travers la zone noyée est en régime influencé durant une longue période.

Les analyses corrélatoires et spectrales aux chroniques des entrées (pluies) et des sorties (débits) du système karstique Maestrichtien du synclinal de Dyr montre que le système karstique étudié possède une structure de drainage bien développée d'où une karstification fonctionnelle. A long terme, le système possède un pouvoir régulateur annuel et restitue chaque année les quantités d'eaux infiltrées.

4- Le présent travail «Aspects quantitatifs et qualitatifs de la source de Bouakkous : impact sur le champ captant d'Ain Chabro - zone semi-aride –Tebessa», traitera de la grotte de Bouakkous, ses résurgences (sources) et son environnement immédiat, ce qui permettra de dégager les relations de causes à effet existantes entre les différentes unités hydrogéologique présentes dans le secteur étudiés.

L'étude se base sur l'identification et la caractérisation de la zone d'étude par des descriptions et analyses :

- Géomorphologique (répartition altitudinale et karstification).
- Géologiques, litho-stratigraphique et structurale.
- Investigation géophysique par tomographie électrique 2D.
- Hydroclimatologique (précipitations, enneigement et écoulement).

- Hydrogéologique : étude des débits mesurés et leurs impacts sur la nappe souterraine.

- Hydrochimique (qualité physico-chimique pour la détermination des corrélations existantes entre les eaux du karst et celle du champ captant d'Ain Chabro).

La région de l'Atlas Saharien oriental, à laquelle appartient le terrain d'étude, est située à l'extrême Nord-Ouest de la ville de Tébessa aux confins Algéro-Tunisiens, dont les limites géomorphologiques peuvent être définies comme suit :

- au Nord : Dj.belkffif.
- au Sud : Dj. Bouzian, Dj. Mestiri, et Dj.Tazbent ;
- à l'Est : Dj. Guenifida, Dj Ezitouna ;
- à l'Ouest : Dj. Troubia, Dj Essen ;

Depuis l'amont de l'oued Bouakkous, la barre calcaire du Maestrichtien domine le paysage et repose directement sur des marnes d'âge Campanien. Ce sont les deux faciès présents le long de la vallée. Les autres niveaux de la colonne litho-stratigraphique peuvent se rencontrer ailleurs aux environs de Youkous.

L'étude climatologique de la région de Tébessa permet de distinguer que le climat est typiquement semi-aride de type continental (hiver froid et été chaud). La température moyenne annuelle qui y règne est de 15.8 °C. Les précipitations moyennes annuelles, sur une période de 41 ans (72/73 – 2011/2012), sont estimées à 376.20 mm.

Le système aquifère karstique qui caractérise cette région est drainé par un certain nombre de sources dont les plus importantes sont celles de Youkous (la source du bas de la grotte « J1 » et la source des falaises « J2 »). Ces derniers sont issus des calcaires d'âge Maestrichtien karstifié.

La méthodologie adoptée dans ce travail est basée sur une étude hydrologique (étude des débits classés et analyse des courbes de récession) pour classifier le système karstique étudié.

Les résultats obtenus par application des méthodes de l'approche fonctionnelle relative à la période d'observation 2008/2009.se présentent comme suit:(**Zerrouki H, 2013**)

- Pour le premier site (écoulement en provenance des falaises calcaires): La classification du site étudié, d'après les paramètres déterminés à partir de l'analyse de la courbe de récession, montre que le système karstique étudié se classe dans les systèmes complexes, avec de grandes tailles et de nombreux sous-systèmes.

- Pour le deuxième site (écoulement en provenance de la grotte): La classification du site, d'après les paramètres déterminés à partir de l'analyse de la courbe de récession, montre que le système karstique étudié se classe dans les systèmes complexes, avec de grandes tailles et de nombreux sous-systèmes.

Au niveau de l'oued Bouakous qui présente une importante source de recharge en période excédentaire pour la nappe d'Ain Chabro. La liaison entre cette dernière et les écoulements d'oued Bouakous se dévoile en analysant les résultats des jaugeages différentiels effectués, qui permet de quantifier la recharge qui se fait à partir du lit de l'oued.

Cette valeur peut atteindre un maximum de 567 l/s en période de crue exceptionnelle.

En saison sèche la quantité d'eau fournit par les débits de base des sources, estimée de 10 à 11 l/s, s'infiltre presque totalement dans le lit d'Oued Bouakous formé par des alluvions et galets grossiers et par conséquent l'écoulement superficiel disparaît.

Du point de vue hydrochimique, et suite aux différents résultats obtenus, Le faciès chimique dominant la région d'après les formules ioniques calculées pour chaque point d'eau en premier lieu est le faciès bicarbonaté calcique issu des eaux en provenance des calcaires caractérisant l'ensemble des points d'eau étudiées.

Ceci montre la relation étroite entre la nappe souterraine d'Ain Chabro et les eaux en provenance des résurgences en amont, cette liaison se fait probablement par le premier vecteur qui est l'oued Bouakous en haute eaux (écoulements superficiel) et en basse eaux (écoulements souterraines).

Le regroupement de l'ensemble des résultats statistiques (matrice de corrélation linéaire, axes principaux, plan de projection des variables) exprime les mêmes résultats qui sont quelques fois complémentaires.

Il est donc ressorti que les variables qui interviennent le plus dans la détermination de la qualité des eaux de la nappe sont tous de nature géologique. L'analyse statistique a donné de forte corrélation entre ces variables prises deux à deux.

L'analyse en composantes principales montre que : **(Zerrouki H, 2013)**

Du coté amont, zone des sources, la minéralisation est générée par les éléments : HCO_3 , Ca, Mg, Na+K, les Cl et les SO_4 , ces eaux minéralisées s'opposent aux eaux chlorurés du côté négatif de l'axe. Notant une forte présence des bicarbonates, calcium et magnésium.

Au niveau du champ captant d'Ain Chabro on remarque une opposition entre les eaux bicarbonatées calciques probablement issues des formations calcaires et les eaux fortement minéralisées riches en Cl, SO_4 , Na et Mg, indiquant la signature des autres formations affleurant dans la région.

Les bicarbonates sont également présents en teneurs importantes montrant ainsi l'effet des apports qui se font par les bordures calcaires.

Cette interprétation amène à dire que les formations calcaires du Maestrichtien s'alimentent les oueds et la nappe dans le secteur de Chabro. Cette relation est confirmée par la domination du faciès bicarbonaté calcique qui est une signature des roches carbonatés.

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Le karst est une formation géologique établie dans les roches carbonatées, calcaires et dolomies. C'est avant tout un aquifère, formation dans laquelle l'eau souterraine s'accumule, circule et émerge à des sources souvent importantes. Il constitue souvent des réservoirs d'eaux souterraines remarquables et très particuliers (**Bakalowicz, 2018**).

Les régions calcaires d'Algérie offrent une grande diversité des paysages depuis les karsts bien arrosés des hautes montagnes de l'Atlas jusqu'aux affleurements peu karstifiés du désert du Sahara (**Collignon, 1991**). Ce sont des formations qui s'étalent sur toute l'échelle géologique des temps les plus anciens, du carbonifère (dans la région de Bechar), du Trias (nombreux affleurements de gypse et de sel à travers l'Algérie), Jurassique et Crétacé (massifs côtiers oranais, nappes telliennes, domaine tlemcénien, néritique constantinois, Atlas saharien), Miocène post-nappe (**Bensaoula, 2006**). Selon Bensaoula et al., 2007, le karst n'a pas encore divulgué tous ces secrets. Les quelques travaux réalisés concernent l'Ouest du pays, particulièrement les monts de Tlemcen et Mascara.

Le karst est très abondant dans la région de Tébessa (NE Algérie). Selon la carte géologique le karst est développé dans notre zone d'étude (Dj Doukkane, Dj Mestiti, Dj Gaagaa et Dj Troubia) qui est caractérisé par les calcaires Maestrichtien, il est aussi bien développé à Dyr (Gastel) est dominé par le Maestrichtien - Eocène et aux Dj Mizeb, Dj Essen et Dj Belkfif qui sont caractérisés par des calcaires d'âge Turonien. Le présent travail s'appuie sur les résultats issus des travaux réalisés concernant l'aquifère karstique de la région de Tébessa, (**Guefaifia, 2007 ; Baali, 2007 ; Fehdi, 2008 ; Zerrouki, 2013..etc**).

Cette thèse s'intéresse à l'aquifère karstique des calcaires du Maestrichtien de la région de Tébessa, basé sur les sources d'émergence d'eau (Ain Youkous, Ain Gaagaa, Ain Troubia, Ain El Mégalibe et Ain Sari). Ces dernières sont devenues légendaires, considérées comme une importante réserve d'eau.

Comme présentation écrite de ce travail, l'étude se présente en cinq chapitres :

- Le premier chapitre concerne la situation géographique, aperçu morphologique et aspects géomorphologiques de la région d'étude.
- Le second chapitre se base sur la description géologique (les différentes phases lithologiques) et l'étude structurale.

- Le troisième chapitre a été consacré à l'Hydroclimatologie où il a été étudié les différents paramètres climatologiques (type de climat, étude des précipitations, températures et bilans hydriques) et l'hydrologie de sous bassin versant de l'oued Bouakous.
- Le quatrième chapitre est relatif à l'étude géophysique (la prospection géoélectrique) de la zone d'étude et s'occupe aussi l'étude hydrogéologique des sources étudiées où il a été traité les relations précipitations-débits, les débits classés et l'analyse de la courbe de récession afin de définir le fonctionnement du principal exutoire de l'aquifère karstique.
- Le dernier chapitre; c'est l'hydrochimie et l'étude isotopique afin de déterminer la qualité physico-chimique, utilisation pour la connaissance de la structure et du fonctionnement du système karstique et l'origine des eaux souterraine de l'aquifère karstique.

A la fin de cette étude nous donnerons une conclusion générale dans laquelle nous dégagerons des synthèses sur la structure et fonctionnement du système karstique étudié.

CHAPITRE I :
CADRE
GENERAL

I Situation géographique de la zone d'étude

La région d'étude est située à l'extrême Sud-ouest de la ville de Tébessa, Elle appartient au domaine de l'Atlas Saharien Oriental, aux confins Algéro-Tunisiens. Elle fait partie d'un grand bassin limité par des monts de: Djebel Troubia, Djebel Arour, Djebel Gaagaa, Djebel el Senn, Djebel Draa el Korratz, Djebel Mestiri, Djebel Tazbent et Djebel Bouakkous (**Fig 1**).

La limite de la zone peut être définie comme suit:

- La limite Nord par le bassin de Tebessa-Morsott.
- La limite Est par le plateau d'El Malabioud.
- La limite Sud par le synclinal de Chéria.
- La limite Ouest par le synclinal de Guerigueur.

La zone d'étude est comprise entre les coordonnées géographiques suivantes :

Longitude : 07° 45 - 08° 10 Est.

Latitude : 35° 24 - 35° 29 Nord.

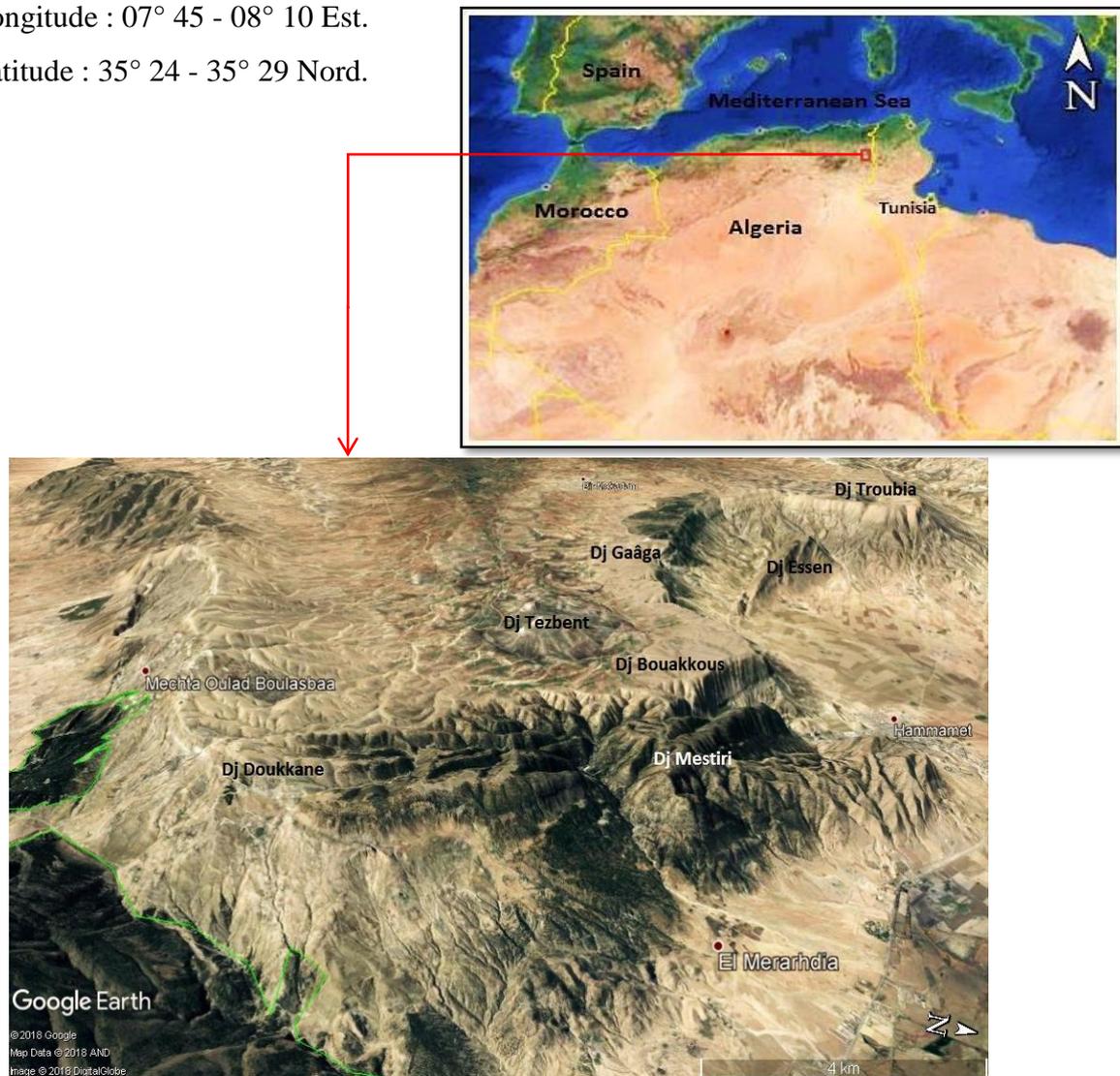


Figure 1: Situation géographique de la zone étudiée. Google Earth, 2017

II Aperçu morphologique de la zone d'étude

Différents types de reliefs constituent la région d'étude. Ils se subdivisent en trois groupes:

- Les montagnes.
- Les collines.
- Les plaines.

II.1 Les montagnes

Les montagnes de la région se présentent comme une chaîne continue dont les sommets varient de 1000 m à 1700 m. Elles occupent environ 40% de la superficie de la région et s'étendent de l'Ouest à l'Est.

Cette chaîne représente le reste des principales structures tectoniques atlasiques de la région. Une alternance de calcaires et des marnes d'une épaisseur considérable favorisent le dégagement des formes structurales par érosion différentielle, souvent des replats structuraux comme c'est le cas des Djebels Gaagaa, Troubia, Bouziane et Mestiri.

Ce dernier domine notre zone d'étude et constitue sa limite Sud, C'est une petite unité montagneuse bien individualisée. Ses deux versants Nord-Est et Sud-Ouest ont une évolution morphologique assez différente probablement en raison du dispositif structural. En effet, son versant Nord-Est est court et s'abaisse rapidement vers la plaine de Tébessa. Son versant Sud-Ouest est raide et escarpé au niveau de Bouakkous (rive droite d'Oued Bouakkous).

Au Sud-Est, une grande incision vient limiter Djebel Mestiri et Djebel Doukane. Sa linéarité et sa profondeur le classent comme un linéament orographique assez particulier.

II.2 Les collines

Ce type de relief se présente comme des structures réparties dans toute la région.

Cette répartition se fait de la manière suivante :

Une zone limitée par la montagne et la plaine de Hammamet, Djebel Serdiès au Nord et la bande comprise entre les revers monoclinaux de Troubia et Bouziane.

Sur le plan structural ces formes sont installées sur les formations argileuses du Néogène dans la partie septentrionale et sur les marnes d'âge Paléocène dans la partie méridionale. D'où leur morphologie plus ou moins monotone et leur moindre expression sur le paysage.

II.3 Les plaines

Sont localisés dans la dépression Tébessa-Morsott, dans la littérature (**Dubourdiou G, 1956 ; Otmanine A, 1987**), la dépression Tébessa-Morsott est scindée en deux segments ou branches: la branche de Morsott de direction N150-160°E et celle de Tébessa d'orientation Est-Ouest.

On peut en effet observer trois branches bien distinctes :

- La dépression de Morsott de direction N160°E, symétrique aux bords raides.
- La dépression de Hammamet-Belkif de direction Est - Ouest, asymétrique au bord oriental raide et une limite occidentale peu pentue présentant une évolution graduelle du relief.
- Une troisième dépression, celle de Tébessa, de direction Est Sud Est - Ouest Nord Ouest (N120°E) limitée par une orographie variée dans son modelé et son démembrement.

En considérant la morphogénèse comme base, deux types de plaines se présentent comme suit:

- Les plaines d'érosion et comme exemple la plaine de Serdiès.
- Les plaines d'accumulation telle que la plaine de Hammamet.

II.3.1 Les plaines d'érosion

La plaine de Serdiès est une vaste combe dégagée dans une puissante série marneuse d'âge Emschérien, limitée par Djebel Troubia au Sud et les crêtes rectilignes de Djebel Serdiès à l'Ouest.

Au Nord Nord-Est la limite est assez vague sauf Djebel Belkefif. Elle est ouverte en même temps à la plaine d'El-Hammamet.

II.3.2 Les plaines d'accumulation

La plaine de Hammamet correspond à un fossé d'effondrement subsident.

La prospection géophysique (carte du remplissage quaternaire) et les coupes des forages qui y étaient exécutés montrent que le remplissage peut atteindre une épaisseur de 500m (**Guefaifia, 2007**).

III Aspects géomorphologiques de la zone d'étude

De la plaine de Hammamet au plateau de Tazbent, le passage se fait par oued Bouakkous dont le lit majeur est creusé entre des versants très raides.

Oued Bouakkous coupe profondément dans les calcaires du plateau de Tazbent, comme un canyon (une gorge) abrupte, une reculée karstique typique, s'ouvrant sur la plaine de Hammamet.

Le plateau de Tazbent a une topographie brutalement inclinée vers le sud-ouest, avec des oueds peu profonds incisés (ruisseaux), bosselés de quelques collines marneuses aux formes arrondies. Les altitudes varient de 1230 m à 1470 m.

Le bord du plateau à la frontière nord atteint 1230 m à 1320 m, ce qui correspond à l'altitude moyenne de la surface.

Les quelques caractéristiques à retenir pour leur influence sur la karstification sont les suivantes (Fig.2). (Quinif, 1983; Guefaïfia, 2007).

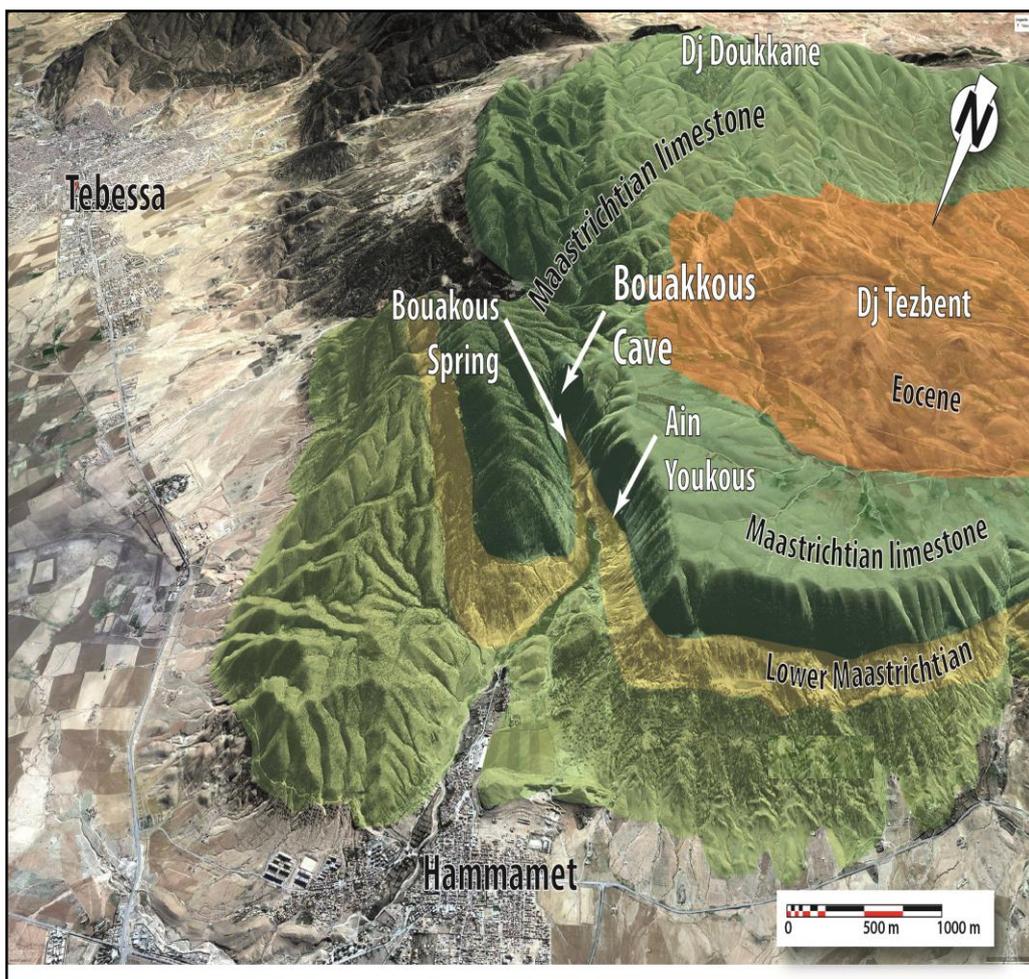


Figure 2: Esquisse Géomorphologique des Environs de Youkous (Google Earth, 2018)

➤ **Trois types de talwegs se partagent la dissection de la zone d'étude.**

Type 1: Il comprend les oueds qui défoncent le front de la cuesta et coulent vers la plaine. Le bas du talus, façonné dans les marnes, a tendance à générer des bad-lands. Quelques Talwegs entaillent le front, mordant progressivement sur le revers, recoupant dans ce cas les calcaires sus-jacents.

Type 2: Il s'agit des oueds drainant le revers de la cuesta, peu incisés, à faible pente (moins de 1%), formant un large réseau hiérarchisé. Certains prennent naissance très près du front, coulant alors sur la surface structurale.

Type 3: C'est le réseau hydrographique du bord Nord-Est de la cuesta, où les oueds entaillent profondément le revers, traversant les calcaires de part en part sans trace de karstification. Le réseau est ramifié à l'extrême.

➤ **Les dépôts superficiels** : Toute la région montre de remarquables dépôts Quaternaires. Ces dépôts et ce qu'ils représentent jouent un rôle important dans le phénomène de karstification.

a. Accumulations de pentes

Là où les versants ne sont pas trop pentus, sont recouverts d'une couche puissante, parfois de plus de 10 m de dépôts formés de cailloux centimétriques à décimétriques, calcaires, accompagnés d'une matrice plus fine, parfois quasiment absente. Ce sont des dépôts essentiellement dus à une morphogenèse en climat froid (gélifraction).

b. Cônes d'éboulis

Au niveau du village de Youkous, on note la présence de beaux cônes d'éboulis au bas de talwegs rectilignes incisant superficiellement le bas du canon. L'accumulation se fait au niveau de la rupture de pente au contact calcaires-marnes. Les blocs sont décimétriques.

c. Terrasses et glacis

Le talweg principal est jalonné de toute une série de terrasses d'accumulation recreusées en partie par ses affluents. Il est observé des dépôts de terrasses fluviales (galets roulés et polis, dont les dimensions vont de 1 à 50 cm). Les glacis sont de type épandage et accumulation. Les principaux sont ceux qui se développent au débouché des talwegs de type 1 dans la plaine. Souvent, il y a un passage progressif du glacis d'ennoyage et à la terrasse fluviale.

Toutes ces surfaces, sauf certains glaciers de piémont probablement très récents sont incisées par des talwegs étroits et profonds, aux parois abruptes.

Les surfaces de la zone de Youkous se structurent altitudinalement en trois niveaux : inférieur, principal et supérieur.

Le niveau principal est celui du glacier de Hammamet, car il est le plus développé. Les niveaux inférieurs et supérieurs sont complexes et groupent plusieurs surfaces étagées. Les niveaux supérieurs sont intéressants car ils indiquent que le talweg a été comblé par des dépôts détritiques, ce qui a eu une influence considérable sur le fonctionnement hydrogéologique de la grotte.

IV Population

La population de la région d'étude s'est élevée à environ 384 222 habitants (49.52% de la population totale de la wilaya de Tébessa) d'après le recensement national du 2017. Cette population est concentrée à la ville de Tébessa, à Hammamet, Chéria, à Bir Mokkaïdem, où se trouve, essentiellement développée, les activités d'élevage et agricole.

V Activité d'agricole

La surface agricole globale de la wilaya de Tébessa estimée à 312 000 hectares sera renforcée à partir de 2018 par une superficie supplémentaire de 34 000 hectares, située dans la zone Sud qui fera l'objet d'une opération de mise en valeur, a-t-on appris auprès de la direction des services agricoles (DSA Tébessa).

Les terres agricoles utilisées dans notre région d'étude sont évaluées à 26 563 hectares dont près de 514 hectares en irriguée. Les habitants procèdent à la culture de quelques légumes essentiellement pomme de terre, salade, fève...etc, dont l'irrigation est assurée grâce aux eaux souterraines.

La céréaliculture est conditionnée par les précipitations qui sont très aléatoires. La principale ressource de la région provient de l'élevage qui est la principale activité de l'ensemble du secteur. L'activité d'élevage, ovin et bovin, est la plus importante activité dans la région.

CHAPITRE II :

GEOLOGIE

I Introduction

La zone d'étude (**Fig.3**) fait partie de l'Atlas Saharien Oriental proche des frontières Algéro-Tunisiennes. L'Atlas Saharien est un sillon mésozoïque dont la structure actuelle a été fortement influencée à l'avant-pays autochtone définie par (**J.M Vila, 1980**). Il a été structuré au Secondaire et restructuré au Tertiaire et au Quaternaire dont l'empreinte la plus marquée réside en ces anticlinaux coffrés à flancs redressés et sommets plats, étroits et allongés, et par endroits des synclinaux perchés d'orientation globalement NE-SW.

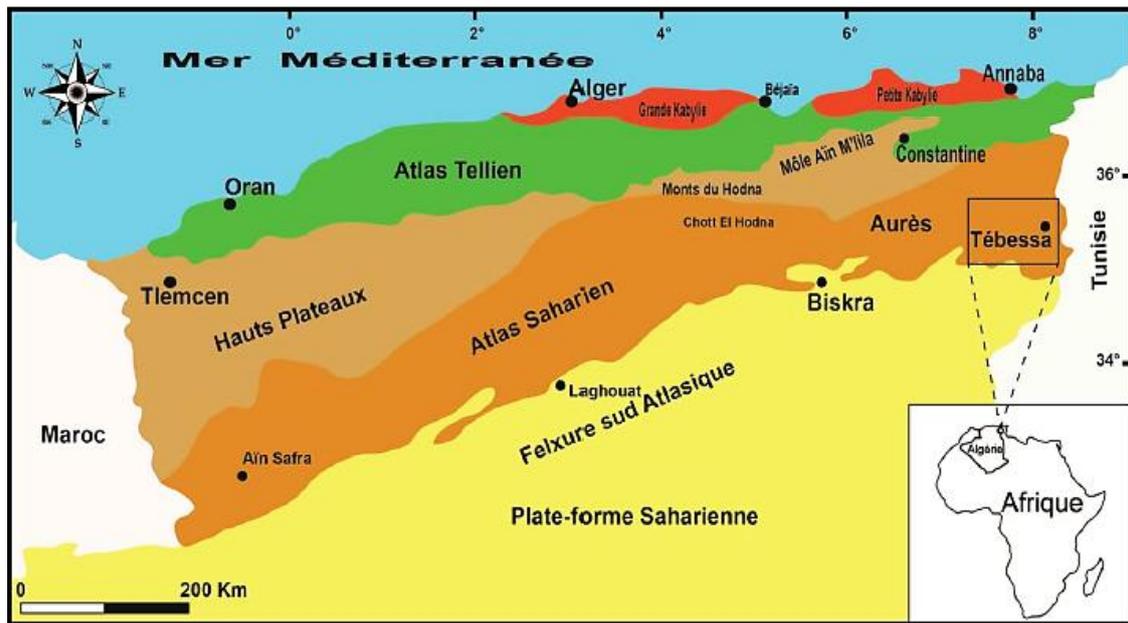


Figure 3: Tébessa dans l'Atlas Saharien Oriental

La région d'étude constitue essentiellement de très importantes assises carbonatées de calcaires d'âge Turoniens et des alternances de calcaires et de marnes argileuses d'âge Maestrichtien. L'Éocène est composé de calcaire marneux à silex. Enfin, les dépôts miocènes principalement conglomérats et grès sableux sont transgressifs sur les formations plus anciennes.

Les dépôts quaternaires se développent dans les parties nord. Les éboulis s'accumulent au pied de la colline carbonatée. L'association du calcaire et de l'infiltration acide permet la formation d'un aquifère karstique dans le domaine carbonaté.

L'ensemble des formations sédimentaires est plissé suivant une direction d'axe NE-SW. Les plis résultent d'une tectonique compressive correspondant à la phase Atlasique d'âge Eocène (**Dubourdieu et Durozoy, 1950 ; Dubourdieu, 1956 ; Vila, 1980 ; Kazi-Tani, 1986**). La partie méridionale de ces plis est recoupée par des fossés d'effondrement (ex:

Ouled Boughanem et Tébessa-Morsott) remplis par des formations quaternaires. Ces fossés, orientés NW-SE à N-S, résultent d'une tectonique distensive d'âge miocène (**Dubourdiu, 1956; Castany, 1954 ; Chihi et al., 1984**). La succession des déformations (compression, distension) est accompagnée d'épisodes d'ascension et de percement des formations triasiques (diapirisme) depuis l'Aptien (**Thibiéroz et Madre, 1976; Aoudjehane et al., 1992; Pertuisot et al., 1998**) jusqu'à l'Actuel.

II Géologie de la région d'étude

II.1 La litho-stratigraphie

La description stratigraphique et lithologique de la région d'étude se présente de bas en de haut comme suit : (**Fig.4**)

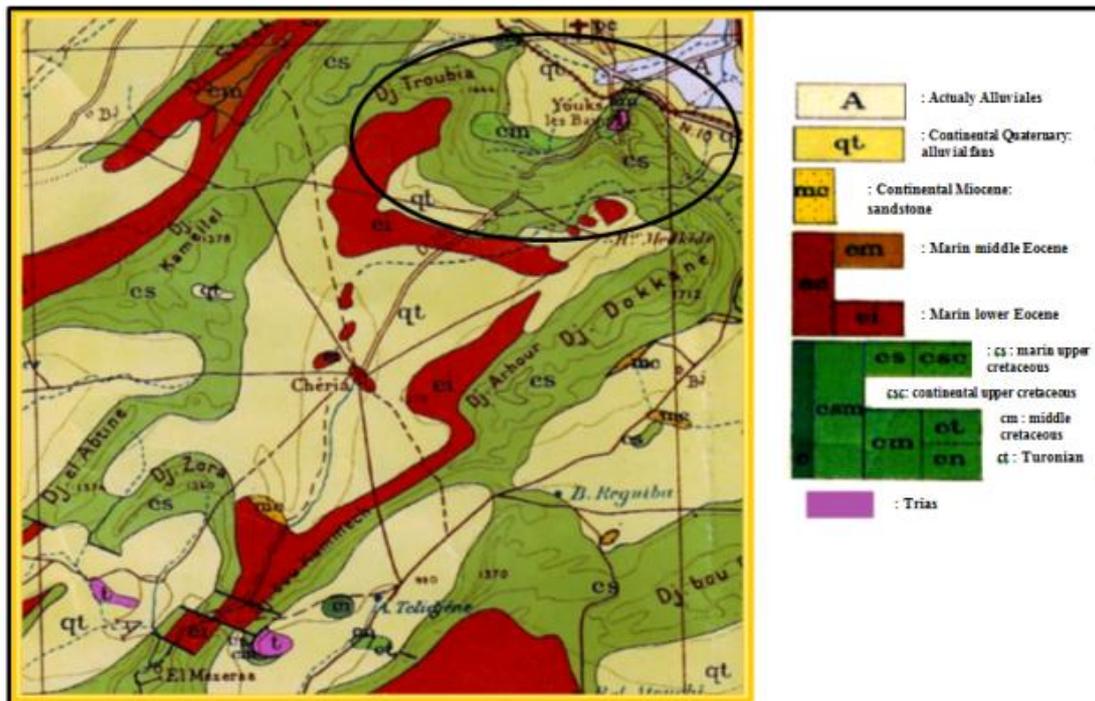


Figure 4: Géologie de la région d'étude à partir de l'extrait de la carte géologique de l'Algérie (1/500 000)

II.1.1 Le Secondaire

II.1.1.a Trias

Généralement, les formations de cet étage n'affleurent pas dans la zone d'étude ; mais existent probablement en grande profondeur, comme cela est prouvé par l'inclinaison remarquable des calcaires du Turonien de Dj. Es. Senn. Elles sont probablement poussées du côté oriental par le diapir triasique. Des roches gypseuses du Trias sont observables au côté Sud de Dj. Belkif et Bouhalala, ce Trias étant caractérisé par la présence des argiles rouges, des gypses fragmentés en gros cristaux avec des lentilles de calcaire et de dolomie.

Le trias affleure au Hammamet Sud et Nord. Il affleure largement aux pieds de Dj. Belkif à l'Ouest, puis encore plus à l'ouest à 400 m au Nord-Est de Koudiat El Alia. Tous ces affleurements sont assez réduits, le plus important étant celui situé à l'Ouest de Koudiat El Gada. Il est allongé NE-SW sur 300 m et 50 m de large, et est constitué d'un ensemble de 30 à 40 m d'épaisseur surmonté de dolomies bréchiques en bancs sub-verticaux (**Morel F, 1957 ; Otmanine A, 1987**).

Celui-ci est représenté par de grandes masses de gypses gris - bleuté et parfois rougeâtre, et par des argiles vertes et bariolées. Ce faciès, indique l'existence d'importantes lagunes où se sont déposées de grandes quantités de marnes, de gypse et probablement de sel (**Morel F, 1955 ; Buisson, 1974**).

II.1.1.b Le Jurassique

Les dépôts jurassiques sont absents dans la région en question (**Dubourdiou, 1956; Chevenine et al, 1989**) mais ils ont été recoupés par des sondages pétroliers en dehors des zones diapiriques (**Beghoul, 1974**).

II.1.1.c Crétacé inférieur et moyen

II.1.1.c.1 Aptien

Il est formé par des bancs de calcaires à Orbitolines, souvent bréchiques à ciment dolomitique ou calcique. Dans la partie méridionale du Dj. Belkif, ces calcaires sont englobés dans le Trias diapirique, avec une épaisseur qui dépasse 100 m.

II.1.1.c.2 Albien

Il affleure près de Dj. Bouroumane où il est formé par des calcaires en bancs bruns épais sur une épaisseur de 90 m. Ces assises forment une grande partie des pentes moyennes du versant Ouest de Bouroumane. Cet étage ne se trouve pas dans la zone d'étude, peut-être à cause du diapirisme accentué lors de cette période, cependant selon le dernier article de (**J-M.VILLA, 2001**) il existe près de Dj. Belkif.

II.1.1.c.3 Vraconien

Il est bien développé dans la zone de Bouroumane et Haméimat, et il existe probablement en profondeur dans le fossé de Hammamet. Cet étage est caractérisé par un ensemble de calcaires et de marnes calcaires grisâtres en plaquettes, renfermant des empreintes d'Ammonites. Cette série est puissante d'environ 500 à 600 m.

II.1.1.d Crétacé Supérieur (Fig.5)

II.1.1.d.1 Cénomanién

Il affleure dans la partie Nord-Ouest du fossé de Hammamet à l'Est de Dj. Essen, sous la forme de marnes bleues violettes à intercalation de lumachelles. Il affleure aussi au Sud de Dj. Belkif avec une épaisseur dépasse les 350 m, c'est une formation de marnes grises épaisses avec quelques bancs des lumachelles, des marnes jaunes à gypse, souvent des marnes jaunes avec des bancs des calcaires ; ocre, épais et dures intercalés avec des lumachelles.

II.1.1.d.2 Turonien

Le Turonien est nettement plus calcaire que le Cénomanién. Il se subdivise en deux parties, le Turonien Inférieur et le Turonien Supérieur. La base du Turonien Inférieur est représentée par des marnes calcaires grisâtres, dont l'épaisseur est de l'ordre de 60 m. Le sommet du Turonien Inférieur est représentée par des calcaires beiges qui constituent les falaises du Dj. Essen; Dj. Belkif, Kef Daheche, Dj. Tella (chaîne d'Ozmor) et qu'il affleure aussi au Nord Dj. Gaagaa et au Sud Outa Oum Khaled sous forme des calcaires beiges, roses à patine, parfois sombres et piquetés d'hématite.

Le Turonien Supérieur se présente en marnes grises, alternées avec des marnes vertes d'une épaisseur d'environ 150 m qui dans leur deuxième quart renferment des bancs calcaires et marno-calcaires lumachelliques (Lamellibranches, Huîtres, Echinides et quelques Ammonites).

II.1.1.d.3 Emschérien (Coniacien et Santonien)

- Le Coniacien : Il est représenté par des marnes noires ou vertes, avec des intercalations des bancs de calcaire avec des filons de calcite. Son épaisseur est de l'ordre de 150 m.
- Le Santonien : Il est caractérisé par des marnes noirs ou vertes, les calcaires sont rares avec une épaisseur de 200 m.

II.1.1.d.4 Campanien

Le Campanien (Inférieur et Supérieur) est caractérisé par une série des marnes grises ayant une épaisseur de 200 m. Le Campanien moyen présente dans le relief une nouvelle corniche entre celle du Turonien et du Maestrichtien, il passe sensiblement aux formations marneuses qui font le passage entre Campanien Supérieur et Maestrichtien Inférieur.

II.1.1.d.5 Maestrichtien

Le Maestrichtien Inférieur est représenté par des éboulis au pied des reliefs. Le Maestrichtien Supérieur est une formation puissante de calcaires massifs blancs bien lités renfermant de nombreuses empreintes d'Inocérames. Leur épaisseur est de l'ordre de 80 à 100 m, mais atteint 200 m au Sud-Ouest de Youkous (Hammamet), ils recouverts par une très forte accumulation de marnes argileuses grises à noires (150 m). Ces dernières admettent à leur base quelques intercalations de calcaires (**Dubourdiu, 1956**). L'altération de ces calcaires produit des plaquettes anguleuses très sonores qui recouvrent souvent les affleurements.

Microscopiquement, se sont des calcaires fins, finement bioclastiques à débris de Globigérines, Globotruncana, Hétérohélicidés et Pithonelles. Au-dessus de la puissante série de calcaire, viennent une formation à dominante marneuse qui fait la transition entre les calcaires précédents et ceux de l'Éocène (**J. J. Fleury, 1969**).

Le Maastrichtien affleure largement dans toute la région du Tébessa, au Dj. Gaagaa, Dj. Troubia, Dj. Dyr, Dj. Doukkane, Dj. Tafrent, Dj. Derries, Dj. Serdies, El Ma Labiod, Dj. Zora etc...

II.1.2 Le Tertiaire (Fig.5)

II.1.2.a Le Paléogène

II.1.2.a.1 Paléocène : (Dano-Montien et Thanétien)

Il se caractérise par une formation marneuse couverte au sommet par des marno-calcaire, refermant plusieurs couches phosphatées sur une épaisseur de 10 à 15 m.

II.1.2.a.2 Eocène

Il est caractérisé par des formations calcaires très épaisses à rognons de silex et de boules de lumachelles. Il affleure dans les parties Nord-Ouest de Gourigneur et au Sud-Est de Hammamet et Tazbent. Leur puissance est de 200 mètres.

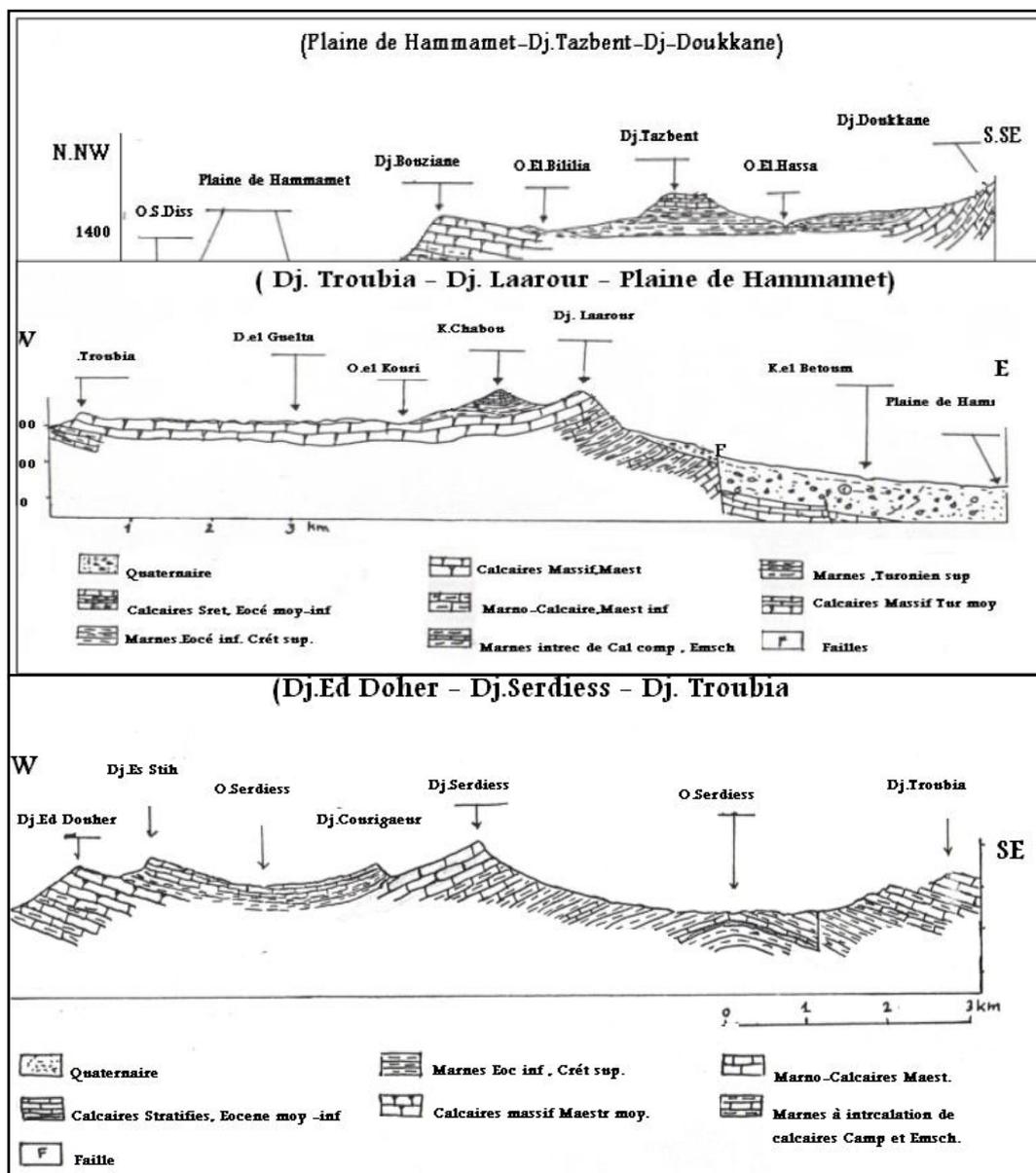


Figure 5: Coupes géologiques interprétatives (in Nouiri, 1992 ; Hibi, 2010)

II.1.2.b Néogène

II.1.2.b.1 Miocène

Il n'affleure ni dans la région Hammamet, ni dans ses environs les plus proches.

II.1.2.b.2 Pliocène

Il est composé par des argiles et des conglomérats, et il affleure près de Dj. Belkif, et dans la partie orientale du fossé de Morsott, ainsi que dans la partie orientale du fossé de Hammamet au sud de l'embranchement de la route vers Bir Dheb.

II.1.3 Le Quaternaire (Fig.6)

Il est représenté par le remplissage du fossé de Hammamet et de Tébessa, et occupe une surface importante principalement dans les plaines et aux pieds des montagnes. Il s'agit de :

- **Villa Franchien Supérieur (Pléistocène Inférieur):** qui se caractérise par des galets.
- **Pléistocène Moyen:** représenté par des argiles sableuses.
- **Pléistocène Supérieur:** formé par des galets et des graviers.
- **Holocène :** Composé essentiellement par des matériaux alluviaux visibles dans la vallée de Youkous.
- **Eboulis actuels :** Ils existent aux piémonts des reliefs calcaires avec un épandage important. Ces dépôts sont en majeure partie déposés sur les séries marneuses du crétacé supérieur.

Il affleure aussi dans les parties Nord aux abords des Dj Gaagaa et Tazbent, y forme des plateaux inclinés vers le Sud-Ouest, consolidés à la surface par une croûte calcaire et découpés par l'érosion actuelle. En aval de Chéria est représenté par des cailloutis fluviaux formant un vaste plateau limité au Sud-Ouest par le talus Draa Fidh el Mahri, à l'Est par le marécage de Chéria; où l'on distingue : **(des alluvions actuels)**

- **Alluvions de remplissage :** Constitue le marécage de Chéria en alternance avec des horizons argileux. Ce sont des cailloutis et petits galets enrobés dans un ciment plus ou moins argileux, elles peuvent atteindre une puissance minimum de 50 m.
- **Alluvions de piedmont :** Elles sont constituées par des cailloutis très propres, elles occupent toute la périphérie de la plaine de Chéria. Elles peuvent atteindre des épaisseurs importantes au pied de dj Doukkane.

- **Les éluvions :** Ils sont constitués par des esquilles plates dont la taille peut varier entre la dimension de la main et celle de l'angle, provenant du gel sur les calcaires maestrichtiens. Leur faible épaisseur est cependant inversement proportionnelle à leur rôle hydrologique (**Lambert, 1946**).

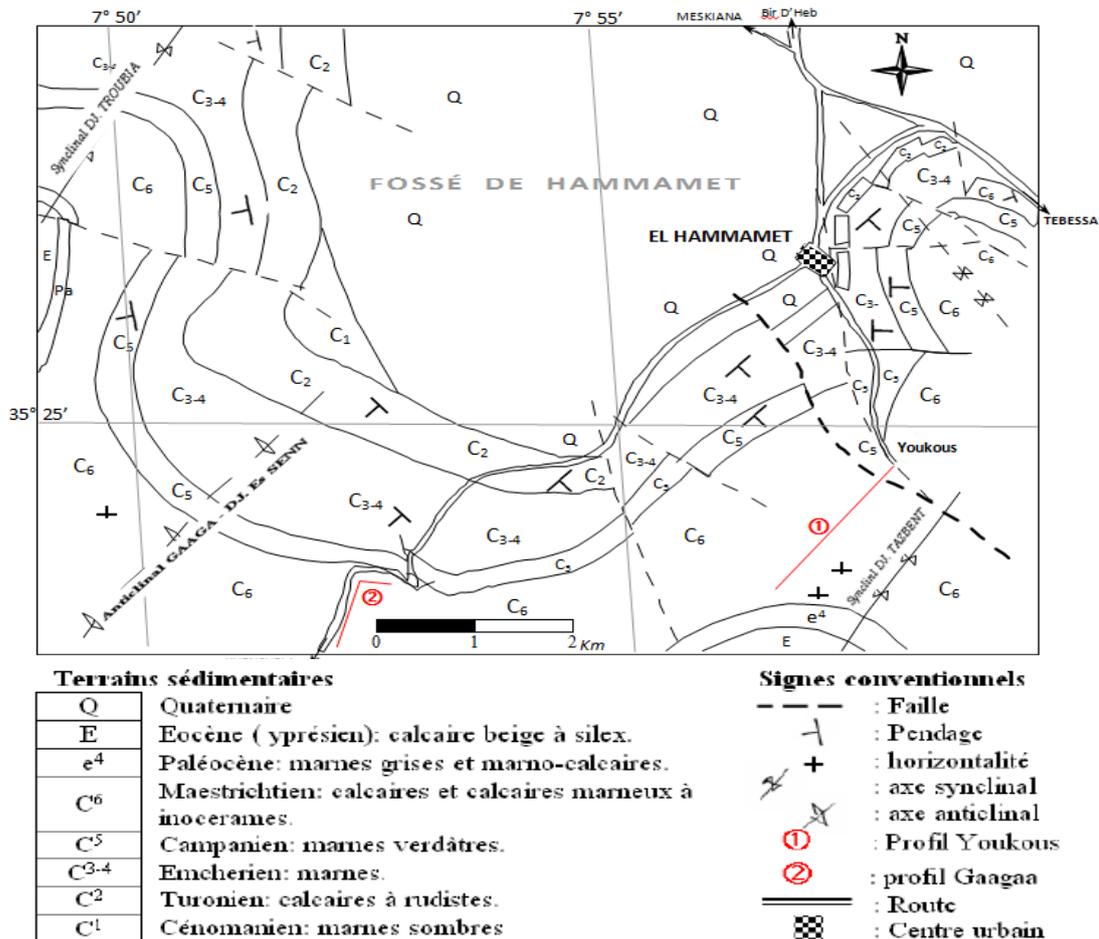


Figure 6: Esquisse géologique des environs de Hammamet et position des profils de Youkous et Gaagaa d'après (**W.M. Kowalski, 2002**)

III Tectonique de la région d'étude

La tectonique correspond aux phénomènes qui sont responsables des déformations des roches après leur formation. Ces phénomènes font intervenir des forces physiques importantes de compression, cisaillement, écartement. La tectonique se diffère d'un étage à un autre ; selon la disposition et le contact des formations, elle est liée aux déformations cassantes et souples (**Ghalmi S, 2012**).

Les différents types de déformations qui affectent la région de l'Atlas Saharien sont très nombreuses et de diverses orientations, l'étude tectonique de la région de Tébessa consiste à donner un aperçu sur les différentes phases tectoniques (**Kowalski et al., 2002**):

➤ **La phase atlasique compressive fini-Lutétienne**

Elle est caractérisée par une contrainte maximale d'orientation N150°. Elle a provoqué le plissement régional N50-60°, créant les plis, comme le synclinal du Djebel Troubia, l'anticlinal du Djebel Gaagaa–Es Senn et le synclinal de Tazbent. (Fig.7)

➤ **La phase distensive du Miocène**

Elle est responsable de la formation du bassin d'El Ma Labiod au cours du Langhien-Serravalien et Tortonien, ainsi que celui des Ouled Soukies et du graben de Foussana et Kesserine en Tunisie. La distension Miocène a facilité le diapirisme dans le fossé des Ouled Soukies, à Dj. Ouenza, à Dj. Boukhadra et dans la zone entre Dj. Belkfif et Hameimat.

➤ **La phase compressive de Miocène**

Elle ne se manifeste que dans la zone de Sebkhia Sellaoua et plus au Nord. Dans la zone d'étude, ces manifestations sont amorties (Vila, 1980). Les dernières manifestations de la compression Miocène vers le sud ont été observées dans les monts de la Haute Mejerda.

➤ **La phase compressive du Pliocène inférieur**

Elle a une contrainte maximale N0°-20° responsable de la formation des plis orientés N90°-100° (exemple : l'anticlinal de Bled Tebaga, le synclinal de Draa Es Snouber et l'anticlinal de Bou Roumane). L'effondrement du fossé de Morsott provoqué par la composante senestre de la contrainte N0°- 20° au cours du stade distensif était accompagné par le percement du diapir de Belkfif-Hameimat.

➤ **La phase du Plio- Quaternaire**

La phase du Plio- Quaternaire est responsable de la formation des structures plissées plus récentes que le fossé de Morsott. Il s'agit de l'anticlinal du Dj. Belkfif (orienté NNW-SSE). La continuité décrochée de l'anticlinal de Dj. Belkfif vers SSE et l'anticlinal de Dj. Annba- Stah accompagnée vers l'Ouest par le synclinal de Mestiri.

Ces prolongements de Dj. Belkfif sont décrochés vers le SW d'environ 2-3 Km par le couloir de décrochement de Hammamet qui est à l'origine du fossé de Hammamet. Donc, la zone d'Annba-Stah-Mestiri constitue la partie Sud de fossé de Morsott, décroché au contact avec le fossé de Tébessa, d'une autre direction tectonique.

Le couloir de décrochements dextre lié avec le déplacement des blocs selon la direction WSW-ENE, a donné comme effet des plissements bien localisés à la limite occidentale du fossé de Morsott décroché ; précisément sur Dj. Belkfif et Dj. Annba-Mestiri-Stah.

La composante dextre de la contrainte maximale N80°E, est responsable de l'effondrement du fossé de Tébessa (orienté ESE-WNW).

D'autre part, la composante sénestre de la contrainte maximale est responsable de la formation du fossé de Hammamet, ce fossé s'abaisse dans la partie centrale de l'anticlinal fini-lutétien d'Es-Senn Hammamet, Hameimet.

Il a déjà été mentionné que la composante sénestre de la contrainte maximale du Plio-Quaternaire est responsable de la formation du fossé de Hammamet qui est allongé NE-SW et limité de part et d'autre par des failles à jeu normal dominant, correspondant à une famille d'accidents de direction NE-SW.

Le substratum de ce fossé est constitué par un système de horsts et grabens orientés SW-NE.

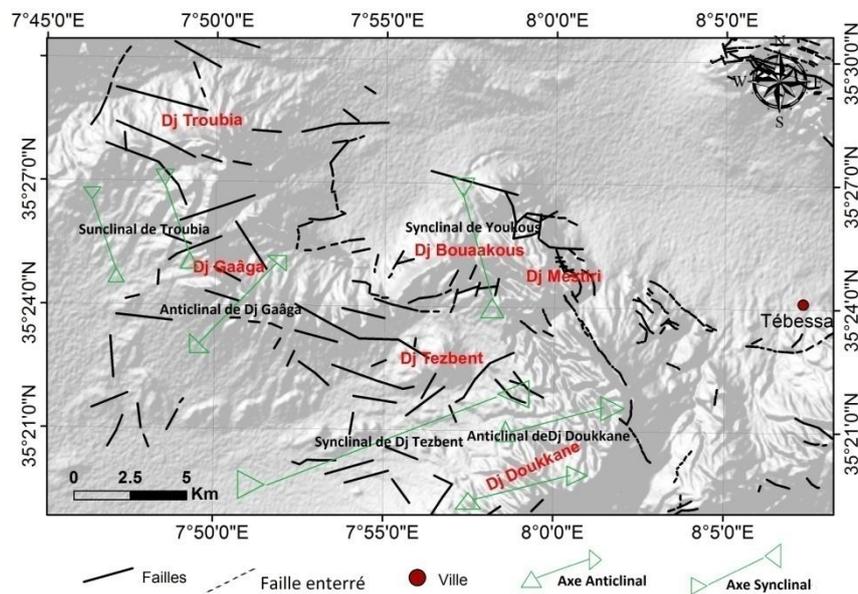


Figure 7: Esquisse tectonique de la région de Tébessa

III.1 Les données structurales

La tectonique est caractérisée avant tout par la diversité, la répartition et l'intensité des déformations.

Le seul document dont on dispose est un schéma structural de la région d'étude établi par **(Kalla M, 1990)**. Celui-ci présente les axes de cinq plis : trois synclinaux (synclinal de Guerigueur, Troubia et Tazbent) et deux anticlinaux (anticlinal de Hammamet et de Serdies) ainsi qu'une dizaine d'accidents.

Les plis sont linéaires et continus sauf pour l'anticlinal de Serdies qui lui, présente une légère ondulation. Ils montrent tous une direction générale N40°E.

La répartition des accidents, trois d'entre eux affectent le flanc Est de Djebel Serdies, et la quasi-totalité du reste des failles, la boutonnière de Hammamet (Djebels Essen, Troubia et Bourouh).

Le document ne soulève à aucun moment la nature et la cinématique de ces accidents **(Zerrouki H, 2013)**.

III.1.1 Les déformations plicatives

Dans la région d'étude, les plis sont le résultat de mouvements tectoniques post-lutétien orientés comme partout ailleurs dans l'atlas saharien oriental NE-SW. Ce sont des structures formant l'essentiel du relief structural de la région d'étude.

On distingue du NW vers le SE les structures suivantes :

- **Le synclinal de Guerigueur**

C'est un exemple typique de val perché, situé dans la partie NW de la feuille de Hammamet. Il s'allonge selon une direction générale N40°E. Ce synclinal présente un abaissement de son axe du NE vers le SW. La terminaison péri synclinale NE se distingue par un relèvement important des pendages :

Les deux flancs structuraux du Guerigueur sont bien dégagés grâce aux calcaires yprésiens tandis que les marnes paléocènes forment des dépressions assez importantes de part et d'autre du val.

Le flanc occidental est limité par un escarpement de faille très net dans ce relief. Cet escarpement joue semble-t-il un rôle important dans l'évolution morpho-géologique du synclinal.

- **L'anticlinal de Serdies**

On a observé le même cas au niveau de l'anticlinal de la Meskiana, à l'Ouest du terrain d'étude. En effet, il est difficile de calibrer partout ce pli à partir des photographies aériennes surtout dans sa partie méridionale.

Tout le flanc oriental est effondré, cependant la combe est bien dégagée au niveau de la partie amont de Serdies.

- **Le Synclinal de Troubia**

Dans la région, le synclinal de Troubia, du moins une partie du pli, apparaît comme une structure très perturbée (grande densité de fracturation essentiellement NW-SE). Il semble être limité dans une bande allongée de direction E-W ; on note un relèvement important du pendage à la limite de la corniche.

- **L'anticlinal de Hammamet**

L'axe de ce pli est difficile à suivre dans la région d'Oued Hadjra à cause de l'abaissement brutal et de la nature lithologique des formations qu'il traverse (argileuses et terrigènes).

- **Le Synclinal de Tazbent**

Cette structure présente une allure assez particulière. En effet, sa direction est NE-SW au niveau de Bordj Tazbent et devient E-W dans la région de Oued el Blilia ; ceci montre une grande anomalie dont le changement de l'axe du pli serait dû à l'effet d'accidents EW).

III.1.2 Les déformations disjonctives

- **Les diaclases**

Les diaclases sont très développées au niveau de Djebel Essenn (**Fig.8**). On les rencontre aussi au niveau de Djebel Guerigueur.

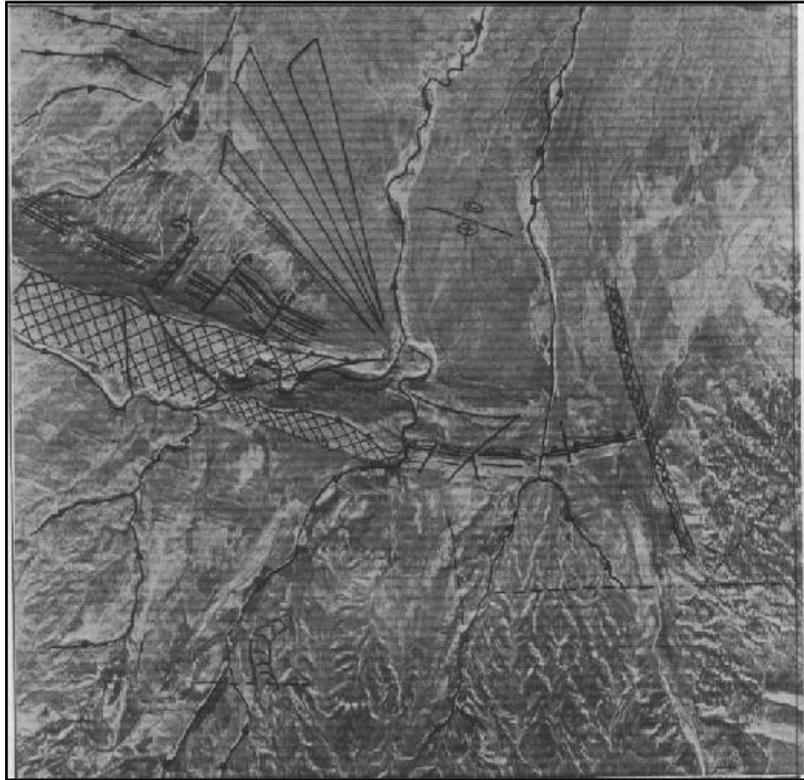


Figure 8: Développement de diaclase dans Dj. Essenn
(d'après **Benabbas C., 2006**)

- **Les failles**

Dans son commentaire sur les failles affectant la région de Hammamet, Kalla arrive à la conclusion que « la fracturation ancienne ne semble pas jouer un rôle orographique important dans le paysage ».

On pense qu'il en est autrement. A notre humble avis, l'héritage tectonique (le bâti structural) aurait joué un grand rôle dans la genèse et aurait conditionné l'évolution du relief.

Bien que la tectonique post-miocène ait, joué un grand rôle morpho-structurale. Kalla ajoute que l'orientation NW-SE orthogonale aux structures est apparue à la faveur de la tectonique post-miocène. La réalité est tout autre.

En effet, cette famille ou « l'effet de cette direction » existait bien avant le Miocène. Cette direction aurait été active dès le Crétacé moyen au moins, avec une cinématique changeante le long de ces accidents, selon le contexte et la nature des contraintes.

III.2 Les formes karstiques

Sur le versant S-E du Guerigueur, on observe le développement d'un grand nombre de dolines de dimensions réduites ainsi que des lapiez. Le faible pendage, la nature carbonatée des couches et le dense réseau de fracturation favorisent l'évolution karstique.

Ainsi, au niveau de la reculée de Bouakous se manifeste une karstification très importante, elle concerne les formations calcaires d'âge Maestrichtien, La faille de Youkous joue un rôle fondamental en provoquant la genèse et en orientant l'évolution cette reculée. Les phénomènes karstiques, profitant du réseau de grandes fractures verticales à l'extrémité de la reculée, étendent par la voie souterraine le bassin d'alimentation de ce dernier à une partie de la surface du plateau, dans cette zone le phénomène de karstification est à l'origine de plusieurs émergences de sources, et parmi eux la source légendaire de Youkous, et c'est dans cette partie que l'oued Bouakous prend naissance.

III.3 Le réseau hydrographique

- **Le tracé**

Sa genèse et son évolution sont étroitement liées à l'interaction de deux paramètres : les conditions structurales et la nature lithologique.

Le réseau s'organise autour de trois grands oueds, Serdies, Bouakouss, Tarfa, convergeant tous vers un même collecteur : la vallée de l'Oued Ksob.

- **Relations hydrographie-structure**

Le tracé de ces oueds n'est pas le même pour les trois vallées en raison de l'héritage et de l'évolution géodynamique.

Oued Serdies prend plusieurs directions au piémont de Ras El Djelf. En amont, il a une direction NE-SW, elle devient E-W, reprend la direction NE-SW pour redevenir finalement E-W.

Le passage de la plaine de Tébessa au plateau de Chéria se fait à Hammamet, par une cuesta de direction N 50° E, présentant une dénivellation de 400 à 500 m. Cette cuesta est entaillée par la reculée de Bouakous (**Fig.9**). Celle-ci lui est à peu près perpendiculaire (N140°E).

Ce canyon se termine par un cirque aux parois verticales de quelques 150 m. C'est là que se localise la grotte de Bouakous associée à une des plus puissantes émergences de toute l'Algérie du Nord (**Quinif y et Al, 1980**).

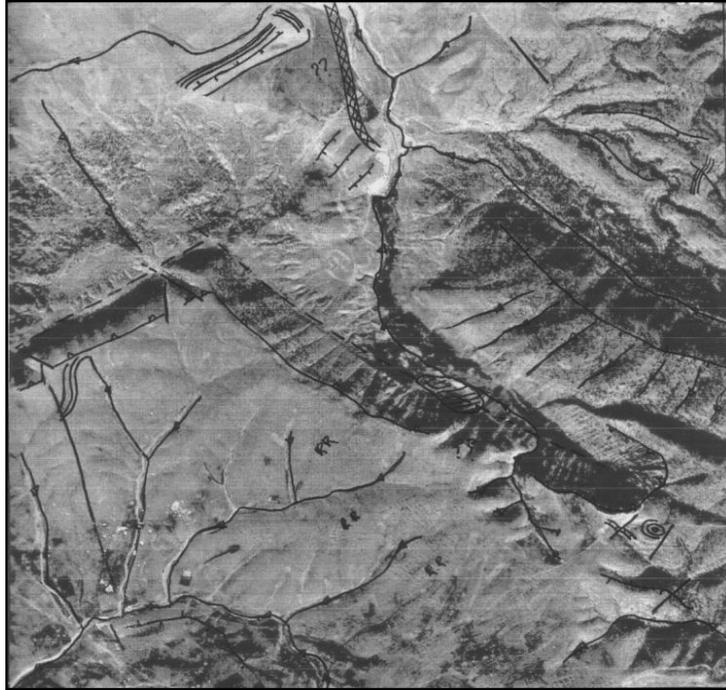


Figure 9: Analyse de la région d'Oued Bouakous (d'après **Benabbas C., 2006**)

IV Conclusion

L'étude géologique de la région d'étude a permis de dégager les constatations suivantes :

La région fait partie de l'Atlas Saharien, elle appartient au domaine des hautes plaines de l'Est Algérien. Elle est caractérisée par une succession des formations suivantes: les marnes d'âge Turonien et Campanien, les calcaires du Maestrichtien, les marnes du Danien et les calcaires Eocènes recouverts par les alluvions de Quaternaire. Ses formations susceptibles d'être aquifères sont :

- Le remplissage alluvionnaire a faciès caillouteux, graveleux et argileux.
- Les calcaires d'âge Turonien.
- Les calcaires d'âge Maestrichtien.

L'étude de la fracturation dans la région d'étude a révélé d'un réseau dense d'alignements structuraux avec des extensions importantes favorise l'infiltration et la circulation des eaux météoriques d'un Karst.

La fracturation en général et la néotectonique en particulier combinée aux facteurs lithologiques et morpho-structural ont eu un rôle déterminant dans la distribution actuelle des ressources hydriques. Depuis l'éocène une grande influence tectonique est exercée sur la région, traduite par la phase orogénique qui donne l'Atlas Saharien nord oriental (dans la région de Ain Troubia) avec des plis de direction NE-SW coupés par de grandes failles transversales NW-SE. (**Morel F., 1955**).

Par contre la tectonique Post-Miocène a joué un rôle très important dans la région. C'est à cette phase qu'on attribue une phase distensive ayant joué de grandes failles normales à rejet important et à orientation NW-SE orthogonalement aux structures Atlasique, créant des fossés d'effondrement (fossé de Morsott-Tebessa).

CHAPITRE III :

HYDROCLIMATOLOGIE

A. Climatologie

I Introduction

L'étude climatologique, est très importante pour la connaissance des caractéristiques hydroclimatologiques, elle est indispensable à la compréhension et l'évaluation des processus d'alimentation des ressources hydriques et des réserves souterraines, ce qui nous permettra d'avancer dans la connaissance du comportement hydrologique des cours d'eau, et dans la variation des réserves des eaux souterraines. Ainsi, la variation des paramètres climatiques donne des indications sur l'évolution des concentrations des éléments chimiques, en fonction des saisons, tant au niveau des eaux souterraines qu'au niveau des eaux de surface.

L'estimation des caractéristiques climatiques d'un bassin versant joue un rôle important dans la connaissance du comportement hydrologique des cours d'eau. Les paramètres les plus intéressants dans l'identification du régime d'écoulement sont les précipitations (P), la température (T). Elles conditionnent soit la sécheresse, soit l'humidification du milieu. Elles sont utilisées d'une part, pour estimer les différents paramètres du bilan hydrique et d'autre part, pour la connaissance des conditions d'alimentation des réserves en eaux souterraines (I).

L'objectif de l'étude de ce chapitre est l'évaluation des différents paramètres climatologiques constituant un bilan hydrologique annuel. Pour calculer le bilan hydrologique annuel il est important de connaître les précipitations moyennes mensuelles, les températures correspondantes, l'évaporation, l'infiltration et le ruissellement qui conditionne ce bilan, en utilisant la méthode de Thorntwaite adaptée à la région d'étude.

Notre étude est basée sur des données recueillies au niveau de la station de Tébessa et la station de Hammamet, les coordonnées de ces stations de mesure sont : **(Tab.1)**

Tableau 1 : Les coordonnées des stations de mesures de Hammamet et de Tébessa) (D'après ANRH Constantine)

Station	Altitude (m)	X Km	Y Km	Période d'observation
Hammamet	860	977.9	248.5	1996/1997-2015/2016
Tébessa	890	991.9	247.2	1996/1997-2015/2016

II Étude des paramètres climatiques

II.1 Détermination du type du climat

II.1.1 Indice d'aridité (Indice De Martonne)

Pour la détermination du type de climat (**De Martonne, 1923**) a proposé une formule climatologique appelée indice d'aridité qui est fonction de la température moyenne annuelle et des précipitations moyennes annuelles : **$A = P / (T+10)$**

Avec :

A : indice d'aridité annuelle

P : précipitations moyennes interannuelles en mm.

T : températures moyennes interannuelles en °C.

Dans le cas de la station de Tébessa **A = 11.63** ; tel que P =305.86 et T = 16.29

Dans le cas de la station de Hammamet **A = 10.86** ; tel que P =285.39 et T = 16.29

Selon De Martonne :

- $I < 5$: Climat hyper aride.
- $5 < I < 7.5$: Climat désertique.
- $7.5 < I < 10$: Climat steppique
- $10 < I < 20$: Climat semi-aride.
- $20 < I < 30$: Climat tempéré.

Les résultats de l'indice d'aridité trouvés pour les deux stations Tébessa et Hammamet montrent que le climat de notre zone d'étude est semi-aride caractérisé par deux saisons l'une humide et froide et l'autre sèche et chaude. (**Fig.10**)

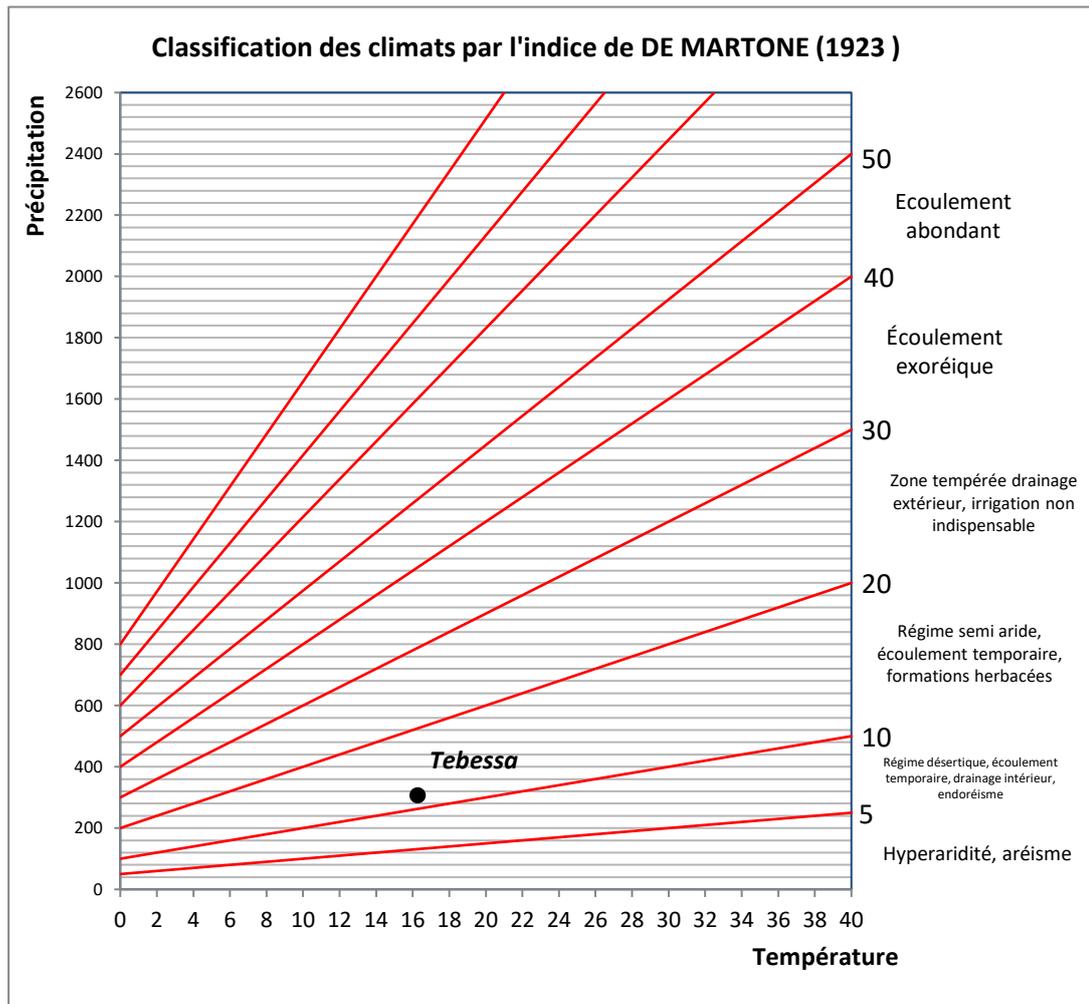


Figure 10: Abaque de l'Indice d'aridité Annuel de DE Martone 1923

II.1.2 Indice d'aridité mensuel (1923)

L'indice mensuel (i), donné par la formule : $I = 12.P/T + 10$

Avec :

P : précipitation moyenne mensuelle en mm

T : température moyennes mensuelle en °C

Tableau 2 : Indice d'aridité mensuel (Station de Tébesa : 1996/2016)

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUIL	AOU
P (mm)	35.11	28.96	26.99	25.25	31.62	19.22	21.35	36.00	27.96	18.43	11.52	23.48
T (°C)	20.93	18.98	13.41	9.87	8.63	9.15	11.08	13.44	17.50	22.54	25.59	24.39
I	13.62	11.99	13.83	15.25	20.37	12.04	12.15	18.43	12.20	6.79	3.88	11.55

D'après les résultats présentés dans le **tableau n°2**, le mois de Juin présente un climat désertique et le mois de Juillet présente un climat hyper aride, le mois de Janvier jouit d'un climat tempéré. Alors que le climat semi-aride marque le reste des mois de l'année.

II.2 Les précipitations

Les précipitations sont toutes les eaux météoriques qui tombent sur une surface horizontale déterminée, appelée "section pluviométrique", tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre,...). Elles sont provoquées par un changement de température ou de pression. Les précipitations constituent l'unique « entrée » des principaux systèmes hydrologiques continentaux que sont les bassins versants.

II.2.1 Variation des précipitations moyennes mensuelles (1996/1997-2015/2016)

Les données recueillies à la station de Tébessa durant la période d'observation (20 ans), sont récapitulées dans le tableau ci-dessous (**Tab.3**)

Tableau 3 : Précipitations moyennes mensuelles en (mm) sur une période de 20 ans (1996/1997-2015/2016)

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUIL	AOU	TOT
Tébessa	35.11	28.96	26.99	25.25	31.62	19.22	21.35	36.00	27.96	18.43	11.52	23.48	305.86
Hammamet	41.39	30.40	25.76	22.39	11.48	21.17	22.94	24.01	33.21	20.39	12.65	19.63	285.39

Ce tableau montre la variation des précipitations d'un mois à l'autre des moyennes mensuelles des hauteurs pluviométriques enregistrées dans les deux stations, avec un maximum de l'ordre de 36 mm qui s'observe au mois d'Avril (le mois le plus pluvieux) à la station de Tébessa et de 41.39 mm au mois de Septembre à Hammamet, par contre le mois de Juillet est de l'ordre de 11.52 mm et 12.65 mm sont les mois plus secs; enregistré respectivement à la station de Tébessa et Hammamet. Nous pouvons mieux voir cela grâce au graphe suivant : (**Fig.11 et Fig.12**)

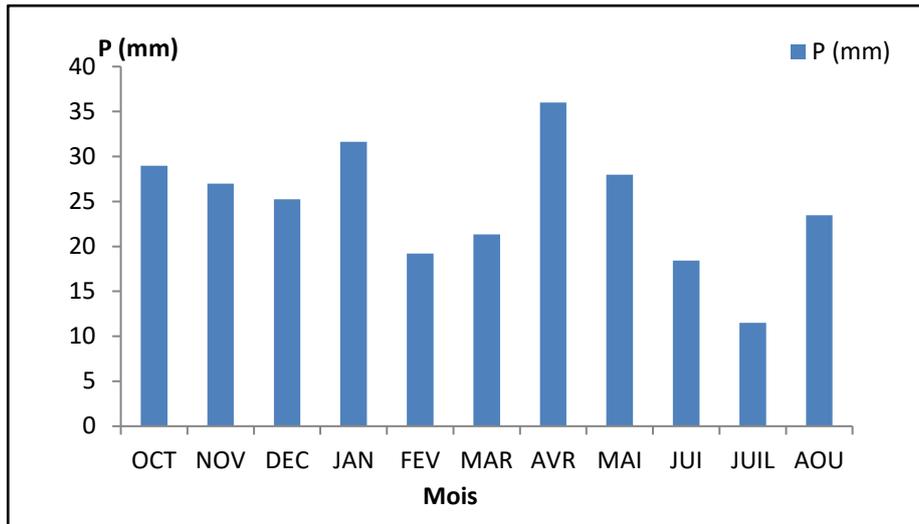


Figure 11: Variation des précipitations moyennes mensuelles (Station de Tébessa 1996/2016)

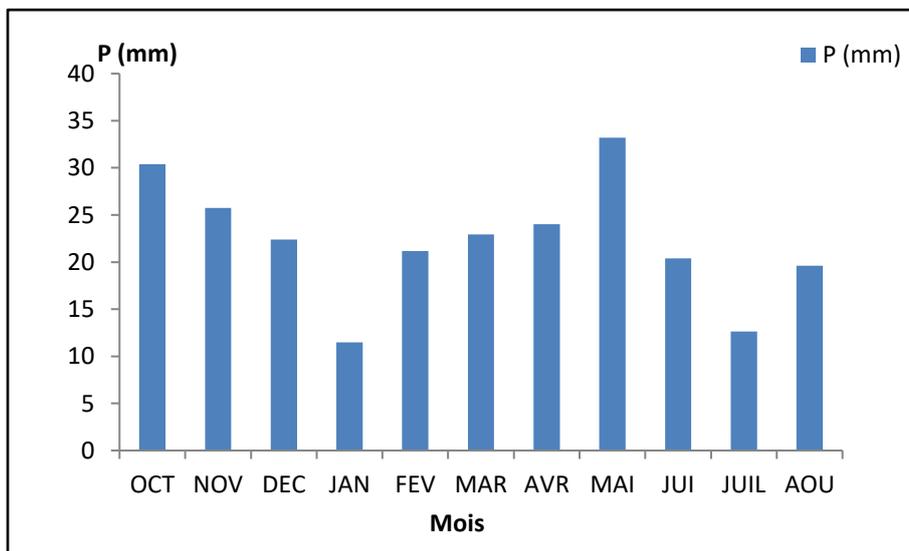


Figure 12: Variation des précipitations moyennes mensuelles (Station de Hammamet 1996/2016)

II.2.2 Variation inter annuelle des précipitations

Sur un cycle de vingt ans (1996/1997 - 2015/2016), nous allons examiner la variation des précipitations observées dans les deux stations : Tébessa et Hammamet. (**Tab.4**)

Le graphe des variations des précipitations interannuelles en fonction du temps (**Fig.13**) pour la station de Tébessa, montre une grande différence entre l'année la plus arrosée (2008/2009) avec 540 mm/an et l'année la plus sèche (2007/2008) avec 112.5 mm/an.

Pour la station de Hammamet l'étude des variations des précipitations en fonction du temps (**Fig.14**) montre aussi un grand contraste entre l'année la plus arrosée (2003/2004) avec 674.75 mm/an et l'année la plus sèche (2007/2008) avec 124.39 mm/an.

Les précipitations moyennes interannuelles dans les deux stations sont représentées dans le tableau suivant : (Tab.4)

Tableau4 : Précipitations moyennes inter annuelles (Station de Tébessa et Hammamet 1996/2016)

Station	Minimum	Année d'observation	Maximum	Année d'observation	P Moy (mm)
Tébessa	112.5	2007/2008	540	2008/2009	305.86
Hammamet	124.39	2007/2008	674.75	2003/2004	285.39

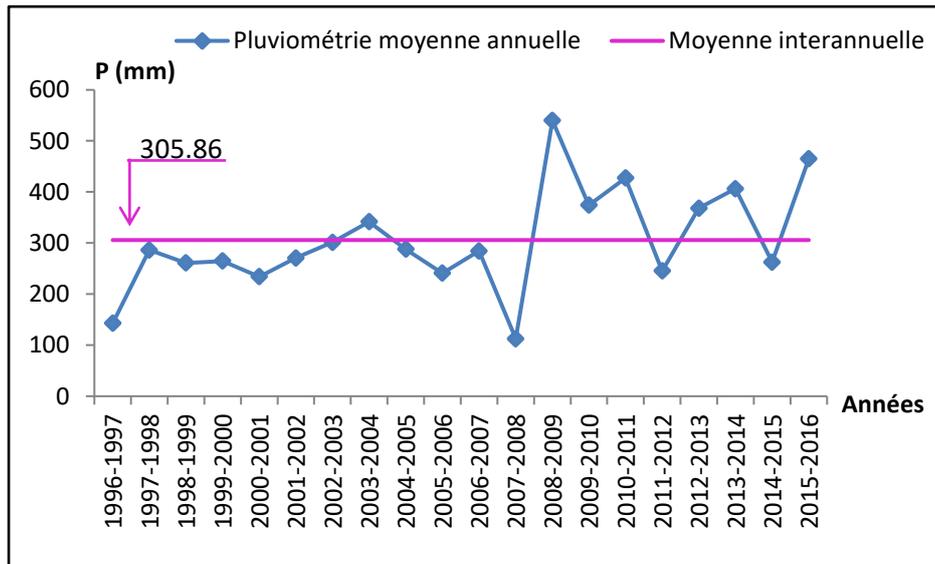


Figure 13: Distribution des précipitations annuelles dans la station de Tébessa (1996/1997– 2015/2016).

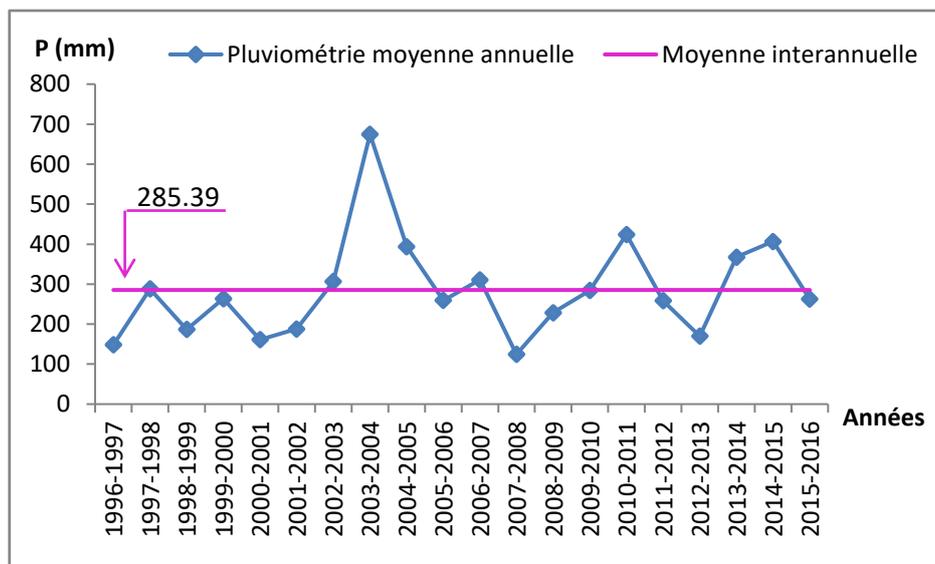


Figure 14: Distribution des précipitations annuelles dans la station de Hammamet (1996/1997– 2015/2016).

II.2.3 Coefficient pluviométrique (H)

Ce coefficient permet de déterminer pour une station donnée si l'année est excédentaire ou déficitaire, il est défini par le rapport de la pluviométrie P d'une année à la pluviométrie moyenne \bar{P} pour une période de n années:

$$\text{Avec : } H = \frac{P}{\bar{P}}$$

H : Coefficient pluviométrique.

P : Hauteur annuelle des pluies en mm.

\bar{P} : Pluviométrie moyenne en mm.

L'année est d'autant plus excédentaire que **H** est supérieur à l'unité ($H > 1$) et si ($H < 1$) l'année est dite déficitaire.

Dans le cas de la station de Tébessa: $\bar{P} = 305.86$

Le tableau N° 5 ci-dessous montre les variations de **H** au cours des années d'observation.

Tableau 5 : Précipitations annuelles et coefficient pluviométrique (Station de Tébessa : 1996/2016)

Années	Hauteur annuelle des pluies P (mm)	Coefficient pluviométrique H	Remarque
1996-1997	142.7	0.47	D
1997-1998	286.4	0.94	D
1998-1999	260.9	0.85	D
1999-2000	264.8	0.87	D
2000-2001	234.1	0.77	D
2001-2002	270.8	0.89	D
2002-2003	301.4	0.99	D
2003-2004	341.5	1.12	E
2004-2005	288	0.94	D
2005-2006	240.9	0.79	D
2006-2007	284.5	0.93	D
2007-2008	112.5	0.37	D
2008-2009	540	1.77	E
2009-2010	374.1	1.22	E
2010-2011	427.2	1.40	E
2011-2012	245.3	0.80	D
2012-2013	368.3	1.20	E
2013-2014	406.5	1.33	E
2014-2015	262.4	0.86	D
2015-2016	464.8	1.52	E

Où : **D** : année déficitaire.

E : année excédentaire

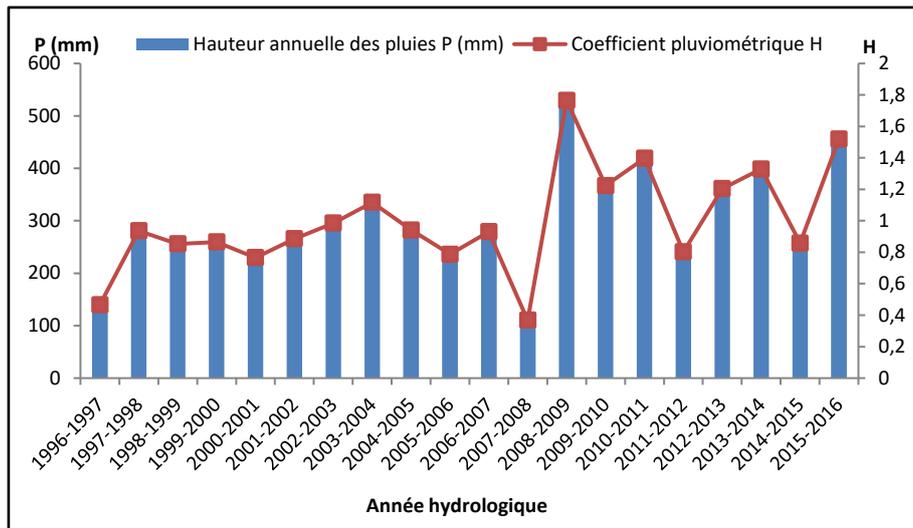


Figure 15 : Variation du coefficient pluviométrique avec les précipitations annuelles (Station de Tébessa 1996/2016)

Il ressort de l'étude du coefficient pluviométrique de la station de Tébessa que 65% des années hydrologiques sont déficitaires et 35 % seulement sont des années hydrologiques excédentaires et on remarque que l'année 2007/2008 est la plus sèche ; alors que l'année la plus arrosée c'est l'année 2008/2009. (Tab.5 et Fig.15)

Dans le cas de la station de Hammamet: $\bar{P} = 285.39$

D'après le **tableau n°6** et la **figure n°16**, on remarque que l'année 2007/2008 est la plus sèche ; alors que l'année la plus arrosée c'est l'année 2003/2004.

Tableau. 6. Précipitations annuelles et coefficient pluviométrique (Station de Hammamet: 1996/2016)

Années	Hauteur annuelle des pluies P (mm)	Coefficient pluviométrique H	Remarque
1996-1997	148.58	0.52	D
1997-1998	287.89	1.01	E
1998-1999	186.9	0.65	D
1999-2000	263.81	0.92	D
2000-2001	161.22	0.56	D
2001-2002	187.93	0.66	D
2002-2003	306.64	1.07	E
2003-2004	674.75	2.36	E
2004-2005	393.66	1.38	E
2005-2006	259.17	0.91	D
2006-2007	310.78	1.09	E
2007-2008	124.39	0.44	D
2008-2009	228.7	0.80	D
2009-2010	284.01	1.00	E
2010-2011	424.32	1.49	E
2011-2012	258.53	0.91	D
2012-2013	169.94	0.60	D
2013-2014	367.58	1.29	E
2014-2015	406.5	1.42	E
2015-2016	262.4	0.92	D

Où : **D** : année déficitaire. **E** : année excédentaire

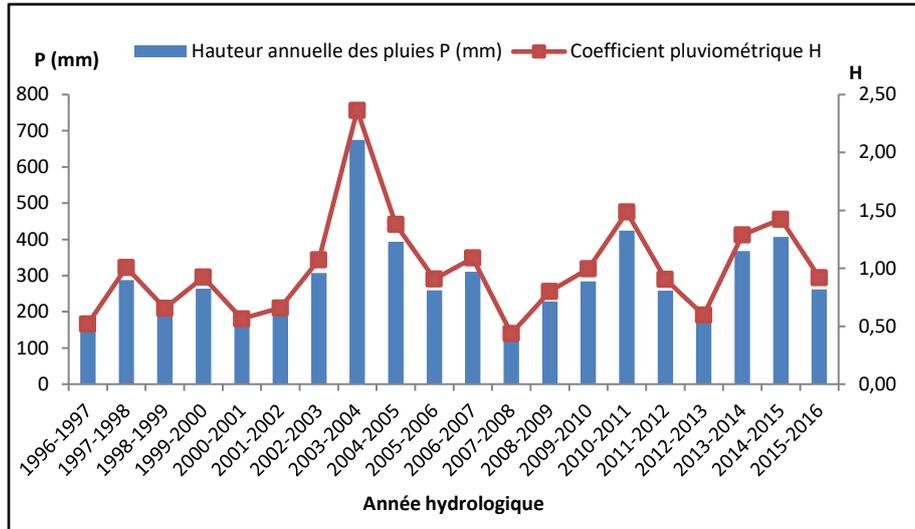


Figure 16: Variation du coefficient pluviométrique avec les précipitations annuelles (Station de Hammamet : 1996/2016)

II.2.4 Répartition saisonnière des précipitations

La subdivision des pluies de l'année pour chaque saison est faite suivant les saisons agricoles (Automne : (SEP, OCT, NOV), Hiver : (DEC, JAN, FEV), Printemps : (MAR, AVR, MAI) et Eté : JUIN, JUIL, AOU).

Le but de ces détails c'est de visualiser les saisons pour lesquelles les sources reçoivent des entrées efficaces.

Tableau 7 : Répartition saisonnière des précipitations dans la station de Tébessa pendant la période (1996/1997 à 2015/2016)

Station de Tébessa		
Saison	Moyenne saisonnière en (mm)	Pourcentage (%)
Automne	91.05	29.77
Hiver	76.08	24.87
Printemps	85.31	27.89
Eté	53.42	17.46

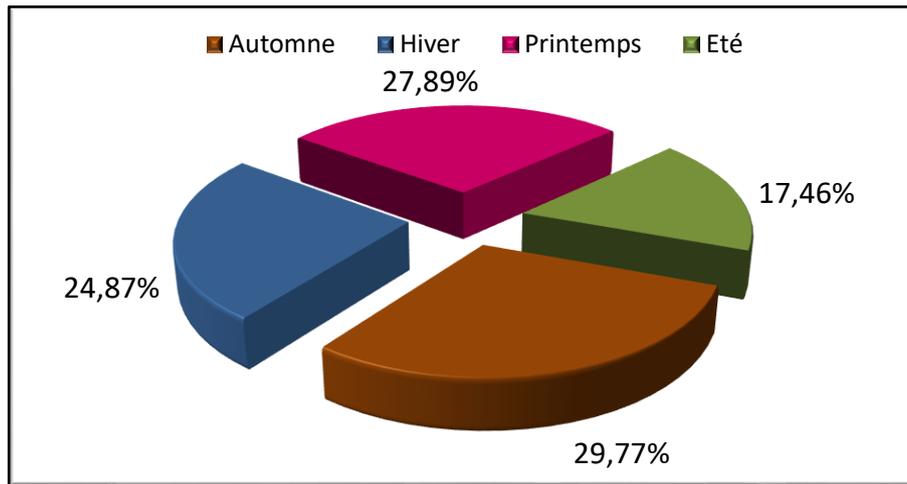


Figure 17: Répartition saisonnière des précipitations dans la station de Tébessa (1996/1997 à 2015/2016)

Les données du **tableau N° 7** et **figure N° 17** montre que la saison automnale est la plus pluvieuse, au cours de cette saison il tombe 91.05 mm de précipitations soit 29.77 % du total annuel. En hiver et au printemps les précipitations enregistrées atteignent respectivement 76.08 mm et 85.31 mm correspondant à 24.87 % et à 27.89 % du total annuel. L'été reste la saison la plus sèche où la pluviométrie est faible de l'ordre de 53.42 mm, soit 17.46 % de la totalité des pluies.

Tableau 8 : Répartition saisonnière des précipitations dans la station de Hammamet pendant la période (1996/1997 à 2015/2016)

Station de Hammamet		
Saison	Moyenne saisonnière en (mm)	Pourcentage (%)
Automne	97.55	34.18
Hiver	55.04	19.29
Printemps	80.16	28.09
Eté	52.67	18.46

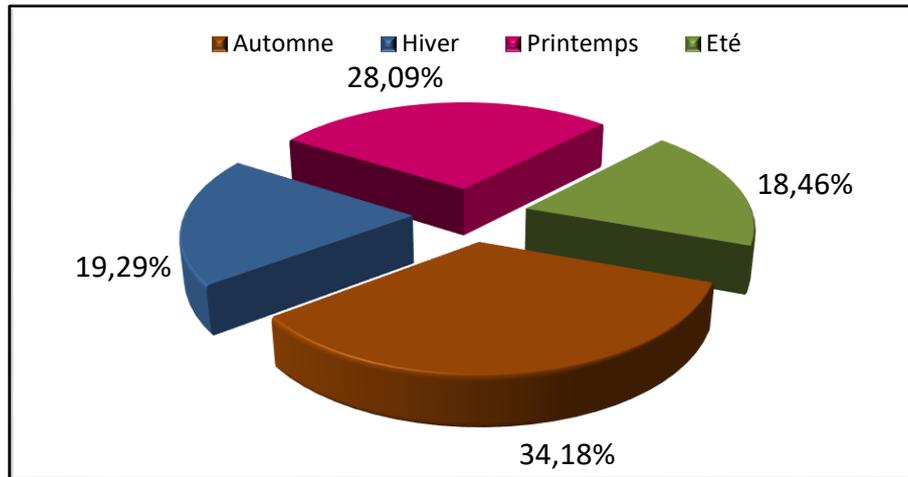


Figure 18: Répartition saisonnière des précipitations dans la station de Hammamet (1996/1997 à 2015/2016)

En observant le tableau et la figure ci-dessus (**Tab.8 et Fig.18**) :

- Une forte précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'automne avec une valeur de 97.55 mm qui représente 34.18%.
- Une faible précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'été avec une valeur de 52.67 mm; ce qui représente 18.46%.

II.2.5 La neige

Les montagnes de bordure et en particulier Djebel Doukane, Mestiri et Tazbent et leur prolongement reçoivent en hiver des précipitations neigeuses qui peuvent être importantes.

Les premières neiges font leur apparition à partir du mois de janvier et les dernières à la fin du mois de mars.

D'après P. Seltzer la région se situe dans la zone d'enneigement moyen au sol de 5 à 10 jours par an.

Ce phénomène a un rôle important si l'on considère la superficie des montagnes bordant la région de Youkous les bains. Les précipitations neigeuses suivies par une lente fonte favorisant au maximum l'infiltration d'ailleurs. Les débits des exurgences de Youkous sont fortement influencés.

II.3 La température

Le paramètre de la température est indispensable à la climatologie, vu qu'il rend compte de son apport d'énergie à la végétation, de son pouvoir évaporateur qu'il exerce sur les

surfaces mouillées, Elle joue un rôle très important pour la détermination du bilan hydrique, et enfin, qu'il est à l'origine du bon fonctionnement du cycle de l'eau. Les valeurs des températures sont obtenues à partir de la station de Tébessa tout en supposant que les conditions climatiques sont comparables entre Tébessa et Hammamet.

II.3.1 Température moyenne mensuelle

Les données des températures disponibles sont des valeurs moyennes mensuelles mesurées au niveau de la station de Tébessa sur une période de 20 ans (1996/1997-2015/2016) (Tab. 9).

Tableau 9 : Températures moyennes mensuelles (1996/1997-2015/2016) de la station de Tébessa

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUIL	AOU	Moy
T (°C)	20.93	18.98	13.41	9.87	8.63	9.15	11.08	13.44	17.50	22.54	25.59	24.39	16.29

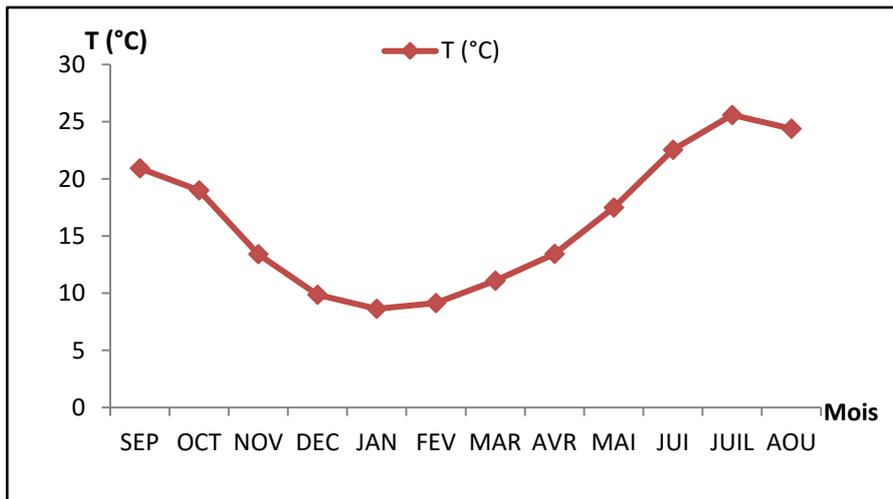


Figure 19: Variation des températures moyennes mensuelles de la Station de Tébessa (1996/1997-2015/2016)

D'après le graphe (**Fig.19**) nous remarquons que:

- Le mois le plus froid est le mois de janvier avec une valeur de 8.63 °C.
- Le mois le plus chaud est celui de Juillet avec une température moyenne mensuelle de 25.59 °C.
- La température moyenne annuelle de cette période est de 16.29 °C.

II.3.2 Température moyenne annuelle

Tableau 10 : Températures moyennes annuelles (1996/1997-2015/2016) de la station de Tébessa

Station	Minimum	Année d'observation	Maximum	Année d'observation	T Moy (°C)
Tébessa	14.51	2008/2009	19.08	2000/2001	16.29

Le tableau n° 10 et la figure n° 20 nous montrent que:

- L'année la plus chaude est l'année 2000/2001 avec une valeur maximale de 19.08 °C.
- L'année la plus froide est celle de 2008/2009 avec une valeur minimale de 14.51 °C.

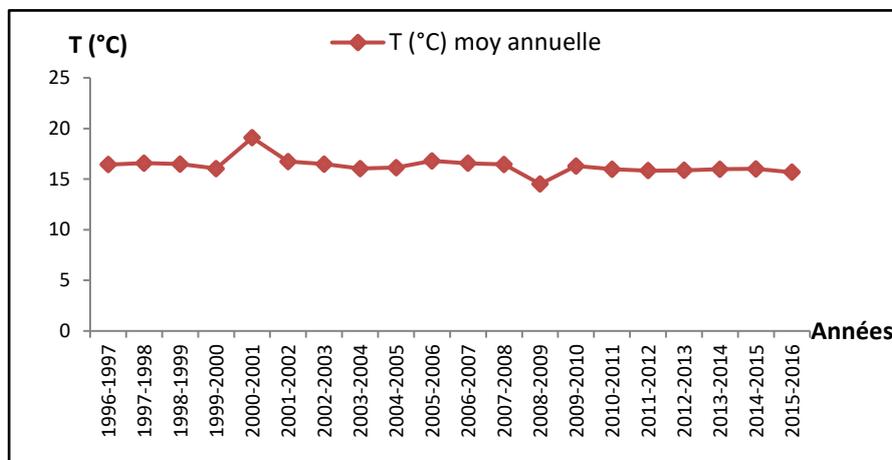


Figure 20: Variation des températures moyennes annuelles de la Station de Tébessa (1996/1997-2015/2016)

II.4 Diagramme ombrothermique: (courbe de Gaussen et Bagnouls $P \leq 2T$)

Le diagramme ombrothermique (combinaison de deux paramètres climatique : la température et la précipitation), permet la distinction entre les mois humides et les mois secs. Selon (Bagnouls et Gaussen, 1953, 1957) ; le mois le plus sec est celui où le total moyen des précipitations (moyenne en millimètres) est inférieur ou égal au double de la température moyenne ($P \leq 2T^\circ$).

Pour cela, on construit un diagramme sur lequel on porte les températures à une échelle double de celle des précipitations et on établit mois par mois les deux courbes. La courbe des températures passe au-dessus de celle des précipitations pendant les mois secs.

Tableau 11 : Données du diagramme ombrothermique station de Tébessa sur une période de 20ans (1996/1997-2015/2016)

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUIL	AOU
P (mm)	35.11	28.96	26.99	25.25	31.62	19.22	21.35	36.00	27.96	18.43	11.52	23.48
T (°C)	20.93	18.98	13.41	9.87	8.63	9.15	11.08	13.44	17.50	22.54	25.59	24.39

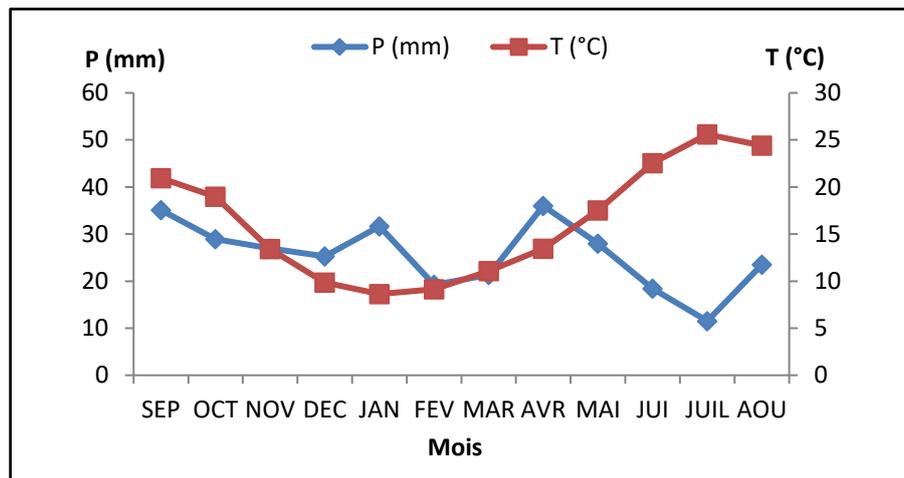


Figure 21: Diagramme ombrothermique station de Tébessa (1996/1997-2015/2016)

D’après le diagramme mentionné en **figure N°21** et d’une manière générale, permet de visualiser la sécheresse qui s’étale sur presque tous les mois (La période humide s’étale sur trois mois: Décembre, Janvier et Avril).

Tableau 12 : Données du diagramme ombrothermique station de Hammamet sur une période de 20ans (1996/1997-2015/2016)

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUIL	AOU
P (mm)	41.39	30.40	25.76	22.39	11.48	21.17	22.94	24.01	33.21	20.39	12.65	19.63
T (°C)	20.93	18.98	13.41	9.87	8.63	9.15	11.08	13.44	17.50	22.54	25.59	24.39

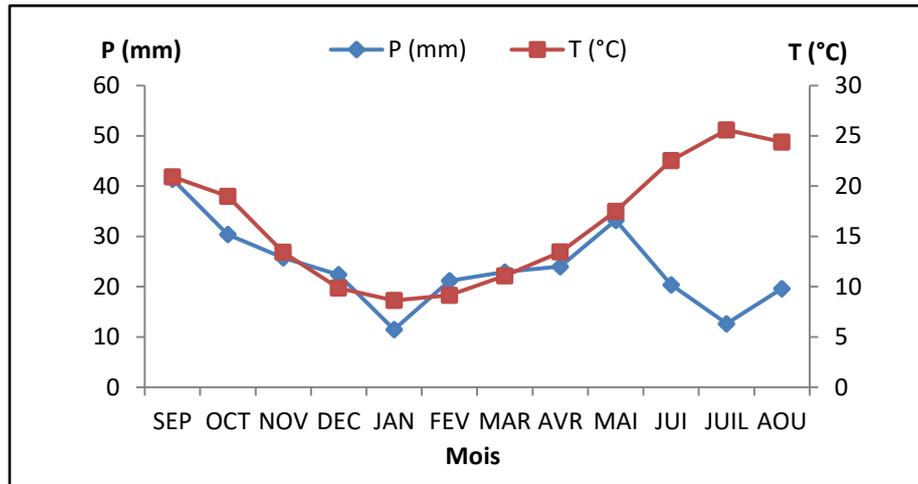


Figure 22: Diagramme ombrothermique station de Hammamet (1996/1997-2015/2016)

Le diagramme (**Fig.22**) montre que la période humide s'étale juste dans les deux mois: Décembre et Février.

II.5 Le vent

Les vents sont caractérisés par leur vitesse et leur intensité. Les vents prédominant sont de direction SE–NW et jouent un rôle important dans les précipitations en Hiver. Les vents du Nord-Ouest sont souvent secs et froids. En été les vents du Sud sont fréquents (le sirocco) qui peuvent être chaud et sec d'où l'augmentation de l'évaporation, et une sécheresse qui diminue l'humidité et augmente le déficit d'écoulement.

II.6 Le Bilan hydrique

Le bilan hydrique exprime le processus que suit une quantité d'eau arrivant au sol par précipitation ou neige avant de se retourner à l'atmosphère.

Le bilan hydrologique naturel peut se calculer par la formule suivante (**Castany, 1982**):

$$P = ETR + R + I$$

ETR : l'évapotranspiration annuelle (mm), **I** : infiltration, **P** : précipitation, **R** : ruissellement.

II.6.1 Etude de l'évapotranspiration

Dans les études hydrogéologiques, les deux éléments principaux du bilan, évaporation et transpiration sont réunis en un seul : l'évapotranspiration. C'est un terme important du cycle hydrique qui résulte de deux phénomènes, l'un physique (l'évaporation), l'autre

biologique (la transpiration). L'évapotranspiration est fonction de plusieurs facteurs (l'humidité, la température, l'insolation et la couverture végétale).

On distingue :

- L'évapotranspiration potentielle (E.T.P)
- L'évapotranspiration réelle (E.T.R)

II.6.1.a Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

On appelle évapotranspiration potentielle (ETP), exprimé en hauteur de lame ou tranche d'eau évaporée, la somme des quantités d'eau pouvant s'évaporer et transpirer sur une surface donnée et pendant une période bien définie, en considérant des apports d'eau suffisants.

Pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle nous avons utilisé la formule de Thornthwaite qui a établi une correction entre la température moyenne mensuelle et l'évapotranspiration mensuelle, cet auteur définit d'abord un indice thermique mensuel (i),

$$\text{où : } \mathbf{ETP = 16 (10 T/ I)^a K}$$

Avec:

ETP : Evapotranspiration potentielle en mm.

T : Température moyenne mensuelle en °C

K : Coefficient d'ajustement.

a : Indice lié à la température.

$$\mathbf{a = (1.6/100). I + 0.5}$$

I: Indice thermique annuel

$$\mathbf{I = \sum^{12}_1 i}$$

$$\mathbf{i = (T/ 5)^{1.514}}$$

i: Indice thermique mensuel

II.6.1.b Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR)

Par définition, on appelle évapotranspiration réelle effective actuelle ou encore déficit d'écoulement (ETR) la somme de l'évaporation et de la transpiration réelle pour une surface donnée et une période définie.

L'estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR) se fera à partir des formules de Turc, de Coutagne, et de Thornthwaite.

i) Formule de Turc

Cette formule permet d'évaluer directement l'ETR annuelle d'un bassin à partir de la hauteur annuelle de pluie et de la température moyenne annuelle.

$$ETR = P / (0.9 + P^2 / L^2)^{1/2} \text{ (mm/an)}$$

$L = 300 + 25T + 0.05 T^3$ (facteur qui tient compte des échanges de chaleur).

P : Précipitation moyenne annuelle en mm, **T** : Température moyenne annuelle en °C.

ii) Formule de Thornthwaite

Pour l'établissement du bilan mensuel on utilise l'évapotranspiration potentielle et réelle moyenne par la méthode de C.W. Thornthwaite.

Ce bilan repose sur l'hypothèse suivante :

Si : $P - ETP > 0$; c'est-à-dire $P > ETP \Rightarrow ETR = ETP$.

Si : $P - ETP < 0$; c'est-à-dire $P < ETP$; ce cas est subdivisé en deux cas :

➤ Si : $P + RFU > ETP \Rightarrow ETR = ETP$.

➤ Si : $P + RFU < ETP \Rightarrow ETR = P + RFU$.

Cette méthode est décrite en détail plus loin et les résultats sont représentés dans le tableau du bilan hydrique. (**Tab.13 et Tab.14**)

iii) Formule de Coutagne

Cette formule fait appel à deux paramètres indispensables en climatologie, mais sous une autre procédure (formule) de calcul.

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

Avec :

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

ETR : Evapotranspiration réelle en mm

P : Précipitation moyenne annuelle en mm

T : Température moyenne annuelle en °C

Cette formule n'est valable que si les précipitations sont comprises entre $1/8\lambda < P < 1/2\lambda$

D'où : **P**= 0.305 m, **T**= 16.29°C, **λ**= 0.32

Cette formule n'est pas applicable pour la région d'étude puisque la condition de départ n'est pas vérifiée.

II.6.2 Estimation des réserves facilement utilisables(R.F.U)

Elle présente la quantité d'eau emmagasinée dans le sol donnée par la formule de **J.Richard, 1979**.

$$R.F.U = I/3(Da. He. P)$$

Où:

R.F.U : Réserve facilement utilisable.

Da : Densité apparente du sol.

He : L'humidité équivalente du sol (capacité de rétention).

P : Profondeur de la couche de la terre par courrier par les racines en (mm).

Application numérique :

Da = 14, **He** = 0.25, **P** = 25 mm.

D'où : **RFU** = I/3 (14 . 0.25) = **29.0** mm.

II.6.3 Estimation du ruissellement (R)

On peut calculer le ruissellement à partir deux formules :

❖ Tixeront Berkhalof avec la condition de $P > 600$ mm

$$R = P^3 /3 \dots\dots\dots (1)$$

❖ Tixeront Berkhalof modifié e par **Romantchouk (1974)** Avec la condition de $P < 600$ mm

$$R = P^3 / 3.(ETP)^2 \dots\dots\dots (2)$$

Avec :

R : Ruissellement en m ;

P : Précipitation moyenne mensuelle en m ;

ETP : Evapotranspiration potentielle en m.

Les précipitations enregistrées dans la région d'étude est inférieur à 600 mm, la formule utilisée est celle de Tixeront Berkallof modifiée par **Romantchouk (1974)**.

La lame d'eau ruisselée des précipitations de la station de Tébessa est comme suit :

$$P = 0.3058 \text{ m}, \quad ETP = 0.8468 \text{ m}, \quad R = 0.01 \text{ m} \rightarrow R = 3.27 \% \quad (\text{Période } 1996/2016)$$

$$P = 0.54 \text{ m}, \quad ETP = 0.83529 \text{ m}, \quad R = 0.08 \text{ m} \rightarrow R = 14.81 \% \quad (\text{Période } 2008/2009)$$

La lame d'eau ruisselée des précipitations de la station de Hammamet est comme suit :

$$P = 0.2854 \text{ m}, \quad ETP = 0.8468 \text{ m}, \quad R = 0.011 \text{ m} \rightarrow R = 3.85 \% \quad (\text{Période } 1996/2016)$$

II.6.4 Estimation de l'infiltration

❖ Selon la méthode de Thornthwaite

$$EXE=R+I \rightarrow I=EXE-R$$

❖ Selon la méthode rationnelle:

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

Avec :

P : Précipitation moyennes mensuelles (mm)

R : Ruissellement (mm)

I : L'infiltration (mm)

ETR : Evapotranspiration réelle en mm

- Si $I > 0$: Les entrées sont supérieures aux sorties.
- Si $I < 0$: Les entrées sont inférieures aux sorties.

P = 540 mm, **R** = 80 mm, **ETR** = 286.93 mm → **I** = 173.07 mm (Période 2008/2009)

II.6.5 Estimation du bilan hydrique

La connaissance plus au moins parfaite des éléments du Bilan hydrique d'un bassin versant, est une opération très importante en hydrologie, car elle permet l'estimation des réserves naturelles des aquifères.

Le Bilan hydrique vise à déterminer la répartition des précipitations reçues par une surface, il tient compte de :

T : Température moyenne mensuelle en °C

P : Précipitation brute (moyennes mensuelles en (mm))

ETP : Evapotranspiration potentielle (mm)

ETR : Evapotranspiration réelle (mm)

I : L'infiltration efficace atteignant les eaux souterraines (mm)

R : Ruissellement qui rejoint l'Oued (mm)

RFU : Réserve facilement utilisable

L'établissement du Bilan hydrique nous permet de calculer :

I : Indice thermique

K : Coefficient de latitude

BH : bilan hydrique ; des valeurs positives ou négatives. **BH** = **P** – **ETPc**.

RU : Réserve utile ; **RU** = **VR** accumulée, mais lorsqu'elle devient égale à la **RFU** = 29 mm, la quantité restante c'est l'excédent.

Def : Déficit agricole en (mm). **Def** = **ETP** – **ETR**.

Exc : Excédent en (mm).

Les tableaux (**Tab.13 et Tab.14**) résumant les bilans de la station de Tébessa, établis selon la méthode de Thornthwaite :

- **Période 1996/1997 – 2015/2016**

Tableau 13 : Bilan hydrique selon la méthode de C.W. Thornthwaite. Station de Tébessa (1996/2016)

	T (°C)	I	K	P (mm)	ETP_C	BH	RFU	ETR	Def	Exc
Sep	20.93	8.74	1.03	35.11	94.09	-58.99	0.00	35.11	58.99	0.00
Oct	18.98	7.54	0.97	28.96	74.99	-46.03	0.00	28.96	46.03	0.00
Nov	13.41	4.45	0.86	26.99	36.75	-9.76	0.00	26.99	9.76	0.00
Déc	9.87	2.80	0.81	25.25	20.50	4.75	4.75	20.50	0.00	0.00
Jan	8.63	2.28	0.87	31.62	17.52	14.10	18.84	17.52	0.00	0.00
Fév	9.15	2.50	0.85	19.22	18.92	0.30	19.14	18.92	0.00	0.00
Mar	11.08	3.34	1.03	21.35	31.78	-10.43	8.71	31.78	0.00	0.00
Avr	13.44	4.47	1.10	36.00	47.19	-11.19	0.00	44.71	2.48	0.00
Mai	17.50	6.66	1.21	27.96	81.44	-53.48	0.00	27.96	53.48	0.00
Juin	22.54	9.78	1.22	18.43	126.47	-108.05	0.00	18.43	108.05	0.00
Juil	25.59	11.85	1.24	11.52	159.63	-148.12	0.00	11.52	148.12	0.00
Aou	24.39	11.01	1.16	23.48	137.55	-114.08	0.00	23.48	114.08	0.00
Annuel	16.29	75.41	/	305.86	846.83	-540.98	51.41	305.86	540.98	0.00

Vérification du bilan :

$$\Sigma P = \Sigma ETR + \Sigma Exc \rightarrow 305.86 = 305.86 + 0.00 \text{ mm}$$

$$\Sigma ETP = \Sigma ETR + \Sigma Def \rightarrow 846.83 = 305.86 + 540.98 \text{ mm}$$

Nous constatons que les résultats issus du bilan hydrique sont vérifiés.

❖ **Interprétation du Bilan hydrique**

L'établissement du bilan hydrique a pour but, de connaître des différents paramètres (ETP, ETR, RFU, Def, Ex), qui nous aide à comprendre le fonctionnement des systèmes hydrauliques de surface.

Lorsque la réserve facilement utilisable (RFU) est totale, il y a un surplus d'eau accompagné généralement par un écoulement et dès que la RFU diminue, il y a un épuisement du stock au point où la RFU sera complètement vide, il y aura un déficit agricole (Def).

A partir des données du bilan hydrique on remarque que : **(Fig.23)**

- Une évapotranspiration potentielle (ETP) de l'ordre de 846.83 mm.
- L'évapotranspiration réelle (ETR) est estimée à 305.86 mm. Le ruissellement (R) bénéficie que de 3.27% des précipitations ce qui représente 10 mm.
- Les réserves facilement utilisables se constituent à partir du mois de Décembre et s'étalent jusqu' au mois de Mars avec une valeur de 51.44 mm.
- La saturation est loin d'être atteinte d'où un caractère déficitaire des années considérées.
- Le déficit agricole est enregistré durant les mois de Septembre, Octobre et Novembre ; et à partir du mois d'avril jusqu' au mois d'Août avec une valeur total de 540.98 mm.
- L'excédent est nul.

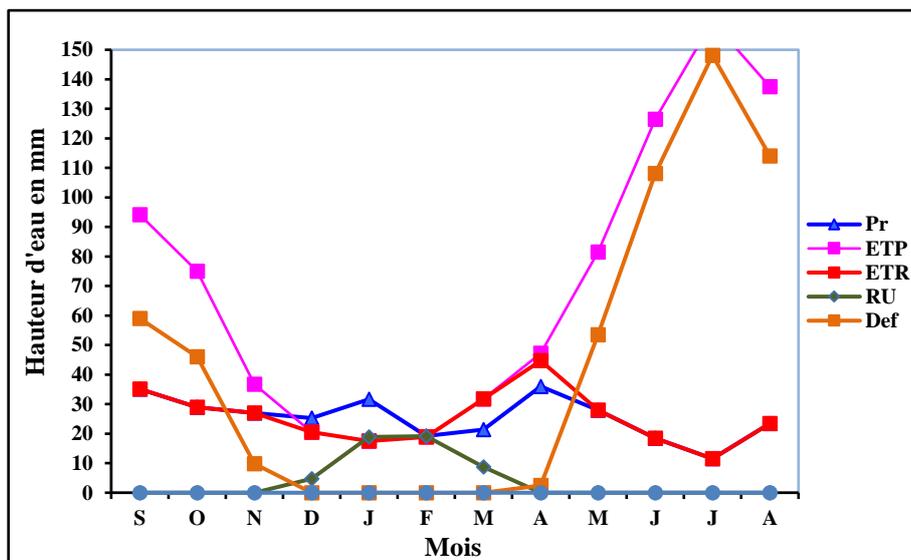


Figure 23: Représentation graphique du bilan de Thornthwaite/ Station de Tébessa (1996 /2016)

• Période 2008/2009

Tableau 14 : Bilan hydrique selon la méthode de C.W. Thornthwaite. Station de Tébessa (2008/2009)

	T (°C)	I	K	P (mm)	ETP _c	BH	RFU	ETR	Def	Exc
Sep	22.20	9.55	1.03	66.00	107.48	-41.48	0.00	66.00	41.48	0.00
Oct	16.90	6.32	0.97	42.50	65.40	-22.90	0.00	42.50	22.90	0.00
Nov	10.01	2.86	0.86	10.90	25.07	-14.17	0.00	10.90	14.17	0.00
Déc	0.30	0.01	0.81	37.10	0.09	37.01	29.00	0.09	0.00	8.01
Jan	7.10	1.70	0.87	152.50	14.63	137.87	29.00	14.63	0.00	137.87
Fév	6.40	1.45	0.85	5.50	12.11	-6.61	22.39	12.11	0.00	0.00
Mar	9.70	2.73	1.03	36.90	28.55	8.35	29.00	28.55	0.00	1.75
Avr	11.50	3.53	1.10	128.70	40.04	88.66	29.00	40.04	0.00	88.66
Mai	10.30	2.99	1.21	53.70	36.92	16.78	29.00	36.92	0.00	16.78
Juin	24.20	10.89	1.22	0.00	146.16	-146.16	0.00	29.00	117.16	0.00
Juil	28.70	14.09	1.24	0.00	195.21	-195.21	0.00	0.00	195.21	0.00
Aou	26.80	12.70	1.16	6.20	163.65	-157.45	0.00	6.20	157.45	0.00
Annuel	14.51	68.83	/	540.00	835.29	-295.29	167.39	286.93	548.37	253.07

Vérification du bilan :

$$\Sigma P = \Sigma ETR + \Sigma Exc \rightarrow 540.00 = 286.93 + 253.07 \text{ mm}$$

$$\Sigma ETP = \Sigma ETR + \Sigma Def \rightarrow 835.29 = 286.93 + 548.37 \text{ mm}$$

Nous constatons que les résultats issus du bilan hydrique sont vérifiés.

❖ **Interprétation du Bilan hydrique**

A partir des données du bilan hydrique on remarque que : (Fig.24)

- Une évapotranspiration potentielle (ETP) de l'ordre de 835.29 mm.
- L'évapotranspiration réelle (ETR) est estimée à 286.93 mm. Le ruissellement (R) bénéficie que de 14.81 % des précipitations ce qui représente 80 mm.
- Les réserves facilement utilisables se constituent à partir du mois de Décembre et s'étalent jusqu' au mois de Mai avec une valeur de 167.39 mm.
- La saturation de ces derniers est atteinte durant les mois de Décembre, Janvier, Mars, Avril et Mai.
- Le déficit agricole est enregistré durant les mois de Septembre, Octobre et Novembre ; et à partir du mois de Juin jusqu' au mois d'Août avec une valeur total de 548.37 mm et d'où un épuisement de la réserve.
- L'excédent est considérablement important par rapport aux autres années avec une valeur totale de 253.07 mm, qui s'étend sur les mois de Décembre, Janvier, Mars, Avril et Mai.

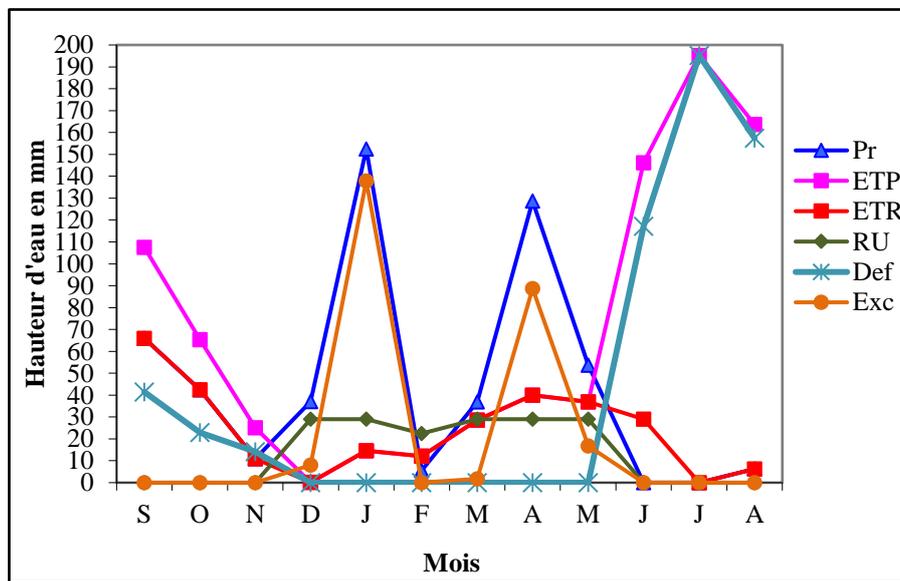


Figure 24: Représentation graphique du bilan de Thornthwaite/ Station de Tébessa (2008 /2009)

Le tableau (Tab.15) résume le bilan hydrique de la station de Hammamet, établis selon la méthode de Thornthwaite :

Tableau 15 : Bilan hydrique selon la méthode de C.W. Thornthwaite. Station de Hammamet (1996/2016)

	T (°C)	I	K	P (mm)	ETP_c	BH	RFU	ETR	Def	Exc
Sep	20.93	8.74	1.03	41.39	94.09	-52.7	0.00	41.39	52.70	0.00
Oct	18.98	7.54	0.97	30.40	74.99	-44.6	0.00	30.40	44.59	0.00
Nov	13.41	4.45	0.86	25.76	36.75	-11.0	0.00	25.76	10.99	0.00
Déc	9.87	2.80	0.81	22.39	20.50	1.9	1.89	20.50	0.00	0.00
Jan	8.63	2.28	0.87	11.48	17.52	-6.0	0.00	13.37	4.15	0.00
Fév	9.15	2.50	0.85	21.17	18.92	2.3	2.25	18.92	0.00	0.00
Mar	11.08	3.34	1.03	22.94	31.78	-8.8	0.00	25.19	6.59	0.00
Avr	13.44	4.47	1.10	24.01	47.19	-23.2	0.00	24.01	23.18	0.00
Mai	17.50	6.66	1.21	33.21	81.44	-48.2	0.00	33.21	48.23	0.00
Juin	22.54	9.78	1.22	20.39	126.47	-106.1	0.00	20.39	106.08	0.00
Juil	25.59	11.85	1.24	12.65	159.63	-147.0	0.00	12.65	146.98	0.00
Aou	24.39	11.01	1.16	19.63	137.55	-117.9	0.00	19.63	117.92	0.00
Annuel	16.29	75.41	/	285.42	846.83	-561.4	4.14	285.42	561.41	0.00

Vérification du bilan :

$$\Sigma P = \Sigma ETR + \Sigma Exc \quad \rightarrow \quad 285.42 = 285.42 + 0.00 \text{ mm}$$

$$\Sigma ETP = \Sigma ETR + \Sigma Def \quad \rightarrow \quad 846.83 = 285.42 + 561.41 \text{ mm}$$

Nous constatons que les résultats issus du bilan hydrique sont vérifiés.

❖ **Interprétation du Bilan hydrique**

A partie des données du bilan hydrique on remarque que : (Fig.25)

- Une évapotranspiration potentielle (ETP) de l'ordre de 846.83 mm.
- L'évapotranspiration réelle (ETR) est estimée à 285.42 mm. Le ruissellement (R) bénéficié que de 3.85% des précipitations ce qui représente 11 mm.
- Les réserves facilement utilisables se constituent aux mois de Décembre et de Février avec une valeur de 4.14 mm.
- La saturation est loin d'être atteinte d'où un caractère déficitaire des années considérées.
- Le déficit agricole est enregistré durant les mois de Septembre, Octobre, Novembre et Janvier ; et à partir du mois de Mars jusqu' au mois d'Août avec une valeur total de 561.41 mm.
- L'excédent est nul.

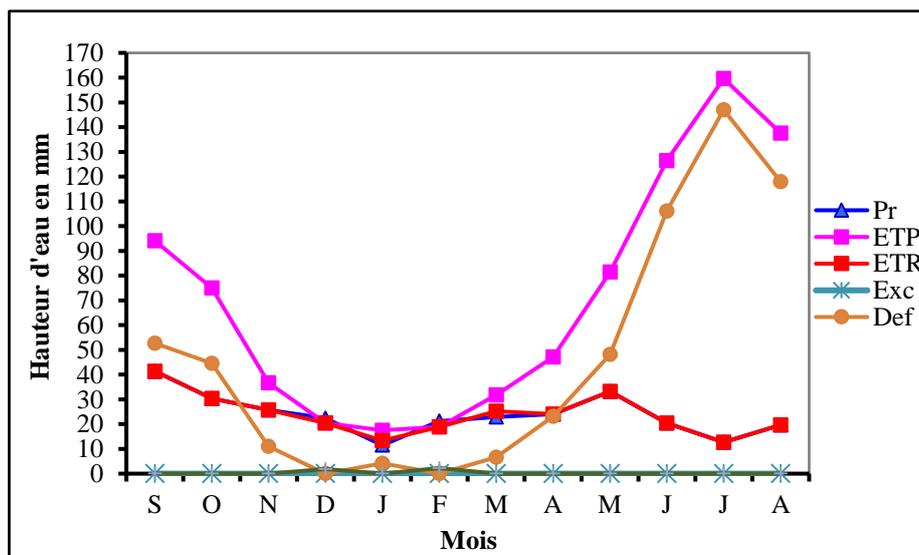


Figure 25: Représentation graphique du bilan de Thornthwaite/ Station de Hammamet (1996 /2016)

III Conclusion

L'étude climatologique de la région de Tébessa et de Hammamet permet de déterminer le climat de la zone d'étude qui est un climat de type semi-aride, caractérisé par deux saisons distinctes ; l'une sèche et chaude, l'autre humide et fraîche. La première s'étale entre le mois de Juin et Septembre ; c'est la période de déficit pluviométrique. Des orages de fin d'été sont fréquents et sont rapidement soumis à l'évaporation et l'infiltration. La température moyenne

annuelle qui y règne est de 16.29 °C et la moyenne interannuelle des précipitations tombées est de l'ordre de 305.86 mm à Tébessa et de l'ordre 285.39 mm à Hammamet sur une période de 20 ans (1996/1997 – 2015/2016).

En examinant les données relatives aux répartitions saisonnières, sur une période de 20 ans. Nous avons pu constater, que le automne c'est la saison la plus pluvieuse. Alors que le plus sèche c'est la saison estivale.

Le bilan hydrique et l'estimation de ces paramètres nous ont permis de faire ressortir les résultats suivants :

- Une évapotranspiration potentielle (ETP) de l'ordre de 835.29 mm et 846.83 mm dans la station de Tébessa et de Hammamet successivement.
- L'évapotranspiration réelle (ETR) est estimée à 305.86 mm. Le ruissellement (R) bénéficie que de 3.27% des précipitations ce qui représente 10 mm pour la station de Tébessa. Tandis que de station de Hammamet l'ETR est de l'ordre 285.42 mm et le ruissellement (R) avec une valeur de 3.85 % (11 mm) des précipitations.
- Les excédents ou précipitations efficaces déduites sont nulles pour les deux stations.
- Le déficit agricole estimé a une valeur de 540.98 mm à Tébessa et une valeur de 561.41 mm à Hammamet.
- Les bilans dans ses ensembles sont déficitaires.

B Hydrologie

I Introduction

Le régime hydrographique de la zone d'étude est très différent au Nord de ce qu'il est au Sud. Oued Blilia prend sa trajectoire depuis Dj Tazbent vers la route de Chéria - El Hammamet (NE-SW). Oued Troubia partant de Dj Troubia pour une quinzaine de kilomètre et qui se perd dans la plaine de Bir Djelmda. Sauf pour les périodes de grandes crues leur écoulement peut atteindre la ville de Chéria.

Le bassin versant de l'oued Bouakous (**Fig. 26**) couvre une superficie de 16 Km² est drainé par le cours d'eau du même nom. Il fait partie du bassin versant de la Medjerdah. Cet oued principal, avec une longueur de 5.5 Km traverse la vallée de Youkous depuis sa source (la grotte de Bouakous) jusqu'à la sortie en rejoignant la plaine d'Ain Chabro sur un axe en demi-cercle avec un changement d'orientation de son lit. Plusieurs affluents de moindre importance constituent le chevelu hydrographique. Ce réseau hydrographique dans sa totalité, suit un régime d'écoulement semi-permanent ou absent, même au niveau de l'oued principal.

II Étude de sous bassin versant de Bouakous

Sur la base d'une bonne étude hydrologie résulte un bon dimensionnement et d'une bonne exploitation et plus de sécurité. L'une des premières parties essentielles de cette étude est la détermination de la géométrie du bassin versant.

II.1 Les paramètres géométriques

II.1.1 le périmètre, la surface et l'indice de compacité

Par curvimètre et par plan métrage on a déterminé

- le périmètre (P) du sous bassin : P = 19 Km.

- La surface (S) : S = 17.5 Km².

Mais l'indice de compacité (K_C) du sous bassin versant est donné par la formule suivante :

$$K_C = \frac{P}{2\sqrt{\pi S}} = \frac{0.28 P}{\sqrt{S}}$$

Application numérique :

$$K_C = \frac{0.28 * 19}{\sqrt{17.5}} \Rightarrow K_C = 1.27.$$

Le K_C est étudié pour caractériser la forme du bassin qui d'après sa valeur supérieur à 1 (Dans notre cas : $K_C > 1$).

On déduit que le sous bassin de Bouakous est d'une forme allongée ce qui augmente le temps de concentration de l'eau à l'exutoire.

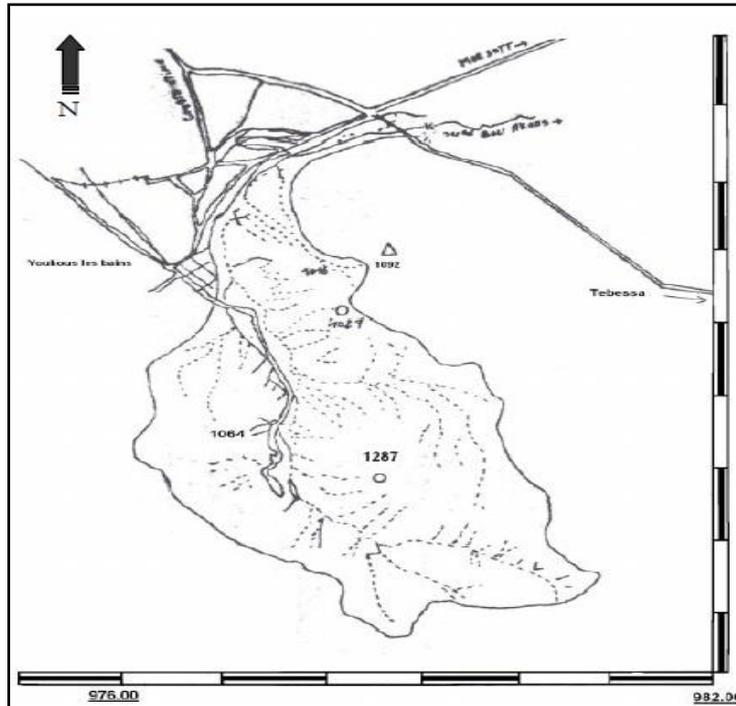


Figure 26: Bassin versant 'Youkous' Surface 17.5 Km²
Carte Youkous les bains Ech-1/50.000

II.1.2 La pente moyenne du sous bassin de Bouakous

Elle est donnée par la formule suivante :

$$I_{p_{moy}} = \frac{H_{max} - H_{min}}{L}$$

Application numérique :

$$I_p = \frac{1626 - 870}{6.97 \times 10^3} = 68.29 \times 10^{-3} = 6.82\%$$

- L'indice de pente globale (I_g)

$$I_g = \frac{D}{L} = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L}.$$

Application numérique :

$$I_g = \frac{4.85}{6.97 \times 10^3} = 0.07 \Rightarrow I_g = 7.03\%$$

• **La classification du relief :**

Selon la classification de ORSTOM d'après les valeurs de **I_g** et **D** :

Tableau 16. Classification du relief selon l'ORSTOM

Indice de pente globale	Denivlée <<D>>	Relief <<R>>
0.01 < I _g < 0.02	50 < D < 100m	Moderé
0.02 < I _g < 0.05	100 < D < 250m	Assez fort
0.05 < I _g < 0.1	250 < D < 500m	Fort
I _g > 0.1	D > 500m	Très fort

II.1.3 Rectangle équivalent

Le but du rectangle équivalent est de comparer les sous bassin entre eux, du point de vue influence de la forme sur l'écoulement et la détermination de l'indice de forme pour chaque sous bassin.

- Les dimensions du rectangle équivalent :

La longueur équivalente : (L)
$$L = \frac{K_C \sqrt{S} \left[1 + \sqrt{1 - \left[\frac{1.12}{K_C} \right]^2} \right]}{1.12}$$

Application numérique :
$$L = \frac{1.27 \sqrt{17.5} \left[1 + \sqrt{1 - \left[\frac{1.12}{1.27} \right]^2} \right]}{1.12} \Rightarrow L = 6.9 Km.$$

La largeur équivalente :
$$l = \frac{K_C \sqrt{S} \left[1 - \sqrt{1 - \left[\frac{1.12}{K_C} \right]^2} \right]}{1.12}$$

Application numérique :
$$l = \frac{1.27 \sqrt{17.5} \left[1 - \sqrt{1 - \left[\frac{1.12}{1.27} \right]^2} \right]}{1.12} \Rightarrow l = 2.51 Km$$

Tableau 17: Répartition des surfaces en fonction des altitudes du sous bassin versant de Bouakous.

Tranche d'altitude en (m)	Superficies partielles si		Superficies cumulées		Altitude moyenne Hi	E Hi Si
	Km2	%	Km2	%		
> 1600	0.175	1	0.175	1	1600	272
1600-1550	0.248	1.42	0.423	2.42	1575	378
1550-1500	1.247	7.13	1.670	9.54	1525	1891
1500-1450	1.850	10.57	3.520	20.12	1475	2728.75
1450-1400	1.873	10.69	5.390	30.8	1425	2664.75
1400-1350	2.62	14.97	8.010	45.77	1375	3602.5
1350-1300	1.850	10.57	9.860	56.34	1325	2451.25
1300-1200	3.120	17.82	12.980	74.17	1250	3900
1200-1000	1.84	10.52	14.820	84.69	1100	2024
1000-900	2.34	13.37	17.160	98.05	950	2223
900<	0.34	1.94	17.50	100	900	306
	17.5	100				1341.15

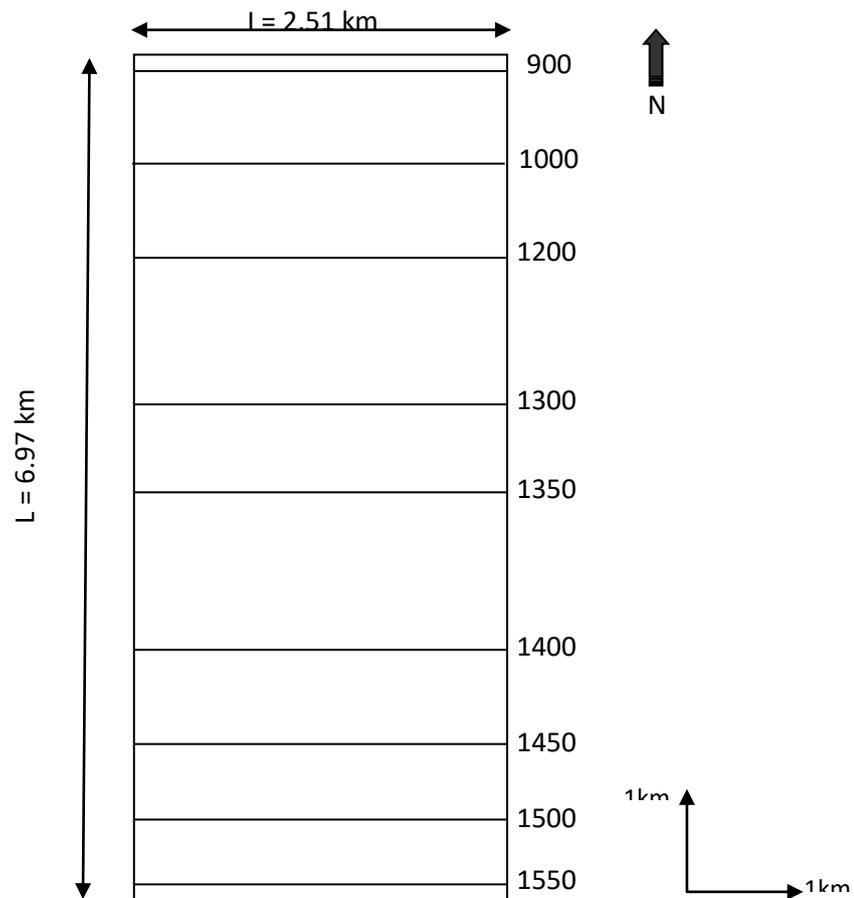


Figure 27: Rectangle équivalent du sous bassin versant de Bouakous.

II.2 Paramètres du relief

L'établissement de la courbe hypsométrique et la courbe de fréquence altimétrique, nous conduit vers l'analyse du relief qui est un facteur influençant sur le comportement du sous bassin, en ce qui concerne le ruissellement, l'infiltration et l'évapotranspiration.

II.2.1 La courbe hypsométrique

On trace cette courbe, en portant en abscisse les tranches d'altitudes et en ordonnées les superficies en pourcentage (%) comprise entre les tranches d'altitude (d) ou on peut tirer les paramètres suivant :

L'altitude maximale : $M_{\max} = 1626$ m.

L'altitude minimale : $M_{\min} = 878$ m.

L'altitude moyenne : $M_{\text{moy}} = \sum H_i S_i / S = H_{\text{moy}} = 1282.35$ m.

On a trouvé d'après notre étude :

$I_g = 0.07 \Rightarrow 0.05 < I_g < 0.1$ et $D = 485 \Rightarrow 250 < D < 500$ m.

Alors on peut classer notre relief dans la classe du **relief fort**.

II.3 Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est l'ensemble des cours d'eau qui drainent les eaux de surface vers l'exutoire du sous bassin versant :

La surface du bassin est drainée par Oued Bouakous alimenté à l'amont par la grotte de Bouakous qui est de longueur d'ordre 5.25 Km jusqu' à la limite aval du Bassin.

II.4 Les caractéristiques hydrographiques

II.4.1 Le temps de concentration

Le temps de concentration est la durée nécessaire que met la pluie tombant sur un point hydrologiquement éloigné jusqu' à l'exécutoire. On peut l'obtenir par la formule de (Griondotti).

$$T_c = 4\sqrt{S} + 1.5(Lp) / 0.8\sqrt{H_{\text{moy}} - H_{\text{min}}}$$

Avec :

L_p : la longueur du talweg en Km. $T_c = \frac{\sqrt{17.5 + 1.5(5.25)}}{0.8\sqrt{1341.15 - 1150}} = 2.22h.$

II.4.2 Vitesse d'écoulement de l'eau (Ve)

$$V_e = L_p/T_c \quad \text{en m/s.}$$

Application numérique : $V_c = 5.25 \times 10^3 / 2,22 \times 3600 = 0,65 \text{ m/s}$

II.4.3 Coefficient d'allongement (K)

$$K = P^2/S.$$

Application numérique : $19^2 / 17.5 = 20.62.$

Tableau18: Tableau récapitulatif des différents paramètres du sous bassin versant de Bouakkous

Paramètres	symbole	valeur	Unité
Surface	S	17.5	Km ²
Périmètres	P	19	Km
Indice de compacité	K _C	1.27	/
Langueur équivalente	L	6.97	Km
Largeur équivalente	l	2.51	Km
Altitude maximale	H _{max}	1626	M
Altitude minimale	H _{min}	878	M
Altitude moyenne	H _{moy}	1282.35	M
Indice de pente moyenne	Ip moy	10.84	%
Indice de pente globale	Ig	7.03	%
Dénivelé	D	480	M
Temps de concentration	T _C	2.22	H
Vitesse d'écoulement	Ve	0.65	m/s
Coefficient d'allongement	K	20.62	/

III Étude des apports liquides

Le sous bassin de Bouakous ne dispose pas de station hydrométrique d'où l'absence des données concernant les valeurs des apportes. Pour rendre à une telle préoccupation il a été utilisé des formules applicables dans certaines régions de l'Algérie.

III.1 Estimation de l'Apport annuel moyen (A₀)

On utilise la relation qui donne le module spécifique moyen (M₀) en L/S Km² en fonction de P (pluviométrie moyenne annuelle) $M_0 = 11.8 * P^{2.82}$.

L'apport annuel moyen (A₀) du sous bassin versant :

$$A_0 = M_0 S * 31.54.10^3 \quad \text{en m}^3/\text{ans.}$$

Tableau17 :Estimation des apports annuels moyens (A₀) de la période 2006/2007-2015/2016.

Année	2006/2007	2007/2008	2008/2009	2009/2010	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2014/2015	2015/2016
P (m)	0.310	0.124	0.228	0.284	0.424	0.258	0.169	0.367	0.406	0.262
M ₀	0.43	0.03	0.18	0.34	1.05	0.26	0.08	0.70	0.93	0.27
A ₀ (m ³ /an)	237338.5	16558.5	99351	187663	579547.5	143507	44156	386365	513313.5	149026.5

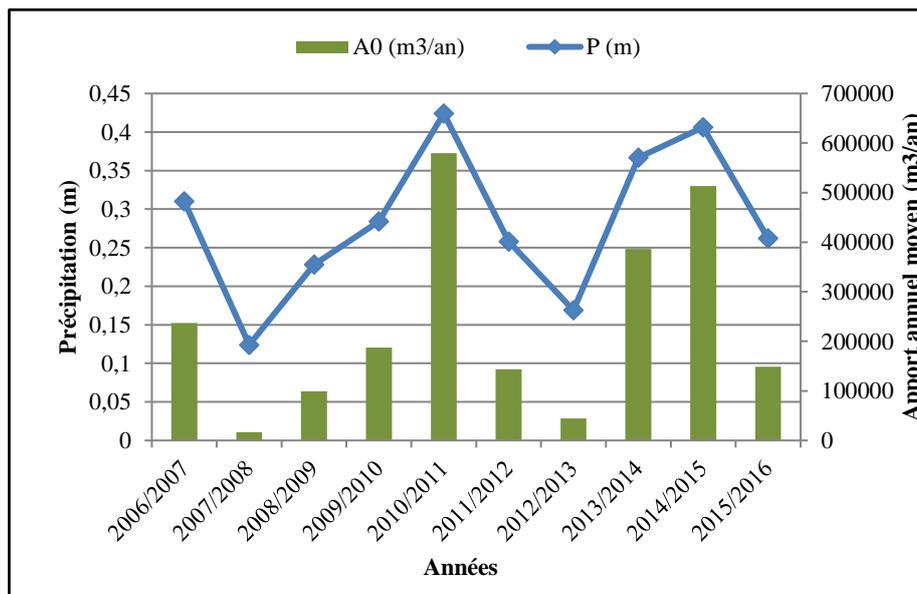


Figure 28: Variation de l'apport annuel moyen (2006/2016)

D'après ce tableau et la figure on remarque que :

- L'apport annuel moyen est important pendant l'année 2010/2011 avec une valeur de 579547.5 m³/ans.
- L'apport annuel moyen est moins important en 2007/2008 avec une valeur de 16558.5m³/ans.

III.2 La lame d'eau ruisselée

L'apport annuel moyen correspond une lame d'eau ruisselée donnée par la formule :

$$R = A_0 / S \cdot 10^3 \text{ (mm)}.$$

Tableau 18 : La lame d'eau ruisselée durant les années 2006-2016.

Année	2006/2007	2007/2008	2008/2009	2009/2010	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2014/2015	2015/2016
P (m)	0.310	0.124	0.228	0.284	0.424	0.258	0.169	0.367	0.406	0.262
A₀ (m³/an)	237338.5	16558.5	99351	187663	579547.5	143507	44156	386365	513313.5	149026.5
R (mm)	13.56	0.95	5.68	10.72	33.12	8.20	2.52	22.08	29.33	8.52

D'après ce tableau on remarque :

- La lame d'eau ruisselée a pu atteindre le maximum pendant l'année 2010/2011 avec une valeur de 33.12 mm.
- La valeur minimale de la lame d'eau ruisselée est enregistrée en 2007/2008 avec une valeur de 0.95 mm.

III.3 Calcul du coefficient d'écoulement

Le coefficient d'écoulement est donné par la formule suivante : $C_e = R / P$ en %.

Tableau 19 : Calcul du coefficient d'écoulement (C_e) dans la période (2006-2016).

Année	2006/2007	2007/2008	2008/2009	2009/2010	2010/2011	2011/2012	2012/2013	2013/2014	2014/2015	2015/2016
P(mm)	310.78	124.39	228.7	284.01	424.32	258.53	169.94	367.58	406.5	262.4
R (mm)	13.56	0.95	5.68	10.72	33.12	8.2	2.52	22.08	29.33	8.52
C_e %	4.36	0.76	2.48	3.77	7.81	3.17	1.48	6.01	7.22	3.25

D'après ce tableau on remarque :

- Le coefficient d'écoulement « C_e » a une valeur maximale en 2010/2011 de 7.81 % ce qui indique que les précipitations pendant l'année considéré sont plus importantes.
- Le coefficient d'écoulement « C_e » est plus faible en 2007/2018 avec une valeur de 0.76 %.

IV Conclusion

L'étude hydrologique du sous bassin versant de Bouakous (2006-2016) a été déterminée les paramètres géométriques suivants :

- Périmètre : 19 Km, surface : 17.5 Km², indice de compacité (Kc) = 1.27.
- Indice de pente moyenne Ip=6.82 %, Indice de pente globale Ig= 7.03 %.
- Le relief d'après la classification de l'ORSTOM est de type << Relief fort >>.

Du point de vue caractéristique hydrographique :

- Le temps de concentration (Tc) :2.22 h.
- La vitesse d'écoulement de l'eau Ve=0.65 m/s.
- Le coefficient d'allongement : K=20.62.
- Les apports liquides ont été estimés sur une période de 10 ans entre un minimum de 16558.5m³/ans et maximum de 579547.5 m³/ans.
- La lame d'eau ruisselée a été estimée durant l'année 2007/2008 de 0.95 et durant l'année 2010/2011 de 33.12 mm.
- Le coefficient d'écoulement durant l'année 2010/2011 a été estimé de 7.81 % et durant l'année 2007/2008 de 0.76 %.

CHAPITRE IV :

HYDROGEOLOGIE

A Géométrie de l'aquifère

I Introduction

La prospection électrique mesure les variations de la résistivité électrique (ρ) du sol qui traduit la difficulté avec laquelle un courant électrique peut traverser un volume de terrain donné, elle permet de mieux comprendre la structure du sous-sol.

La résistivité électrique dépend essentiellement de la porosité des sols, c'est-à-dire de la taille et de l'homogénéité des grains constitutifs du sédiment. Un sol très hétérogène, avec une part de gravier grossier importante est donc très résistant. Une couche sédimentaire alluviale argileuse, où les grains sont fins et bien triés, présente une plus faible résistivité.

La résistivité électrique ne peut être atteinte que si les trois conditions suivantes sont remplies :

- Les diverses formations lithologiques doivent être caractérisées par des résistivités nettement différentes.
- le courant électrique envoyé de la surface doit pénétrer en profondeur jusqu'aux objectifs à étudier.
- Les déformations du champ électrique où, si l'on préfère, les perturbations apportées au cheminement du courant par les hétérogénéités du sous-sol, doivent être mesurables à partir de la surface.

La résistivité électrique permet, dans les cas favorables, de caractériser les formations géologiques et de connaître leur disposition dans le sous-sol. Cette méthode s'applique particulièrement bien aux sous-sols stratifiés horizontalement en couches parallèles, car les variations latérales peuvent conduire à une interprétation erronée.

Ceux pour les besoins de notre étude, nous avons pris en considération des profils géophysiques remarquable de la zone d'El Hammamet et de Chéria.

II Interprétation des coupes géoélectriques de la zone d'étude

II.1 La prospection géoélectrique dans la plaine de Hammamet

La prospection géoélectrique ont été réalisée en 1978 par STROJEXPORT- Prague dans la plaine de Hammamet, disposés suivants des profils orientés transversalement par rapport à la plaine de Tébessa selon une direction NE-SW. Les différents sondages ont été réalisés an AB=1000 mètres, avec une profondeur d'investigation allant de 2500-3000 mètre. (**Fig.29**)

Les objectifs de cette étude ont visés les points suivants :

- Etude des limites ainsi que la géométrie et la nature du remplissage Quaternaire.
- Etude de la zone d'infiltration d'oued Bouakous.
- Etude de la nature des terrains encaissants.
- Recherche de la limite des calcaires Maastrichtiens et l'épaisseur du remplissage de graviers.

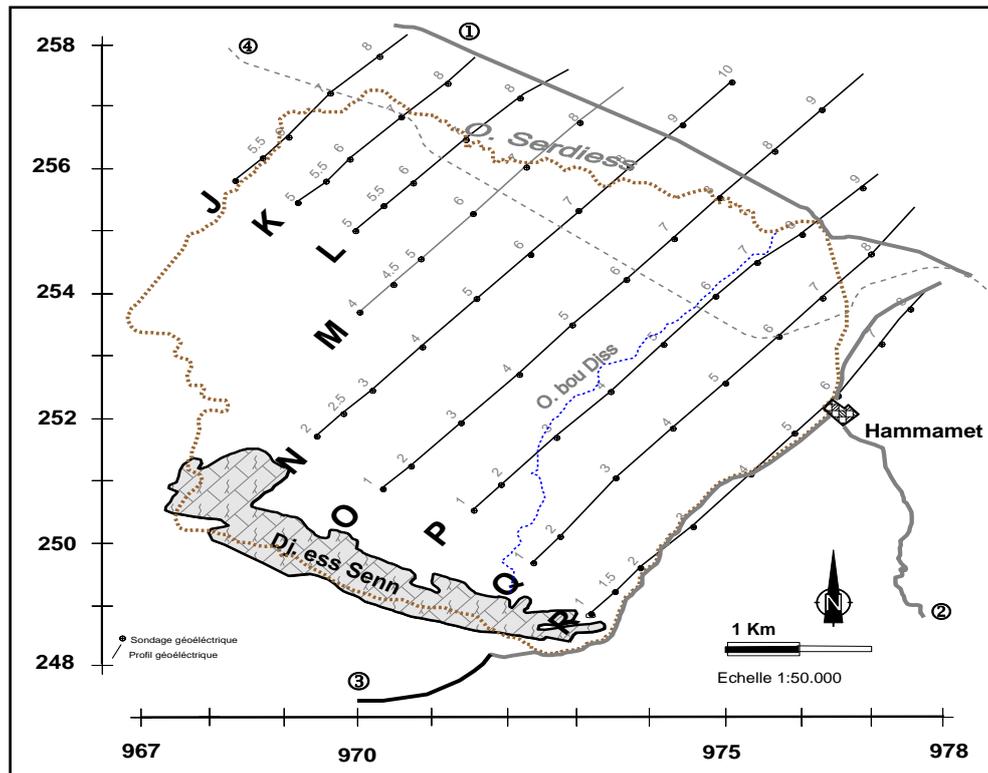


Figure 29: Plan de situation des sondages géoélectriques de la plaine d'El Hammamet (In Loukam S, 2012)

II.1.1 Le profil géoélectrique (R)

Ce profil met en évidence la présence d'un aquifère du remplissage alluvionnaire qui est en contact anormal avec les calcaires d'âge Turonien par la mise en place des failles. (Fig.30)

Ces failles marquent bien la subsidence. Le remplissage alluvionnaire est caractérisé par un changement vertical de faciès, trois couches peuvent être individualisées :

- La première couche conductrice de résistivité inférieure à $3 \Omega.m$ et de forte épaisseur (400m) est attribuée aux marnes d'âge Cénomaniens.
- La deuxième couche résistante de résistivité comprise entre 150 et 200 $\Omega.m$ correspond probablement à des calcaires d'âge Turonien.

- La troisième couche qui est moins résistante que la précédente de résistivité allant de 10 à 80 $\Omega.m$, correspond à des formations des cailloutis des galets, et des graviers, elle a une épaisseur maximale de 300 m.

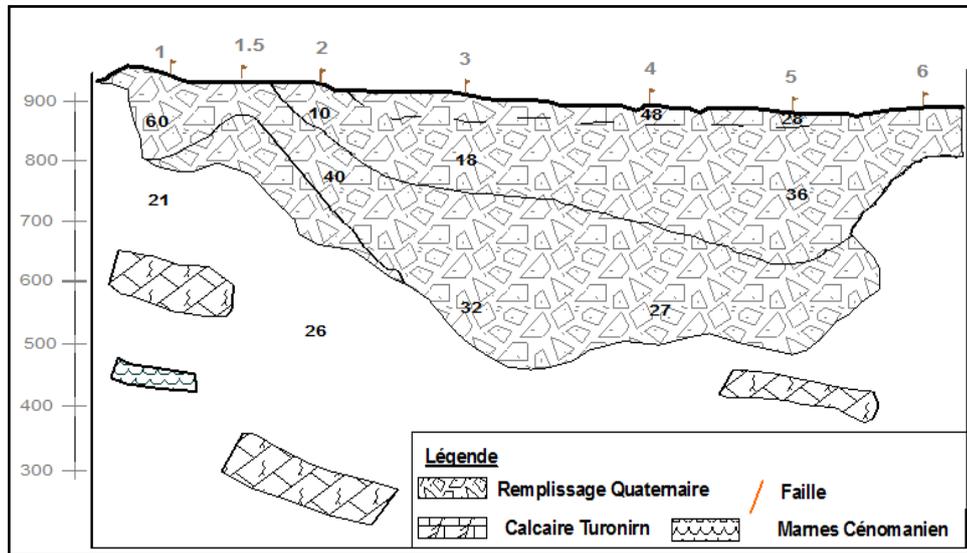


Figure 30: Profil géoélectrique « R » (In Loukam S, 2012)

II.1.2 Le profil géoélectrique (Q)

Indique une hétérogénéité du remplissage alluvionnaire marquée par un changement latéral de faciès. (Fig.31)

Le remplissage est important, son épaisseur atteint les 500 mètres, les résistivités varient de 15 à 45 $\Omega.m$. Les calcaires Turoniens qui affleurent en surface, plongent au-dessous de la couche graveleuse et caillouteuse et qui se coupe brusquement par les failles.

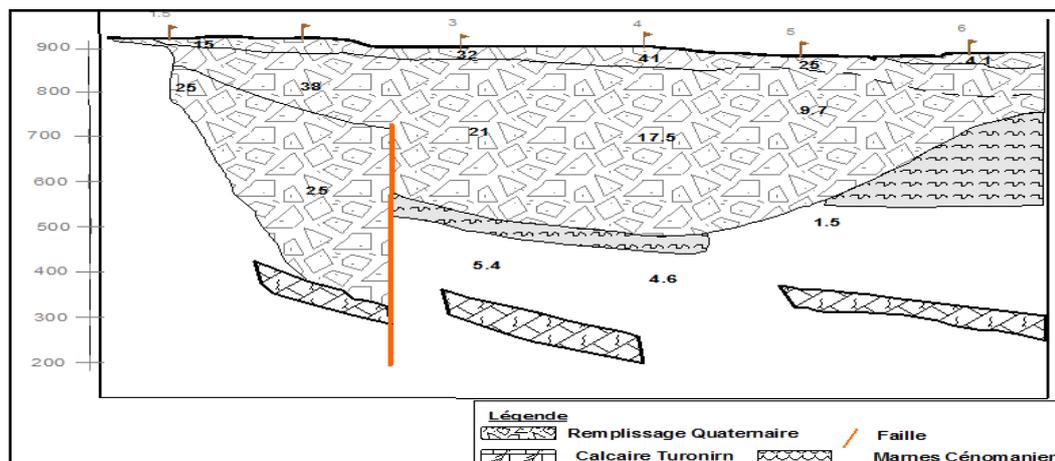


Figure 31 : Profil géoélectrique « Q » (In Loukam S, 2012)

II.1.3 Les profils géoelectriques (P, O et N)

Ces profils confirment l'hétérogénéité du remplissage alluvionnaire, le changement latéral de faciès est très bien individualisé avec un contraste de résistivité allant de 1 $\Omega.m$ pour les formations conductrices et 70 $\Omega.m$ pour les formations résistantes formées essentiellement de calcaires d'âge Turonien. Au niveau de ces profils.

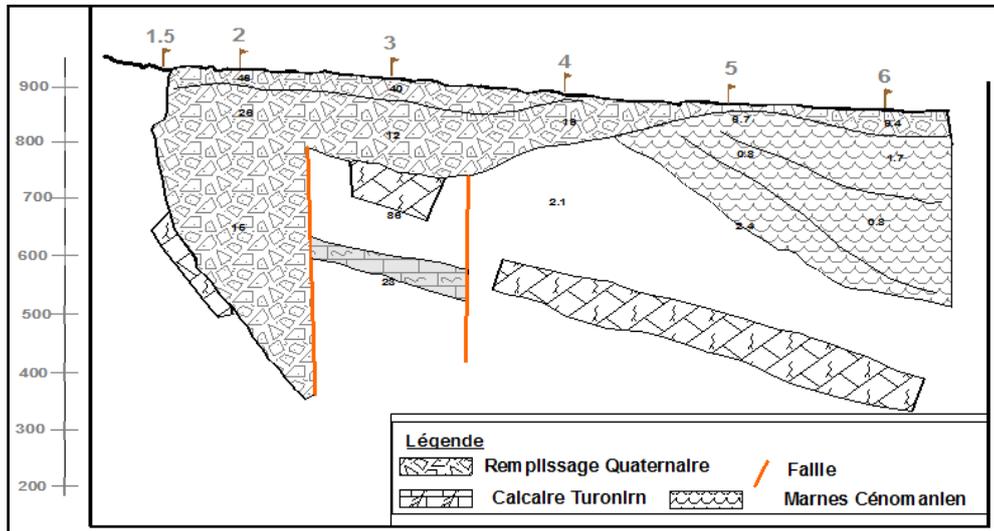


Figure 32: Profil géoelectrique « P » (In Loukam S, 2012)

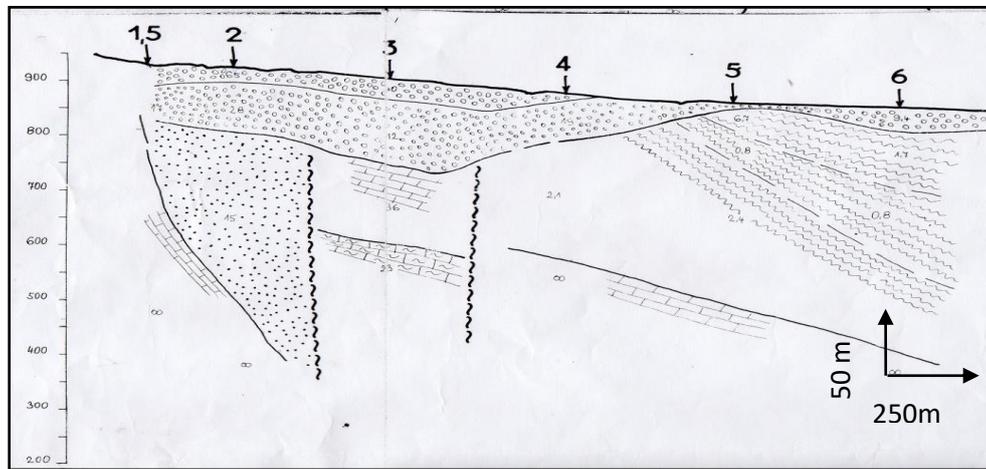


Figure 33: Profil géoelectrique « O » réalisé par (Strojexport, 1978)

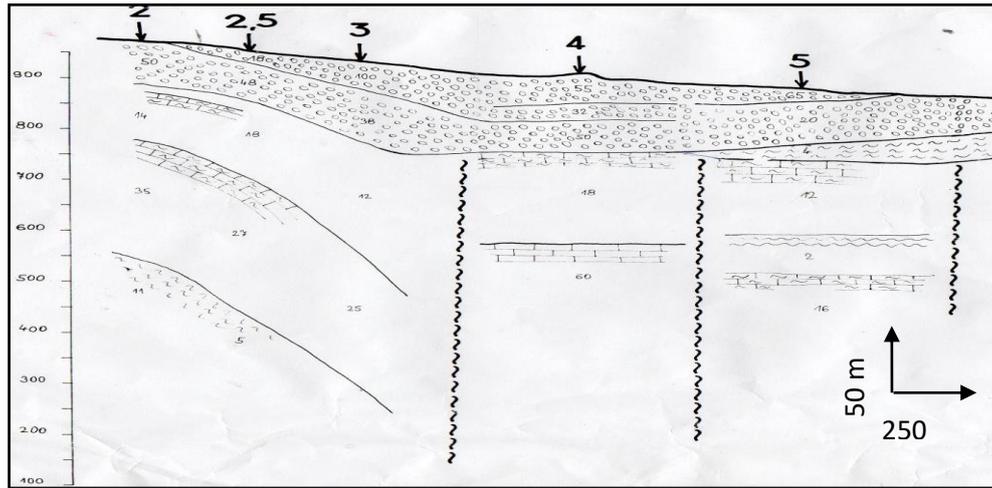


Figure 34: Profil géoélectrique « N » réalisé par (Strojexport, 1978)

II.2 La prospection géoélectrique dans la région de Chéria

La prospection géoélectrique dans la région de Chéria est menée par la société TRANSAKTA-GEOMETAL en 1971 et la CGG en 1970 (Fig.35). La prospection géoélectrique suscite recouvre une superficie de 790 km² représenté par 291 sondages électriques, disposés suivants des profils Nord-Ouest Sud-Est et espacés de 1 km.

Ceci a permis à définir sur le terrain les formations susceptibles être aquifères.

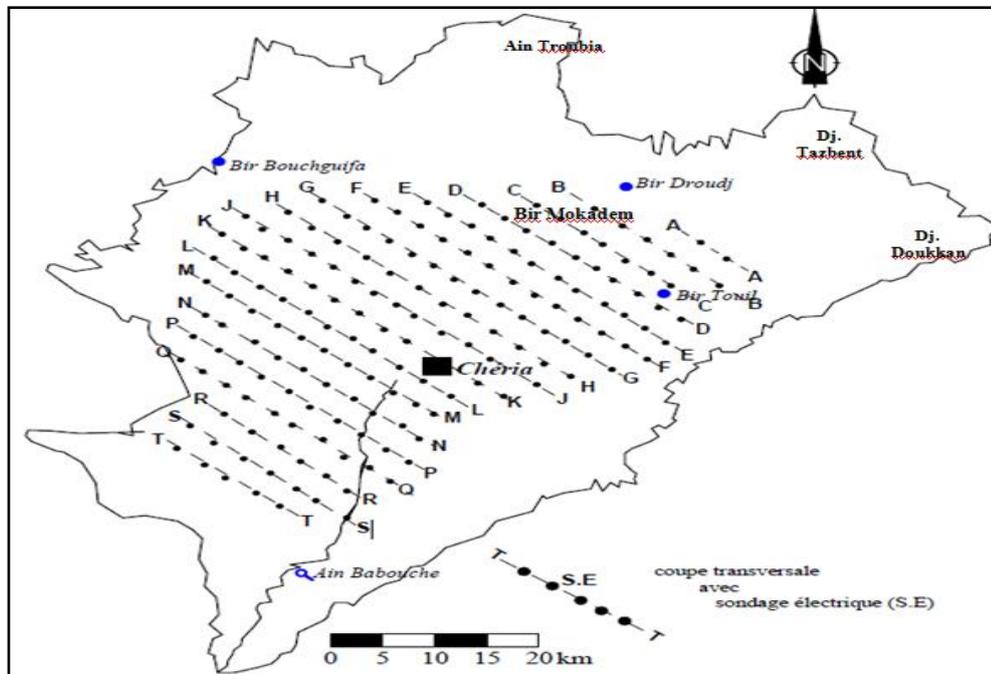


Figure 35: Carte de positionnement des sondages électriques. (CGG 1970)

II.2.1 Interprétation des coupes géoélectriques

Dans la zone Nord de la région de Chéria ; les coupes de B à L sont particulièrement simples. Elles traduisent bien la structure synclinale de l'éocène, du Danien et du Maestrichtien. Dans cette zone les épaisseurs sont respectivement constantes (200 à 250 m) pour des résistivités de l'ordre de 200 à 300 ohm.m. (**Fig.36**)

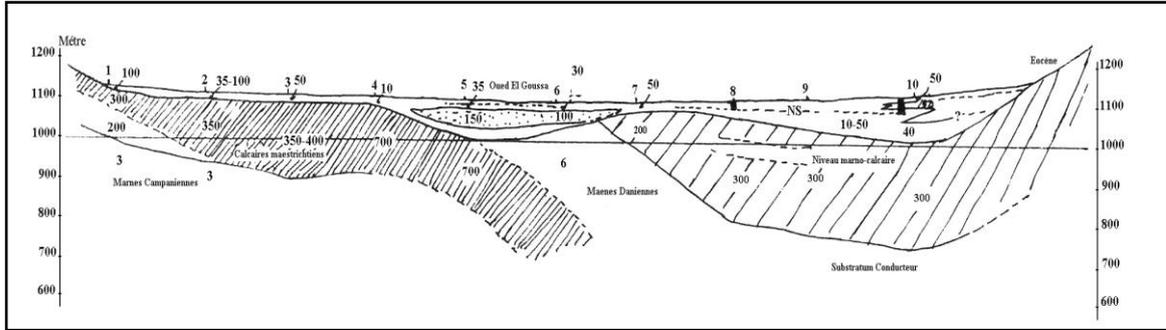


Figure 36: Profil géoélectrique (H) (In Baali, 2007)

Les épaisseurs du Danien semble plus variable diminué du Nord vers le sud (400 à 250 m).

L'épaisseur moyenne des calcaires Maestrichtiens semble être de l'ordre de 250 m mais difficile à estimer (**Fig.37**), d'autant plus qu'ils comportent souvent une partie sèche très résistante. Ils sont érodés dans la partie Ouest.

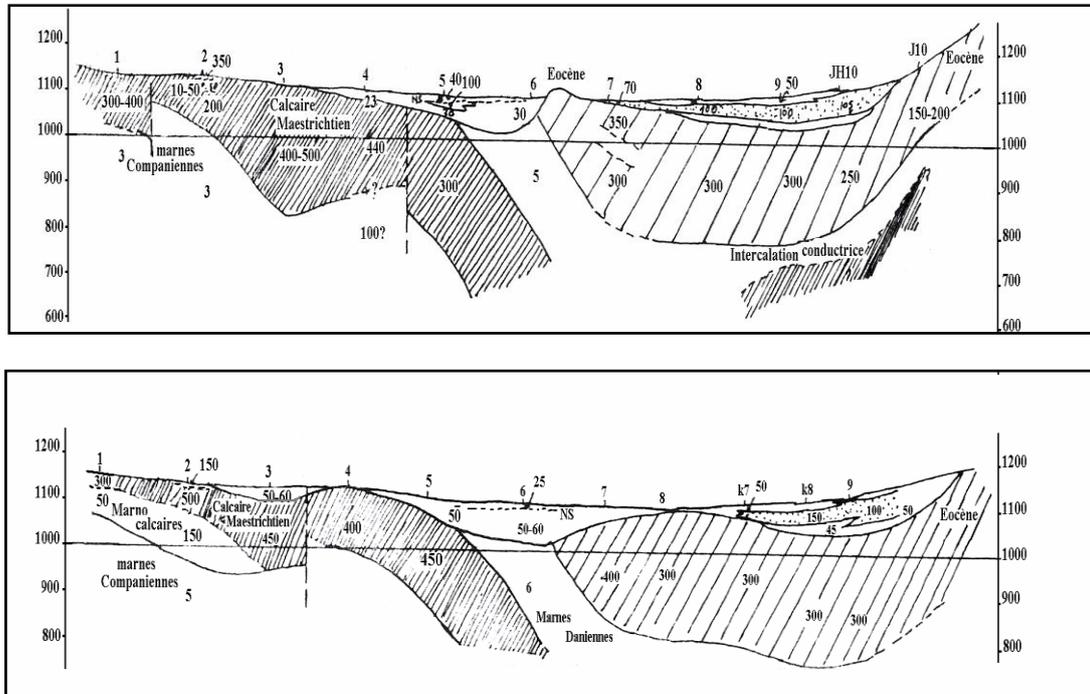


Figure 37: Profils géoélectriques (J et K) (In Baali, 2007)

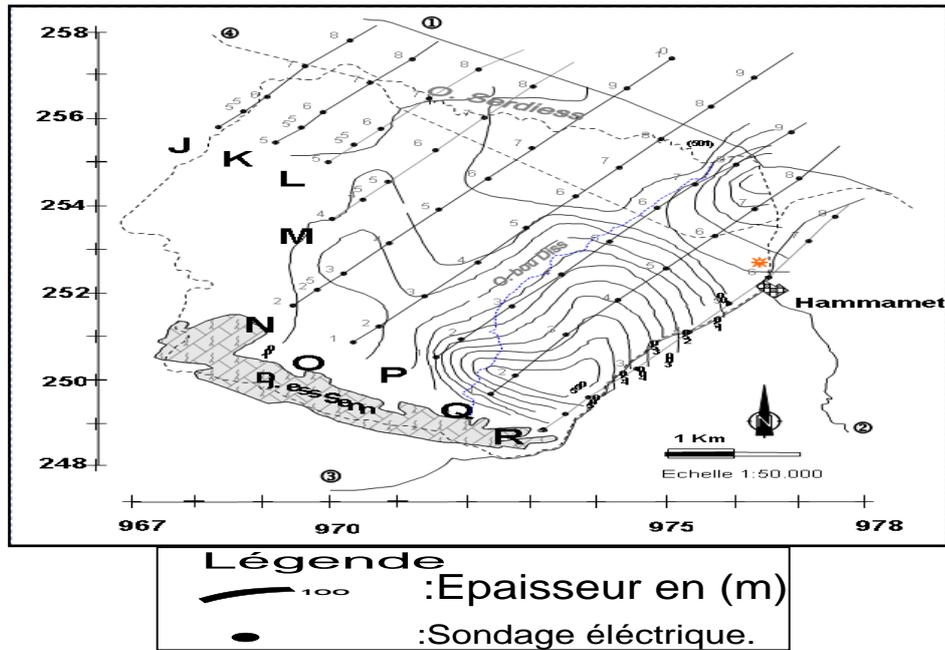


Figure 39: Carte de remplissage Quaternaire dans la plaine de Hammamet (In Loukam, 2012)

III.2 Le remplissage dans la région de Chéria

Le remplissage continental dans la partie Nord est constitué généralement de trois niveaux.

- Un niveau superficiel dont la résistivité est en général compris entre 20 et 40 ohm.m.
- Un niveau résistant (70-100 ohm.m) correspondant à des éléments grossiers (galets plus ou moins symétriques). Ce niveau est développé d'avantage le long de la bordure Est du bassin et semble provenir de destruction du massif (profils D, E, F, G et H). L'épaisseur pourrait atteindre 30 – 40 m. (Fig.40).

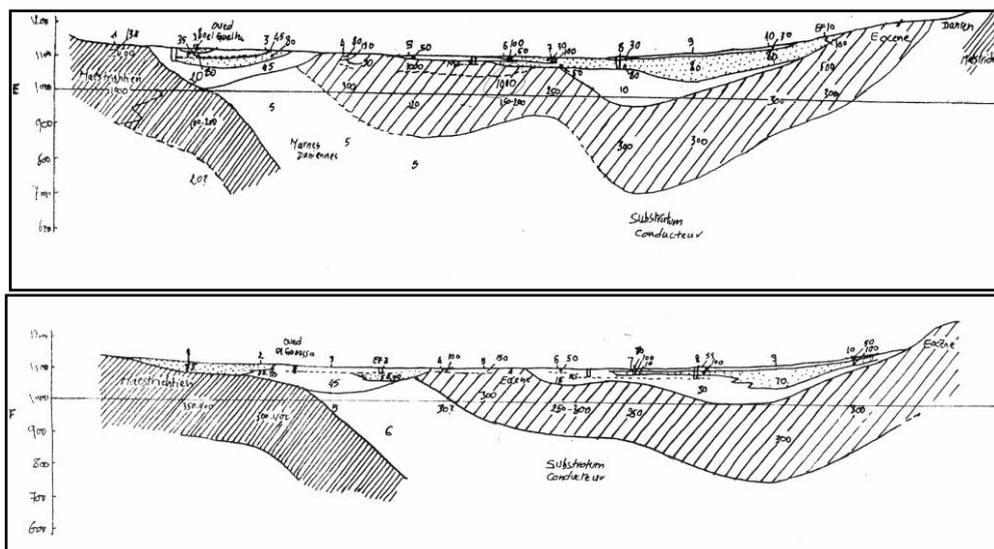


Figure 40: Profils géoélectriques (E et F) (In Baali, 2007)

B Caractéristiques hydrogéologiques des sources étudiées

I Introduction

L'hydrogéologie du XXI^e siècle doit faire face à un défi : comment offrir de l'eau potable aux 9 milliards d'habitants de la terre en 2050 ? Ceci dans un contexte où la notion de développement durable s'est imposée. L'hydrogéologie du futur sera certainement celle de la gestion active des aquifères (Detay, 1997).

Selon la nature, donc la genèse des vides contenant l'eau, on peut distinguer différents types d'aquifères :

- Les aquifères poreux sont constitués de blocs, galets, graviers, sables, silts, grès, craie, biolithites, carbonates bioclastiques, scories volcaniques, arènes granitiques...
- Les aquifères fissurés sont développés dans les roches magmatiques (massifs de granite, de gabbros, coulées de roches effusives...), mais aussi métamorphiques (gneiss, micaschistes, pélites...) ou sédimentaires (grès, carbonates...).
- Les aquifères karstiques résultent d'un processus complexe de karstification et d'évolution au cours du temps. La karstification se fait par dissolution des roches carbonatées ou sulfatées au contact de l'eau.

Notre zone d'étude est caractérisée par un système aquifère karstique qui est drainé par un certain nombre de sources dont les plus importantes sont celles d'Ain Youkous, Ain Gaagaa, Ain El Megalib, Ain Troubia et Ain Sari.

Dans cette partie, il sera étudié les caractéristiques hydrogéologiques des sources dans la zone d'études et leurs variations journalières des débits.

II Inventaire des sources et délimitations de leurs impluviums

Une source est une sortie naturelle localisée d'eaux souterraines à la surface du sol. Pratiquement toutes les sources importantes de la corniche calcaire se situent aux extrémités ouest des massifs calcaires, dont les couches sont subverticales à pendage Nord.

On distingue quatre formes d'émergences des sources :

- Source de débordement.
- Source vaclusienne.
- Source liée aux failles.
- Source mixte (débordement et talweg).

Nous décrivons ici les sources qui ont fait l'objet d'un suivi régulier. Elles se situent en bordures des massifs carbonatés qu'elles drainent et des remplissages détritiques donc les sources de notre zone d'étude sont de type de débordement. Ce sont Ain Youkous, Ain Gaagaa, Ain EL Mégalibe, Ain Troubia et Ain Sari (**Fig.42**).

Tableau 20: Coordonnées des principales sources de la corniche calcaire

N°	Sources	Cordonnées		
		X (UTM)	Y (UTM)	Z(m)
01	Ain Sari	412 264.57	3 915 996.89	1173
02	Ain Youkous	406 063.90	3 919 604.05	1135
03	Ain Gaagaa	398 836.54	3 917 865.98	1272
04	Ain El Mégalibe	402 892.74	3 915 499.65	1279
05	Ain Troubia	391 367.87	3 923 258.68	1253

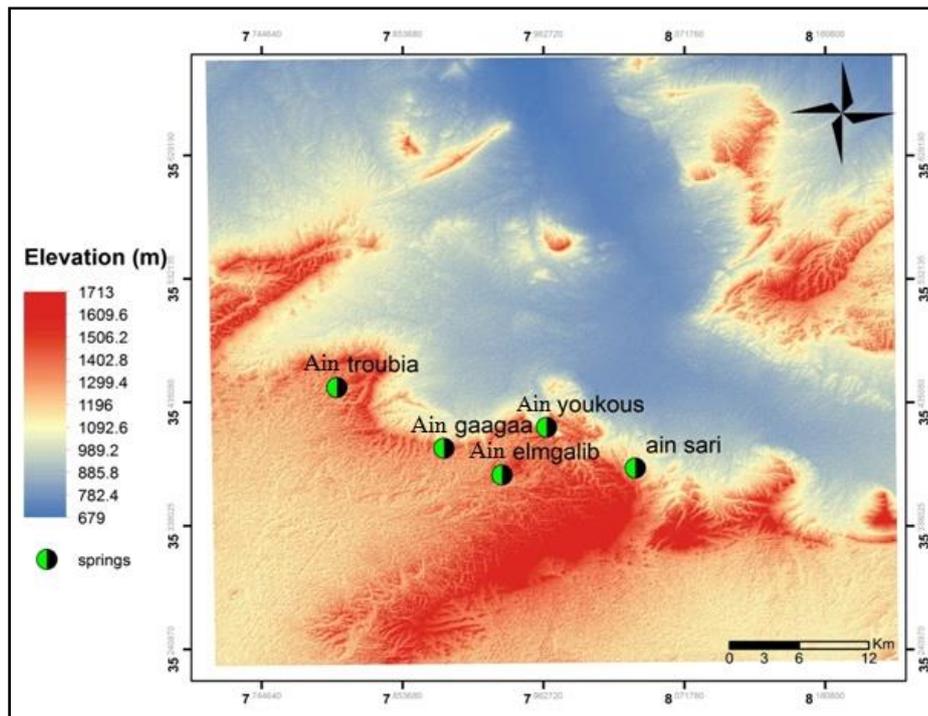


Figure 42: Localisation des sources dans la région d'études

III Identification hydrogéologiques des sources étudiées

Le réseau souterrain de notre zone d'étude n'est pas connu. La dispersion de l'énergie, par l'absence de concentration des écoulements, n'est pas apte à créer de grandes cavités. Les avens, qui sont des successions de puits verticaux et de galeries en méandres dus à la

tectonique et à la décompression, forment des collecteurs qui drainent des volumes d'eau important.

Les formes de reliefs, les fortes pentes, le soutirage des eaux par des exutoires très bas, la structure géologique et la décompression, favorisent l'installation de réseaux à grandes circulations verticales essentiellement orientés vers l'Ouest. Ils donnent naissance aux sources décrites plus bas.

Les formations dominantes dans la région d'étude sont constituées essentiellement des marnes d'âge Turonien et Campanien, des calcaires du Maestrichtien et des calcaires Eocènes recouverts par les alluvions de Quaternaire.

La zone d'étude montre l'existence de trois horizons aquifères de nature lithologique différente qui sont:

- Les calcaires d'âge Turonien.
- Les calcaires d'âge Maestrichtien.
- Le remplissage alluvionnaire.

III.1 L'aquifère des calcaires Turonien

Les calcaires d'âge Turonien qui entrent en jeu, en bordure Nord et Sud-Est de la plaine d'El Hammamet. Bien qu'il s'agisse de calcaire aquifère de qualité, leurs conditions hydrogéologiques sont handicapées par l'intermittence et par l'étendue limitée de leurs affleurements. Néanmoins, on peut supposer un certain débit dans les endroits favorablement disposés par tectonique (par exemple Dj Essen et la corniche calcaire). (**Loukam, 2012**)

III.2 L'aquifère des calcaires Maestrichtien

Les différents forages qui ont atteint les calcaires maestrichtiens jusqu'à nos jours, ont montré que ces formations fissurées sont aquifères dans les bordures (fissurés et parfois des cavités ouvertes rencontrées tel que les forages AZ1, AZ1 bis).

III.3 L'aquifère des calcaires Eocène

C'est l'aquifère principal de Chéria. Il fait l'objet d'une importante exploitation pour l'alimentation en eaux potable et pour l'irrigation. A partir des études géologiques et géophysiques on peut considérer que cet aquifère comme un réservoir karstique.

III.4 L'aquifère alluvionnaire

L'extension de cet horizon aquifère est limitée au secteur Nord et Ouest de la région Hammamet, cet aquifère se trouve dans le remplissage Quaternaire. L'analyse de colonne stratigraphique de forage **Ys-4 (annexe)** montre que cet aquifère est constitué des argiles des cailloutis calcaires et des graviers.

D'après la définition de Lambert on pouvait classer l'aquifère des alluvions quaternaires et actuelles en cailloutis fluviaux, de colmatage, de bas-fonds, alluvions de piémont. Ces formations occupent la majeure partie du plateau de Chéria. Elles jouent dans la partie Nord le rôle d'alimentation des calcaires Maestrichtiens et Eocènes par infiltration.

IV Les conditions hydrogéologiques d'émergence des sources

IV.1 La source d'Ain Youkous

C'est la source la plus importante de l'ensemble des sources émergentes de la corniche calcaire; en contact avec les marnes et les marno-calcaires du Maestrichtien inférieur.

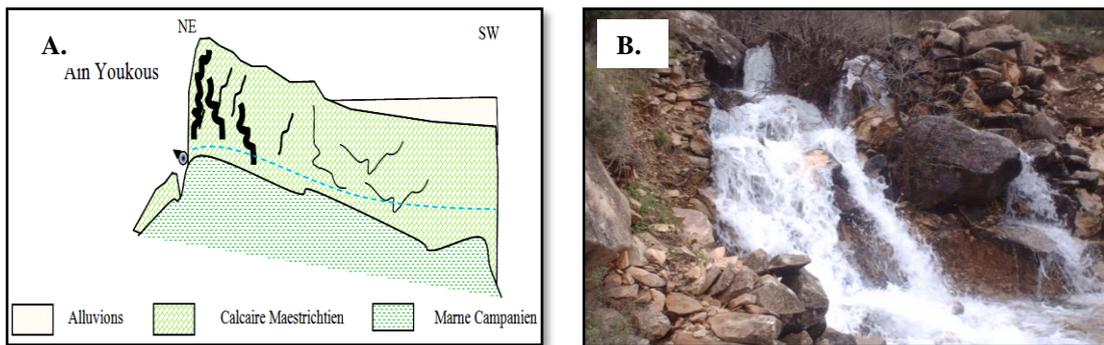


Figure 43:A. Coupe hydrogéologique représente l'émergence de la source d'Ain Youkous. **B.** Source Ain Youkous.

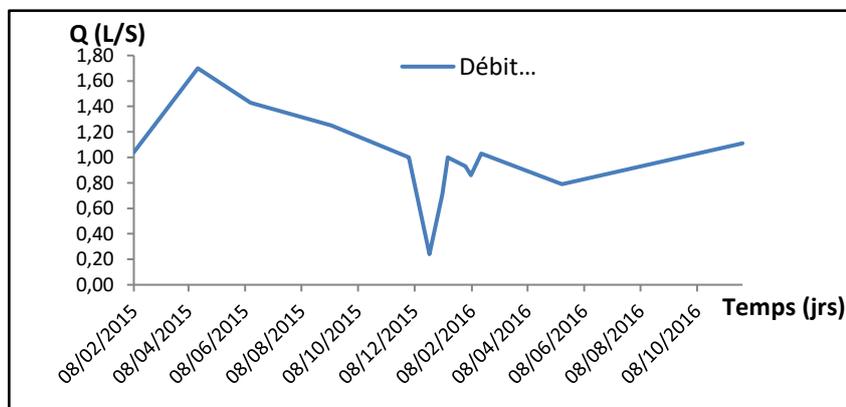


Figure 44: Courbe de variabilité des débits en fonction du temps d'Ain Youkous

IV.2 La source d'Ain Gaagaa

L'émergence de la source de Gaagaa est due à la mise en place d'une tectonique très cassante engendrant une fracturation bien développée de la roche encaissante et l'affaissement à un rejet important de la région d'el Hammamet.

Alors trois conditions peuvent être responsables à l'émergence de la source de Gaagaa au niveau de l'aquifère Maestrichtien :

- La mise en place d'une faille verticale de direction NE-SW.
- La surélévation du substratum imperméable marneux d'âge Maestrichtien inférieur et Campanien.
- La dépression Nord provoqué par la mise en place du fossé d'effondrement de Tébessa-Morsott.

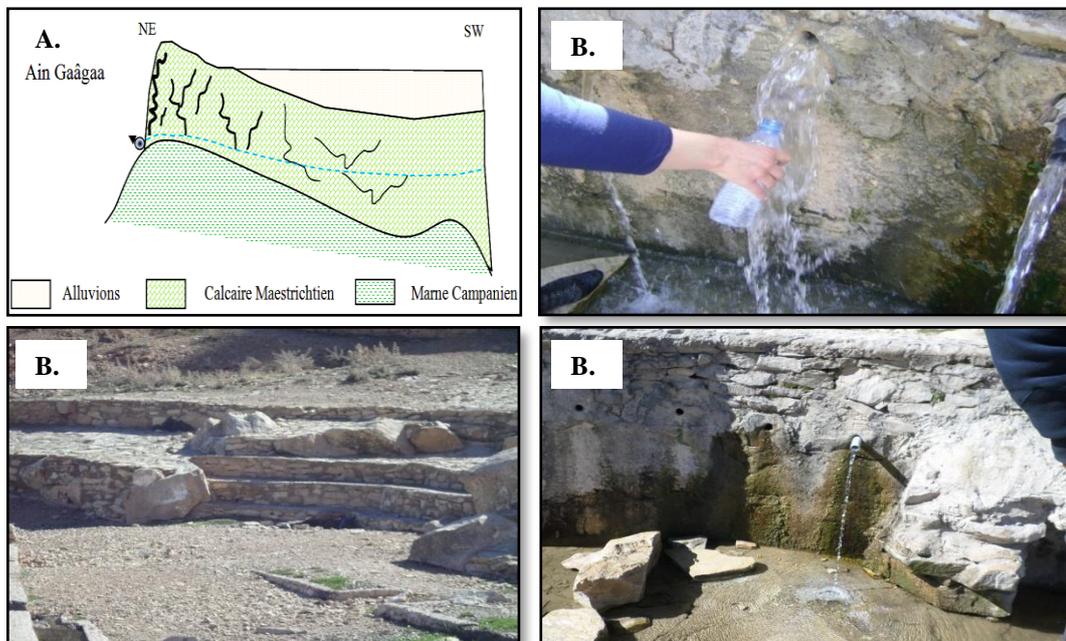


Figure 45: A. Coupe hydrogéologique représente l'émergence de la source d'Ain Gaagaa. B. Le captage de la source Ain Gaagaa

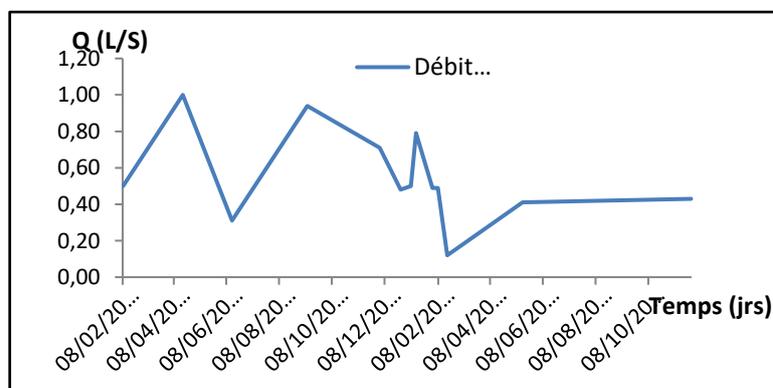


Figure 46: Courbe de variabilité des débits en fonction du temps d'Ain Gaagaa

IV.3 La source d'Ain Troubia

Elle est débordée de djebel Troubia. Cette source à une aquifère des calcaires Maestrichtien.

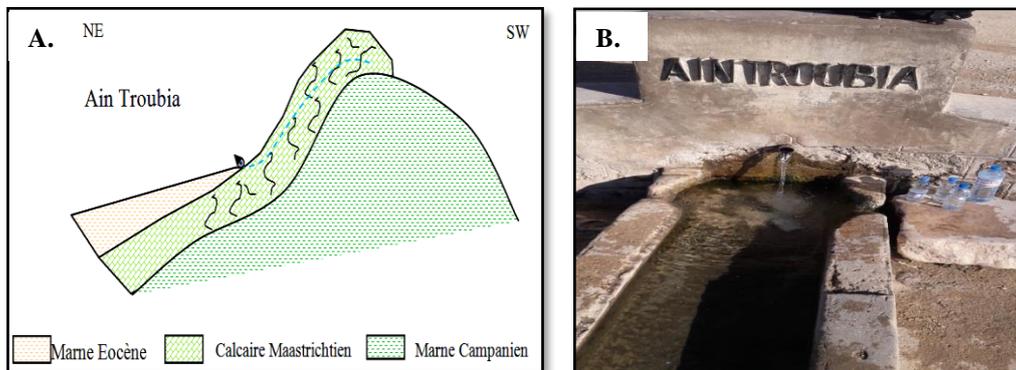


Figure 47: A. Coupe hydrogéologique représente l'émergence de la source d'Ain Troubia. B. Le captage de la source Ain Troubia.

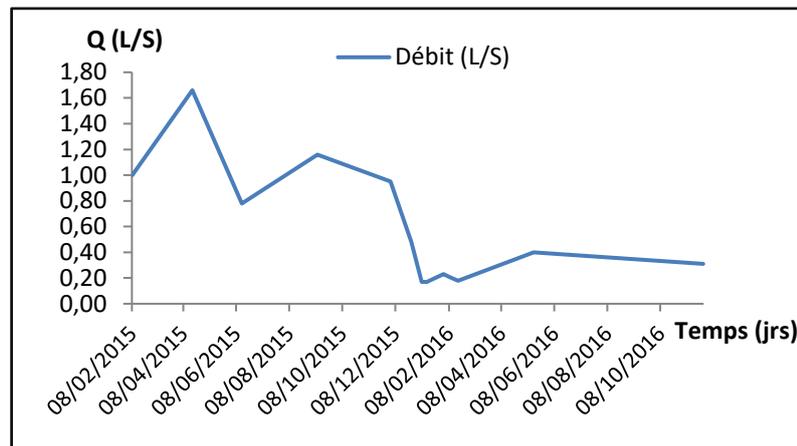


Figure 48: Courbe de variabilité des débits en fonction du temps d'Ain Troubia

IV.4 La source d'Ain El Mégalibe

C'est une source importante de l'ensemble des sources émergentes des calcaires Maestrichtiens qui est alimentée par Djebel Doukkane.

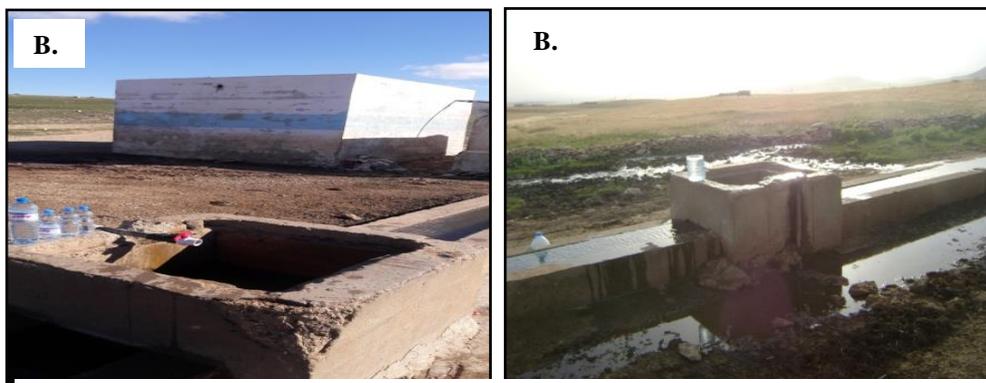
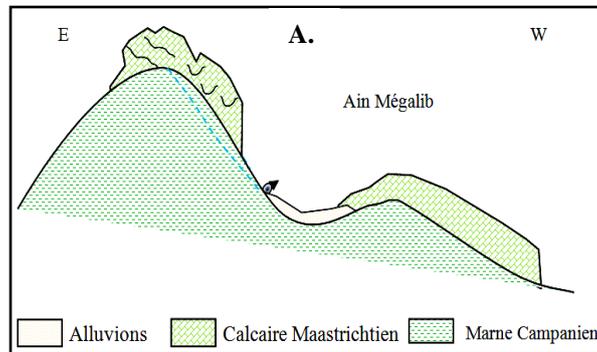


Figure 49: **A.** Coupe hydrogéologique représente l'émergence de la source d'Ain El Mégalibe. **B.** Le captage de la source Ain El Mégalibe

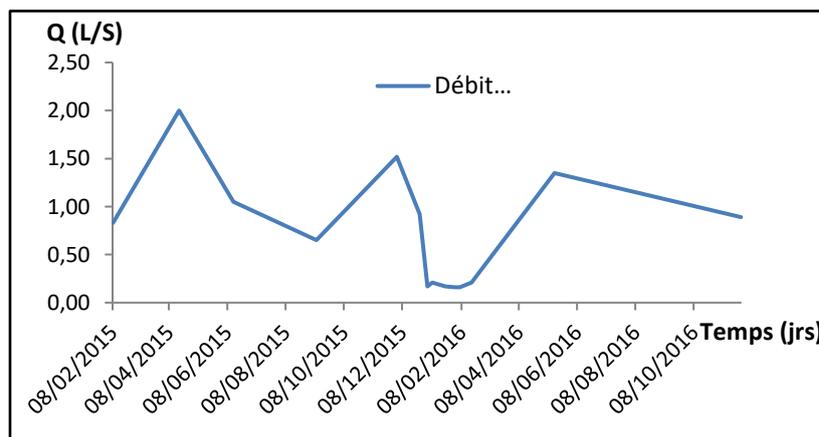


Figure 50: Courbe de variabilité des débits en fonction du temps d'Ain El Mégalibe

IV.5 La source d'Ain Sari

Cette source est émergée des calcaires Maëstrichtiens supérieur fissuré de Djebel Draaa el Korratz.

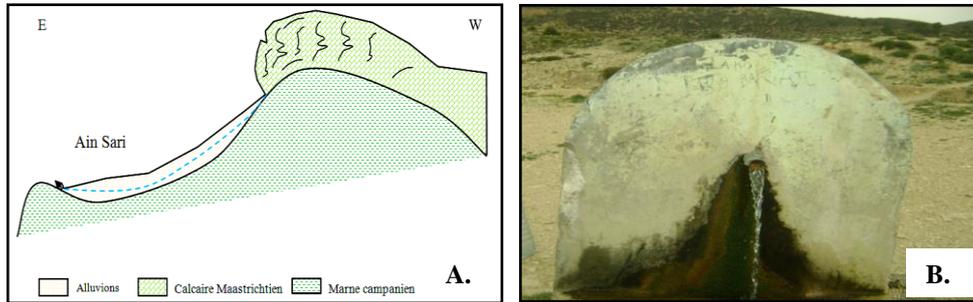


Figure 51:A. Coupe hydrogéologique représente l'émergence de la source d'Ain Sari. B. Le captage de la source Ain Sari.

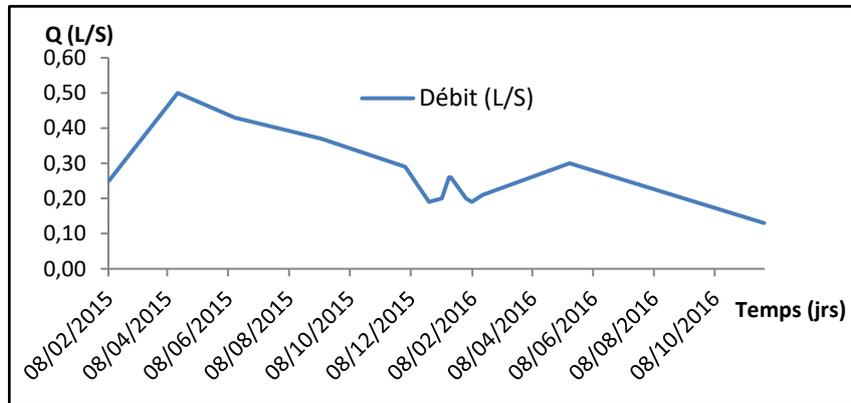


Figure 52: Courbe de variabilité des débits en fonction du temps d'Ain Sari

D'après les figures (Fig.44, 46, 48, 50 et 52) on peut remarquer les évolutions des débits en fonction des jours de précipitation dans la période d'étude 2015/2016.

V Relation entre débits et précipitations

Les tableaux ci- dessous présentent la précipitation et le débit obtenu dans la période d'étude (08/02/2015 à 26/11/2016) pour les cinq sources.

Tableau 21: précipitation et le débit obtenu dans la période d'étude (08/02/2015 à 26/11/2016) pour les cinq sources

Jours	08/02/2015	18/04/2015	14/06/2015	09/09/2015	02/12/2015	26/12/2015	07/01/2016	13/01/2016	01/02/2016	07/02/2016	18/02/2016	15/05/2016	26/11/2016
P (mm)	29.60	42.20	3.50	55.50	51.20	0.00	0.00	10.20	15.80	15.80	6.40	20.40	30.20
Débit (l/s) A. YK	1.04	1.70	1.43	1.25	1.00	0.24	0.71	1.00	0.93	0.86	1.03	0.79	1.11
Débit (l/s) A. G	0.50	1.00	0.31	0.94	0.71	0.48	0.50	0.79	0.49	0.49	0.12	0.41	0.43
Débit (l/s) A. TR	1.00	1.66	0.78	1.16	0.95	0.48	0.17	0.17	0.23	0.21	0.18	0.40	0.31
Débit (l/s) A. EM	0.83	2.00	1.05	0.65	1.52	0.92	0.17	0.21	0.16	0.16	0.21	1.35	0.89
Débit (l/s) A. SR	0.25	0.50	0.43	0.37	0.29	0.19	0.20	0.26	0.20	0.19	0.21	0.30	0.13

Où :

A.YK: Source Ain Youkous

A.G: Source Ain Gaagaa

A.TR: Source Ain Troubia

A.EM: Source Ain El Mégalibe

A.SR: Source Ain Sari

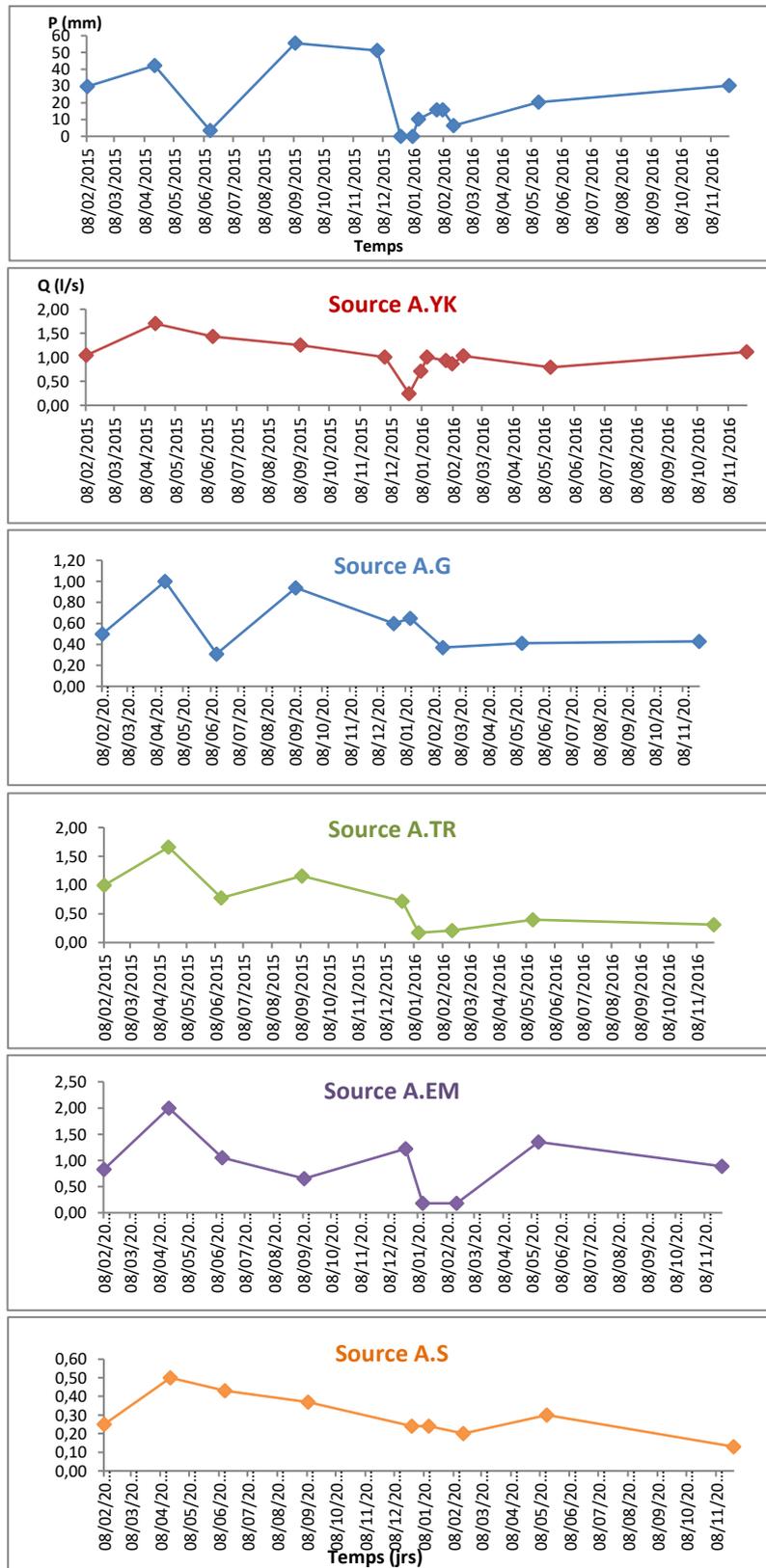


Figure 53: Relation entre débits et précipitations

Dans la période d'étude qui s'étale entre 08/02/2015 jusqu'à 26/11/2016 et d'après le **tableau n°23** et la **figure n°53** on note que :

Le débit pour les cinq sources diminue avec la diminution de la précipitation comme exemple la période de mois d'avril 2015 jusqu'à mois de juillet 2015.

Une augmentation considérable de la précipitation dans le mois de septembre 2015 on remarque une repense presque instantané de débit dans les quatre sources Ain Youkous, Ain Gaagaa, Ain Troubia et Ain El Mégalibe par contre la repense est assez lente dans la source d'Ain Sari.

VI Conditions aux limites

VI.1 Conditions aux limites du sous bassin Versant de Hammamet

L'identification du comportement hydrodynamique de l'aquifère repose sur une définition rigoureuse des conditions aux limites, on a établi la carte des conditions aux limites de la nappe aquifère d'El Hammamet (**Fig.54**). Cette carte a été établie en se basant sur les caractéristiques lithologiques des formations géologiques et les relevés piézométriques.

La bordure de Dj Essen au sud du sous bassin et la corniche calcaire, formées essentiellement par des calcaires fracturés d'âge Turonien, constitue une limite perméable, car elle alimente la nappe alluviale donc c'est une limite à flux entrant où les courbes isohypses sont parallèles à la bordure.

La bordure occidentale Nord-Ouest du sous bassin versant, constitue une limite étanche où les courbes isohypses sont perpendiculaires à la bordure.

En aval, au partie Nord-Est de la plaine; on a une limite à flux sortant alimente en exutoire la zone de Ain Chabro où le sens d'écoulement prend la forme " L".

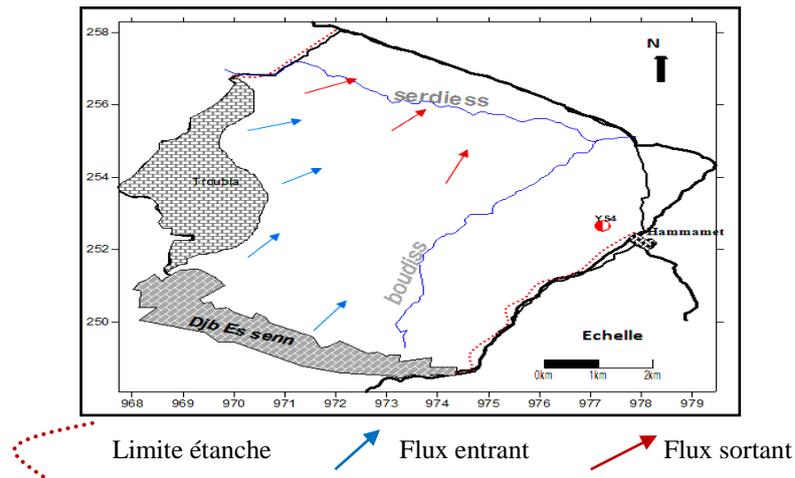


Figure 54: Conditions aux limites de l'aquifère alluvionnaire du sous bassin versant de Hammamet (Chelih, 2011)

VI.2 Conditions aux limites du plateau Chéria

Les forages implantés dans les calcaires Maestrichtiens ont montré que cette horizon est aquifère aux bordures et stérile au centre du plateau (sondage J8-9 800 m de profondeur) ce qui permet un écoulement vers le Nord et donne naissance à des importantes sources tel que la source de la grotte de Bouakkous. (Fig.55)

Cet horizon serait important de l'étudier dans le fossé d'effondrement de Tébessa el Hamammet. Notons que l'écoulement est Nord Sud pour le quaternaire qui surmonte les calcaires Maestrichtiens.

Les calcaires Eocènes sont en contact avec les alluvions Quaternaires aquifères (qui souvent drainent les calcaires Maestrichtiens). Il y a donc une limite perméable d'alimentation.

Vers le Sud on doit admettre une limite de fuite souterraine si l'on arrête le sens d'alimentation d'Outa Oum Khaled.

La nappe du Mio-Plio-Quaternaire est alimentée directement par la pluie et l'Eocène adjacent.

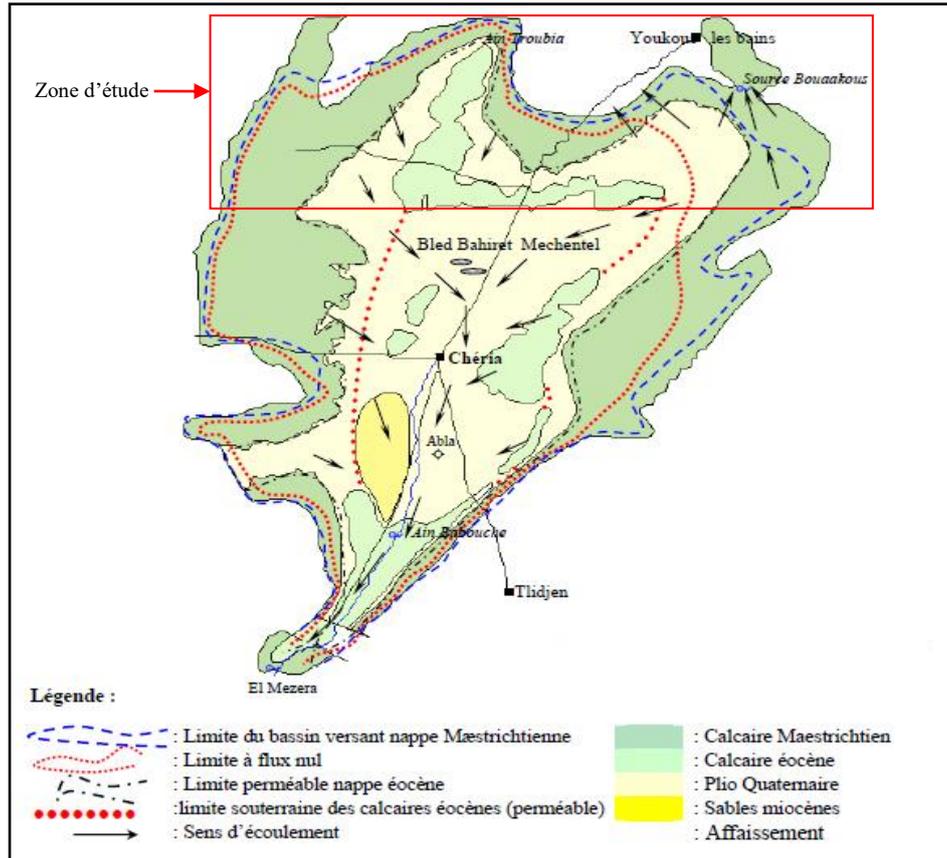


Figure 55: Carte des conditions aux limites. D'après Gaud J. 1978 in Baali F, 2007

VII Conclusion

Au niveau des cinq sources, la variation des débits en fonction du temps montrent une ressemblance caractérisée par des courbes généralement affectées par des pics qui enregistrent des valeurs maximums.

Les précipitations sont en relation directe avec les débits et les réponses aux entrées des précipitations se manifestent presque instantanément.

C Principes de la méthode de l'approche hydrologique

I Introduction

Notre but principal dans cette partie est de caractériser le fonctionnement de l'aquifère karstique Maestrichtien dans la zone d'étude par l'application des méthodes de l'approche hydrologique (La méthode des débits classés) (**Mangin, 1975**).

Les mesures des variations des débits dans Oued Baouakous sont réalisées par la méthode de "jaugeage par flotteur" sur une période d'une année. Les mesures des débits et des hauteurs de la lame d'eau écoulée de la parshalle aménagé sur le lit d'Oued Bouakous ont été commencées le 01 janvier 2015 et sont arrêtées le 04 avril 2016.

Pour vérifier que la méthode de jaugeage par flotteur est plus au moins correcte; on a mesuré les débits par une 2ème méthode "Jaugeage par dilution de traceur NaCl". (**Annexe**)

II Principe de la méthode des débits classés

La courbe des débits classés (**Fig.56**), qui est une analyse couramment utilisée dans le domaine de l'hydrologie de surface, est employée pour mettre en évidence des variations de régime des sources d'origine Karstique.

Les variations peuvent alors être expliquées, soit par fuite d'eau vers l'extérieur du système soit par apport supplémentaire d'eau vers le système. Cette courbe est construite en portant, pour une classe de débit donné le nombre de jours pendant lesquels ce débit est observé.

La méthode repose sur un classement et une représentation des débits journaliers sous la forme d'une courbe de distribution des fréquences.

Dans le cas de l'étude des aquifères karstiques, l'approche est de type descriptive, c'est-à-dire le but du classement est de comprendre le comportement du système.

Les principaux points recherchés sont les suivants :

- Mise en évidence d'un impluvium fluctuant au travers des fuites ou apports éventuels pouvant se produire entre différents systèmes karstiques ;
- Conditions de mise en fonctionnement de trop-plein ;
- Accessoirement, vérification de la qualité de la station de jaugeage de l'exutoire.
- L'ajustement des débits peut se faire selon deux types de relations :

Arithmétique ou logarithmique.

Les éventuelles ruptures de pente de la droite des débits classés traduisent des variations dans les vitesses de croissance et de décroissance des débits.

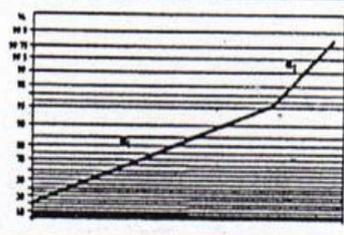
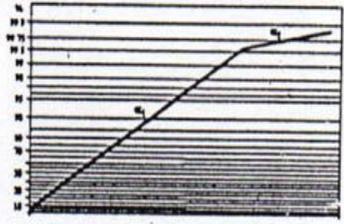
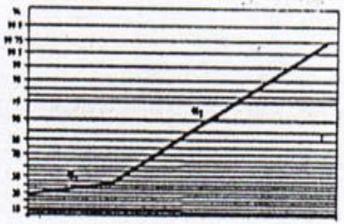
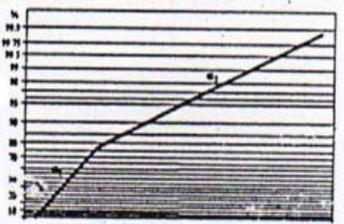
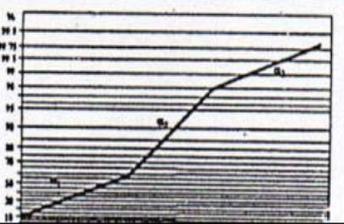
Position de la rupture	Pentes des droites	Interprétation
Forts pourcentages		$\alpha_2 > \alpha_1$ <ul style="list-style-type: none"> • mise en fonctionnement de trop-plein • fuites vers un autre système • stockage momentané • fuites ou débordement de la station de jaugeage • hautes eaux
		$\alpha_2 < \alpha_1$ <ul style="list-style-type: none"> • apports en provenance d'un autre système • jaugeage d'écoulements n'appartenant pas au système
Faibles pourcentages		$\alpha_2 > \alpha_1$ <ul style="list-style-type: none"> • constitution d'une réserve
Faibles pourcentages		$\alpha_2 < \alpha_1$ <ul style="list-style-type: none"> • apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur
Double rupture		$\alpha_2 > \alpha_1$ et $\alpha_3 < \alpha_2$ <ul style="list-style-type: none"> • piégeage d'une réserve lors de la décrue et restitution au cours du tarissement

Figure 56: Différents ruptures de pente de la droite représentative des débits classés (Mangin, 1984)

III Analyse des courbes de récession

Il est connu en hydrologie de surface que l'hydrogramme d'une crue se décompose en quatre parties :

- 1/ courbe de concentration.
- 2/ pointe.
- 3/ courbe de décrue.
- 4/ tarissement (d'après **G.CASTANY en 1963, REMINIERAS 1976**).

III.1 La courbe de récession

La courbe de récession est la partie décroissante de l'hydrogramme (**Fig.57**), elle rend compte des modalités des ruissellements au sens large (courbe de décrue) et la vidange des différents aquifères alimentant le cours d'eau en période non influencée (courbe de tarissement).

Mangin (1971) a appliqué ce principe au système karstique, en supposant que la courbe de décrue était caractéristique du mode d'infiltration et du ruissellement souterrain, tandis que la courbe de tarissement traduisait la vidange des zones capacitives de l'aquifère (zone noyée).

Ainsi le système karstique peut être divisé en deux sous système : L'un relatif à l'infiltration et au ruissellement en zone non saturée. L'autre correspondant au karst noyé.

L'analyse des courbes de récession permet donc de caractériser ces deux sous-systèmes à l'aide de quelques paramètres simples. Elle permet également de cerner la structure du système étudié et de les situer dans une classification établie à partir de systèmes dont la structure est bien connue.

Pour pouvoir prétendre déterminer ces caractéristiques, il est nécessaire d'étudier plusieurs courbes de récession pour un même système.

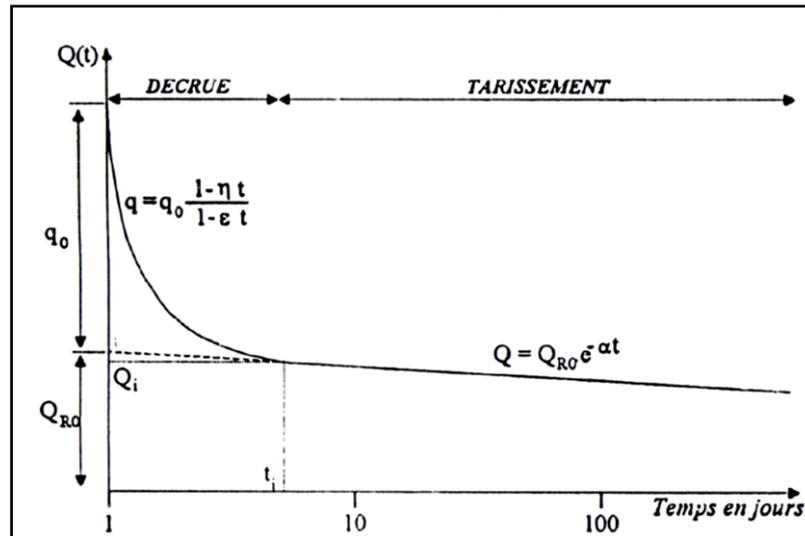


Figure 57: Décomposition de la récession selon la méthode (Mangin, 1970)

III.2 Présentation de la méthode

D'après Mangin (1975), la méthode proposée consiste à considérer comme phase de récession, l'écoulement est la résultante d'un écoulement de base relatif au karst noyée et d'un écoulement lié à l'infiltration, uniquement observable durant la phase de décrue :

$$Q(t) = Q^*(t) + Q_R(t)$$

Les fonctions mathématiques qui paraissent le mieux décrire ces deux types d'écoulement sont la loi de Maillet pour l'écoulement de base et une fonction homographique pour l'écoulement de décrue.

L'évolution du débit en fonction du temps lors de la phase de récession et alors représentée par la formule suivante : $Q(t) = q_0 \frac{1 - \eta t}{1 + \varepsilon t} + Q_{R0} e^{-\alpha t}$

Où t : représente le temps.

$\alpha, \eta, \varepsilon$: sont des paramètres exprimés en inverse du temps.

q_0, Q_{R0} : sont des débits caractéristiques de la crue définis sur la figure ci-jointe.

III.2.1 La courbe de tarissement

La courbe de tarissement est définie par le coefficient de la loi de vidange de Maillet, elle s'exprime de la manière suivante :

$$Q_R(t) = Q_{R0} e^{-\alpha t}$$

Où t : représente le temps.

Q_{R0} : est l'ordonnée de la courbe de tarissement à $t = 0$.

α : est une constante appelée coefficient de tarissement.

Ces paramètres sont calculés en reportant sur papier semi-log l'hydrogramme de crue. Lorsque les points s'alignent sur une droite, le tarissement est atteint.

A partir de cette droite sont déterminés :

- Q_i : débit à partir duquel débute le tarissement.
- Q_{R0} : débit correspondant à l'intersection de la droite de tarissement avec l'axe des ordonnées.
- α : correspondant à la pente de la droite et sera à obtenir à partir de la formule suivante :

$$\alpha = \frac{\log Q_1 - \log Q_2}{0.4343(t_2 - t_1)} \quad \text{Avec: } Q_1 > Q_2 \text{ et } t_1 < t_2$$

α est exprimé en jour⁻¹, il indique la facilité que peuvent avoir ou non les réserves des karsts noyés à se vidanger.

III.2.2 La courbe de décrue

La courbe de décrue s'obtient d'abord graphiquement, on retranchant point par point à l'hydrogramme de décrue $Q(t)$ la part relative à l'écoulement de base représenté par la courbe de tarissement $Q_{R(t)}$:

$$Q^*(t) = Q(t) - Q_{R(t)}$$

A cette courbe expérimentale $Q^*(t)$, on ajuste une fonction homographique de type :

$$Q^*(t) = q_0 \frac{1 - \eta t}{1 + \varepsilon t} \quad \text{avec : } q_0 = Q_{t_0} - Q_{R0} \text{ et } \eta = \frac{1}{t_i}$$

η : représente le coefficient de vitesse d'infiltration.

Avec t_i : correspondant à l'instant où l'infiltration cesse.

η : varie entre 0-1, la borne supérieure traduisant une infiltration rapide.

ε : est appelé indice d'hétérogénéité, il caractérise la concavité de la courbe de décrue, des valeurs faibles (0.01 à 0.001) caractérisent une infiltration lente alors que des valeurs élevées (1 à 10) traduisant une décrue très rapide qui sera ralentie ensuite :

Pour calculer la valeur de ce coefficient, il est nécessaire de tester la validité de l'ajustement d'une fonction homographique de type :

$$-y(t) = \frac{t_i - t}{Q^*(t)}$$

L'ajustement est alors vérifié, si cette fonction $-y(t)$ est linéaire. Les points expérimentaux de $Q^*(t)$ qui s'alignent le mieux, nous permettent de déterminer plusieurs valeurs de ε et on retient la valeur moyenne.

$$\varepsilon \Rightarrow \text{s'obtient par la relation suivante : } \varepsilon = \frac{q_0 - Q^*(t)}{tQ^*(t)} - \frac{\eta q_0}{Q^*(t)}$$

L'ensemble des courbes de décrue d'un même système permet sa caractérisation.

IV Classification des systèmes karstiques

Les courbes de décrue et de tarissement d'après leurs données, permettent de caractériser le système karstique. Il est alors possible de classer les systèmes à partir de leur fonctionnement hydrodynamique.

Mangin (1975) a proposé pour cela deux paramètres qui dérivent de l'étude des courbes de récession :

- un paramètre appelé « i » représentatif de l'infiltration et correspondant à la valeur

$$\text{prise par la fonction : } y(t) = \frac{1 - \eta t}{1 + \varepsilon t}$$

Au bout d'un temps égal à deux jours. Il traduit les retards à l'infiltration sur les systèmes. Ceux-ci sont à mettre en rapport avec l'existence d'un ruissellement de surface, ou bien la présence de la neige.

Ce coefficient caractérise la forme de l'hydrogramme de décrue et donnera le degré de complexité du système qui augmente, avec la valeur de i (i variant de 0 à 1).

Une forte valeur traduit une infiltration lente ou complexe contribuant à une meilleure régulation de l'écoulement, alors que l'inverse une faible valeur est le signe d'un transit rapide des eaux vers la zone noyée.

- Un paramètre « k » en relation avec la zone noyée est appelée pouvoir régulateur. Ce paramètre est égal au rapport entre le volume dynamique (V_d) obtenu sur une grande période et le volume de transit interannuel sur la même période, appelé aussi volume de transit moyen annuel (V_t). Le paramètre k traduit l'aptitude de la zone noyée du karst à stocker les précipitations et les restituer progressivement dans le temps, c'est-à-dire son pouvoir régulateur.

Le volume dynamique se calcule à partir de l'équation de la courbe de tarissement et équivaut au volume du karst noyé, dont l'écoulement détermine les variations des débits à l'exutoire lors du tarissement (**Mangin, 1975**).

Le volume dynamique est calculé de la manière suivante :

$$V_{\text{dyn}} = \int_0^{\infty} Q_i \times e^{-\alpha t} = \frac{Q_i}{\alpha} \times c$$

Avec Q_i : débit au moment où le tarissement devient effectif.

Si : Q_i est exprimé par m^3 / s et t en jour, la relation devient :

$$V_{\text{dyn}} = \frac{Q_i}{\alpha} \times 86400 .$$

Le volume de transit annuel se calcul de la manière suivante :

$$V_t = Q_{\text{moy}} \times 86400 \times 365.$$

Avec : Q_{moy} exprimé en m^3 / s .

En fonction des résultats acquis sur les différents systèmes karstique (**Mangin, 1975**) a établi une classification, en se basant sur les paramètres « i, k ». (**Fig.58**)

Il a distingué cinq domaines :

- Domaine 1 ($i < 0.25$ et $k < 0.1$) : systèmes très karstifiés en aval, domaines des réseaux spéléologiques très développés.
- Domaine 2 ($i < 0.25$ et $0.1 < k < 0.45$) : réseau spéléologique très développé débouchant en aval sur un important karst noyé.
- Domaine 3 ($0.25 < i < 0.5$ et $0.1 < k < 0.5$) : système plus karstifié en amont qu'en aval avec des retards dans l'alimentation dus soit à des terrains non karstiques, soit à une couverture neigeuse.
- Domaine 4 ($i > 0.5$ et $k < 0.5$) : système complexe.
- Domaine 5 ($i > 0.5$ et $k > 0.5$) : système peu ou pas karstique.

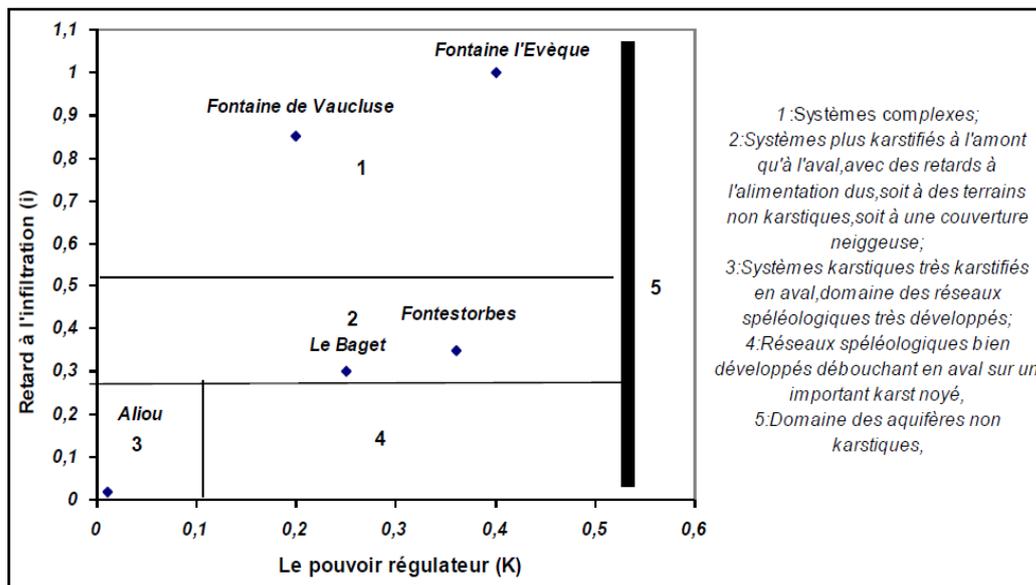


Figure 58: Classification des systèmes karstique à partir de l'analyse des courbes de récession (Mangin, 1975)

V Résultats et discussions

V.1 Etablissement et Interprétation des courbes des débits classés

Afin de déterminer le fonctionnement de l'aquifère karstique Maestrichtien de la zone d'étude et sa variabilité temporelle en fonction des conditions hydro climatiques propres à la région d'étude, nous avons procédé à l'application de la méthode d'analyse des débits classés qui est basée sur les données du suivi d'écoulement d'Oued Bouakous effectué par nous-mêmes du 01/01/2015 au 04/04/2016.

V.1.1 Fréquences des classes des débits

L'histogramme des distributions des fréquences présente un seul mode, lié aux faibles et moyens débits due à des saisons tantôt sèches et tantôt humides. (Fig.59)

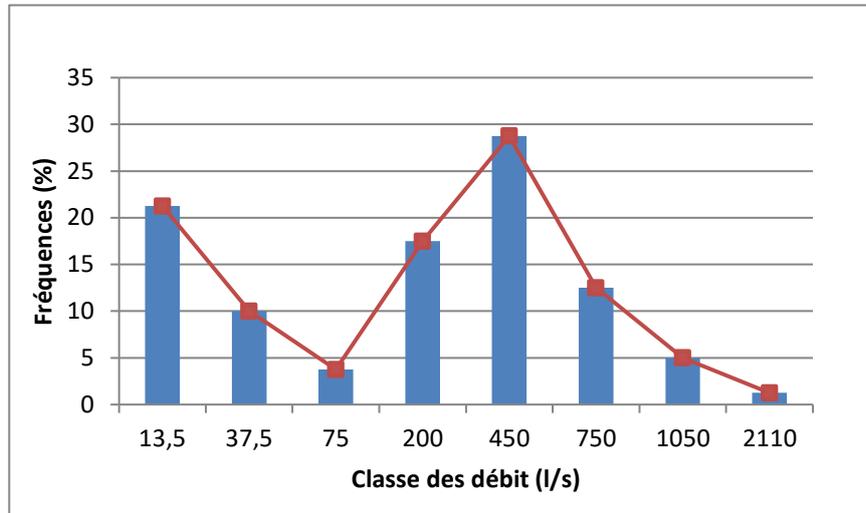


Figure 59: Distribution des fréquences des débits classés (Oued Bouakous 2015/2016)

Le reste présente une bonne répartition sur une large gamme de classes de débits centrés sur une moyenne de 585.75 l/s.

La fréquence maximale est situé à la classe 450 l/s, soit 28.75 % des observations.

V.1.2 Fréquences cumulées des débits classés

L'établissement de la courbe des fréquences cumulées des débits classés en fonction des classes des débits à notre période d'observation (**Fig.60**), nous a révélé une représentation du nuage des points qui répond bien à l'ajustement arithmétique conformément à la loi de distribution normale de Gauss.

En effet, la courbe obtenue présente une première rupture à 450 l/s, qui correspond vraisemblablement à la vidange du réservoir matriciel et fissuré. Il s'agit d'apport des réserves pour les faibles et moyens débits.

La deuxième rupture à 1050 l/s, où la pente diminue pour les forts débits.

On se référant aux différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés d'après (A. Mangin), les droites obtenues dans notre cas correspondent à l'interprétation suivante :

$\alpha_2 < \alpha_1$: apport d'une réserve issue d'un cycle antérieure.

La droite comprise entre les deux points de ruptures montre le fonctionnement du système avec des apports réguliers et continus.

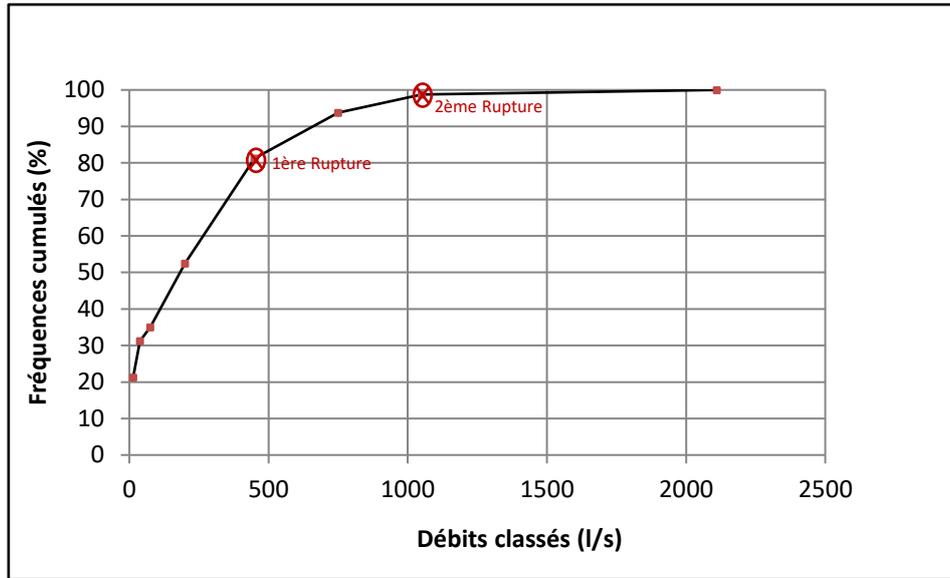


Figure 60: Courbe des fréquences cumulées des débits classés (Oued Bouakous 2015/2016)

V.2 Analyse de la courbe de récession

La courbe de récession a été tracée à partir des données enregistrées au mois de Septembre de l'année 2015 où le tarissement est observé sur une longue période.

D'après la courbe de récession obtenue (**Fig.61**), la décrue est survenue au début du mois de Septembre, pour prendre fin durant la moitié du mois de Septembre.

Le début de tarissement correspond à la deuxième moitié du mois de Septembre, pour se prolonger jusqu'à le début de mois Novembre.

D'après, la courbe de récession le temps nécessaire pour qu'apparaisse le tarissement est relativement faible (8 jours).

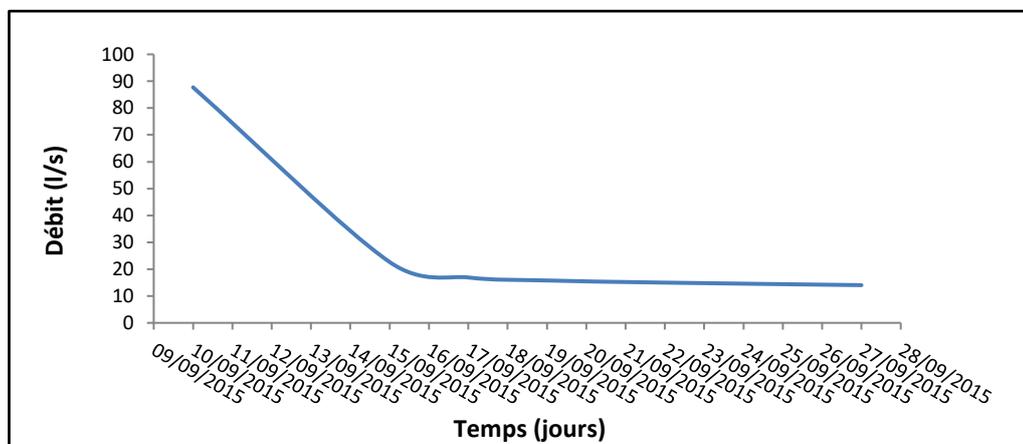


Figure 61: Courbe de récession (Oued Bouakous 2015/2016)

Le coefficient d'hétérogénéité « ε », qui caractérise l'importance de la concavité de la courbe de décrue ($Q^*(t)$), (Fig. 62), est faible.

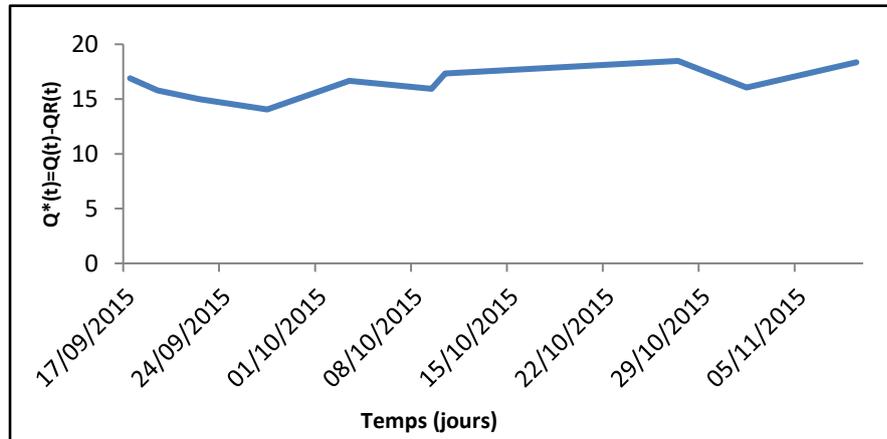


Figure 62: Courbe de décrue $Q^*(t)=Q(t)-QR(t)$ (Oued Bouakous 2015/2016)

Il est égal à ($\varepsilon = 0.003$), ce qui caractérise une infiltration lente en relation avec la décrue.

Les courbes homographiques [$-Y(t)$ et $Y(t)$], (Fig.63) étudiées montrent une concavité assez faible, ce qui montre une faible vitesse de décrue.

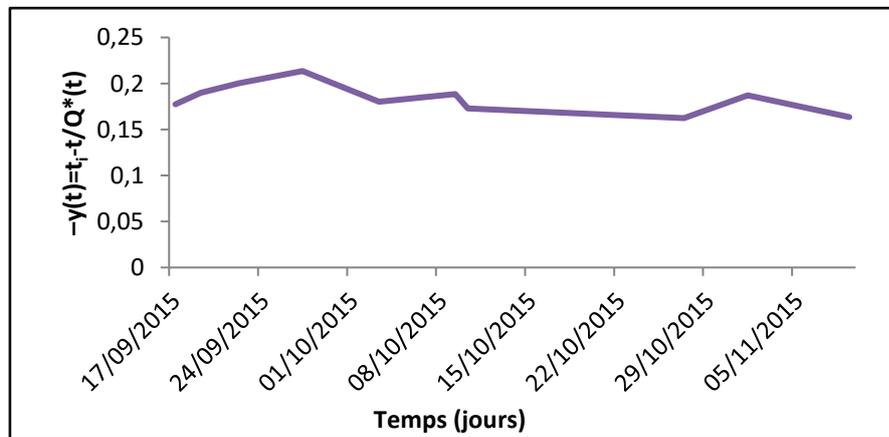


Figure 63: Courbe de décrue $-y(t)=ti-t/Q^*(t)$ (Oued Bouakous 2015/2016)

La courbe de décrue permet de calculer, en utilisant les valeurs des paramètres η et ε , le temps nécessaire pour que q diminue d'une certaine quantité.

Ainsi pour une diminution de 50% : $t = 1 / (\varepsilon + 2\eta)$.

Pour une diminution de 99% : $t = 99 / (\varepsilon + 100\eta)$.

Pour le cas de l'écoulement en provenance d'oued Bouakous et d'après les paramètres calculés suivant les courbes de décrue, le temps nécessaire pour que q_0 diminue dans des proportions de 50% sera de :

$$t = 1 / (\varepsilon + 2\eta), \text{ avec } \varepsilon = 0,003 \text{ et } \eta = 0,14 \text{ après le calcul on obtient :}$$

$$t = 4, \text{ soit } t = 4 \text{ jours.}$$

Il faut plus de 4 jours en moyenne pour que le volume diminue de 50%.

Le coefficient de tarissement α est égal à 0,013. Cette valeur traduit une vidange relativement assez lente.

➤ **Volumes évacués**

Le volume dynamique (V_d) d'après l'application de la formule, donne une valeur de soit 112984.62 m³.

Le volume de transit (V_t) qui est donné par la formule :

$$V_t = Q_{\text{moy}} \times 86400 \times 365, \text{ est de l'ordre : } 1766016 \text{ m}^3.$$

➤ **Classification de l'aquifère étudié**

Le paramètre « k » qui traduit l'importance du karst moyé a une valeur de 0.06 [$K = V_d / V_t$]

Le paramètre « i » déterminé à partir de la courbe de décrue [$y(t) = 1 - \eta / (1 + \varepsilon t)$] prend la valeur de 0.6. Il est relativement élevé, ce qui montre la faiblesse de la décrue.

En reportant ces valeurs dans le tableau de classification des systèmes karstiques, définis par (Mangin, 1975), l'aquifère en question se positionne avec les systèmes à structure complexe avec de grandes tailles et de nombreux sous-système (Domaine 4).

Tableau récapitulatif de détermination des paramètres statistiques de l'ajustement de la courbe de récession d'oued Bouakous relatives à la période de suivi du 01/01/2015 au 04/04/2016 :

Tableau 22: Récapitulation des résultats

Paramètres de récession	Q_{R0} (m ³ /s)	Q_i (m ³ /s)	q_0 (m ³ /s)	t_i (jrs)	η	ε	α	V_d (m ³)	V_t (m ³)	K	i
Résultats	0.022	0.017	0.088	7	0.14	0.003	0.013	112984.62	1766016	0.06	0.6

Q_{R0} : débit à l'instant t_0 ;

Q_i : débit au moment où le tarissement devient effectif ;

- q_0 : débit d'infiltration à l'instant t marquant la pointe de crue ;
 t_i : l'instant où l'infiltration cesse ;
 η : coefficient de vitesse d'infiltration ;
 ε : coefficient d'hétérogénéité d'écoulement ;
 α : coefficient de tarissement ;
 V_d : volume dynamique ;
 V_t : volume de transit ;
 K : pouvoir régulateur ;
 i : coefficient caractérisant les retards à l'infiltration.

VI Conclusion

Dans la partie étudiée et qui concerne précisément l'hydrologie souterraine, il a été appliqué des méthodes de l'approche fonctionnel sur la base de l'approche hydrologique : étude des débits classés, analyse des courbes de récession et enfin classification de système karstique.

Ce système est situé dans les calcaires d'âge Maestrichtien connus par leur degré de fissuration très développé.

Les résultats obtenus par application des méthodes de l'approche fonctionnelle relative à la période d'observation 2015/2016; se présentent comme suite :

D'après l'étude des courbes des fréquences cumulées des débits classés, il s'agit d'apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur.

L'étude de la courbe de récession montre que le coefficient d'hétérogénéité d'écoulement (ε) est de l'ordre 0.003 ce qui traduit une infiltration assez lente.

D'après les paramètres calculés suivant les courbes de décrue (ε et η), pour le cycle 2015 le temps nécessaire est de quatre jours en moyenne pour que le débit diminue de 50%.

Le volume dynamique pour le cycle 2015 est de 112984.62m³. Le volume de transit pour le cycle 2015 est de 1766016m³.

Selon les calculs des deux coefficients « k » et « i », qui caractérisent respectivement le pouvoir régulateur et les retards à l'infiltration, et le report de leurs valeurs (0.06 pour « k » et 0.6 pour « i ») sur le diagramme de classification montre que le système karstique étudié se classe dans les systèmes complexes, avec de grandes tailles et de nombreux sous-systèmes.

CHAPITRE V :
HYDROCHIMIE ET
ISOTOPIE

A Etude hydrochimique

I Introduction

L'hydrochimie est un moyen complémentaire privilégié d'étude de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques. Dans le cas des aquifères carbonatés, elle s'intéresse à la manière dont les espèces chimiques en solution transitent à travers le karst (**Bakalowicz, 1979; Lepiller, 1980; Mudry, 1987**).

L'étude hydrochimique a été menée sur les cinq sources principales qui émergent la corniche calcaire Maestrichtien dans notre région d'étude. Ces sources sont suivies durant deux années qui s'étale du mois de Février 2015 jusqu'au Novembre 2016.

Les analyses physiques (Le pH, la Conductivité et la température) ont été mesurées in situ; alors que les analyses chimiques ont été effectuées au niveau de :

- Laboratoire hydrochimique de l'université de LarbiTébessi-Tébessa.
- Laboratoire de FERPHOS Bir el Ater- Tébessa.
- Laboratoire de l'A.D.E (algérienne des eaux).wilaya de Tébessa.
- Laboratoire de l'A.D.E (algérienne des eaux).wilaya de Mila.

La présente partie traite de la qualité physico-chimique des eaux souterraines. Ce travail vient en complément à la partie hydrogéologie. Il donne des informations supplémentaires quant à la relation existant entre l'aquifère karstique et les eaux souterraines.

II Notion sur la karstification

II.1 Etymologie

L'origine du mot karst provient d'une traduction allemande du mot « Kras » qui désigne une région yougoslave du Nord-Est de l'Adriatique en Slovénie connue par l'importance et la diversité de ces formations calcaires (**Roques, 1962**).

Gèze (1973) donne du karst la définition suivante : « région constituée par des roches carbonatées, compactes et solubles, dans lesquelles apparaissent des formes superficielles et souterraines caractéristiques ».

II.2 Définition et Principe

Plusieurs définitions ont été proposées pour désigner convenablement le processus qui résulte de l'action dissolvante de l'eau sur certains types de roches. Dans cette thèse nous allons utiliser la définition proposée par (**Bakalowicz, 1999**) : le karst est l'ensemble de

formes superficielles et souterraines résultant de la dissolution de roches carbonatées (Calcaires, dolomies) par l'eau rendue acide par le dioxyde du carbone ; par extension, l'ensemble de formes comparables se développant dans les roches salines (gypse, anhydrite, halite).

On désigne sous le nom de « phénomènes karstiques » les formes du relief, les caractères morphologiques et les processus hydrographiques particuliers aux terrains calcaires ou salins sur toute la surface de la Terre. En effet, le paysage du karst résulte des écoulements souterrains particuliers qui se mettent en place progressivement dans les roches carbonatées (calcaires et dolomies) et dans les roches salines (gypse et parfois sel gemme) et constituent également un aquifère puisque l'eau souterraine est totalement impliquée dans sa formation et dans son fonctionnement (**Mangin, 1975 ; Bakalowicz, 1999**).

Le phénomène clef de la karstification est la dissolution de la roche par le CO₂ dissous, mais elle n'est possible que dans le cas où il existe suffisamment de CO₂ dissous et que celui-ci soit renouvelé. Ce CO₂ dissous peut avoir plusieurs origines dans les eaux karstiques. Il provient principalement de la respiration racinaire et de la dégradation de la matière organique du sol par l'activité biologique et bactériologique, sans oublier les circulations d'air dans les milieux souterrains, et occasionnellement d'un dégazage d'origine profonde ou volcanique (**Source de Lez, Marjolet et Salado, 1976; Source de Termes, Bouchaala, 1991**).

En effet, les roches carbonatées ont cette spécificité de ne pas se dissoudre facilement dans de l'eau pure en condition normale de température (25 °C) et de pression (1 atm). D'autres facteurs interviennent dans la dissolution des roches carbonatées comme la lithologie, la texture du sol (plus la roche sera riche en dolomite, plus la mise en solution sera longue (**Drever, 1988**) et la fracturation.

Les constantes de dissociation qui leur sont associées, sont relevées dans le tableau suivant :

Tableau 23: Constante de dissociation de la calcite, Aragonite et Magnésite (**Bakalowicz, 1979**)

Minéral	Composition	Constante de dissociation
Calcite	CaCO ₃ Rhomboédrique	3.8 10 ⁻⁹
Aragonite	CaCO ₃ Orthorhombique	6.09 10 ⁻⁹
Magnésite	MgCO ₃	5.75 10 ⁻⁹

Dans les karsts classiques aussi appelés gravifiques par Mangin (1975), l'élément qui provoque le processus de karstification est la circulation de l'eau par gravité. Cette eau s'est chargée en CO₂ pendant son infiltration dans le sol. Elle possède donc un potentiel de karstification (in **Bakalowicz, 1986**) défini par un « moteur » de l'écoulement souterrain (charge hydraulique fixée par la morphologie) et un pouvoir de dissolution (fixé par le CO₂ dissous). Si l'un ou l'autre est nul (absent), le potentiel de karstification est nul.

II.3 Facteurs influençant le phénomène de karstification

II.3.1 Le potentiel de la karstification

Plusieurs facteurs sont nécessaires pour que les processus de l'érosion et de la karstification s'accomplissent :

- forte pluviométrie,
- couvert végétal assez dense pour augmenter la pression partielle de CO₂,
- température assez basse qui favorise la solubilité du CO₂.

Pour que la dissolution souterraine se fasse, il est indispensable d'avoir :

- un moteur de l'écoulement souterrain, constitué par la charge de l'eau souterraine dans les calcaires déterminé par le relief fixant le niveau de base (in **Bakalowicz, 1996**),
- un pouvoir dissolvant de l'eau, pour agrandir certains vides parcourus par l'eau, imposé par les conditions climatiques (pluie, température et végétales) (production du CO₂) (in **Bakalowicz, 1979**).

Le potentiel de karstification de l'ensemble carbonaté est défini par l'ensemble constitué par le moteur de l'écoulement souterrain et le pouvoir dissolvant de l'eau ; cet ensemble détermine le débit d'eau dissolvant la roche, c'est-à-dire le flux de solvant (eau + CO₂) traversant la roche carbonatée. Le relief régional participe donc à ce potentiel, en imposant la direction générale des écoulements souterrains, entre les parties hautes du système et le point bas où la source se met en place.

Ce potentiel peut être faible pour deux raisons :

- Le moteur est insuffisant (faibles dénivellations entraînant de faibles charges ou écoulement réduit associé à un climat aride ou semi-aride) ;
- Le pouvoir dissolvant est limité par l'absence de CO₂ (absence de sol et d'une couverture végétale, en relation avec un climat aride ou très froid).

Le potentiel de karstification dépend entre autres de la perméabilité initiale du milieu, qui représente la résistance que le milieu oppose aux écoulements. En outre, une forte perméabilité nécessite une faible charge pour créer un écoulement souterrain tandis qu'une faible perméabilité impose l'existence d'une forte charge pour avoir cet écoulement.

Les variations du potentiel de karstification, qui sont imposées par celles du climat et du niveau marin et par les orogénèses, sont responsables de l'abandon des réseaux karstiques.

Cet abandon se traduit par leur colmatage éventuel par des sédiments détritiques continentaux ou marins, par leur ennoyage ou par leur incorporation dans la zone d'infiltration de karsts. Ces témoins de structures karstiques passées constituent des paléokarsts ou des karsts non fonctionnels susceptibles de modifier les caractéristiques et le fonctionnement du karst actuel.

II.3.2 Notion de niveau de base

Au cours des temps géologiques, seules certaines périodes et certaines parties des continents ont subi des conditions favorables au développement du karst. Le niveau à potentiel nul est celui de l'exutoire du système, c'est-à-dire l'altitude de la source karstique : c'est le niveau de base du système karstique. Ce dernier peut être fixé par une couche imperméable sous-jacente à l'aquifère carbonaté ou bien par la mer ou un plan d'eau.

La karstification intervient à l'intérieur de l'aquifère karstique en se calant sur le niveau de base. Les conduites se développent selon des trajectoires indépendantes par rapport à la transmission de pression, en utilisant au mieux les discontinuités ouvertes de la roche. Ils peuvent donc s'étendre sous le niveau de base, en fonction de l'architecture générale du milieu et du potentiel de karstification qui lui est appliqué ou par renouvellement périodique des eaux (**Plagnes, 1997**). En effet, les vides de la zone noyée sont remplis d'eau, ce qui entraîne une dissolution des minéraux. Lors de crues, cette eau est remise en circulation et la matière dissoute est emportée ; l'eau provenant de l'infiltration la remplace et le processus se répète. La formation d'un réseau karstique, si les conditions évoquées sont présentes, peut être très rapide à l'échelle des temps géologiques, soit 10 000 à 20 000 ans (in **Bakalowicz, 1979**).

II.4 Les différents types de karsts

Selon la nature de l'impluvium ou la zone d'alimentation on distingue deux types de karsts (**Fig.64**) :

II.4.1 Les karsts unaires

Pour lesquels l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstiques. Dans ce cas l'infiltration a lieu partout,

II.4.2 Les karsts binaires

Qui possèdent des terrains imperméables et non karstiques dans leurs bassins d'alimentation. Ces milieux sont le siège d'écoulements de surface qui pénètrent dans l'aquifère à travers les pertes situées entre les deux types de formations (in **Marsaud, 1996**).

L'impluvium non karstique joue un rôle important dans l'accélération et l'augmentation du développement de la structure de drainage grâce à la concentration de l'énergie disponible en un point.

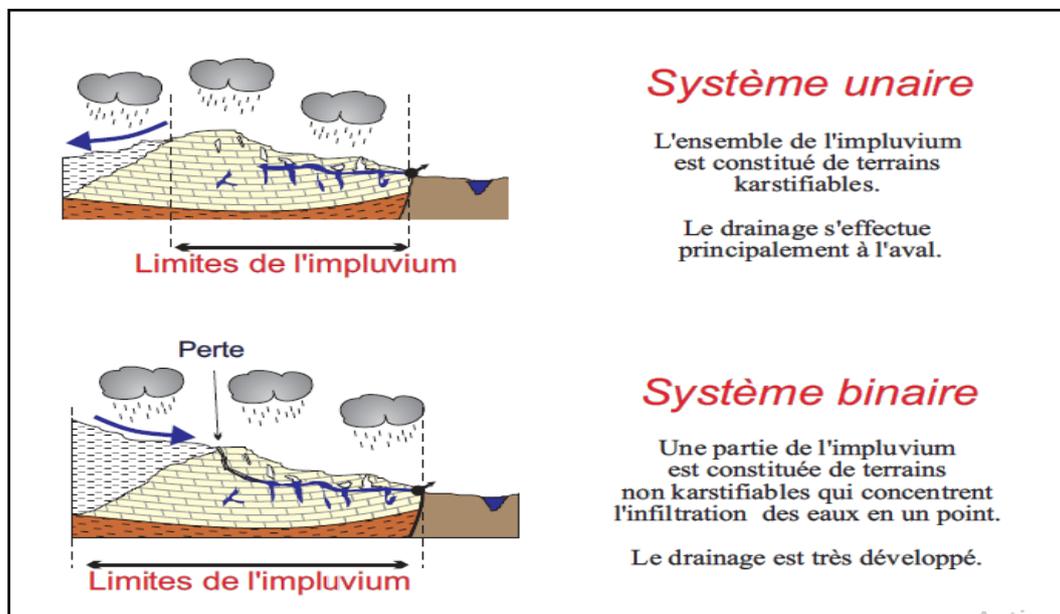


Figure 64: Représentation schématique des systèmes karstique unaire et binaire (in **Marsaud, 1996**)

Selon le processus de genèse (karstogenèse), on peut distinguer différents types de karst (**Bakalowicz, 1996 ; Plagnes, 1997**):

II.4.3 Les karsts classiques

Qui ont pour origine des écoulements gravitaires et du CO₂ d'origine pédologique.

II.4.4 Les karsts profonds ou hydrothermaux

Qui sont d'origine hydrothermale. Les moteurs de la karstification sont le dégagement de CO₂ d'origine profonde et les gradients thermiques élevés.

II.4.5 Les karsts sulfuriques

Qui ont pour origine des écoulements gravitaires ou sont liés à des gradients de température, et la présence d'acide sulfurique (H₂S).

II.4.6 Les karsts littoraux

Qui sont formés par l'interaction eau douce – eau salée sur la roche carbonatée. Les écoulements sont produits en partie par gradient de densité avec la possibilité de dissoudre grâce au mélange. Ils ne doivent pas être confondus avec les sources karstiques d'eau douce sous-marines.

En fonction de la position du drain principal on distingue (**Fig.65**) :

II.4.7 Les karsts jurassiens

Pour lesquels le réseau de drainage s'organise à proximité du niveau de l'exutoire. L'écoulement peut y être localement libre, donc sans continuité hydraulique de l'aval vers l'amont dans la zone noyée (**Marsaud, 1996**).

II.4.8 Les karsts vauclusiens

Où la karstification se développe en profondeur, sous le niveau de base.

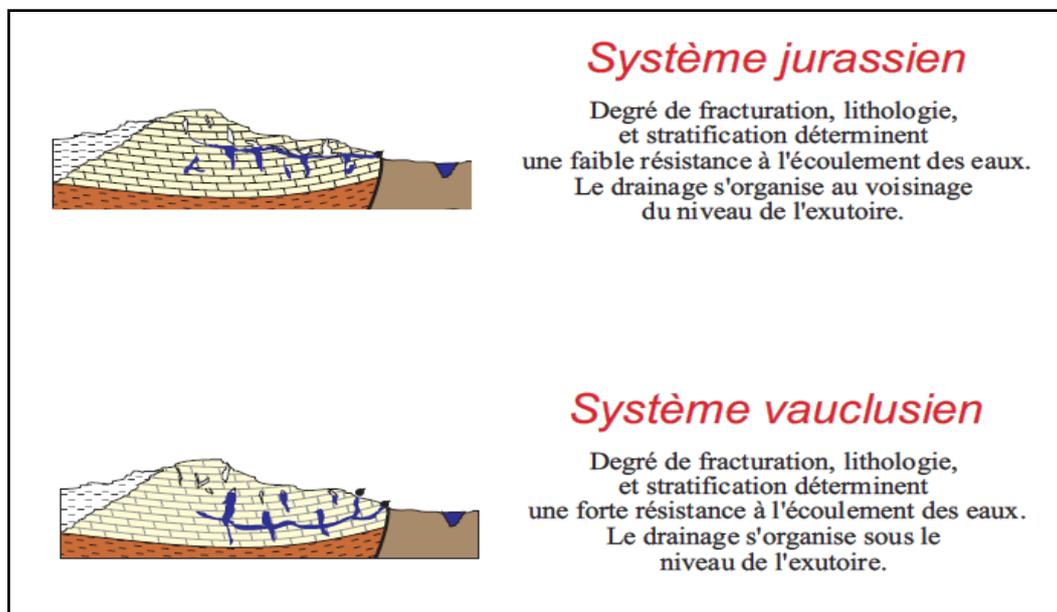


Figure 65: Représentation schématique des systèmes karstique Jurassien et Vauclusien (**Marsaud, 1996**)

II.5 Organisation spatiale du système karstique

Par rapport à un aquifère poreux, le karst montre un structure hétérogène et anisotrope sur une large gamme d'échelles. La notion de Volume Élémentaire Représentatif (V.E.R.) ne

peut donc pas s'appliquer rigoureusement, même s'il est possible de découpler ce problème selon différentes échelles d'analyse (**Zerrouki, 2013**).

Les particularités du karst sont les morphologies superficielles et souterraines résultant de la karstification. Le système karstique se subdivise en deux grandes unités :

- L'épikarst ou les formes de surface,
- L'endokarst ou les formes souterraines.

II.5.1 L'épikarst

L'épikarst correspond à la zone superficielle (**Fig.66**) très perméable du massif karstique (5 à 20 m maximum). Cette zone est caractérisée par une pression lithostatique négligeable facilitant ainsi l'ouverture de diaclases qui par la suite s'élargissent du fait d'une dissolution très intense au niveau des racines entraînant un contraste de perméabilité entre cette zone et la zone non saturée. De ce fait, cette zone, caractérisant l'interface sol-calcaire, peut constituer une zone de réserves importantes des eaux d'infiltration et joue ainsi le rôle d'un aquifère temporaire : le réservoir épikarstique.

Du fait de la proximité du sol, l'épikarst subit les influences des processus biogéochimiques (**Bakalowicz, 1995 ; Blavoux&Mudry, 1986**). Cet aquifère va donc jouer un rôle très important sur le chimisme de l'eau par l'intermédiaire de deux mécanismes :

- 1- Mise en solution du CO₂** présent dans la pédosphère,
- 2- Evapotranspiration** entraînant une reconcentration des éléments plus ou moins importante (notamment en ions chlorure et sodium) selon les temps de séjour. L'une des particularités du réservoir épikarstique est de jouer un rôle tampon puisqu'il participe au stockage des premières pluies, après une saison sèche. La répartition des vitesses de transit et d'infiltration de l'eau dans cette zone va conditionner l'organisation des écoulements dans le massif.

II.5.2 L'endokarst

II.5.2.a La zone non saturée

Pour sa part, la zone non saturée, sous-jacente au réservoir épikarstique et caractérisant la zone d'infiltration (**Fig.66**) proprement dite, se distingue par une bimodalité des infiltrations :

• **Infiltration lente** qui s'effectue dans des vides de petite taille avec de fortes pertes de charge. Des études isotopiques ont été menées afin d'estimer des vitesses de circulation d'eau dans ces conditions, (in **Bakalowicz, 1982**) montre dans un cas précis une distance par course de 10 mètres en plusieurs mois. Toutefois, ces vitesses peuvent être plus rapides comme plus lentes chaque système étant unique.

• **Infiltration rapide** qui s'effectue dans les grandes discontinuités verticales ou subverticales ouvertes. Cet écoulement est assimilable à un ruissellement souterrain vertical permettant ainsi aux eaux de garder leur pouvoir de dissolution car elles transitent jusqu'à la zone noyée rapidement.

Cette zone peut atteindre une épaisseur considérable et jouer un rôle important dans la dynamique et le soutien à l'étiage de certains karsts (**Puig, 1987; Lastennet, 1994; Emblanch, 2003; Batiot, 2002**).

II.5.2.b La zone noyée

Le karst noyé (**Fig.66**) constitue la principale réserve en eau de l'aquifère karstique et assure la fonction de stockage de l'eau. Il est constitué d'un réseau de drains ou axes de drainages (composant l'ossature du système) organisés et interdépendants qui assure la fonction transmissive de l'aquifère, autour duquel s'organisent des réserves où l'écoulement est lent et assure la fonction capacitive. Ces drains peuvent se développer soit dans la partie supérieure (**Fig.65**) du karst noyé (karst jurassien) soit dans sa partie inférieure, sous le niveau de l'exutoire (karst vauclusien).

II.6 Influence de l'hyperéustatisme, de la géodynamique, du climat et de la néotectonique sur la karstgenèse (Fig.67)

Le phénomène de karstification peut s'étaler sur des millions d'années, cependant, dès que les roches carbonatées sont soumises à l'action de l'eau douce chargée en acides forts, la karstification affecte les roches carbonatées (récifs coralliens).

Le double moteur de la karstification est, d'une part, chimique et, d'autre part, hydraulique. Il faut que le gradient hydraulique entre l'impluvium et l'émergence soit suffisant pour éliminer les insolubles qui résultent de la dissolution des carbonates. L'évolution et la variation du gradient hydraulique régional au cours du temps (lors d'une orogénèse, d'évènements de néotectonique ou de variations eustatiques) se traduisent par une genèse polyphasée des massifs karstiques créant des milieux à géométries complexes.

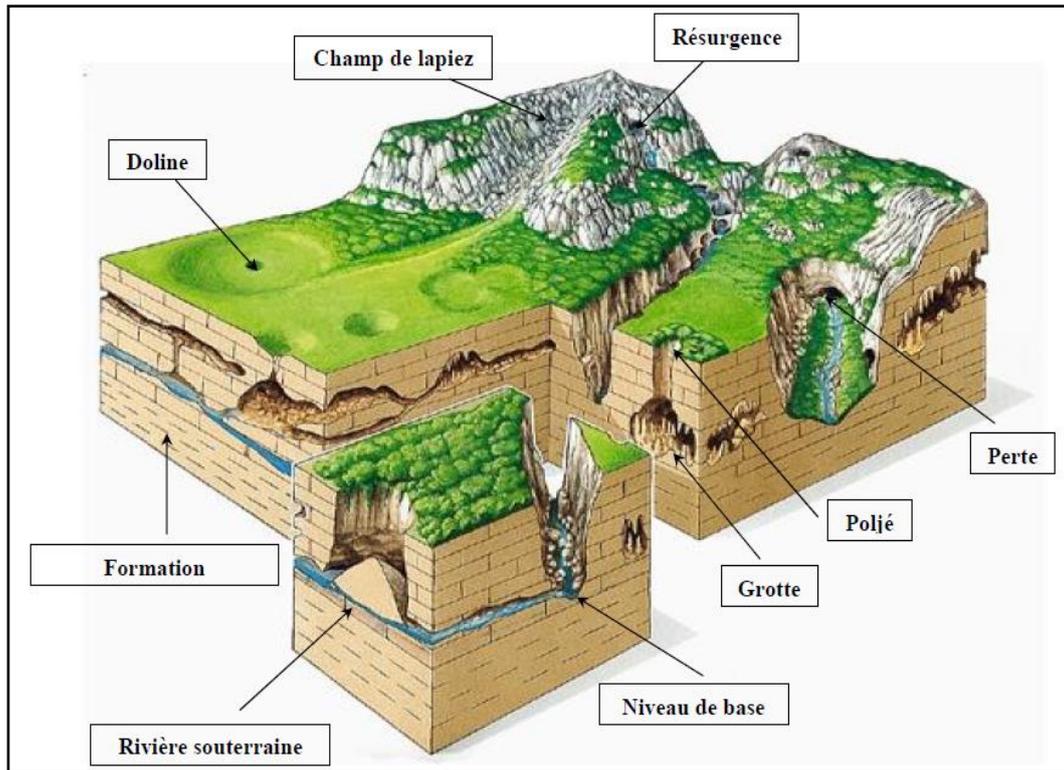


Figure 66: Représentation du système karstique (in Mangin, 1975)

Ces différents évènements entraînent des modifications des écoulements au cours du temps (colmatages, décolmatages, inversion de circulation). Le polyphasage de la karstogénèse permet notamment de comprendre comment un bassin hydrogéologique ne correspond pas toujours à un bassin versant.

L'une des explications les plus séduisantes permettant d'expliquer le polyphasage des réseaux karstiques est l'influence de l'hyperéustatisme. Actuellement, des études sont réalisées sur l'importance de l'hyperéustatisme pour permettre d'apporter plus d'informations sur la compréhension des phénomènes de karstogénèse. Nous pouvons notamment citer les travaux réalisés par (Mocochain et al., 2006). Sur le karst de la plateforme périméditerranéenne de la basse Ardèche (moyenne vallée du Rhône; France).

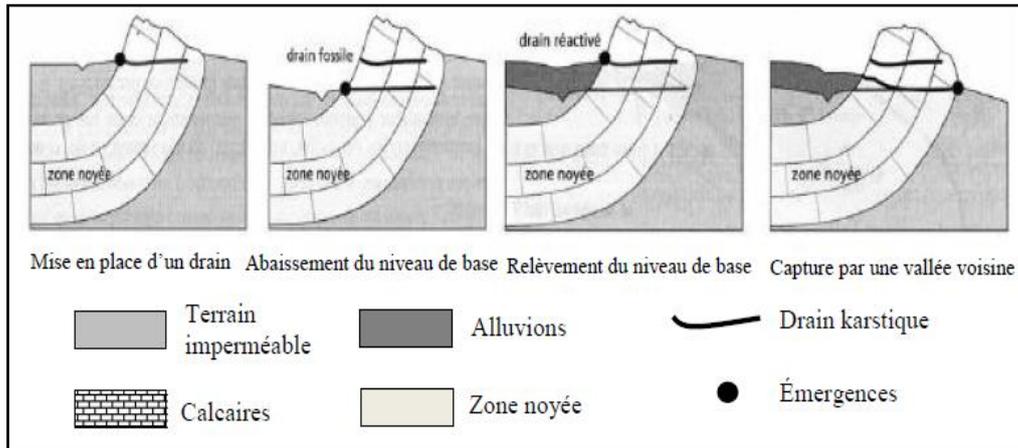
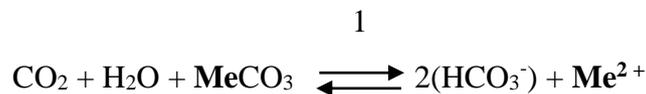


Figure 67: Modèle conceptuel du poly phasage de la karstogenèse sur un massif karstique modèle (In Gilli E. et al., 1952).

II.7 Mécanisme de la dissolution karstique dans les différents milieux géologiques

II.7.1 Dissolution karstique dans le milieu carbonaté

Une fois chargées en CO_2 , les eaux acides sont capables de dissoudre les roches carbonatées suivant une réaction triphasique (roches carbonatées, eau et CO_2), chacune de ces phases étant le siège d'une chaîne d'équilibre, dont l'équation générale est la suivante :



2

Où **Me** représente un cation bivalent, Ca^{2+} ou Mg^{2+}

La mise en solution du CO_2 et la dissolution de la roche entraînent la formation d'éléments carbonatés dissouts (H_2CO_3 , HCO_3^- et CO_3^{2-}) dont la somme constitue le Carbone Minéral Total Dissous (CMTD). Cette équation représente l'équation bilan du système calcocarbonique (Roques, 1962 ; Bakalowicz, 1979) résultant de 9 réactions distinctes. De façon classique, la dissolution d'un solide dans un fluide se décompose en cinq étapes : (1) le transport des réactifs vers la surface du minéral, (2) l'adsorption des réactifs à la surface, (3) la réaction chimique de surface, (4) la désorption des produits de la surface et (5) le transport des produits loin de la surface. Bien entendu, le temps de mise à l'équilibre de l'ensemble du système sera conditionné par la vitesse de réaction la plus lente (étape limitante).

A l'interface air-liquide, l'équilibre entre le CO₂g et l'eau peut mettre de quelques minutes à quelques heures à se réaliser. En effet, dans le cas de la mise en solution du CO₂g, l'équilibre entre CO₂ et HCO₃, pour des eaux à pH compris entre 7 et 9, est atteint à 99 % en 100 secondes (**Dreybrodt, 1998**). A l'inverse, dans le cas d'un dégazage, la réaction est beaucoup plus lente et l'équilibre peut mettre plusieurs heures à se réaliser (**Roques, 1964**).

En revanche, à l'interface liquide-solide, l'équilibre entre l'eau et le carbonate est très long et peut être atteint en plusieurs mois, et ce même si une part importante du carbonate est mise en solution en quelques heures. Ce laps de temps dépend non seulement de la pCO₂ mais aussi de la nature de la phase solide. En effet, avec une faible pCO₂, il faut compter sur une période de plusieurs mois pour approcher l'équilibre alors qu'avec une forte pCO₂, quelques jours sont nécessaires. De plus, la lithologie ainsi que la texture de la roche vont jouer un rôle essentiel car plus celle-ci est riche en dolomite, plus l'équilibre sera long à atteindre (**Drever, 1988**).

Chou et al. (1989) ont montré que, parmi les carbonates simples, la calcite (CaCO₃), l'aragonite (CaCO₃), et la whiterite (BaCO₃) ont des comportements cinétiques similaires, indiquant que la nature du cation joue un rôle mineur dans le mécanisme de dissolution.

Toutefois, la vitesse de dissolution de la magnésite (MgCO₃) est beaucoup plus faible, ceci étant probablement dû à la difficulté d'hydratation de MgCO₃ et de déshydratation du Mg²⁺.

Dans le cas des doubles carbonates, telle la dolomite (CaMg (CO₃)₂), la cinétique et les mécanismes de dissolution sont plus compliqués.

En région calcaire, l'eau sous pression peut même être encore plus chargée en CO₂, ce qui augmente le pouvoir de dissolution. Mais, là où la pression diminue, dans les salles souterraines, les cavités, ou à la sortie des eaux, les résurgences, les dépôts sont importants :

Ce sont les spéléothèmes, stalactites, stalagmites, concrétions, croûtes, pisolithes, tufs, travertins, gours... Par précipitation (dépôt en raison de l'évaporation), il y a reconstitution du minéral sous ces diverses formes.

Tableau 24: Réactions et constantes d'équilibres du système calco-carbonique (In Olive, 1976 ; Bakalowicz, 1982).

N	Réaction de l'équilibre	Phase	Observation
01	$(\text{CO}_2)_g \leftrightarrow (\text{CO}_2)_{aq}$	Entre phase liquide et gazeuse	Dissolution ou dégazage de CO_2
	$(\text{CO}_2) + n(\text{H}_2\text{O}) \leftrightarrow (\text{CO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$	Phase liquide	Hydratation du CO_2
02	$(\text{CO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}) + \rho(\text{H}_2\text{O}) \leftrightarrow \text{HCO}_3^- + \text{H}_3\text{O}^+ (n - \rho - 1)(\text{H}_2\text{O})$		Ionisation
03	$\text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{CO}_3^{2-} + \text{H}_3\text{O}^+$		
04	$\text{HCO}_3^- + \text{Me}^{2+} \leftrightarrow \text{Me HCO}_3^-$		Formation des paires d'ion
05	$\text{CO}_3^{2-} + \text{Me}^{2+} \leftrightarrow \text{MeCO}_3$		
06	$2\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}_3\text{O}^+ + \text{OH}^-$		Dissociation de l'eau
07	$\text{MeCO}_3 \leftrightarrow \text{CO}_3^{2-} + \text{Me}^{2+}$	Entre phase liquide et solide	Dissociation ou précipitation du carbonate

III Méthode de prélèvement et de conservation des échantillons

Les prélèvements ont été réalisés au cours des campagnes d'échantillonnage jusqu'au débordement sur les cinq sources (**Tab. 27**), correspondant aux périodes des hautes et des basses eaux; des flacons en polyéthylène, rincés au préalable avec de l'eau distillée, puis bouchonnés et immédiatement mis dans une glacière à basse température (4° C) jusqu'au moment de l'analyse qui ne doit pas dépasser 24 h pour le pH, TAC et TH ; 48 h pour la conductivité et NO_3 , 7 jours pour le SO_4 ; et enfin plusieurs mois pour le Ca et le Mg selon **Rodier.J (1996)**.

Tableau 25: Campagnes d'échantillonnage dans la zone d'étude

Compagne	1	2	3	4	5	6
Mois de prélèvement	Février 2015	Avril 2015	Décembre 2015	Février 2016	Mai 2016	Novembre 2016
Echantillons prélevés et Analysés	5	5	5	5	5	5

On a utilisé deux bouteilles pour chaque point, pour l'analyse des éléments majeurs calcium (Ca^{2+}), du magnésium (Mg^{2+}), du sodium (Na^+), du potassium (K^+) on utilise le spectrophotomètre à flamme et pour les sulfates (SO_4^{2-}), des chlorures (Cl^-), des bicarbonates (HCO_3^-) et des nitrates (NO_3^-) sont effectuées à l'aide d'un spectrophotomètre Ultra-violet .

IV Matériels et méthodes d'analyse

Cette partie sera présentée en détail dans l'annexe.

IV.1 Les paramètres physiques

La conductivité (CE) et le potentiel d'hydrogène (PH) ont été mesuré in situ, immédiatement après le prélèvement de l'échantillon ; la conductivité a été mesuré à l'aide de conductimètre stylo(CONScan 30 - série CONScan) et le pH a été mesuré à l'aide de stylo pH-mètre (pH-Scan 20), régulièrement étalonnée sur deux étalons de laboratoire.

IV.1.1 Le potentiel redox (pH)

Le pH est la mesure de la concentration en protons (H^+ ou H_3O^+) dans une solution donnée; il indique dans quelle mesure un liquide est acide ou basique (alcalin). Pour les eaux souterraines, le pH varie entre 7 et 8.5 et ne dépassent pas la norme (6.5 à 8.8). Généralement les valeurs de pH des cinq sources étudiées restent stables durant toute la période d'étude (variant entre 7.0 et 8.0).

IV.1.2 La conductivité

La conductivité est liée à la présence des espèces ioniques en solution. Elle est proportionnelle au degré de minéralisation et varie en fonction de la température.

La variation de la minéralisation de l'eau est régie par plusieurs facteurs:

- Évaporation importante liée à l'approximation de la surface,
- Temps de séjour et échange eaux encaissant,
- Sens générale d'écoulement de la nappe,
- Échanges avec nappes adjacentes.

Les valeurs mesurées ont été comprise entre 198 et 1017 $\mu\text{s}/\text{cm}^{-1}$.

Les résultats des analyses physiques sont résumés dans le **tableau n°28** où nous donnons un aperçu sur quelques paramètres statistiques des facteurs physiques mesurés.

Tableau 26: Statistique sommaire des paramètres physiques

Variable	Source Ain Youkous			Source Ain Gaagaa			Source Ain Troubia			Source Ain El Mégalibe			Source Ain Sari		
	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy
pH	7	7.8	7.4	7.45	8	7.72	7	7.77	7.38	7	8	7.5	7.2	7.67	7.43
CE ($\mu\text{s}/\text{cm}^{-1}$)	198	423	310.5	425	553	489	415	900	657.5	246	500	373	842	1017	929.5

IV.2 Les paramètres chimiques

Les concentrations des éléments chimiques dans l'eau, varient aussi bien d'un endroit à un autre qu'au cours des saisons. Le suivi pour les cinq sources de tous les éléments majeurs pendant la période de suivie (08/02/2015 à 26/11/2016) a permis de constater une évolution spatiale et temporelle se traduisant dans le tableau N°29 ci-dessous.

IV.2.1 Degré hydrotimétrique (TH)

La dureté ou titre hydrotimétrique (TH) correspond essentiellement à la présence de sels de calcium et de magnésium. Elle est directement liée à la nature des terrains traversés.

Ils proviennent des roches calcaires ou dolomitiques. La présence du CO_2 favorise cette dissolution. On distingue :

- La dureté totale = $[\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}]$
- La dureté calcique $\text{TCa} = [\text{Ca}^{2+}]$
- La dureté magnésienne $\text{TMg} = [\text{Mg}^{2+}]$

Tableau 27: Classification de la dureté de l'eau selon l'OMS (1972)

TH (F°)	0 - 7	7 - 22	22 - 32	32 - 54	> 54
Dureté de l'eau	Douce	Modérément douce	Assez dure	Dure	Très dure

Les valeurs du TH enregistrés au niveau des cinq sources varient dans les proportions suivantes:

- La source d'Ain Youkous : TH (moy) = 13.55 F°
- La source d'Ain Gaagaa : TH (moy) = 21.18 F°
- La source d'Ain Troubia : TH (moy) = 14.48 F°
- La source d'Ain El Mégalibe : TH (moy) = 10.96 F°

- La source d'Ain Sari : TH (moy) = 18.21 F°

Ces valeurs montrent selon la classification de l'OMS qu'il s'agit en général d'une eau modérément douce.

IV.2.2 Calcium (Ca²⁺)

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 partie de quelques minéraux évaporitiques à savoir le gypse et l'anhydrite et aussi dans les minéraux argileux sous forme de Ca-montmorillonite (**Hem, 1985**).

La concentration du calcium dans toutes les eaux est contrôlée par le système d'équilibre CaCO₃- CO₂- H₂CO₃-HCO₃ (**Matthess, 1990**).

Dans la zone d'étude, Les concentrations de calcium varient respectivement entre un minimum de 28.04 mg/l et un maximum de 184.36 mg/l. L'ion de Ca²⁺ est provenir de la dissolution des formations carbonatées Maestrichtiennes.

IV.2.3 Magnésiums (Mg²⁺)

Le magnésium est un élément très répandu dans la nature, dans de nombreux minéraux et dans les calcaires (2,1 % de l'écorce terrestre). C'est un constituant essentiel de différentes roches ignées, spécialement des minéraux silicatés tels que: olivine, pyroxène, amphibole,... Dans les roches sédimentaires ses origines sont comparables à celle du calcium, car il provient de la dissolution des formations carbonatées à fortes teneurs en magnésium comme la magnésite et la dolomite (**Merkel and Sperling, 1996**).

La présence de Mg²⁺ dans les eaux karstiques a donc toujours une origine interne au système. Elle témoigne de la dissolution de dolomies, de calcaires ou éventuellement de marnes dolomitiques. L'acquisition de cet élément est lente (la cinétique de dissolution est longue, supérieur à celle des calcaires).Le magnésium est donc un bon indicateur d'eaux à temps de séjour prolongé dans l'aquifère.

IV.2.4 Potassium (K⁺) et Sodium (Na⁺)

Cet élément, très abondant (Le sodium représente 2.3% et le potassium représente 2.59% des éléments de l'écorce terrestre).Ces ions sont généralement présents à de faibles teneurs dans les eaux karstiques, mais ils ne sont pas conservatifs. Leur origine est également principalement externe au système (apport atmosphérique).Toutefois, ils peuvent aussi

provenir soit de l'altération des minéraux silicatés dans l'aquifère. Soit d'échanges de cations avec les minéraux argileux ou des substances organiques.

Dans la région d'étude; les teneurs les plus élevées de sodium sont observées au niveau de la source d'Ain Sari (55 mg/l) et le faible teneur de (Na⁺) est remarqué à la source Ain El Mégalibe (4 mg/l)

Par contre le potassium est le cation le moins répandu .Ses concentrations dans les échantillons d'eau analysés varient entre 0.1 mg/l et 20 mg/l.

IV.2.5 Chlorures (Cl⁻)

Les chlorures sont les plus abondants dans la nature. Les ions chlorures (Cl⁻), dans la grande partie se trouve 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.

Les teneurs en chlorures dans les sources enregistrées pendant toute la période d'investigation, montrent un écart important entre les différents points d'eau analysés. Ces teneurs varient entre un minimum de 10.64 mg/l et un maximum de 168.04 mg/l.

IV.2.6 Bicarbonates (HCO₃⁻)

Cet élément est dominant, les concentrations déterminées atteignent des valeurs entre 16.00 mg/l et 281.82 mg/l, les fortes teneurs sont enregistrées en période des hautes eaux.

La présence des bicarbonates dans l'eau est due à la dissolution des formations carbonatées Maestrichtiennes selon la réaction suivante :



IV.2.7 Sulfates (SO₄²⁻)

La présence des ions sulfate dans l'eau est liée à la dissolution des formations gypseuses. Il a des origines diverses :

- Apport météorique,
- Origine interne au système: par oxydation des minéraux sulfurés présent dans les calcaires (pyrite) ou par dissolution de gypse(CaSO₄.2H₂O) ou d'anhydrite(CaSO₄) dans les terrains traversés,
- Origine biologique: la dégradation de la matière organique dans le sol produit un peu de sulfates,
- Apport anthropique (origine agricole, engrais).

Au niveau de la région d'étude les concentrations des sulfates SO_4^{2-} sont très variables d'une zone à une autre. Les teneurs varient entre un minimum de 11 mg/l et un maximum de 168.67 mg/l.

IV.2.8 Nitrates (NO_3^-)

La teneur naturelle des eaux souterraines en nitrate est faible; elle dépend des types de sols, de la végétation qui les recouvrent ainsi que du taux d'oxygénation dans la zone noyée. L'apport atmosphérique est faible lui aussi, par conséquent l'origine de ce traceur dans les eaux karstiques est essentiellement externe. Il est utilisé comme indice de pollution.

Les apports anthropiques principaux sont liés essentiellement aux activités:

- Agricoles: fertilisation des sols par des engrais azotés, fumier, élevage.
- Humaines: eaux usées.

La concentration de nitrate dans la zone d'étude est varié entre 0.20 mg/l (Source Ain Troubia) et 45.45 mg/l à source Ain Sari.

Le tableau ci-dessous résume les résultats des analyses des différents paramètres chimiques tout en donnant la moyenne arithmétique, le maximum et le minimum.

Tableau 28 : Moyenne arithmétique, maximale et minimale des principaux paramètres chimiques

Variable	Source Ain Youkous			Source Ain Gaagaa			Source Ain Troubia			Source Ain El Méalibe			Source Ain Sari		
	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy
Ca^{2+}	51.0	92.18	71.59	48.06	184.36	116.21	48.06	112.22	80.14	28.04	88.17	58.11	55.0	153.10	104.05
Mg^{2+}	0.97	43.76	22.37	3.07	61.75	32.41	3.15	40.30	21.73	1.95	34.03	17.99	3.2	47.5	25.35
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	8.0	16.42	12.21	11.4	28.72	20.06	5.4	24.49	14.95	4.0	14.16	9.08	31.9	75.0	53.45
HCO_3^-	95.0	208.62	151.81	28.72	281.82	155.27	16.0	273.28	144.64	85.0	153.72	119.36	87.0	154.94	120.97
SO_4^{2-}	11.0	21.67	16.34	14.45	36.0	25.23	19.0	31	25.00	15.5	26.0	20.75	39.0	168.67	103.84
Cl^-	14.18	100.4	57.29	33.22	104.99	69.11	21.3	168.04	94.67	10.64	107.99	59.32	59.56	154.99	107.28
NO_3^-	0.7	15.02	7.86	0.3	14.54	7.42	0.2	21.88	11.04	0.5	21.58	11.04	0.6	45.45	23.03

V Représentation graphique et détermination des faciès chimiques

Pour une meilleure vision et une meilleure identification des faciès et de l'aspect qualitatif des eaux (souterraines, surfaces), ainsi que son évolution, la représentation graphique des résultats d'analyse, reste un outil incontournable.

Dans ce but, nous avons entrepris, dans notre cas cette démarche et choisi des diagrammes de représentation tels que celui de Piper, Schoeller-Berkalof, Stiffet potabilité, afin de mieux cerner les particularités des eaux étudiées.

V.1 Interprétation des résultats par le diagramme de Piper

Ce type de diagramme (**Fig.68**) permet de représenter plusieurs échantillons d'eau simultanément. Il est composé de deux triangles, permettant de représenter le faciès cationique et le faciès anionique, et d'un losange synthétisant le faciès global.

Les nuages de points concentrés dans un pôle représentent pour les différents échantillons la combinaison des éléments cationiques et anioniques.

Le diagramme de Piper est particulièrement adapté à l'étude de l'évolution des faciès des eaux lorsque la minéralisation augmente, ou bien pour comparer des groupes d'échantillons entre eux et indiquer les types de cations et anions dominants.

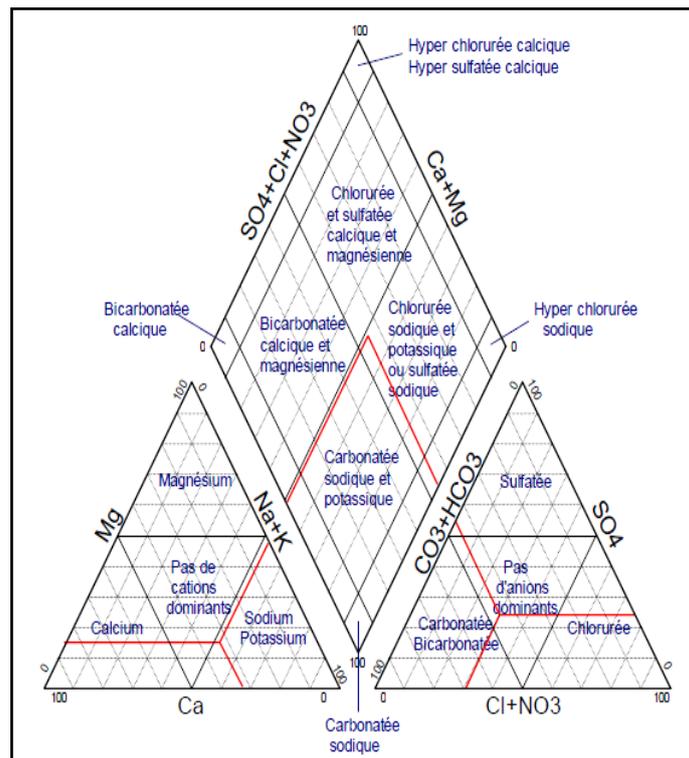


Figure 68: Diagramme de Piper. Présentation générale

Sur le diagramme de Piper nous allons interpréter les résultats d'analyses hydrochimiques, correspondant aux périodes d'observation (2015 à 2016), Ces profils donnent une idée sur le faciès chimique des eaux de la région d'étude et sur son évolution temporaire, ainsi que sur le mode d'acquisition de ce faciès.

Quatre diagrammes de Piper ont été réalisés; deux diagrammes en 2015 et les deux autres en 2016.

V.1.1 Période de 2015

L'observation du diagramme de Piper (Février 2015) montre l'existence de deux familles d'eau hydrochimique, la première est la plus importante englobant les eaux bicarbonatées calciques ou magnésiennes, elle est déterminée par les sources d'Ain Youkous, Ain El Méalibe et Ain Troubia. La seconde caractérisant les eaux chlorurées, sulfatées calciques ou magnésiennes (Source Ain Gaagaa et Ain Sari).

La campagne hydrochimique du mois de Décembre 2015 montre que les eaux sont chlorurées et sulfatées calciques ou magnésiennes pour les sources : Ain Troubia, Ain Sari et Ain El Méalibe. Par contre les sources Ain Youkous et Ain Gaagaa sont caractérisées par un faciès chimique bicarbonaté calcique ou magnésien (**Fig.69.a**).

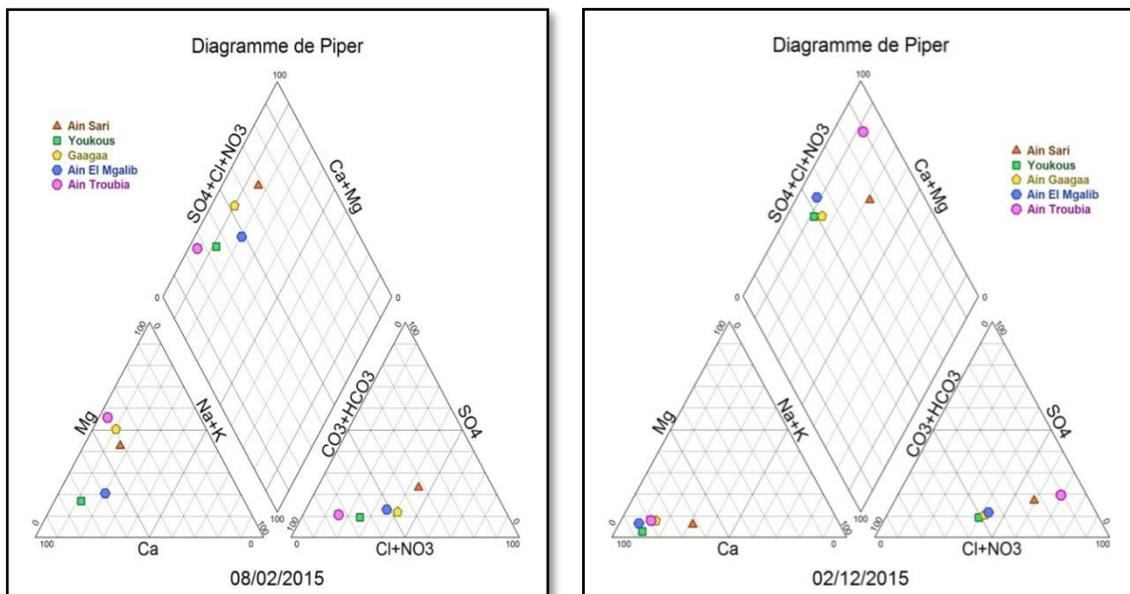


Figure 69.a. Diagramme de Piper pour les cinq sources (Période 2015)

V.1.2 Période 2016

La représentation graphique sur le diagramme de Piper (Mai 2016) des eaux de cinq sources montre une dominance remarquable des faciès au bicarbonatées calciques ou magnésiennes dans les quatre sources (Ain Youkous, Ain Gaagaa, Ain El Mégalibe et Ain Troubia), connues pour drainer des zones de roches carbonatées (calcaires Eocène et Maestrichtien) (Baali et al., 2006), mais le faciès dans la source d'Ain Sari est le chloruré sulfaté calcique ou magnésien, à cause de la lixiviation des marnes du Maestrichtien, qui contiennent des sulfures (Fig.69.b).

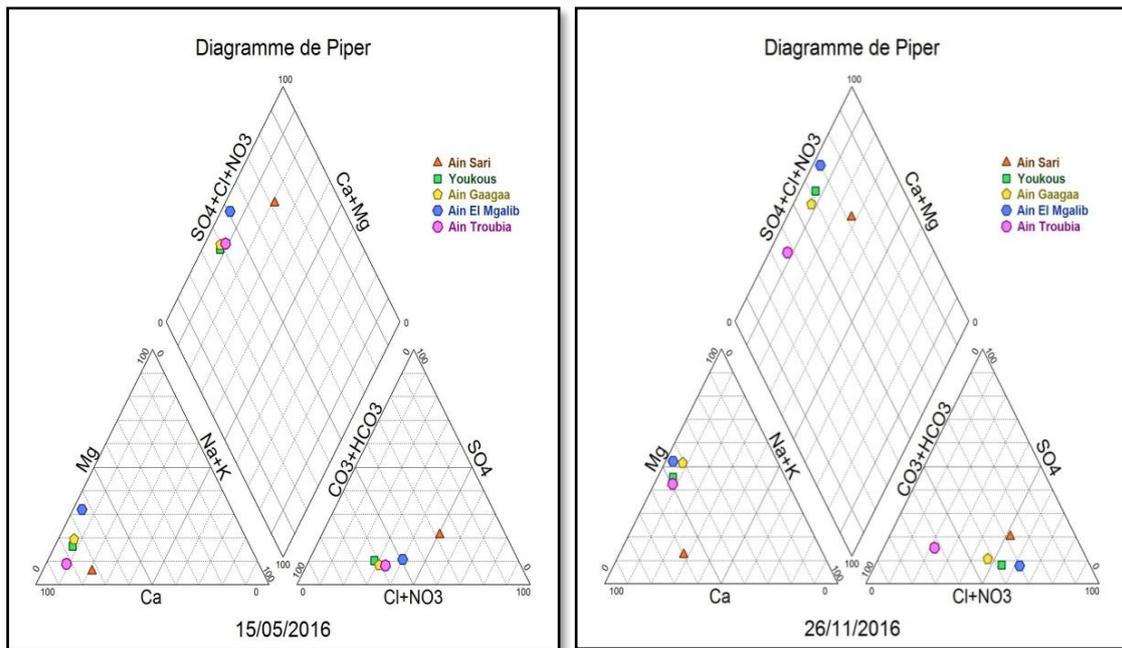


Fig.69.b. Diagramme de Piper pour les cinq sources (Période 2016)

La représentation graphique sur le diagramme de Piper (Novembre 2016) a montré une dominance remarquable du faciès chloruré et sulfaté calcique ou magnésien pour tous les sources sauf la source d'Ain Troubia.

V.2 Interprétation des résultats par le diagramme de Scholler-Berkaloff

Ce type de représentation, établie par Schoeller et repris par Berkaloff, nous portons 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 d'étude (**Fig.70**), confirme principalement un faciès bicarbonaté calcique, permettant de dire que la minéralisation des eaux est liée aux ions HCO_3^{2-} et Ca^{+2} . Secondairement on observe un faciès chloruré calcique.

Donc on conclue que les cinq sources ont le même faciès chimiques.

Les interactions entre les eaux souterraines et les roches encaissantes environnantes sont les principaux processus responsables des caractéristiques chimiques observées des eaux souterraines locales (**Rouabhia et al., 2009**).

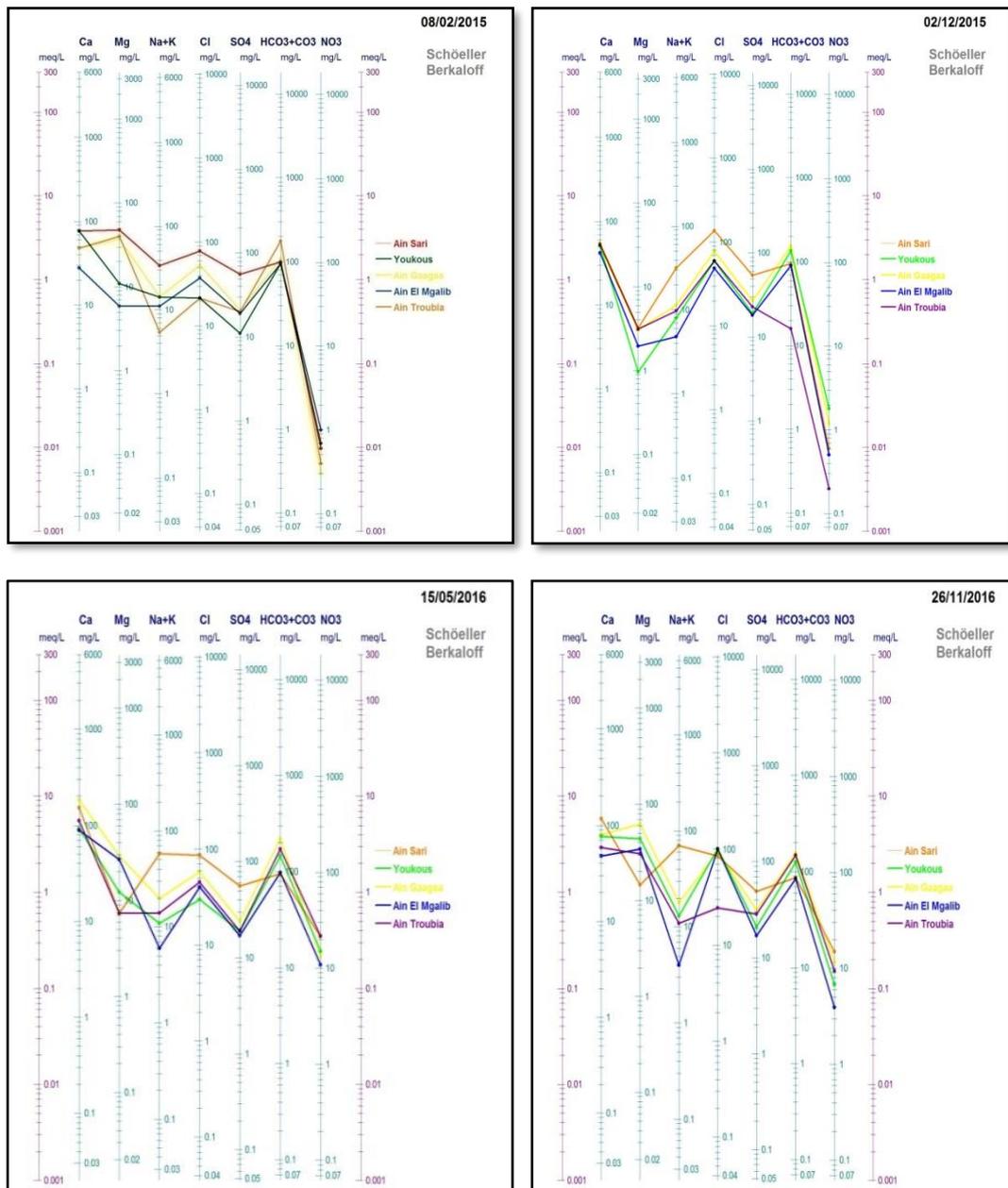


Figure 70: Diagramme de Scholler –Berkaloff pour les Cinq sources (2015-2016)

V.3 Interprétation des résultats par le diagramme de Stiff

Le diagramme de Stiff (**Fig.71**) identifie le faciès hydrochimique de chaque point d'eau. Les sources sont de faciès bicarbonaté calcique ou magnésien, sauf la source d'Ain Sari est caractérisés par un faciès chloruré et sulfaté calcique.

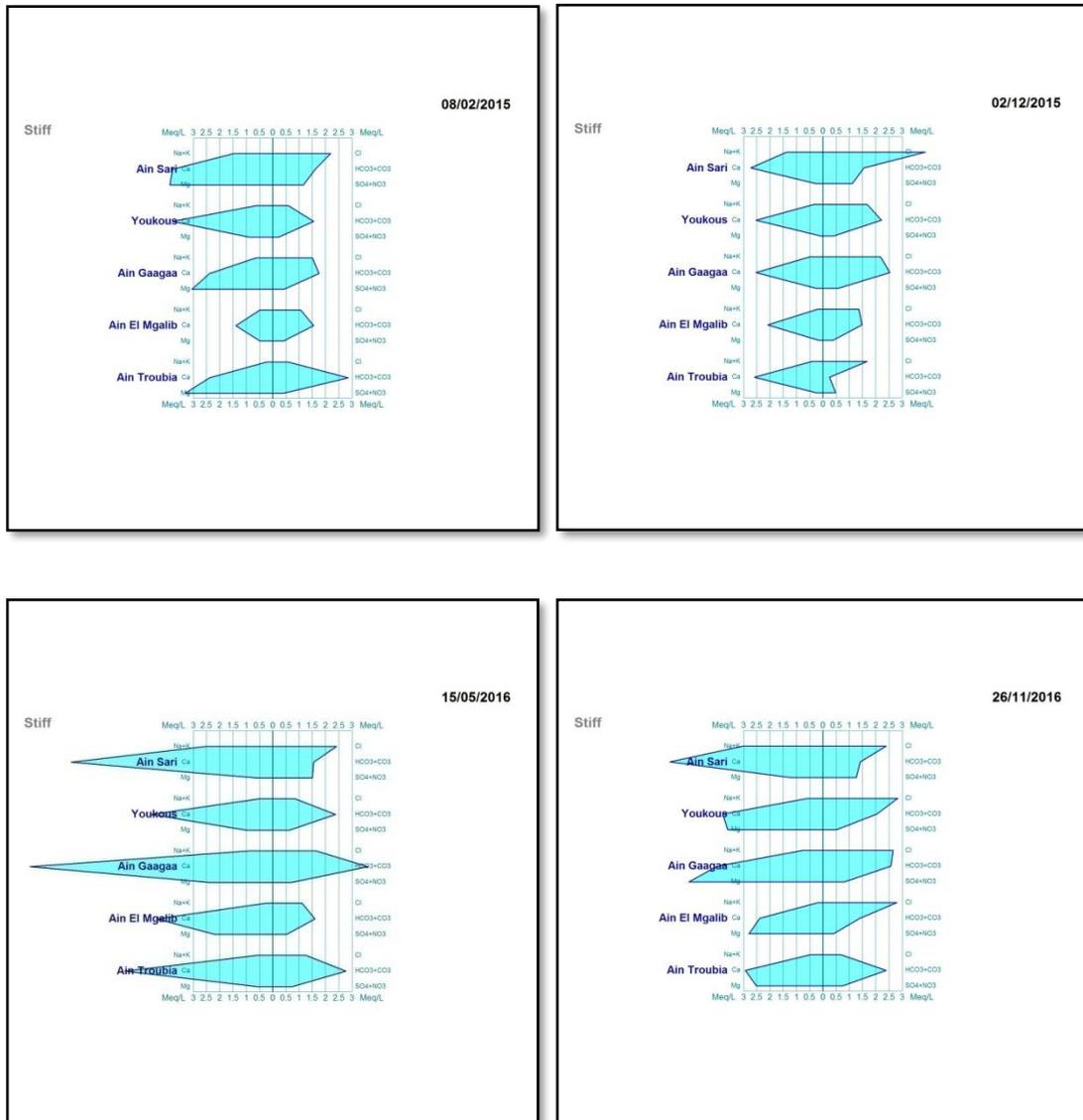


Figure 71: Diagramme de Stiff pour les Cinq sources (2015-2016)

V.4 Interprétation des résultats par le diagramme de Potabilité

Les concentrations d'éléments chimiques nous renseignent sur la qualité chimique de l'eau, en la projetant sur le diagramme de potabilité de l'eau. Cela nous permet de décrire les eaux souterraines dans la région d'étude, dans la classe de potabilité permanente (bonne classe) (**Fig.72**).

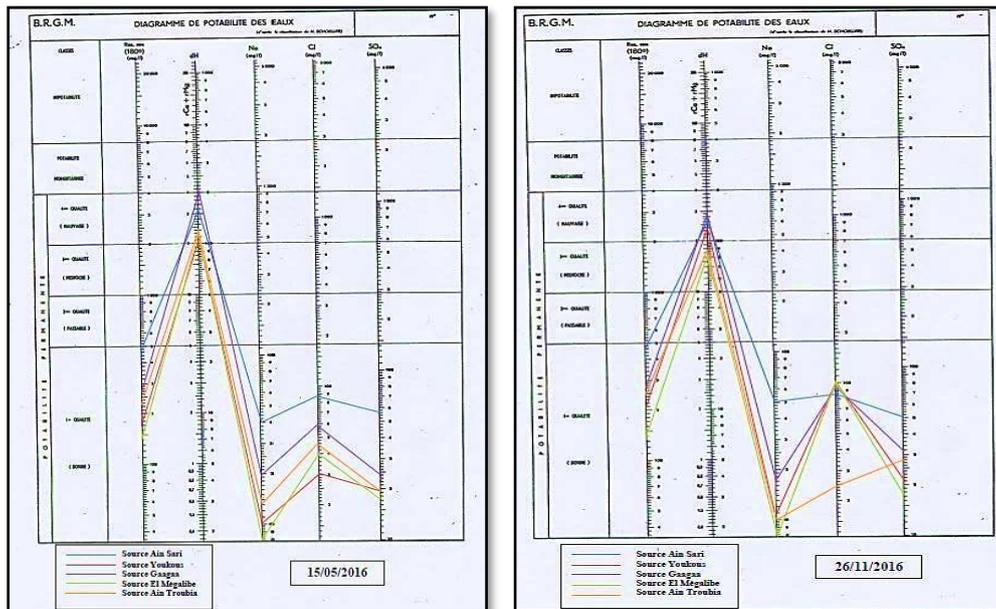


Figure 72: Diagramme de Potabilité pour les Cinq sources

VI Analyse statistique des éléments physico-chimiques

VI.1 Application d'une analyse en composantes principales (ACP)

L'analyse en composantes principales (ACP) est une méthode statistique essentiellement descriptive; son objectif est de présenter, sous une forme graphique, le maximum de l'information contenue dans un tableau de données (Diday & al. 1982; Philipeau, 1992). Ce tableau doit être constitué, en lignes, par des individus sur lesquels sont mesurées des variables quantitatives (Gaudin, 1982; Diday & al.1982; Philipeau, 1992; Dervin, 1992).

La méthode cherche d'abord l'indice pour lequel la variation des individus est maximale : cet indice est appelé première composante principale ou premier axe principal.

Ensuite, une seconde composante est recherchée et ceci sous deux conditions :

- Avoir une corrélation nulle avec la première.
- Avoir, à son tour, la plus grande variance.

Ainsi, cette deuxième composante fournit la plus grande information non expliquée par la première (Dervin, 1992; Philipeau, 1992).

Le processus se déroule ainsi jusqu'à l'obtention de la dernière composante principale, la part d'information expliquée par chacune d'elle devenant de plus en plus faible (Diday & al. 1982; Philipeau, 1992).

VI.2 Application aux eaux des sources de la zone d'étude

VI.2.1 Statistique élémentaire

Les résultats obtenus après traitement sont conditionnés dans le tableau suivant.

Tableau 29: Résultats des statistiques élémentaires

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
Ca	5	45.690	127.450	81.440	29.829
Mg	5	5.340	26.240	15.842	8.252
Na	5	7.000	55.000	20.800	19.601
K	5	1.000	20.000	4.800	8.497
Cl	5	10.640	168.040	57.128	64.970
SO₄	5	14.450	168.670	48.392	67.322
HCO₃	5	153.720	281.820	214.476	61.772
NO₃	5	11.370	45.450	21.636	13.818
CE	5	198.000	842.000	428.000	252.471
TDS	5	136.500	472.000	254.920	130.322
pH	5	7.200	7.800	7.560	0.230

L'observation du précédent tableau montre que les eaux avec un pH légèrement basique et sont particulièrement riches en bicarbonates par contre les chlorures et les sulfates présentent presque les mêmes concentrations. Du point de vue cationique le calcium domine par contre le magnésium et le sodium montrent des concentrations très proches.

Pour visualiser les liens et les compétitions qui semblent exister entre les éléments chimiques une analyse en composantes principales a été réalisée.

VI.2.2 Matrice de corrélation

Cette ACP, a été réalisé avec une matrice comprenant 05 échantillons (individus) et 11 éléments chimiques (variables).

Avant d'entamer l'analyse des résultats par utilisation de l'ACP, il est intéressant d'avoir une idée sur les liaisons existantes entre les variables prises deux à deux (Tab.32).

Le coefficient de corrélation dans le cas présent est **r = 0.9**

On remarque que :

- le calcium est anti-corrélé aux bicarbonates et est corrélé avec le magnésium, le sodium, les chlorures, les sulfates, les nitrates, CE et TDS,

- le magnésium est corrélé aux chlorures, sulfates, nitrates, CE et anti-corrélé aux bicarbonates,
- le sodium est corrélé avec le potassium, les sulfates, les nitrates, CE et TDS,
- les chlorures sont corrélés aux bicarbonates et sont anti-corrélés aux nitrates,
- les sulfates sont corrélés aux nitrates et CE.

Tableau 30: Matrice de corrélation

	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3	NO3	CE	TDS	pH
Ca	1										
Mg	0.678	1									
Na	0.940	0.694	1								
K	0.862	0.704	0.975	1							
Cl	0.239	0.629	0.042	0.021	1						
SO4	0.866	0.706	0.971	0.999	0.047	1					
HCO3	-0.051	-0.124	-0.367	-0.539	0.489	-0.533	1				
NO3	0.731	0.745	0.909	0.963	-0.011	0.955	-0.647	1			
CE	0.930	0.860	0.954	0.917	0.281	0.911	-0.212	0.881	1		
TDS	0.980	0.741	0.984	0.931	0.176	0.929	-0.202	0.847	0.976	1	
pH	-0.962	-0.836	-0.916	-0.874	-0.429	-0.882	0.091	-0.780	-0.959	-0.961	1

VI.2.3 Cercle ACP

L'étude du cercle de corrélation permet de ressortir les variables corrélées entre elles et par conséquent les dissemblances et les ressemblances entre ces dernières.

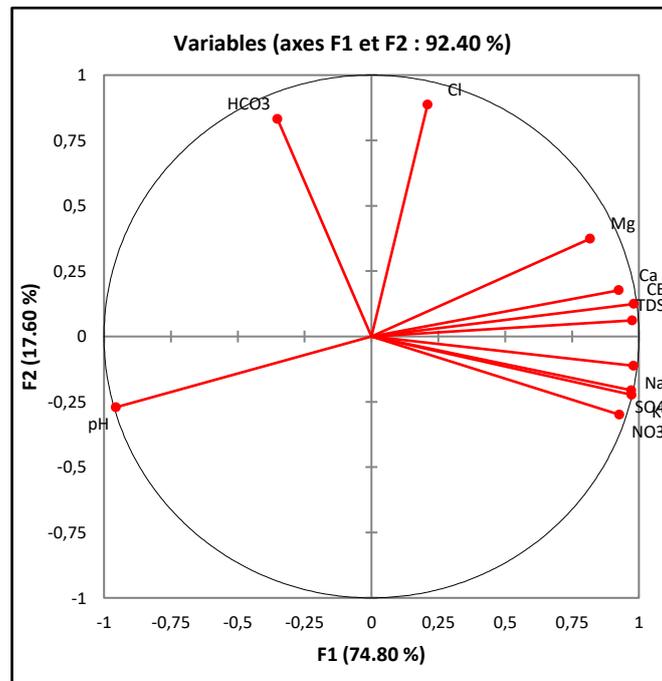


Figure 73: Cercle de corrélation des variables dans le plan formé par l'axe 1 et l'axe 2

L'observation du cercle ACP formé par les axes F1 F2 (**Fig.73**), donne 92.40% de l'information totale, ce qui signifie que les éléments de l'ACP sont bien représentés sur le cercle.

L'axe principal F1 exprime 74.80 % de l'information correspond aux principaux éléments responsables de la minéralisation de l'eau des sources karstiques : calcium, sodium, potassium, magnésium, sulfate...etc. (Fig.73). L'axe F2 exprime 17.60 % de la variance; oppose quant à lui les éléments majeurs secondaires, il est déterminé par les bicarbonates, chlorures.

VI.2.4 La projection des individus

D'après la disposition des individus (**Fig.74**) on peut voir une distribution en deux différents groupes.

Le premier groupe avec dominance des bicarbonates résultants de la dissolution des formations carbonatées.

Le second groupe marqué par une dominance du chlorure(influence des marnes).

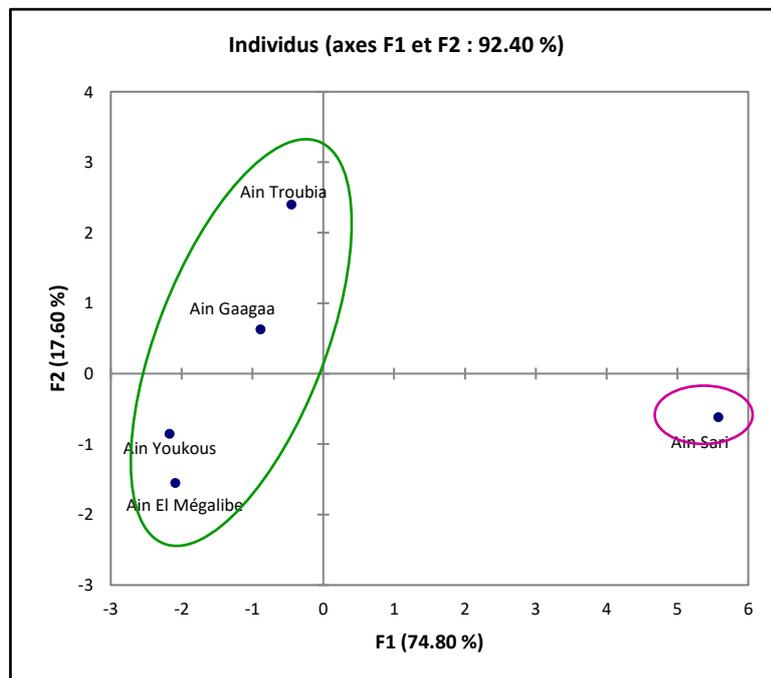


Figure 74: Projection des individus sur le plan formé par les deux premiers axes

VI.2.5 Corrélation inter-éléments

Les facteurs climatiques tels que l'évaporation (période des basses eaux), les précipitations (période des hautes eaux) et la lithologie ainsi que les conditions hydrodynamiques, influent sur les mécanismes du chimisme de la nappe.

Pour une meilleure caractérisation de ces mécanismes et leurs évolutions, on a procédé à l'analyse statistique par corrélation des différents paramètres analysés durant toute la période d'investigation (anions majeurs, cations majeurs, pH, TDS et conductivité).

La matrice de corrélation est une matrice carrée caractérisée par un coefficient de corrélation qui peut être utilisé pour distinguer la relation entre deux paramètres (**Davis, 1973**). Une matrice de corrélations a été réalisée pour les différents échantillons d'eau analysés, en utilisant le programme XLSTAT Version 2014. La relation entre ses différents constituants peut être résumée de la manière suivante :

Groupe 1 : Les paramètres avec un coefficient de corrélation (R) supérieur à 0.9, ont une très grande relation linéaire.

Groupe 2 : Les paramètres avec un coefficient de corrélation (R) compris entre (0.85-0.90), ont une grande relation linéaire.

Groupe 3 : Les paramètres qui ont un coefficient de corrélation (R) entre (0.80-0.85), ont une relation linéaire significative.

Groupe 4 : Les paramètres avec un coefficient de corrélation (R) entre (0.70-0.80), ont une bonne relation linéaire.

Groupe 5 : Les paramètres qui ont un coefficient de corrélation (R) entre (0.60-0.70), ont une relation moyenne à acceptable.

Groupe 6 : Les paramètres avec un coefficient de corrélation (R) inférieur à 0.60, ont une faible très faible relation linéaire.

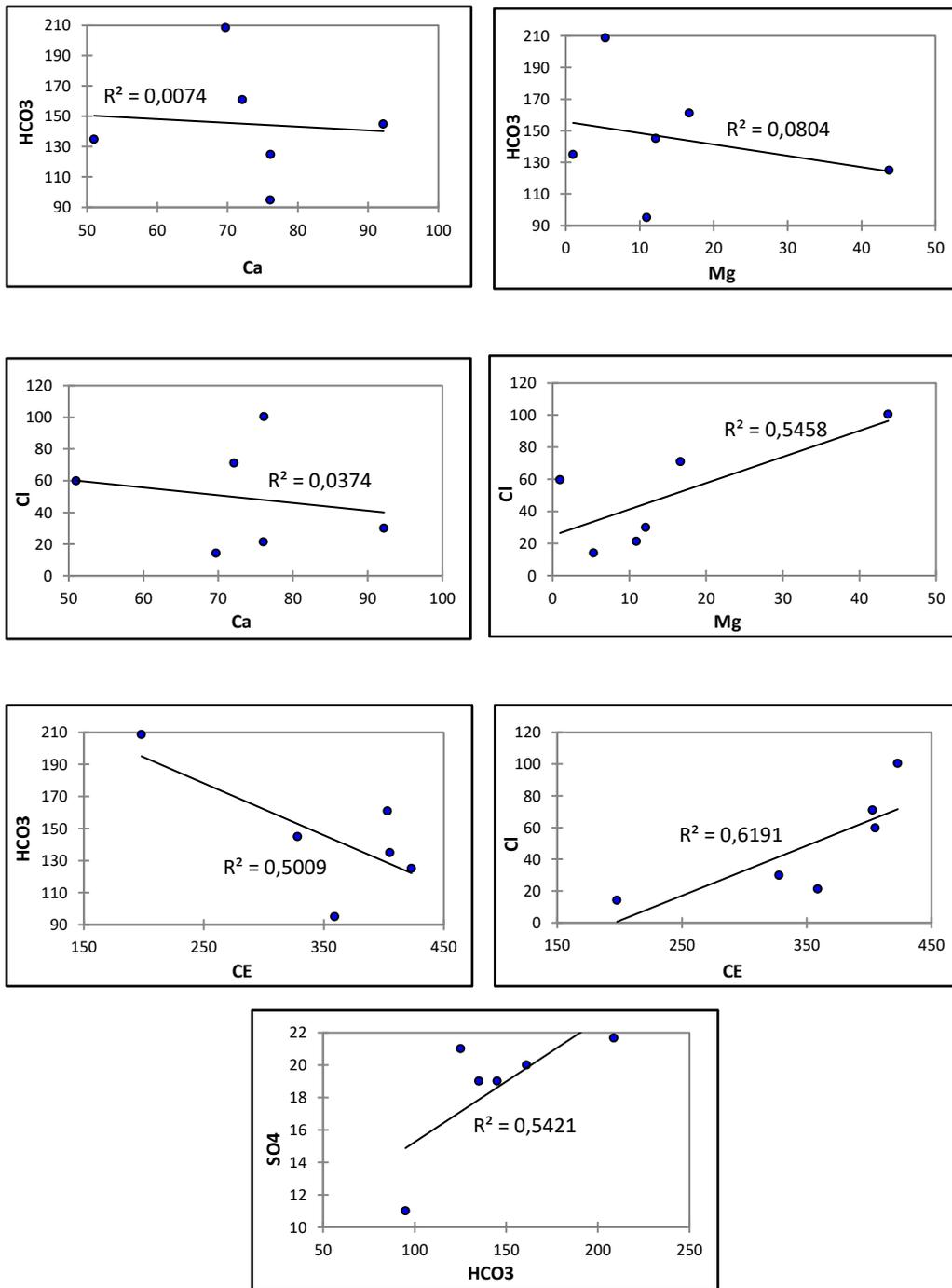


Figure 75: a Corrélation entre les valeurs de quelques paramètres physico-chimiques de la source Ain Youkous.

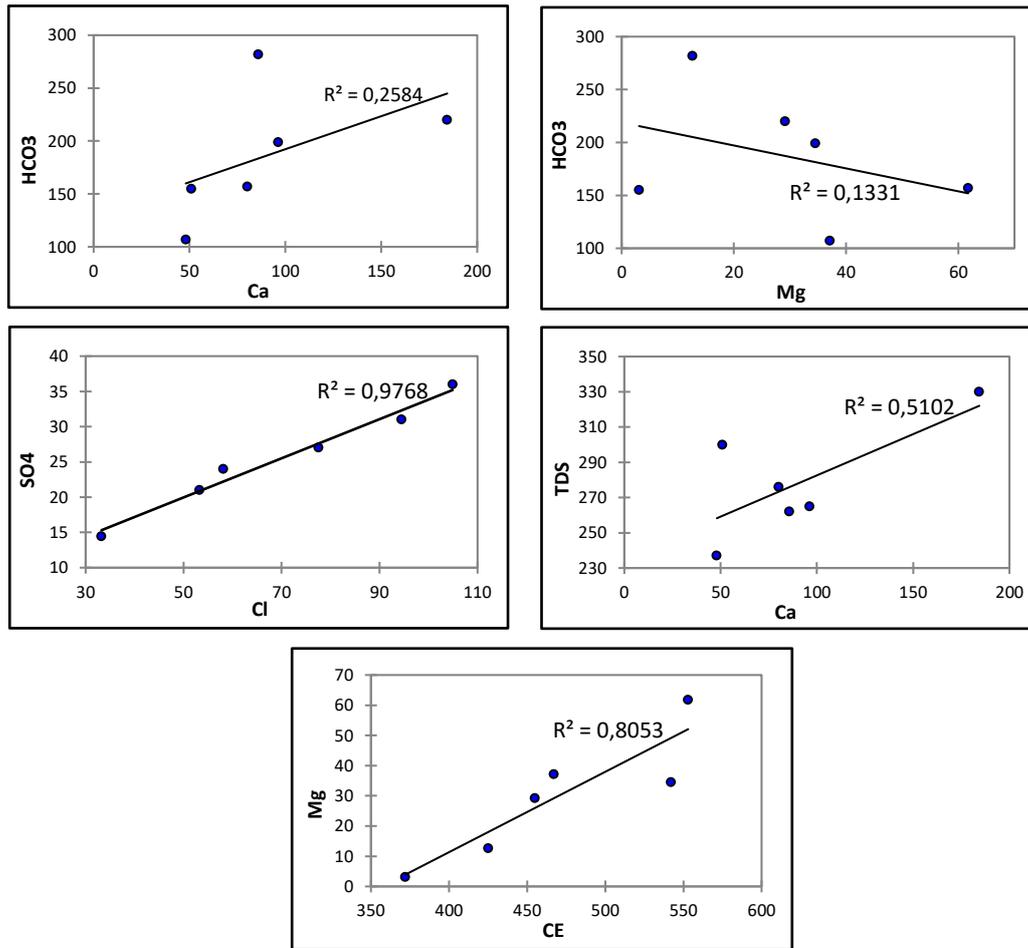


Figure 75 : b Corrélation entre les valeurs de quelques paramètres physico-chimiques de la source Ain Gaagaa

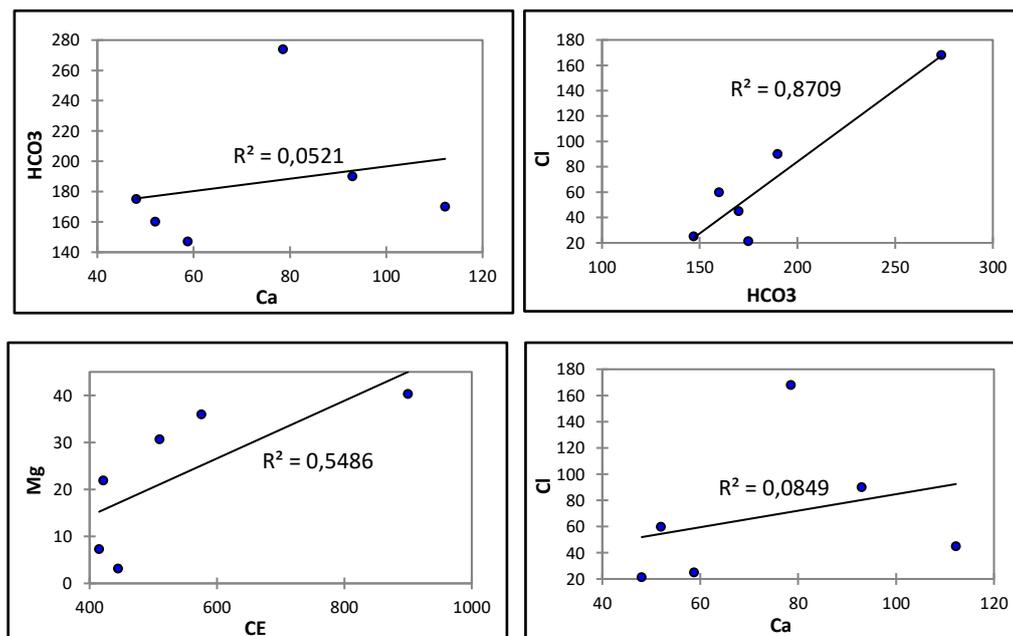


Figure 75 : c Corrélation entre les valeurs de quelques paramètres physico-chimiques de la source Ain Troubia

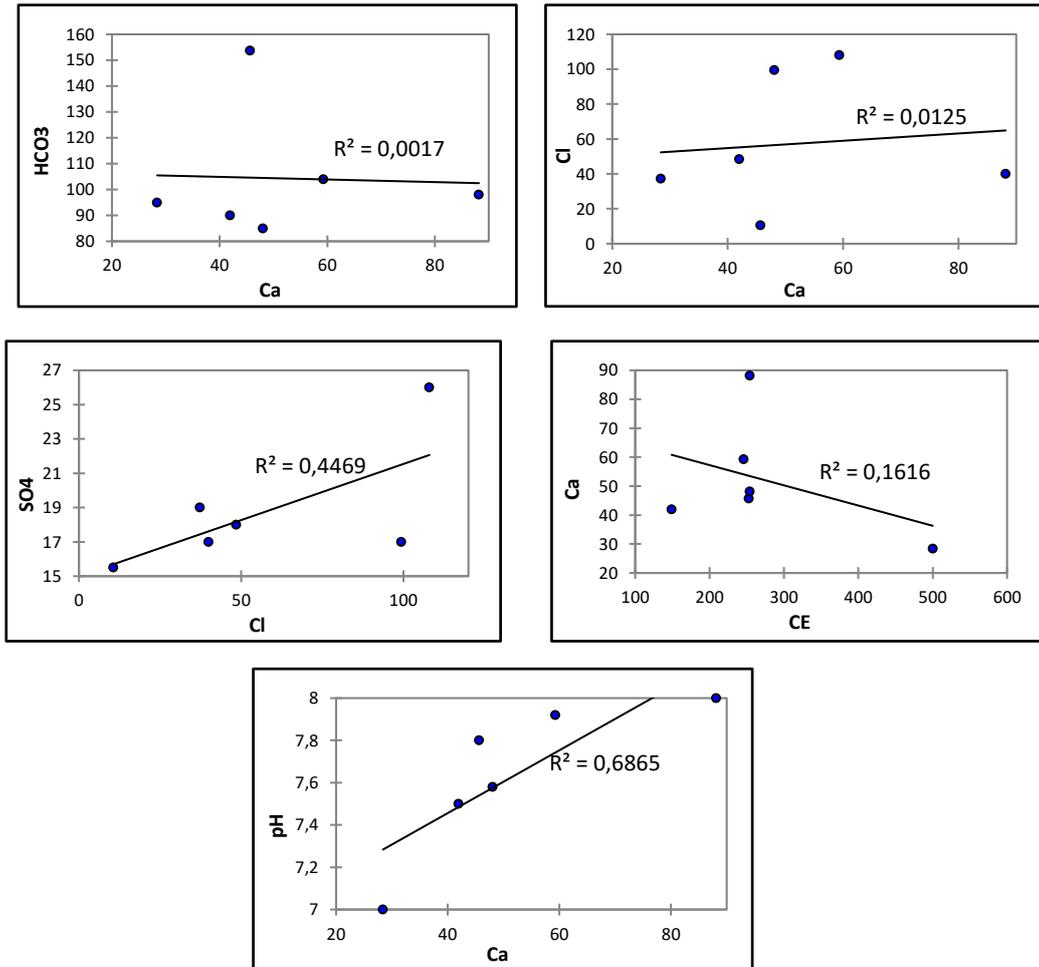


Fig.75.d Corrélation entre les valeurs de quelques paramètres physico-chimiques de la source Ain El Mégalibe

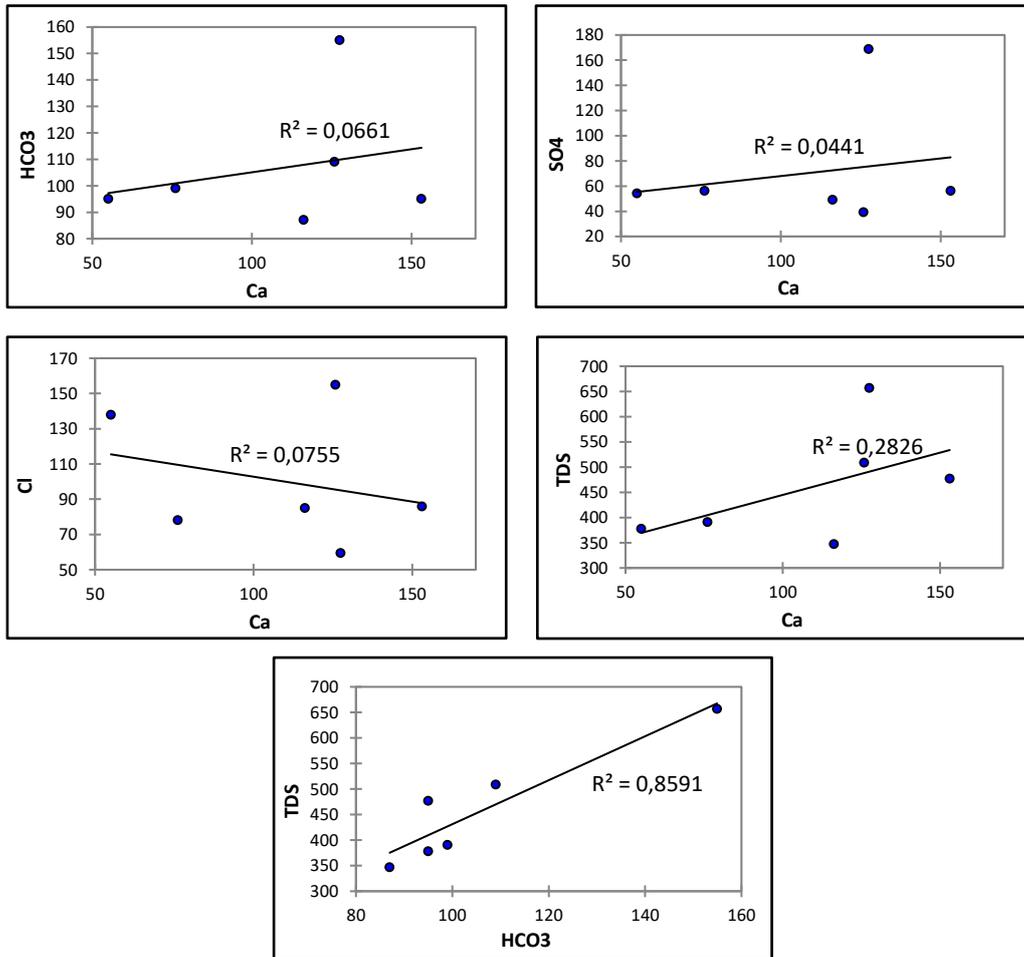


Figure 75 : e Corrélation entre les valeurs de quelques paramètres physico-chimiques de la source Ain Sari

Pour déterminer la relation entre les différents paramètres du système carbonaté, nous avons essayés de réaliser une corrélation linéaire entre les différents paramètres physicochimiques de ce système.

VII Evolution des caractéristiques chimiques des eaux de sources en fonction du temps

Pour cet objectif on a suivi les cinq sources (Ain Youkous, Ain Gaagaa, Ain Troubia, Ain El Mégalibe et Ain Sari) durant une année (08/02/2015 jusqu'à 26/11/2016). Ces profils montrent l'évolution des éléments majeurs (cations et des anions) et le débit dans le temps.

VII.1 Variations des concentrations des cations

D'une manière générale les concentrations évoluent inversement par rapport aux débits mesurés, ce qui se traduit par une augmentation des concentrations lorsque les débits sont faibles. En s'intéressant aux éléments chimiques on remarque que :

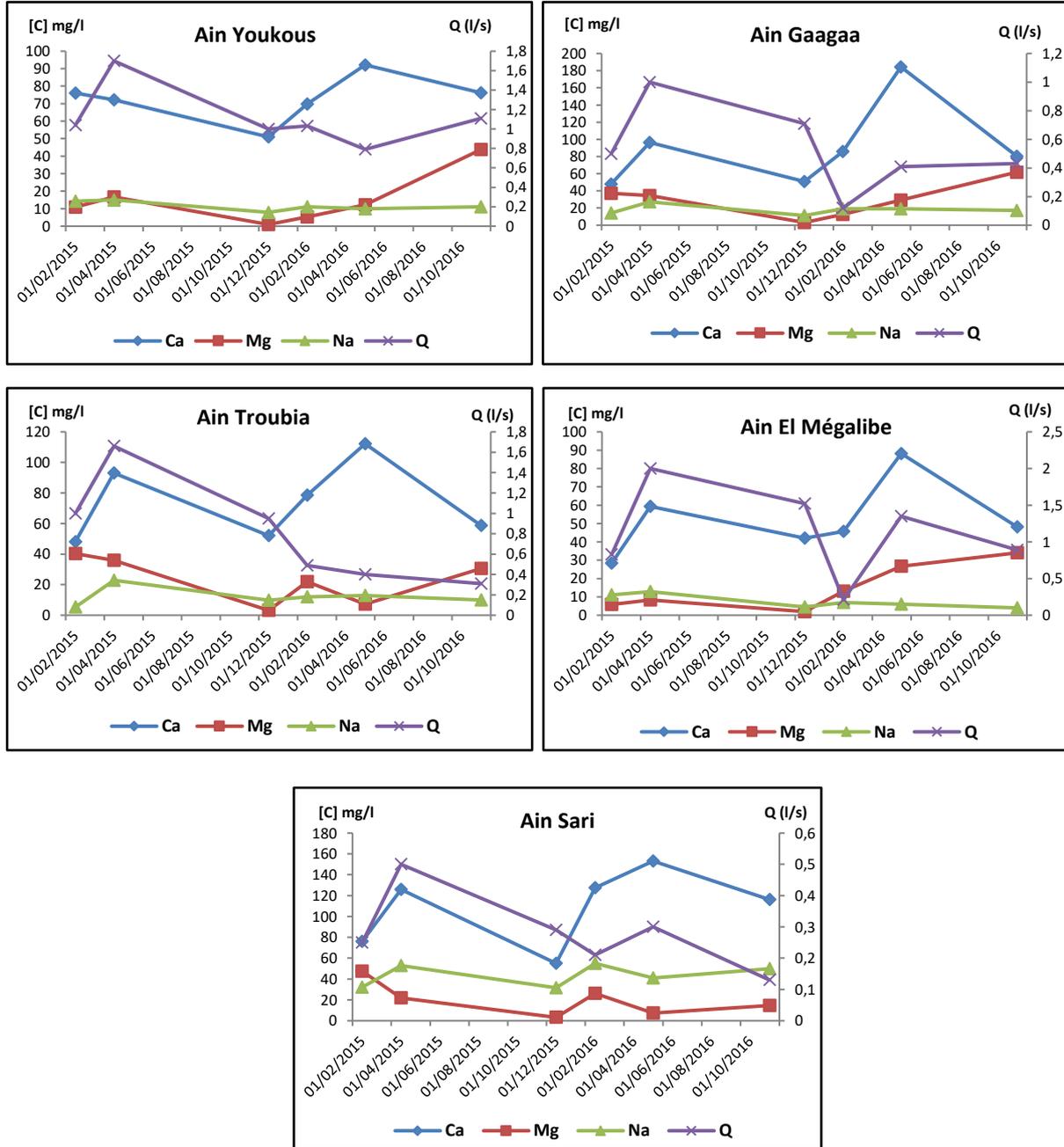


Figure 76: Evolution des cations et des débits en fonction du temps (Cinq sources)

VII.1.1 Le calcium

On note une tendance à la stabilisation des concentrations, cependant quelques périodes tels que celle allant du mois de Décembre 2015 jusqu'à le de Mai 2016 indique une augmentation des concentrations en calcium dans toutes les sources. Ces deux épisodes se produisent au cours de deux saisons différentes, mettant en évidence dans le premier cas une saison hivernale particulièrement sèche caractérisée par des débits très insignifiants. Par contre le second épisode caractérise l'impact de la saison estivale.

VII.1.2 Le Magnésium

On note une allure des variations des concentrations semblable à celle enregistrée pour le calcium dans les sources Ain Youkous, Ain Gaagaa et Ain El Mégalibe durant la période comprise entre Décembre 2015 et Mai 2016; Au-delà de cette date, on observe une augmentation des teneurs. Mais dans les sources Ain Troubia et Ain Sari on remarque que les concentrations en magnésium sont en relation inverse avec le débit.

VII.1.3 Le Sodium

D'une manière générale les concentrations en sodium restent stables durant toute la période d'observations et restent faibles par rapport aux autres éléments. Appart ; la source d'Ain Sari on remarque des fortes concentrations dans toute la période d'observation.

VII.2 Variations des concentrations des anions

VII.2.1 Les chlorures

Les concentrations oscillent entre 10.64 et 154.99 mg/l, les plus faibles teneurs ont été enregistrés au mois de Février 2016 dans les sources: Ain Youkous, Ain Gaagaa, Ain Troubia et Ain El Mégalibe, succédant au mois passé caractérisé par une certaine pluviosité ayant entraînée une augmentation de débit provoquant ainsi une dilution. Sauf la source d'Ain Sari est caractérisée par des fortes concentrations des chlorures; suivent la même tendance que les débits on peut expliquer cette forte concentration par le lessivage des marnes Maestrichtiens.

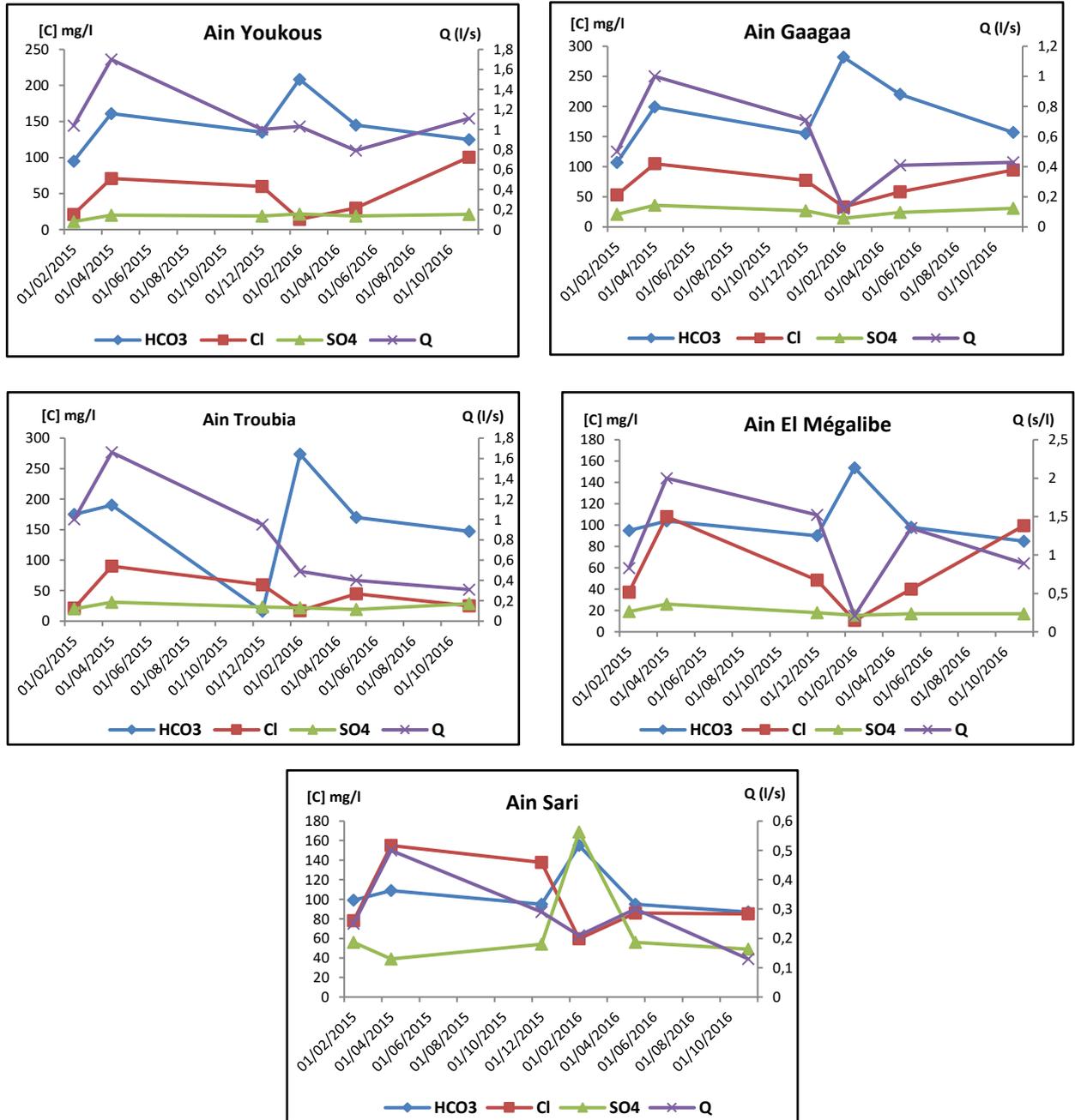


Figure 77: Evolution des anions et des débits en fonction du temps (Cinq sources)

VII.2.2 Les bicarbonates

Les concentrations des bicarbonates dans les différents échantillons analysés des sources, varient entre un minimum de 16 mg/l et un maximum de 281.82 mg/l. On remarque une augmentation des concentrations des bicarbonates avec des forts débits des mois passés. Ces fortes teneurs sont dues probablement à l'influence des formations carbonatées Maestrichtiennes.

VII.2.3 Les sulfates

Cet élément présente les concentrations les plus faibles, presque identiques pour toute la période d'investigation. On remarque des fortes concentrations dans la source Ain Sari ; cette augmentation est due aux précipitations provoquant un apport en sulfates.

VII.3 Indices de saturation

L'indices de saturation (Degré de saturation d'une solution vis-à-vis d'un minéral) exprime le degré d'équilibre chimique entre l'eau et le minéral dans la matrice de l'aquifère et peut être considéré comme une mesure du processus de dissolution et/ou précipitation concernant l'interaction eau-roche (**Drever, 1997**). L'objectif principal des indices de saturation est d'évaluer les activités ioniques sous les conditions de température et des forces ioniques prévues.

L'indice de saturation peut être évalué à partir de l'équation suivante :

$$IS = \log (KIAP/Ksp)$$

Où :

KIAP = le produit d'activité ionique des ions.

Ksp = le produit de la solubilité du minéral.

IS = l'indice de saturation.

- Si le **IS** < 0. L'eau est sous-saturée en ce qui concerne un certain minéral, c'est-à-dire l'eau est encore capable de dissoudre ce minéral spécifique.
- Si le **IS** > 0. L'eau est sursaturée en ce qui concerne ce minéral. Et le minéral va précipiter à l'intérieur de l'aquifère.
- Si le **IS** = 0. L'eau est en état d'équilibre.

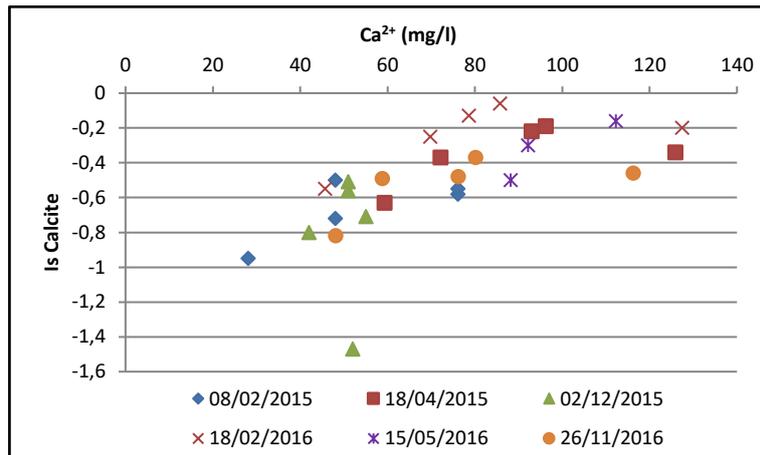


Figure 78: Evolution de l'indice de saturation de la calcite en fonction des teneurs en calcium

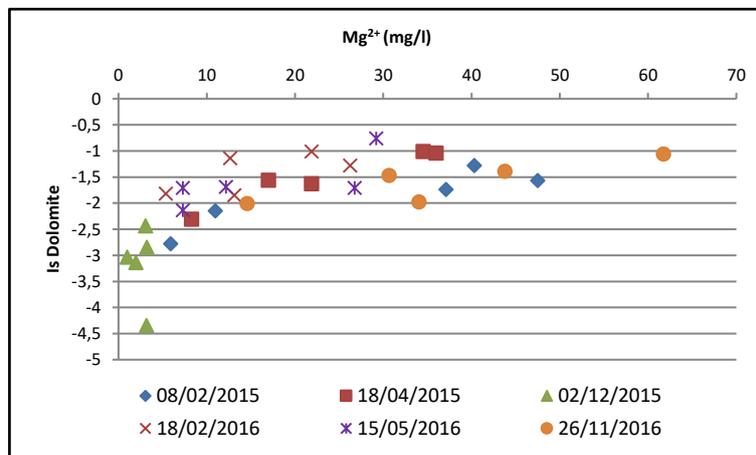


Figure 79: Evolution de l'indice de saturation de la dolomite en fonction des teneurs en magnésium

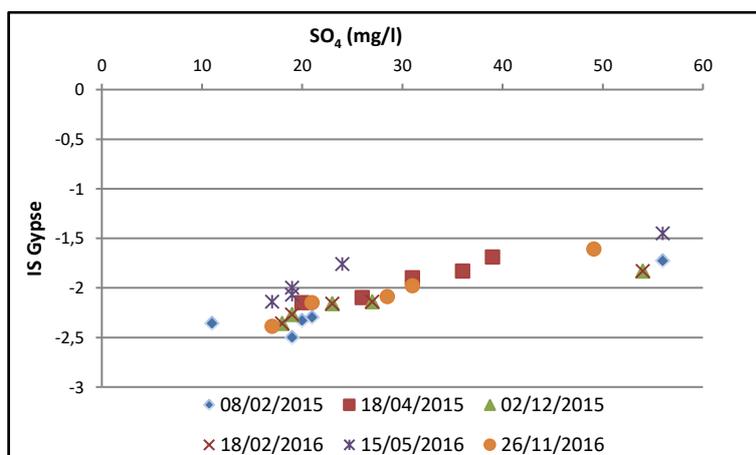


Figure 80: Evolution de l'indice de saturation du gypse en fonction des teneurs en sulfate

Le calcul des indices de saturation pour la calcite et la dolomite montre que les échantillons d'eau analysés sont sous-saturés (IS sont négatifs), ils varient entre un minimum -1.47 et un maximum -0.06 pour la calcite (**Fig.78**) et entre (-4.35 et -0.76) pour la dolomite (**Fig.79**); ce qui produit une dissolution continue des éléments chimiques. Les eaux analysées sont tracées largement en dessous de l'équilibre avec SI gypse allant à partir de - 2.5 et - 1.45 (**Fig.80**).

VIII Conclusion

L'étude hydrochimique pour les cinq sources a permis de montrer l'existence de plusieurs éléments chimiques qui ont des concentrations variant en fonction de plusieurs facteurs notamment, des saisons (humide ou sèche). Dans ce cas on peut tirer les conclusions suivantes:

Le faciès chimique dominant la zone d'étude d'après les formules ioniques calculées pour chaque point d'eau est le faciès bicarbonaté calcique ou magnésien issu des eaux en provenance des calcaires caractérisant l'ensemble des points d'eau étudiées. Par contre la source d'Ain Sari est caractérisée par un faciès chlorurées et sulfatées calciques ou magnésiennes à cause de lessivage des marnes.

Leurs minéralisations sont faibles conférant à ces eaux une bonne potabilité chimique.

Un faible à très bonnes corrélations entre quelques éléments chimiques ce qui explique leur origine différente.

Les calculs concernant les indices de saturation des minéraux dans les échantillons d'eau, montrent que les minéraux carbonatés sont proches de l'état de dissolution continue.

B Etude isotopique

I Introduction

La molécule d'eau est composée d'atome d'hydrogène et d'oxygène. Ces molécules peuvent avoir un comportement chimique et physique légèrement différent selon les isotopes qui les composent. Ces propriétés sont liées aux masses des noyaux atomiques, les différences de masse vont entraîner des conséquences de deux ordres (Mook et al, 2000) :

- les molécules isotopiques les plus lourdes ont une mobilité réduite, soit une plus faible vitesse de diffusion et de réaction,
- les molécules les plus lourdes ont généralement des énergies de liaison plus fortes.

Les études isotopiques ont un but de connaître les circuits hydrogéologiques et leur fonctionnement indispensable pour en assurer une gestion optimale. Une bonne connaissance du circuit nécessite de répondre aux interrogations sur l'origine de l'eau dans l'espace (où ?), et dans le temps (quand ?).

Les différents isotopes les plus utilisés en hydrogéologie sont d'une part les isotopes de la molécule d'eau (l'oxygène 18, le tritium et le deutérium) et d'autre part les isotopes des espèces dissoutes (le carbone 14 et le carbone 13) du carbone inorganique. Les isotopes stables nous permettront de connaître une caractéristique spatiale (altitude de recharge, ...) et les isotopes radioactifs, un facteur temporel (âge, ...).

Nous avons réalisé des analyses d'oxygène-18 (^{18}O) et du deutérium (^2H) sur les eaux des sources de l'aquifère karstique.

II Domaine d'utilisation des traceurs isotopiques et revue bibliographique

Les applications des traceurs environnementaux se sont diversifiées durant ces trois dernières décennies. Parmi celles-ci, on peut noter l'analyse de la recharge des nappes d'eaux souterraines, leur datation ainsi que l'estimation de leur contribution au débit des rivières et leurs interactions avec l'eau provenant d'autres sources. Les principaux domaines d'application des techniques isotopiques peuvent être résumés dans le tableau ci-dessous :

Tableau 31: Domaine d'application des techniques isotopiques en hydrologie

	Précipitations, eaux de surface	Eaux souterraines
Domaine d'application	<ul style="list-style-type: none"> - Origine et mode de formation des précipitations, - Décomposition d'hydrogramme 	<ul style="list-style-type: none"> - Recharge (qualitative et quantitative) - Localisation des zones de recharge - Relations entre eaux de surface et eaux souterraines - Drainance et mélange entre aquifères - Mécanisme de salinisation - Estimation des temps de transit (« âge » des eaux) - Information paléoclimatique

II.1 Les isotopes stables dans les précipitations

L'étude des teneurs en isotopes stables (¹⁸O et ²H) des pluies permet d'en déterminer l'origine et le mode de formation. En effet les variations de teneur dépendent des facteurs météorologiques et climatologiques. La composition isotopique des précipitations mesurée au sol résulte (Clark et Fritz, 1999) :

- de conditions environnementales tel l'effet de continentalité, la latitude, l'altitude,
- de paramètres météorologiques locaux, tels la température, l'humidité relative,
- de caractéristiques du système pluvio-gène, telles l'effet de masse et la structure et le type de nuage.

II.2 L'identification de l'origine des eaux souterraines

Les aires de recharge des nappes sont déterminées grâce à l'effet d'altitude que subissent les teneurs en isotopes stables. On part du principe de l'existence de gradient de température et de gradient isotopique: la température diminue avec l'altitude et le milieu aqueux s'enrichit en isotopes stables avec la température.

En définissant le gradient de température (a) comme la variation de température avec l'altitude et (b) la variation de la teneur en ¹⁸O avec la température, on a :

$$\delta t / \delta h = -a$$

$$\delta^{18}\text{O} / \delta t = b$$

De ces deux relations on tire un gradient d'altitude $\delta^{18}\text{O} / \delta h = -a * b$

On peut établir le gradient d'altitude régional à l'aide de stations pluviométriques ou de petites sources étagées en altitude dont on a déterminé l'altitude moyenne du bassin versant. Cette dernière approche est d'autant plus intéressante qu'elle permet d'intégrer la pluviométrie moyenne annuelle.

III Les isotopes stables utilisés

Les isotopes naturels les plus utilisés sont les isotopes stables : hydrogène lourd ou deutérium (^2H) et l'oxygène 18 (^{18}O) qui sont des constituants de l'eau naturelle et sont de ce fait de bons éléments pour l'analyse du cheminement de l'eau.

Principalement, les méthodes de traçages isotopiques se basent sur le fait que la composition isotopique de l'eau contenue dans les aquifères est différente de celle de l'eau de pluie. On considère alors que l'eau contenue dans les sols est de l'eau "ancienne" tandis que l'eau de pluie est dénommée eau "récente".

Il est alors possible de déterminer les contributions d'eau ancienne et d'eau récente d'un débit mesuré Q en rivière à l'aide d'un système de deux équations à deux inconnues :

$$\begin{aligned} Q &= Q_a + Q_n \\ \delta \cdot Q &= \delta_a \cdot Q_a + \delta_n \cdot Q_n \end{aligned}$$

Avec (δ_n) teneurs en isotopes de la pluie ; (δ_a) celles de l'eau du sol ; (δ) celles de l'eau de la rivière ; Q le débit de la rivière.

En mesurant les différentes concentrations ainsi que le débit total, il est alors possible de déterminer la part contributive de chaque compartiment (exemple de la décomposition de l'hydrogramme):

$$\begin{aligned} Q_a &= Q \cdot \frac{\delta - \delta_n}{\delta_a - \delta_n} \\ Q_n &= Q - Q_a \end{aligned}$$

III.1 Variation de la composition isotopique moyenne des eaux

On étudie la concentration en isotopes stables par rapport à une référence qui est la teneur moyenne de l'isotope considéré dans les eaux océaniques nommée SMOW (Standard Mean Ocean Water). On calcule ainsi le « delta », pour un élément donné, entre le rapport isotopique d'un échantillon et celui d'un standard (SMOW), exprimé en pour mille ; actuellement on utilise le standard de l'AIEA de Vienne ou VSMOW.

Pour les pluies, il existe une relation linéaire entre la concentration en Oxygène 18 et la concentration en deutérium. Cette relation exprime la droite des eaux météoriques, qui à l'échelle mondiale (**Craig, 1961**), s'établit comme suit :

$$\delta^2\text{H} = 8. \delta^{18}\text{O} + 10$$

L'analyse au niveau local de la relation entre oxygène 18 et deutérium permet de mettre en évidence des eaux qui ont subi un processus d'évaporation. L'intersection de cette droite avec la droite des eaux météoriques donne ainsi la possibilité de déterminer la composition isotopique de l'eau avant son évaporation.

IV Caractéristiques du signal « ENTREE »

Le manque des données isotopiques des précipitations qui est une vraie lacune dans l'hydrogéologie Algérienne, nous a amenés à utiliser ,comme référence, les teneurs mesurées au niveau des laboratoires de l'hydrologie isotopique de l'agence internationale de l'énergie atomique(**Fehdi, 2008**), des stations du réseau GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation) implantées en Tunisie à savoir la station de Tunis- Carthage (1968-2001) et la station de Sfax (1992-2001), ces deux stations sont distantes d'environ 250 km par rapport à la région étude, pour la première station et environ 350 km pour la seconde. Une troisième station du réseau GNIP, implanté ça ne fait pas longtemps à Alger (1998-2001), située à environ 700 Km au Nord-Ouest par rapport à notre région d'étude, a été également utilisée (Tab.34).

Les trois stations sont influencées par le climat méditerranéen où les pluies sont riches en oxygène-18 (-3.8 ‰ pour Tunis,-4.4 ‰ pour Sfax et -3.25 ‰ pour Alger).

Tableau 32: Résultats des teneurs moyennes en oxygène-18 des pluies dans les stations de l'A.I.E.A

Station	Altitudes	Latitudes	Longitudes	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
Tunis Carthage	4 m	36.83	10.23	-3.9	-20.1
Sfax	23 m	34.43	10.41	-4.4	-24.7
Alger. CN	180 m	36.78	03.05	-3.25	-23.5

L'exploitation de ces données fournies par l'A.I.E.A, nous a permis d'apporter des corrections sur l'interprétation de nos résultats et de bien comprendre les conditions de recharge de l'aquifère karstique par rapport au signal de pluies disponible.

Pour cette étude, nous avons utilisés les résultats des travaux de recherche établis par **Celle- Jeonatan, H et al (2001)**, sur la caractérisation isotopiques des pluies en Tunisie. Nous disposons donc des données de deux stations :

- celle de Tunis-Carthage, une station de l'AIEA où il existe relativement une longue chronique de mesure isotopique (1968-2001)
- celle de Sfax, pour une période d'observation de 6 ans (1992-1998)

Ces deux stations sont relativement proches de la région d'étude, elles sont distantes d'environ 250 km par rapport à notre site d'étude, pour la première station et environ 350 km pour la seconde.

La droite météorique locale à Tunis et Sfax a été déterminée (Fig.80) pour la période comprise entre septembre 1992 et novembre 1998 :

$$\delta^2H = (6,4 \pm 0,5) \delta^{18}O + (5,2 \pm 1,7)$$

Tunis (1992–1998, n= 26)

$$\delta^2H = (6,7 \pm 0,3) \delta^{18}O + (3,5 \pm 1,3)$$

Sfax (1992–1998, n = 45)

Les valeurs isotopiques moyennes pour Tunis (-3.9 $\delta^{18}O$ ‰, -20.1 δ^2H ‰) sont supérieures à celles de Sfax (-4.4 $\delta^{18}O$ ‰, -24.7 δ^2H ‰) pour la même période de mesures commune 1993- 1998 (Tab.34). La différence de contexte météorologique de Sfax et de Tunis permet d'expliquer cette variabilité.

Les pentes des droites locales de Tunis et de Sfax sont très proches pour la même période de mesures ; nous considérons donc cette période comme représentative du signal pluie.

V Composition isotopique des eaux souterraines

V.1 Echantillonnage

Afin de dresser une image isotopique généralisée de l'aquifère des calcaires Maestrichtiens, nous avons procédé à une étude isotopique sur quelques échantillons d'eau souterraine (sources), répartis sur toute la région d'étude à Février 2016.

Le nombre de points analysé pour l'oxygène-18 et le deutérium est relativement restreint (Tab.35). Les teneurs obtenues ne peuvent pas être représentatives pour tout l'aquifère, mais elles permettent d'avoir une première approche.

Tableau 33: Composition isotopique de l'eau souterraine mesurée aux sources et leurs altitudes (Février 2016)

N°	Sources	altitude (m)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW)	$\delta^2\text{H}$ (‰ SMOW)
1	Ain Sari	1173	-4.9948	-51.9316
2	Ain Youkous	1135	-6.1353	-54.0258
3	Ain Gaagaa	1272	-6.4652	-54.5001
4	Ain El Mégalibe	1279	-6.7224	-56.9946
5	Ain Enneba	1101	-6.3335	-56.8581

V.2 Analyses et résultats

Pour ce qui concerne nos propres échantillons, Les isotopes stables ont été analysés aux laboratoires de chimie et isotopes à l'Université de Gabès, en Tunisie.

Les techniques d'analyse ainsi que les précisions analytiques, peuvent être décrites comme suit :

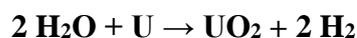
V.2.1 Dosage des isotopes stables

Les mesures des rapports isotopiques sont effectuées sur le CO_2 et l'hydrogène au moyen d'un spectromètre de masse par comparaison avec un étalon dont on connaît les valeurs par rapport à un étalon international, le SMOW défini par **Craig, H (1961)** et qui par définition est égal à 0 ($\delta^{18}\text{O}$ vs SMOW et $\delta^2\text{H}$ vs SMOW).

Pour l'oxygène-18, l'équilibre isotopique est réalisé entre l'eau de l'échantillon préalablement dégazé et le CO_2 provenant d'une bouteille du commerce, selon la réaction :



Pour le deutérium, l'eau est réduite par passage sur la tournure d'uranium à 600- 800 °C selon la réaction :



En routine, l'incertitude expérimentale va de $\pm 0,1$ à $\pm 0,15\%$ pour l'oxygène-18 et de $\pm 1,5\%$ pour le deutérium.

V.2.2 Les isotopes stables

Le premier indicateur de la présence d'eau ancienne dans les zones arides et semi-arides est la teneur en isotopes stables. Le « cachet isotopique » très appauvri de certains échantillons d'eau souterraine par rapport aux teneurs mesurées dans les eaux actuelles correspond en effet à des épisodes de recharge des nappes survenus sous des conditions climatiques plus froides et plus humides que celles régnant actuellement dans les régions considérées (**Conrad et Fontes, 1972**).

La distribution géographique des teneurs en isotopes stables des eaux souterraines peut fournir des indications sur les conditions de recharge, les caractéristiques hydrauliques, la continuité et/ou la discontinuité hydraulique des systèmes aquifères. Dans les grands aquifères, l'homogénéisation spatiale de la composition isotopique des eaux souterraines témoigne souvent d'un temps de résidence prolongé, ce qui permet aux processus de mélange et de diffusion d'effacer toutes traces de variations éventuelles dues à des épisodes successifs de recharge (**Fehdi, 2008**).

L'hétérogénéité spatiale des teneurs en isotopes stables peut être en revanche le témoin, soit de recharges directes dont les empreintes isotopiques n'ont pas été « tamponnées » par les processus de diffusion et de mélanges en relation avec des temps de résidence très courts ; soit de discontinuités hydrauliques qui ne favorisent pas les processus de mélanges, maintenant ainsi constants les signaux isotopiques même dans le cas de temps de séjour prolongés des eaux (**Aranyossy, 1995**).

Ce sont ces règles qui vont guider les interprétations qui vont suivre.

V.2.3 Relation $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ dans les eaux souterraines

Pour cerner l'origine des eaux souterraines de l'aquifère Maestrichtien de notre région d'étude, nous comparons les eaux souterraines de la zone d'étude par la Ligne d'eau météorologique mondiale (GMWL) (**Craig, 1961, Rozanski et al., 1993**) et la ligne d'eau météorologique locale (LMWL) de la ville de Sfax et de Tunis (**Maliki, 2000, Celle et al., 2001**).

Les rapports isotopiques de l'hydrogène ont été mesurés sur H_2 après la réaction de 10 ml d'eau avec du zinc métallique à 500 ° C (**Coleman et al., 1982**). Les analyses des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène ont été rapportées à la notation δ par rapport à l'eau océanique moyenne standard de Vienne (VSMOW), où $\delta = [(RS / \text{RSMOW}) - 1] \times 1000$; RS représente

le rapport $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ ou $^2\text{H} / ^1\text{H}$ de l'échantillon, et RSMOW est $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ ou le rapport $^2\text{H} / ^1\text{H}$ du SMOW. Précisions typiques sont $\pm 0,1$ et $\pm 1,0$ ‰ pour l'oxygène-18 et le deutérium, respectivement.

L'utilisation d'isotopes stables est très importante dans le domaine de l'évaluation des ressources (Fontes, 1980, Fontes et al., 1986). Les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène dans les eaux souterraines d'un cycle hydrologique actif proviennent de la composition isotopique initiale de l'eau de pluie de recharge et reflètent cette composition. Les compositions isotopiques stables de l'eau recueillie à partir des sources sont présentées dans le tableau 35. Les valeurs isotopiques stables variaient de ^{18}O entre -6,72 et -4,99 et de ^2H entre -56,99 et -51,93.

Les analyses isotopiques de l'oxygène (^{18}O) et de l'hydrogène (^2H) de l'eau souterraine est portée sur le diagramme $\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$ classique (Fig.81), cette représentation permet de déterminer l'origine de eaux souterraines en comparant les signatures isotopiques à celle des précipitations locales.

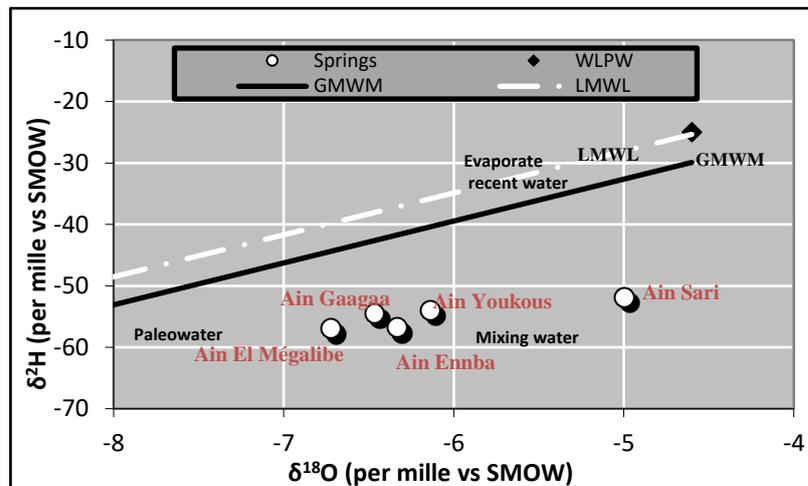


Figure 81: Comparaison entre les eaux souterraines des sources de la zone d'étude et la Ligne d'eau météorologique mondiale (GMWM) et la ligne d'eau météorologique locale (LMWL) de la ville de Sfax et de Tunis (Février 2016)

Dans le diagramme $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$ conventionnel (Fig.81), la plupart des échantillons sont situés près de la ligne météorique globale (GMWM), ce qui indique que les eaux souterraines de l'aquifère Maestrichtien sont issues d'une masse d'air n'ayant subi aucun phénomène évaporatoire et correspondrait à des eaux présentement rechargée, suggérant que l'eau souterraine est d'origine météorique (Craig, 1961).

V.2.4 Variation oxygène-18- altitudes

La similitude entre $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ pour les échantillons d'eau souterraine des sources n'est pas surprenante dans les régions karstiques et suggère un processus d'infiltration rapide des précipitations qui rechargent les eaux souterraines à haute altitude dans les terrains carbonatés fortement karstifiés (**Fig.82**), indique également que les eaux souterraines sont d'origine météorique (**Araguas et Diaz Teijeiro, 2005; Fehdi et al., 2015**).

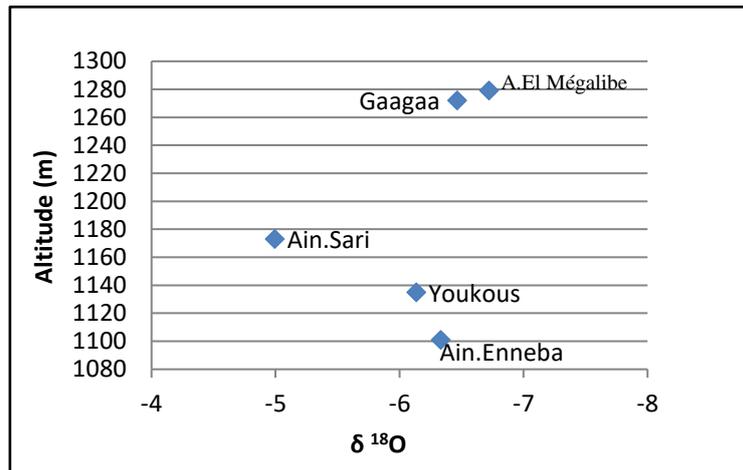


Figure 82: Relation entre l'altitude des sources et $\delta^{18}\text{O}$ (Février 2016)

V.2.5 Variation oxygène-18- salinité (TDS)

Les valeurs de solides dissous totaux (TDS) fournissent une bonne indication du temps de résidence par interaction entre l'eau et la roche réservoir. Les concentrations en ions augmentent à partir des sources vers les échantillons d'eau souterraine recueillis dans les sources d'Ain Sari et d'El Anneba (**Fig.83**).

Alors que les sources Ain Sari et El Anneba (G2) montrent des valeurs TDS élevées, les échantillons de ressorts sont représentés avec des valeurs élevées de $\delta^{18}\text{O}$. Il faut souligner que, bien que les eaux de source de Youkous, Gaagaa et El Mègalibe (G1) drainent des zones de recharge plus élevées, leurs concentrations en ions sont inférieures à celles des sources Ain Sari et El Anneba (G2) en raison du temps d'interaction le plus court des eaux souterraines.

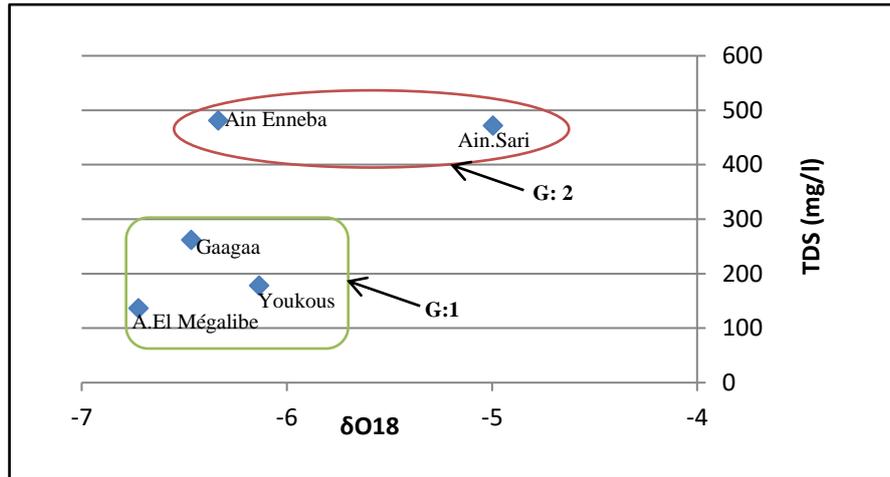


Figure 83: Relation entre $\delta^{18}O$ et TDS

VI Conclusion

L'étude isotopique stable (^{18}O et 2H) des eaux souterraines a permis de dire que le réservoir souterrain reçoit une recharge à partir de pluie efficace sans que celles-ci ne soient soumises à une évaporation notable.

Les valeurs isotopiques stables de nos sources étudiées variaient de ^{18}O entre -6,72 et -4,99 et de 2H entre -56,99 et -51,93. Nous avons observé également, une certaine homogénéisation dans la composition en isotopes stables dans l'ensemble des points d'eau analysés, ce qui témoignerait de temps de résidence prolongés ou de circulation lente.

La représentation des analyses isotopiques stables a permis de constater que la plupart des sources de la zone d'étude, sont situés près de la ligne météorique globale (GMWM), ceci explique que les eaux souterraines de la zone d'étude sont d'origine météorique.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Le présent travail, a été mené dans la région de Tébessa ; zone semi-aride située à l'extrême Est algérien. La tâche principale est de caractériser le fonctionnement et le comportement de l'aquifère karstique des calcaires Maestrichtiens par l'application des méthodes de l'approche fonctionnelle à oued Bouakous. On a essayé aussi de faire une comparaison entre les sources de la zone d'étude, trouvé la relation entre eux et comment elles se fonctionnent? A la fin de ce travail, les résultats scientifiques et pratiques obtenus peuvent être synthétisés comme suit:

L'étude géologique permet d'identifier les diverses formations qui constituent notre zone d'étude: les marnes d'âge Turonien et Campanien, les calcaires du Maestrichtien, les marnes du Danien et les calcaires Eocènes recouverts par les alluvions de Quaternaire. Ses formations susceptibles d'être aquifères sont :

- Le remplissage alluvionnaire a facies caillouteux, graveleux et argileux.
- Les calcaires d'âge Turonien.
- Les calcaires d'âge Maestrichtien.

L'étude de la fracturation dans la région d'étude a révélé d'un réseau dense d'alignements structuraux avec des extensions importantes favorise l'infiltration et la circulation des eaux météoriques d'un Karst.

L'étude climatologique de la région de Tébessa et de Hammamet permet de déterminer le climat de la zone d'étude qui est un climat de type semi-aride, caractérisé par deux saisons distinctes ; l'une sèche et chaude, l'autre humide et fraîche. La température moyenne annuelle qui y règne est de 16.29 °C et la moyenne interannuelle des précipitations tombées est de l'ordre de 305.86 mm à Tébessa et de l'ordre 285.39 mm à Hammamet sur une période de 20 ans (1996/1997 – 2015/2016). Les bilans hydriques calculés sont en générale déficitaires dans les deux stations (Tébessa et Hammamet). L'ETR enregistré a été de l'ordre de 305.86 mm à Tébessa et de 285.42 mm à Hammamet. Le déficit agricole estimé a une valeur de 540.98 mm à Tébessa et une valeur de 561.41 mm à Hammamet.

D'après les résultats de l'étude géométrie de l'aquifère on constate l'existence des formations aquifères au niveau de la zone d'étude, les formations alluvionnaires (graviers, cailloutis) s'intercalent avec des argiles d'âge Quaternaire. Ces formations sont d'une porosité d'interstice qui représente la couche la plus favorable pour l'existence des eaux dans la plaine

d'El Hammamet. Et on a confirmé la succession des formations suivantes dans le synclinal de Chéria : les marnes d'âge Campanien, les calcaires du Maestrichtien, les marnes du Danien et les calcaires Eocènes recouverts par les alluvions et le sable du Moi-Plio-Quaternaire.

De point de vue caractéristique hydrogéologique des sources étudiées; montrent que les variations des débits dont la dépendance est directement liée aux précipitations et les réponses sont généralement instantanées.

Les résultats obtenus par application des méthodes de l'approche fonctionnelle se présentent comme suit :

- D'après l'étude des courbes des fréquences cumulées des débits classés, il s'agit d'apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur.
- La classification du site étudié, d'après les paramètres déterminés à partir de l'analyse de la courbe de récession montre que le système karstique étudié se classe dans les systèmes complexes, avec de grandes tailles et de nombreux sous-systèmes, dans la classification de Mangin (1975).
- Le volume dynamique pour le cycle 2015 est de 112984.62 m³. Le volume de transit pour le cycle 2015 est de 1766016 m³.

L'étude des réponses hydrochimiques a également apporté des indications, sur le fonctionnement du système et sur sa structure géologique, à travers l'étude des faciès chimiques des eaux et des courbes de l'évolution des éléments chimiques de l'eau.

Dans ce chapitre on peut tirer les conclusions suivantes:

- Leurs minéralisations sont faibles conférant à ces eaux une bonne potabilité chimique.
- Les eaux sont de type bicarbonaté calcique ou magnésien dans les sources Ain Youkous, Ain Gaagaa, Ain El Mégalibe et Ain Troubia. Et de type chlorurées et sulfatées calciques ou magnésiennes pour la source d'Ain Sari.
- Des concentrations élevées pour la quasi-totalité des éléments chimiques, particulièrement durant la période comprise entre Décembre 2015 et Mai 2016.
- L'analyse en composantes principales montre que :
 - Les principaux éléments responsables de la minéralisation de l'eau des sources karstiques sont : le calcium, sodium, potassium, magnésium, sulfate...etc. Ces eaux minéralisées s'opposent aux eaux bicarbonatées et chlorurées.

- La corrélation entre les éléments chimiques est faible à bonne ce qui explique leur origine différente.
- Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dans l'eau indique que les échantillons d'eau analysés sont sous-saturés ce qui produit une dissolution continue des éléments chimiques.

De point de vue isotopique nous avons déterminé : L'utilisation des isotopes stables (^{18}O et ^2H) a permis de dire que le réservoir souterrain reçoit une recharge à partir de pluie efficace sans que celles-ci ne soient soumises à une évaporation notable.

Recommandations

Les ressources en eau souterraine des karsts de la zone d'étude par rapport aux autres ressources en eau, des particularités qui doivent être prises en compte afin de pouvoir bénéficier durablement de cette richesse naturelle pour cela nous recommandons :

- La réalisation de travaux pour leur bonne connaissance, leur bonne gestion et leur protection efficace ;
- Définir les périmètres de protection pour protéger ces aquifères karstiques, tant du point de vue de la qualité que du point de vue de la quantité ;
- Des suivis saisonniers de la qualité chimiques des eaux pour pouvoir éviter tout type de pollution naturelle ou accidentelle ;
- La réalimentation artificielle de la nappe alluviale de Tébessa.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

1. **Amraoui F, (2005)**. Contribution à la connaissance des aquifères karstiques : cas du lias de la plaine du saïs et du causse moyen atlasique tabulaire (maroc). Thèse de doctorat en sciences, Université Hassan II Ain Chock, Maroc.
2. **Aoudjehane et al., (1992)**. Halocinèse et dispositifs d'extrusions du Trias dans l'Atlas Saharien Oriental (NE algérien). Géol. Médit., Marseille, XIX, 273-287.
3. **Araguas et Diaz Teijeiro, (2005)**. Isotope composition of precipitation and water vapour in the Iberian Peninsula: first results of the Spanish network of isotopes in precipitation. In: international atomic energy agency—isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate. Int AtEnergy Agency 1453:173–190.
4. **Aranyosy, (1995)**. L'apport des isotopes de l'environnement à l'étude de la recharge et de la dynamique des aquifères. Comptes rendus Symposium international à la mémoire de Jean Charles Fontes sur l'hydrologie et la géochimie isotopique. Paris, France, 1-2 June, 39-54.
5. **Baali et al., (2006)**. Natural chemical tracers of urban pollution: case of born example of application on the area of Algerian Cheria. WRP, LLC ISBN-13: 978-1-887201647-6 Michigan, USA pp 39–45.
6. **Baali, (2007)**. Contribution à l'étude hydrogéologique, hydrochimique et à la vulnérabilité d'un système aquifère karstique en zone semi-aride. Cas du plateau de Chéria, N. E. Algérien. Thèse de doctorat en sciences, Université d'Annaba, Algérie.
7. **Bagnouls et Gaussen, (1953, 1957)**. Les climats biologiques et leur classification. In: *Annales de Géographie*, t. 66, n°355, 1957. pp. 193-220. <https://doi.org/10.3406/geo.1957.18273>
8. **Bailly D, (2009)**. Vers une modélisation des écoulements dans les milieux très fissurés de type karst : étude morphologique, hydraulique et changement d'échelle. Thèse de doctorat en modélisation hydrogéologique, Université de Toulouse, France.
9. **Bakalowicz M, (1979)**. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie.)257 p.
10. **Bakalowicz, (1979)**. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'état Université P. et M. Curie Paris VI.
11. **Bakalowicz, (1982)**. La genèse de l'aquifère karstique vue par un géochimiste. Reunion Monografica sobre el Karst, Larra, , pp 159-174.

12. **Bakalowicz, (1982).** La genèse d'un aquifère karstique vue par un géochimiste, Reunion Monografica sobre el karst, Larra, pp. 159-174.
13. **Bakalowicz, (1986).** De l'hydrogéochimie en karstologie. Karst Euskadi 86, 2.
14. **Bakalowicz, (1995).** La zone d'infiltration des aquifères karstiques : méthodes d'étude, structure et fonctionnement (Infiltration zones in karst aquifers : methods of study – structure and functioning). Hydrogéologie (4), 3-21.
15. **Bakalowicz, (1996).** Les processus de karstification et les différents types de karst associés. Mem. Soc. géo. Fr., n° 169,
16. **Bakalowicz, (1999).** Connaissance et gestion des ressources en eau souterraines dans les régions karstiques. Guide technique n°3. Lyon : Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse.
17. **Batiot, (2002).** Etude expérimentale du cycle du carbone en régions karstiques. Académie d'Aix-Marseille. Avignon, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse. Thesis: 247.
18. **Beghoul M., (1974).** Etude géologique de la région des Hameimat (Sud-Est Constantinois). Application à la recherche pétrolière dans les confins algéro-tunisiens. Thèse Dr.-Ing, Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), 140 p.
19. **Benabbas C., (2006).** Evolution mio-plio-quadernaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale : apport de la photogéologie et analyse morphostructurale. Thèse de Doctorat, Université Mentouri Constantine, 256 p.
20. **Bensaoula F., (2006).** Karstification, hydrogéologie et vulnérabilité des eaux karstiques. Mise au point d'outils pour leur protection (Application aux Monts de Tlemcen – Ouest Oranais), Université de Tlemcen, Tlemcen, 203p.
21. **Blavoux & Mudry, (1986).** Influence des pluies estivales sur la qualité des réserves de l'aquifère karstique: le rôle du sol et de l'épikarst dans la concentration des chlorures. Bull. Soc. géol. France, 8, t.2, 4 : 667-674.
22. **Bouchaala, (1991).** Hydrogéologie d'aquifères karstiques profonds et relation avec le thermalisme. Exemple de la partie occidentale du massif de Mouthoumet (Aude, France). Thèse Doctorale, Université Paul Sabatier, Toulouse.
23. **Busson G., (1974).** Le Trias évaporitique d'Afrique du Nord et d'Europe occidentale, données sur la paléogéographie et les conditions de dépôt. Bull. Soc. Géol. Fr (7),XVI, n° 6,
24. **Castany G, (1954).** Les grands traits structuraux de la Tunisie. Bull. Soc.géol. fr., (6), IV, pp. 151-173.
25. **Castany, (1963).** Traité pratique des eaux souterraines. Dunod Edit. Paris, 641p.

26. **Castany, (1982).** Principes et méthodes de l'hydrogéologie, Ed. DUMOND, Paris.
27. **Celle et al., (2001).** Caractérisation isotopique des pluies en Tunisie. Essai de typologie dans la région de Sfax. C.R. Acad. Sci. Paris, 6, 625-631.
28. **Chelih, (2011).** Rôle et caractéristiques hydrogéologiques des calcaires d'âge Turonien de Djebel Es Senn dans l'alimentation du champ captant de Hammamet-Ain Chabro. Mémoire de magister en hydrogéologie appliquée. Université de Tébessa, Algérie.
29. **Chevenine et al., (1989).** Rapport sur les résultats de l'étude géologique complémentaire des feuilles 124 (Oued Kebarite), 125 (Ouenza), 150 (El Ouinet) et 151 (Boukhadra) pour la préparation à l'édition des cartes géologiques au 1/50.000 partie 1, texte (1987-1988) O.R.G.M. Algérie (Rapport inédit).
30. **Chihi et al., (1984).** Manifestations tectoniques et polyphasées d'âge Crétacé moyen dans l'Atlas Tunisien Central (Région de Kasserine). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 298, série II, n°4, pp. 141-146.
31. **Chou et al., (1989).** Comparative Study of the Kinetics and Mechanisms of Dissolution of Carbonate Minerals. *Chemical Geology* 78(3-4):269-282.
32. **Clark et Fritz, (1999).** Environmental isotopes in hydrogeology: Boca Raton, Florida. CRC Press. 328p.
33. **Coleman et al., (1982).** Réduction de l'eau avec du zinc pour l'analyse des isotopes de l'hydrogène. *Anal Chem* 54:993-995.
34. **Collignon B. (1991).** Les principaux karsts d'Algérie. Congrès SSS. Actes pp. 37-43.
35. **Conrad et Fontes, (1972).** Circulations, aires et périodes de recharge dans les nappes aquifères du Nord-Ouest Saharien : données isotopiques (18O, 13C, 14C). C.R. Acad. Sci., Paris, Sér. D, 275 : 165-168.
36. **Craig, (1961).** Isotopic variation in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703
37. **Davis, (1973).** Statistics and data analysis in geology (2e ed.). Wiley, 646p.
38. **Dervin, (1992).** Comment interpréter les résultats d'une analyse factorielle des correspondances, Collection STAT-ITCF, 72 pages.
39. **Detay, (1997).** La gestion active des aquifères. Masson édit., Paris, 416 p.
40. **Diday & al., (1982).** Eléments d'analyse de données. Ed. BORDAS. 463p
41. **Djoullah B, (2012).** Structure et fonctionnement du karst Maastrichtien du synclinal de Dyr (Tébessa) par application des méthodes de l'approche fonctionnelle. Mémoire de magister en hydrogéologie appliquée. Université de Tébessa, Algérie.

42. **Drever, (1988).** The Geochemistry of Natural Waters. 2nd Edition, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 437 p.
43. **Drever, (1997).** The geochemistry of natural waters. 3rd ed. New York – Prentice-Hall INC. 1997; 379 pp
44. **Dreybrodt, (1998).** Processes in karst systems. Springer-verlag, 288 pp. Berlin, Heidelberg.
45. **Dubourdiou G, (1956).** Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisien). Thèse ès sciences, publications du service de la carte géologique de l'Algérie, Bulletin N°10, Vol 1, 659 p.
46. **Dubourdiou, G., Durozoy, G., (1950).** Observations tectoniques dans les environs de Tébessa et de l'Ouenza (Algérie). Bulletin de la Société géologique de France, (V), 20, 4-6, 257-266, Paris.
47. **Emblanch, (2003).** Apport du traçage naturel à la compréhension du système karstique de la Fontaine de Vaucluse. Exemple du cycle du carbone. Etudes vauclusiennes, 70.
48. **Fehdi, (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 algérien). Thèse de doctorat d'état. Université d'Annaba 225p.
49. **Fehdi et al., (2015).** Characterization of the main karst aquifers of the Tezbent Plateau, Tebessa Region, Northeast of Algeria, based on hydrogeochemical and isotopic data. Environ. Earth Sci. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4480-x>.
50. **Fontes et al., (1986).** Estimation of long term, diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water. J. Hydrol., 86:315–327.
51. **Fontes, (1980).** Environmental isotopes in ground water hydrology. In: Fritz J, Fontes J (eds) Handbook of environmental isotope geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 1 (A):75.
52. **Fontes, (1989).** Isotopes et ressources en eaux. *Hydrogeol.*, 3, 135-142.
53. **Gaudin, (1982).** Mathématique et informatique, analyse en composantes principales. INA PG. 43P.
54. **Gèze B, (1973).** Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie. Ann. Spéleo., 28, 1, p. 1-20.
55. **Ghalmi S, (2012).** Relation et fonctionnement des sources issues de la corniche calcaire de djebel Bouziane-Gaagaa. Région de Hammamet-Gaagaa. Mémoire de magister en hydrogéologie appliquée. Université de Tébessa, Algérie. 99p.

56. **Guefaifia O, (2007).** Identification et caractérisation d'un milieu Karstique et sa contribution à l'alimentation d'un champ captant : Cas de la zone de Bouakous - Hammamet, région de Tébessa. Thèse de doctorat en sciences, Université d'Annaba, Algérie. 256p.
57. **Hem, (1985).** Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. 3rd Edition, US Geological Survey Water-Supply Paper 2254, University of Virginia, Charlottesville, 263 p.
58. **J. J. Fleury, (1969).** stratigraphie du crétacé et de l'Eocène (Aptien à lutétien) de la feuille 1/50 000 Morsott, N°178. Publ.serv. Géol.Alg.,Nlle Serie,Bull.n°39,145-157.
59. **J.Rodier, (1996).** L'analyse de l'eau: Eaux naturelles, eaux résiduaires, eaux de mer, Ed. Dunod, 8ème Édition, Paris, 1383p.
60. **Kalla M, (1990).** Etude géomorphologique de la région de Hammamet. Piémont nord des Nememchas (essai de cartographie géomorphologique). Thèse de Magister. Alger, 149 p.
61. **Kazi-Tani, N, (1986).** Evolution geodynamique de la bordure Nord-Africaine : le domaine interplaque Nord-Algérien. Approche megasequentielle. Thèse de doctorat ès Sciences.Univ.de Pau et Pays de l'Adour, 2 vol, 871p.
62. **Kowalski et al., (2002).** Les étapes d'effondrement des grabens dans les confins Algéro-Tunisiens. *Bull. Serv. Geolog. de l'Algerie juillet* ,V.13,n°2, p.131-152.
63. **Lastennet, (1994).** Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 239 p.
64. **Lepiller, (1980).** Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires : Etude de quelques systèmes karstiques du massif du Semnoz et de la région d'Annecy (Savoie, Haute-Savoie, France). Thèse de 3 ème cycle. Univ
65. **Loukam, (2012).** Position des formations calcaires Turoniens de la périphérie de Hammamet et leurs apports dans le contexte hydrogéologique des aquifères à proximité. Mémoire de magister en hydrogéologie appliquée. Université de Tébessa, Algérie
66. **M. BAKALOWICZ, (2018).** Le karst, ressource en eau renouvelable dans les roches calcaires, Encyclopédie de l'Environnement, [en ligne ISSN 2555-0950] url : <http://www.encyclopedie-environnement.org/?p=4518>
67. **Maliki, (2000).** Étude hydrogéologique, hydrochimique et isotopique du système aquifère de Sfax (Tunisie). Doc Thesis.Tunis II University, Tunis, Tunisia.184 p
68. **Mangin, (1970).** Contribution à l'étude d'aquifères karstiques à partir de l'analyse de courbes de décrues et de tarissement. *Annales de Spéléologie*, 25, 3, p. 581-609

69. **Mangin, (1975)**. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de doctorat d'état, Université de Dijon, France. 332p.
70. **Mangin, (1984)**. pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *Journal of Hydrology*, n° 67, p. 25-43.
71. **Marjolet et Salado, (1976)**. Contribution à l'étude de l'aquifère karstique de la source de Lez (Hérault). I. Aspect hydrochimique. II. Aspect hydrodynamique. Thèse, Univ. Montpellier.
72. **Marsaud, (1996)**. Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Thèse, Univ. Paris XI Orsay, Paris, 305 p.
73. **Mocochain et al., (2006)**. Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 177, n° 1, pp. 27-36
74. **Mook et al., (2000)**. *Environmental Isotopes in Hydrogeological cycle - Principles and Applications*. Technical Documents in Hydrology vol. 1-6(UNESCO/AIEA), Paris.
75. **Morel F, (1955)**. Quelques aspects de la régulation endocrinienne de l'équilibre hydrominéral enregistrés chez le rat à l'aide du radiosodium Na²⁴. *Bull. Biol. France. Suppl.* xxxix
76. **Morel F, (1957)**. Etude géologique de Dj. Belekfif (Tébessa), Publ. Serv. Geol. Algérie., Nelle série, Bull. n° 13, p. 255.
77. **Mudry, (1987)**. Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Thèse Doct. Sc. Nat., Univ. Besançon, 381 p.
78. **Olive, (1976)**. Le système CO₂/H₂O/CaCO₃ et le système sulfate sulfure. *Mémento Pratique*, CRG. Thonon les Bains, 30p.
79. **Otmanine A, (1987)**. Les minéralisations en Fluorine, Barytine, Pb, Zn et Fe sidéritique autour du fossé de Tébessa- Morsott. Relations entre paléogéographie albo- aptienne, diapirisme, et métallogénie. Thèse 3^e cycle. Univ Paris VI, 221p.
80. **Pertuisot et al., (1998)**. Style et importance des déformations antévraconiennes dans le Maghreb Oriental : exemple du diapir du JebelSlata (Tunisie Centrale). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), IV, 3, pp. 391-398.
81. **Philipeau, (1992)**. Comment interpréter les résultats d'une analyse en composantes principales? Collection STA-ITCF. 93P.
82. **Plagnes, (1997)**. Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux. Thèse, Univ. Montpellier II, Montpellier, 376 p.

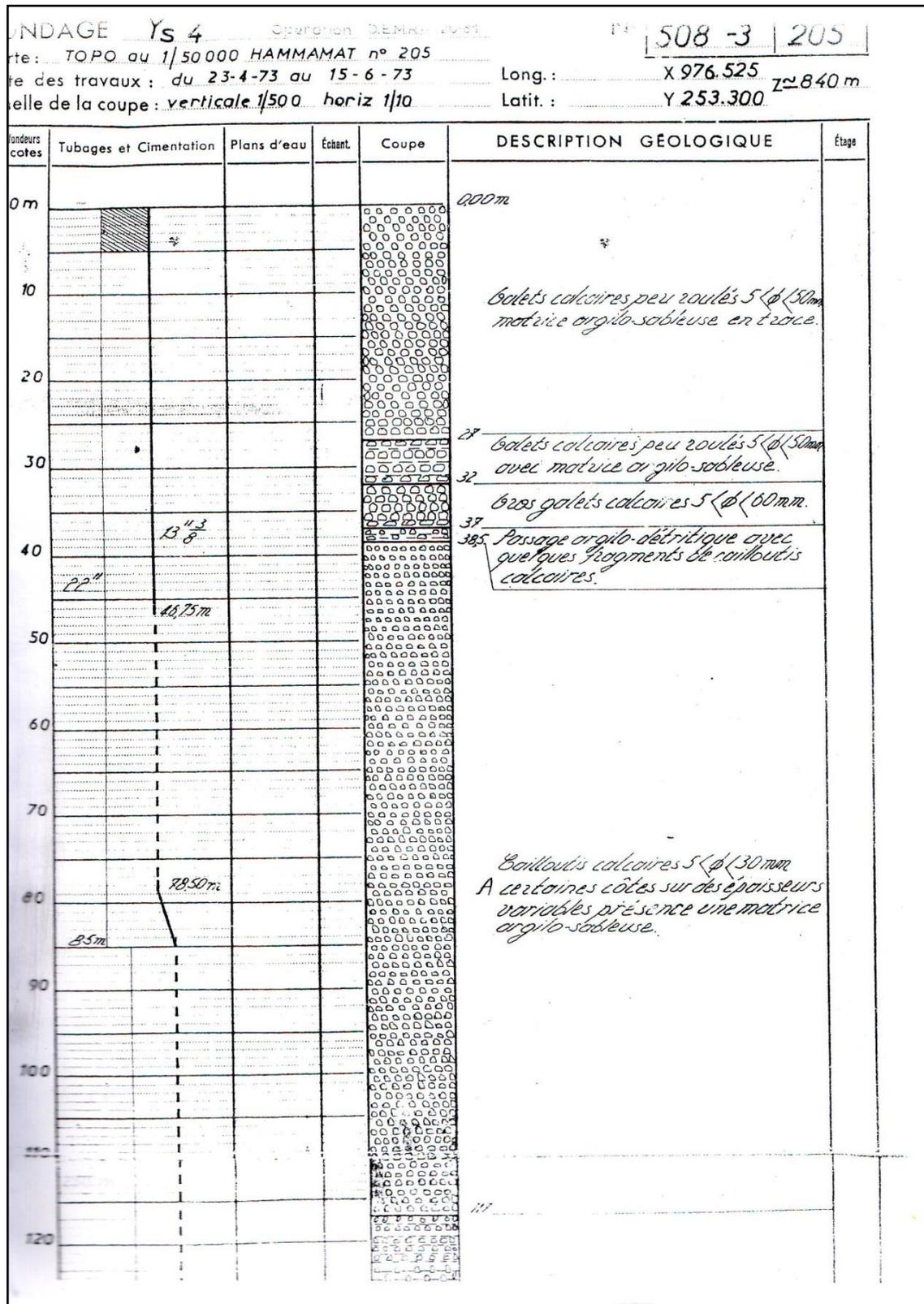
83. **Puig, (1987).** Le système karstique de la fontaine de Vaucluse. Thèse, Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 207 p.
84. **Quinif y et Al., (1980).** La grotte de Bou Akouss (Hammamet, Algérie). Spelunca-3, pp 99-104.
85. **Quinif Y, (1983).** La reculée et le réseau Karstique de Bou Akous (Hammamet, Algérie de l'Est) Géomorphologie et aspects évolutifs. Revue Belge de Géographie, Vol. 4, 89-111.
86. **Remenieras, (1976).** *L'hydrologie de l'ingénieur.* Édit. EYROLLES, Paris, deuxième édition, 265 p.
87. **Rodier, (1984).** L'analyse de l'eau (eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer), 7th ed., p. 177. Dunod Edition, Paris, France.
88. **Romantchouk, (1974).** Etude hydrogéologique de l'aménagement hydraulique de l'Oued Kebir Est et du lac Oubeira. D.E.M.R.H., Annaba, SHYL/29, 66p.
89. **Roques, (1962).** *Considérations théoriques sur la chimie des carbonates.I.*, Annales de Spéléologie.
90. **Rouabhia et et al., (2009).** Impact of agricultural activity and lithology on groundwater quality in the Merdja area, Tebessa, Algeria. Arab. J. Geosci., vol, Springer-Verlag, Berlin;Heidberg. DOI 10.1007/12517-009-0087-4
91. **Rozanski et al., (1993).** Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation. In: Continental Isotope Indicators of Climate. American Geophysical Union (monograph). Scientifique et médicale de Grenoble.
92. **Strojexport, (1978).** Prospection géophysique par la méthode électrique dans la plaine de Tébéssa, Prague Opération N° 5.39 1.1.129.00.01.
93. **Thibiéroz J. et Madre M., (1976).** Le gisement de sidérite du Dj. Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golfe de mer Aptienne. Bulletin de société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord, 67, 3-4, pp.
94. **Vila J M, (1980).** La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Sc. Univ. Paris VI, 3 vol, 663 p., 199 fig., 40 pl., 7 pl.h.t.
95. **VilaJ-M, (2001).** Les avantages d'une approche multi-sources (biostratigraphie, Sédimentologie, Forages ; profils sismiques et gravimétrie) pour l'étude de l'halocinèse crétacée. "glaciers de sel", Tectonique en radeau et dômes de sel l'halotectoniques tertiaires (plissement des "glaciers de sel", genèse des dômes de sel-plis) des confins algéro-tunisien. Bull.serv.Géo.Algérie, vol.12, n°, 129-167 .

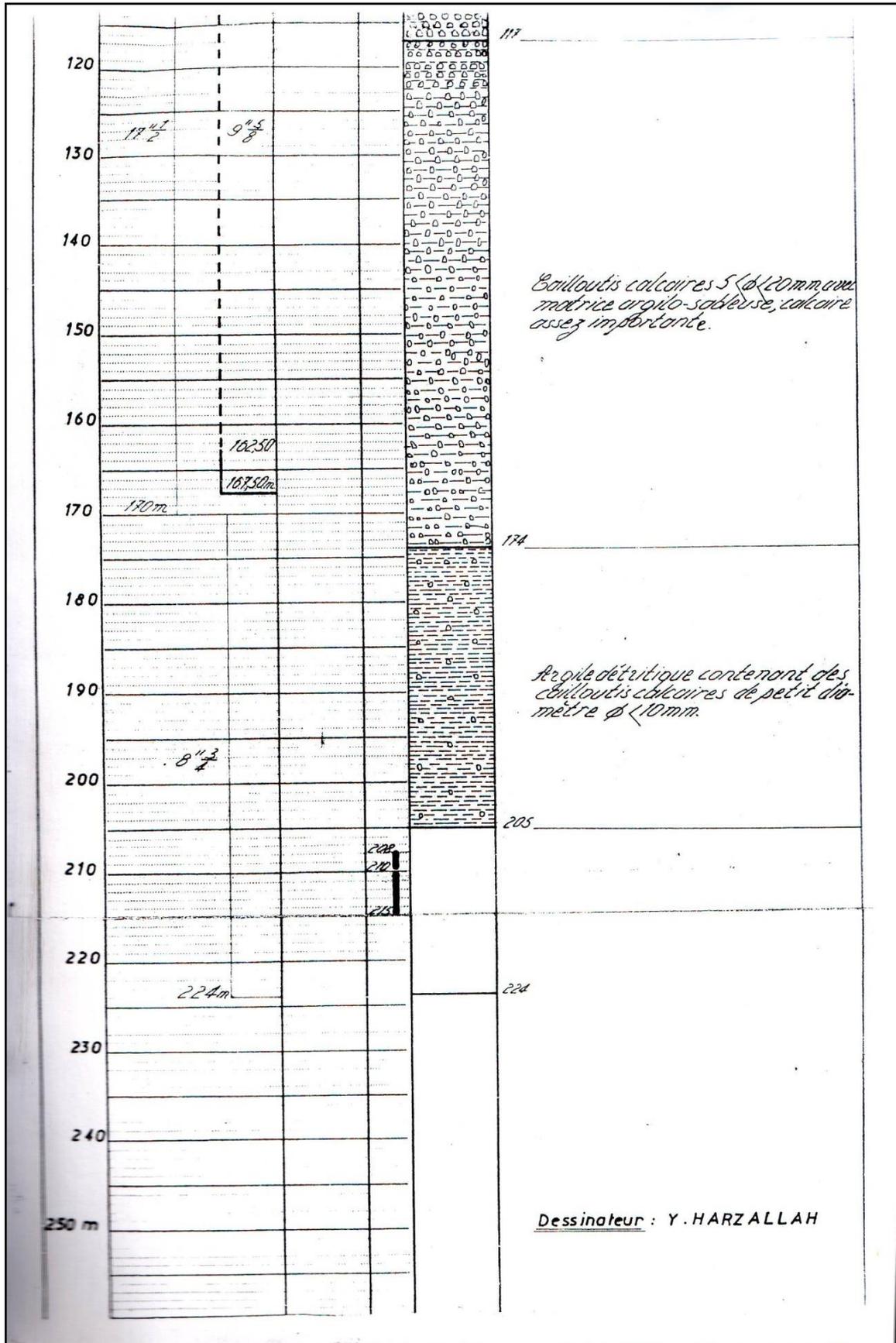
- 96. Zerrouki H, (2013).** Aspects quantitatifs et qualitatifs de la source de Bouakkous : impact sur le champ captant d'Ain Chabro (zone semi-aride Tebessa). Thèse de doctorat en hydrochimie, Université d'Annaba, Algérie. 201p.

ANNEXES

Annexe Hydrogéologie

1. Coupe Hydrogéologique de forage Ys-4





2. Le jaugeage

Le jaugeage est une mesure instantanée du débit à travers la section d'un cours d'eau. Ce débit instantané est en réalité mesuré sur une période allant de quelques minutes à plus d'une heure, typiquement, selon la méthode de mesure et la taille du cours d'eau. On cherchera à se rapprocher le plus possible des conditions de régime hydraulique permanent (débit constant sur toute la période de mesure). Cette condition sera vérifiée en surveillant la constance du niveau d'eau pendant la durée du jaugeage.

2.1. Jaugeage au flotteur

Lorsque le jaugeage au moulinet ne peut pas être effectué en raison de vitesses et de profondeurs excessives ou au contraire trop faibles, ou de la présence de matériaux en suspension, il est possible de mesurer la vitesse d'écoulement au moyen de flotteurs. Il s'agit dans cette méthode de mesurer uniquement les vitesses dans la tranche superficielle de l'écoulement (les 20 premiers centimètres environ).

Les flotteurs peuvent être soit artificiels (bouteilles en plastiques) soit naturels (arbres, grosses branches, etc.). Le déplacement horizontal d'un flotteur de surface durant un temps t permet de déterminer la vitesse de l'écoulement de surface. Plusieurs mesures de vitesse du flotteur doivent être réalisées. La moyenne de ces mesures est ensuite multipliée par un coefficient approprié pour obtenir la vitesse moyenne de l'élément de section. En général, la vitesse moyenne dans la section est de l'ordre de 0,4 à 0,9 fois la vitesse de surface.

Cette méthode donne de bonnes approximations du débit, parfois suffisantes pour les études envisagées.

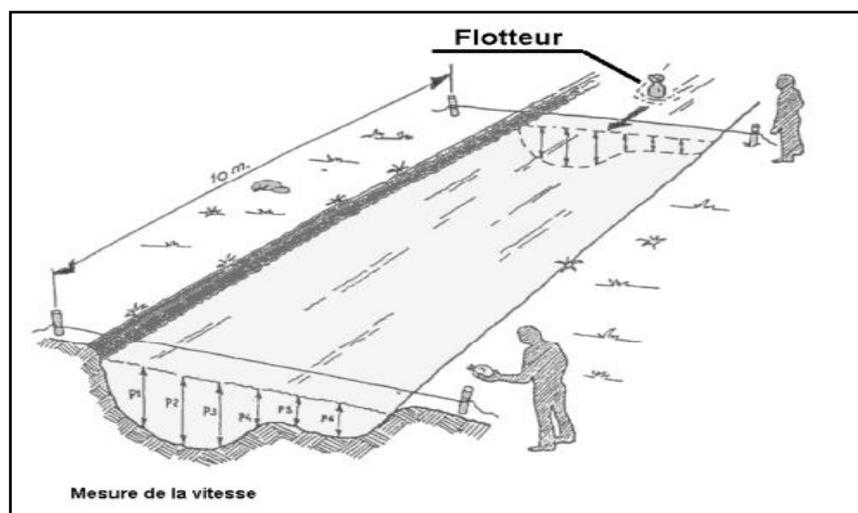


Fig.01. Jaugeage au flotteur

Dans le cas du jaugeage par la méthode du flotteur, on utilise la formule empirique suivante : $Q \approx \left(\frac{2}{3}\right) S \times V_s$;

Avec : Q : débit [m^3/s],

S : surface de la section mouillée [m^2],

V_s : la vitesse de surface [m/s].

La vitesse de surface est généralement mesurée en injectant des flotteurs en surface en différents points de la rivière (près des berges et au centre) sur un tronçon de rivière sensiblement rectiligne et en chronométrant le temps que mettent les flotteurs pour parcourir une distance connue.



Fig.02. Jaugeage au flotteur à Oued Bouakous (10/09/2015)

❖ **Matériel :**

- Flotteurs (suffisamment lestés pour être immergé au
- 2/3, bien voyant)
- Chronomètres
- Décamètre
- Fer à béton et peinture pour marquer la cote jaugé.

❖ **Etapas:**

- Noter l'heure et la cote à l'échelle ,
- Se positionner à proximité de la section de jaugeages habituelles, sinon au niveau du limnigraphe, si non choisir une section adaptée. Le lanceur se positionne en amont de la section habituelle de mesure, le chronométrateur à l'aval, la distance doit être telle que les temps mesurés soient supérieurs à 20s. L'emplacement du

lanceur, comme celui du chronométrateur doivent être clairement identifiés pour une mesure ultérieure des distances. Entre le lanceur et le chronométrateur ne doit exister aucune irrégularité notable dans l'écoulement (chutes, rétrécissement ou élargissement brusque du cours d'eau, encombrement de l'écoulement,...).

- En prenant un repère sur la rive opposée, chaque agent imagine une ligne en face de lui, perpendiculaire au courant.
- Le lanceur lance son flotteur vers l'amont, il maintient le bras levé et l'abaisse au moment où le flotteur franchit la ligne imaginaire.
- A ce moment, le chronométrateur déclenche son chronomètre, et suit du regard le parcours du flotteur.
- Le chronomètre est stoppé au moment où le flotteur franchit la ligne imaginaire en face du chronométrateur.
- Celui-ci note le temps mesuré et dessine sur un croquis le parcours approximatif du flotteur. Si celui-ci n'est pas rectiligne, si le flotteur a été pris dans des tourbillons, freiner par le vent ou par un objet flottant, la mesure doit être recommencée.
- Un jaugeage consiste à jeter 3 flotteurs au 1/4, 1/2 et 3/4 de la section, répéter trois fois de suite, soit en moyenne 9 flotteurs.
- Mesurer la distance à l'aide du décamètre, noter l'heure et la cote à l'échelle. S'il n'y a pas d'échelle, il est nécessaire de repérer le niveau d'eau à l'aide d'un piquet ou d'une marque indélébile, afin de pouvoir le relever ultérieurement.



Fig.03. Jaugeage au flotteur à Oued Bouakous (13/12/2015)

2.2. Jaugeage par dilution de NaCl

La méthode de jaugeage par dilution consiste à injecter en un point du cours d'eau un traceur en solution, et à suivre l'évolution de sa concentration au niveau d'une section située à l'aval.

L'injection s'effectue soit de façon quasi instantanée, soit de façon continue à débit constant.

Le suivi de la concentration au point de mesure aval peut se faire soit par une série de prélèvements d'échantillons à doser ultérieurement au laboratoire, soit à l'aide d'un capteur enregistrant un paramètre physique (conductivité électrique, fluorescence) variant linéairement avec la concentration du traceur utilisé.

❖ Matériel :

- Traceur : sel de cuisine NaCl,
- Une sonde de conductivité calibrée en concentration de NaCl,
- Une station d'acquisition.

❖ Méthode :

- Injection d'une masse M_i de sel dans la rivière → augmentation de la conductivité,
- Suivi de la conductivité / concentration en NaCl en une section de bon mélange,
- Calcul du débit $Q = \frac{M_i}{\int (C - C_0) dt}$:
 - Mesure de la conductivité,
 - Conversion en concentration,
 - Intégration du nuage et calcul du débit.

Dans notre cas, on injecte en un point du cours d'eau une masse connue de sel (NaCl) diluée dans un volume d'eau de l'oued. On place une sonde conductimétrique en aval de l'injection, à une distance suffisamment longue pour que le mélange soit bon. La sonde mesure la conductivité électrique de l'eau au cours du passage du nuage de sel. On peut alors tracer la courbe conductivité en fonction du temps.

Une relation linéaire existe entre la conductivité de l'eau et sa concentration en sel dissous. On peut donc en déduire la courbe concentration en fonction du temps. Le débit est alors obtenu par intégration de la concentration au cours du temps (Fig.04 et Tab.01).

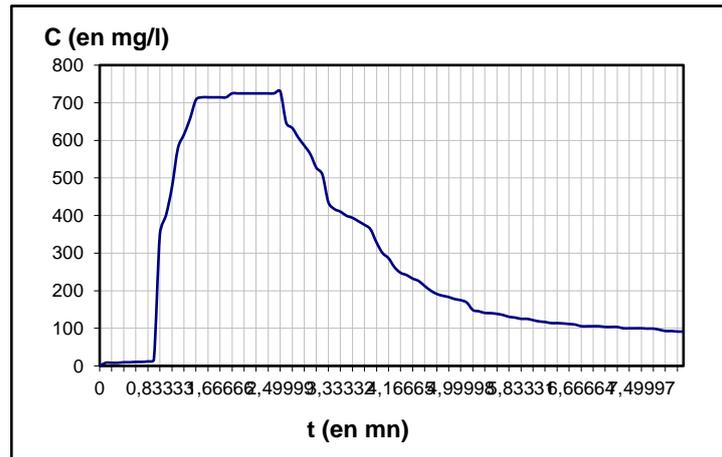


Fig.04. Courbe de concentration NaCl (05/06/2016)

Tab.01. Récapitulation des résultats (05/06/2016)

Paramètres calculés	Valeur
Pas de temps échantillonnage (en mn décimales)	0.0833
M (masse NaCl injectée en g)	2000
Conductivité initiale à 25° (en $\mu\text{S}/\text{cm}$)	451
Concentration initiale en solutés (en mg/l équiv. NaCl)	217
t1 (début restitution en mn)	0.0
t2 (fin restitution en mn)	8.2
t (durée restitution en mn)	8.1666
Conc moy. (en mg / L)	295
Q (en L/s)	13.8

Annexe Hydrochimie

1. Analyse chimique

Le tableau qui suit présente les résultats des analyses entrepris au laboratoire d'hydrochimie du département des sciences de la terre et de l'univers de l'université de Tébessa, Laboratoire de l'A.D.E (algérienne des eaux).wilaya de Tébessa, Laboratoire de l'A.D.E (algérienne des eaux).wilaya de Mila et Laboratoire de FERPHOS Bir el Ater-Tébessa.

1.1. Détermination de l'alcalinité "Méthode volumétrique"

1.1.1. Principe

La détermination de l'alcalinité est basée sur la neutralisation d'un certain volume d'eau par un acide en présence d'un indicateur coloré. On distingue deux types d'alcalinité:

TA: titre alcalimétrique qui représente la teneur en bases fortes contenues dans l'eau (OH^- , CO_3^{2-}).

TAC: titre alcalimétrique complet qui représente la teneur en bases fortes et en bases faibles (OH^- , CO_3^{2-} , HCO_3^-) (Rodier, 1984).

1.1.2. Mode opératoire

a. Détermination du titre alcalimétrique (TA)

On prélève 25 ml d'eau à analyser dans un Erlen, on ajoute 1 à 2 gouttes de phénophtaléine. Une coloration rose se développe. Et dans le cas contraire le TA est nul; c'est le cas des eaux qui ont un pH inférieur à 8,3. A l'aide d'une burette, on verse doucement l'acide dans un Erlen jusqu'à décoloration de la solution. On note le volume 'V' de l'acide versé (Rodier, 1984).

b. Détermination du titre alcalimétrique complet (TAC)

On ajoute à l'échantillon précédant (s'il n'est pas coloré) 2 gouttes de solution méthyle orange. Ensuite on le titre à nouveau avec le même acide jusqu'au virage du jaune orangé qui correspond au pH = 4,3 et on s'assure qu'une goutte supplémentaire d'acide provoque le passage de la coloration jaune orangé au jaune rose (pH = 4). On note alors le volume (V') d'acide versé depuis le début de dosage (Rodier, 1984).

c. Expression des résultats

TA : Titre Alcalimétrique

Exprimé en meq/litre: $TA = [(V.N)/V_e] * 10^3$

Exprimé en mg/litre de $CaCO_3$: $TA = [(V.N)/V_e] * 50 * 10^3$

Où : N : normalité de l'acide. V : volume titré. V_e : volume d'échantillon

50 : masse équivalent de $CaCO_3$

TAC : Titre Alcalimétrique Complet.

Exprimé en meq/litre: $TAC = [(V.N)/V_e] * 10^3$

Exprimé en mg/litre de $CaCO_3$: $TAC = [(V.N)/V_e] * 50 * 10^3$

Remarque

Pour éliminer le chlore résiduel si l'eau en contient, on doit ajouter auparavant une goutte de solution de thiosulfate de sodium ($Na_2S_2O_3$) N/50.

1.2. Mesure de la dureté totale, calcique et magnésienne

1.2.1. Dureté totale (TH)

1.2.1.1. Principe

Les alcalino-terreux présents dans l'eau sont amenés à former un complexe de type *chélate* par le sel disodique de l'acide éthylènediamine tétracétique (EDTA). Lors du titrage, l'EDTA- Na_2 réagit d'abord avec les ions de calcium et de magnésium libre en solution puis, au point d'équivalence avec les ions de calcium et de magnésium combinés avec l'indicateur, l'excès de l'indicateur libre provoque un changement de couleur du violet au bleu.

1.2.1.2. Mode opératoire

On prélève 25 ml d'eau à analyser et on chauffe à environ 25°-30°C. On ajoute 1 ml de la solution tampon (pH = 10) et quelques mg d'indicateur coloré net, on verse la solution d'EDTA- Na_2 jusqu'au virage de violacé au bleu ciel et soit V le volume de la solution d'EDTA versée.

1.2.1.3. Expression des résultats

TH: Dureté totale

Exprimée en meq/litre: $TH = [(V.N)/V_e] * 10^3$

Exprimée en mg/litre de $CaCO_3$: $TH = [(V.N)/V_e] * 5 * 10^4$

Exprimée en °F: $TH = [(V.N)/V_e] * 5 * 10^3$

Où: **N**: normalité de l'EDTA- Na_2 . **V** : volume l'EDTA- Na_2 . **Ve**: volume d'échantillon en ml.

1.2.2. Détermination de la dureté calcique (TH_{Ca})

1.2.2.1. Principe

Le principe est identique à celui de la méthode complexométrique décrite pour la dureté totale. En milieu très basique, pour les valeurs de pH > 10, le magnésium précipité sous forme d'hydroxydes, et en présence du rouge de Murexide, on dose uniquement le calcium.

1.2.2.2. Mode opératoire

Dans un Erlen de 250 ml, on verse 25 ml d'eau à analyser, on ajoute 1 ml de NaOH (1N) et 0,05g d'indicateur Murexide, puis on amène l'échantillon à 25°-30°C. Et on titre avec la solution d'EDTA- Na_2 (0,02N), jusqu'au virage du rose au pourpre.

1.2.2.3. Expression des résultats

TH_{Ca} : Dureté Calcique

Exprimée en mg/litre de $CaCO_3$: $TH_{Ca} = [(V.N)/V_e] * 5 * 10^4$

Exprimée en mg/litre de Ca: $[Ca^{2+}] = [(V.N)/V_e] * 2 * 10^2$

Où : **N** : normalité de l'EDTA- Na_2 . **V** : volume l'EDTA- Na_2 . **Ve**: volume d'échantillon en ml.

1.2.3. Détermination de la dureté magnésienne

1.2.3.1. Principe

La dureté magnésienne est par définition la concentration en sel de magnésium. Elle se déduit de la relation de la dureté totale qui est égale à la somme des deux duretés calcique et magnésienne.

$TH = TH_{Ca} + TH_{Mg}$ en mg de $CaCO_3$ et $TH_{Mg} = TH - TH_{Ca}$

1.2.3.2. Mode opératoire

On verse 25 ml d'échantillon d'eau à analyser dans un erlen de 250 ml, puis on ajoute 2 ml de la solution de sel oxalique à 25°-30°C. On filtre le précipité blanc de CaC_2O_4 qu'on lave avec quelque ml d'eau distillée au dessus de l'entonnoir. L'eau de lavage est additionnée au filtrat. On ajoute par la suite 2,5 ml de la solution ammoniacal et quelque mg d'indicateur noir d'Eriochrome et on titre par la solution complexons III, on note le volume moyen versé V eu virage de la coloration au bleu.

1.2.3.3. Expression des résultats

En mg/litre de CaCO_3 : $\text{THMg} = [(V.N)/V_e] * 5 * 10^4$

En mg/litre de Mg^{2+} : $[\text{Mg}^{2+}] = [(V.N)/V_e] * 122 * 10^2$

Où : N : normalité du complexions III EDTA- Na_2 (0,02N). V : volume de chute de burette (ml) d'EDTA- Na_2 (0,02N). V_e : volume d'échantillon (ml).

1.3. Dosage des chlorures par la méthode de "MOHR"

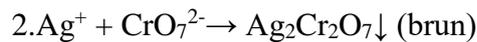
Cette méthode de dosage est celle homologuée en France 'NF-T90-014 février 1952' pour analyser la teneur en Cl^- dans l'eau. Il y a des règles à respecter :

- La teneur en chlorures doit être comprise entre 5 et 150 mg/l (au-dessous ou au-dessus, la méthode donne des résultats erronés).
- Le pH doit être compris entre 5 et 9 (pour éviter les transformations des ions Ag^+ et CrO_4^{2-} , ce qui rendrait le dosage impossible)
- La présence des ions I^- et Br^- est interdite : AgI et AgBr précipiteraient avant AgBr avant AgCl .

1.3.1.Principe

On dose les chlorures en milieu neutre par une solution titrée de nitrate d'argent en présence de chromate de potassium. On aura une teinte rouge qui caractérise le chromate d'argent formé par la présence d'un excès de la solution de nitrate d'argent suivant la réaction (Rodier, 1984).





1.3.2. Mode opératoire

On prend 25 ml de l'échantillon à analyser, à l'aide d'une pipette on ajoute 1 ml d'indicateur $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ et on titre par addition progressive de la solution de nitrate d'argent jusqu'à obtention d'une coloration à peine brunâtre (marron clair).

1.3.3. Expression des résultats

$$\text{Cl}^- \text{ (mg/l)} = [(V.N)/V_e] * 35,5$$

Où: N: normalité d' AgNO_3 . V: volume d' AgNO_3 titrant. V_e : volume d'échantillon.

35,5: masse équivalente de chlore.

1.4. Détermination de la dureté en hydrogénocarbonates (HCO_3^-)

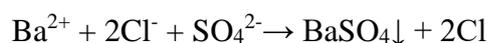
Les teneurs en HCO_3^- sont évaluées après avoir déterminée l'alcalinité totale (TA) et l'alcalinité en sels minéraux :

$$\text{HCO}_3^- \text{ (en mg/l)} = \text{TAC (meq/l)} * 61 \text{ où } 61 \text{ est la masse équivalente de } \text{HCO}_3^-$$

1.5. Dosage des sulfates (méthode par turbidimétrie)

1.5.1. Principe

Les ions SO_4^{2-} sont précipités à l'état de sulfate de baryum qui est un sel très peu soluble suivant la réaction suivante:



Ce sel est maintenu en suspension grâce à un agent stabilisant (glycérine par exemple). La teneur en sulfate est reliée à la turbidité qu'on mesure par photométrie à 420 m.

1.5.2. Mode opératoire

Préparation des solutions étalons par dilution de la solution mère : préparer 5 ou 6 étalons contenant de 0 à 40 mg/l de sulfates en utilisant des flacons jaugés de 100 ml. L'eau distillée servira de témoin (réglage du 100% de transmission du photomètre). On y ajoute les mêmes réactifs que dans les étalons ou dans les échantillons inconnus (Rodier, 1984).

1.5.3. Développement et mesure de la turbidité

Dans un Erlen meyer de 250 ml placé sur un agitateur magnétique, verser 100 ml d'échantillon ou de solution étalon, ajouter avec la pipette 5 ml de la solution stabilisante. Agiter pendant 1 mn. La vitesse d'agitation devra être maintenue constante pendant toute la durée de l'expérience.

Ajouter environ 0,4 g de $BaCl_2$, pour plus de productibilité, utiliser une petite cuillère donnant une quantité égale de $BaCl_2$. Agiter pendant une minute puis verser la suspension dans la cellule de mesure. Attendre 3 à 4 mn pour que la turbidité se développe, puis faire la lecture au spectrophotomètre à la longueur d'onde 420 nm; ne pas dépasser 10 mn après chaque addition de $BaCl_2$. Si on utilise un photomètre, commencé par le témoin afin de pouvoir régler le 100% de transmission pour chaque suspension, en effectuant des vérifications fréquentes du 0 100% (Rodier, 1984).

1.5.4. Correction de la turbidité naturelle

Si l'eau est turbide ou légèrement colorée, on effectue la mesure de la turbidité naturelle (qui est indépendante de la teneur en sulfate) en ajoutant à 100 ml d'échantillon 5 ml de la solution stabilisante sans $BaCl_2$. Cette turbidité est déterminée à partir d'une courbe d'étalonnage et exprimée en $mg/l SO_4^{2-}$.

Remarque

- Prendre la température des échantillons, et chauffer si c'est nécessaire jusqu'à 20–25°C. Diluer à l'aide de l'eau distillée les échantillons dont la teneur en sulfates excède 40 mg/l.
- Si l'eau est colorée, utilisez un néphélométrie.

1.5.5. Expression des résultats

La couleur est due à la présence des matières en suspension dans l'échantillon qui fausse le dosage. On peut cependant faire une correction en mesurant cette turbidité naturelle (sans l'addition de $BaCl_2$) et en exprimant en mg/l de sulfate. Grâce à la courbe d'étalonnage, il faut soustraire cette correction de la teneur totale en sulfate qui est déterminée après l'addition de $BaCl_2$.