



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université ABBES LAGHROUR Khenchela
Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie
Département de l'Ecologie et l'Environnement



N° d'ordre :
Série :

THESE

Présentée en vue de l'obtention de Diplôme de
DOCTORAT LMD en Ecologie et Environnement
Option : Eau, Environnement et Energies Renouvelables

Par
Mme. Cherifa BERKANI

Intitulé

**TRAÇAGE CHIMIQUE ET ISOTOPIQUE DES EAUX
DE SOURCES POUR LA CONNAISSANCE DES
AQUIFERES DU MASSIF DE L'AURES.
KHENCHELA-ALGERIE.**

Soutenue le 07 Novembre 2016 Devant le jury composé de

Présidente :	Kenza KADI	MCA, Université de Khenchela
Examineurs :	Fethi BAALI	Professeur, Université de Tébessa
	Moussa HOUHAMDI	Professeur, Université de Guelma
	Slimane KACHI	Professeur, Université de Guelma
Rapporteur :	Belgacem HOUHA	Professeur, Université de Khenchela
Invité :	Chemseddine FAHDI	Professeur, Université de Tébessa

Année universitaire 2016-2017

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

DEDICACES

Je dédie cette Thèse à :

Mes très chers parents

Pour leur Compréhension, leurs nombreux sacrifices consentis, Pour leur patience, leur grand amour et leur confiance en moi.

En témoignage de mon affection et de ma reconnaissance.

Pour tout ce qu'ils ont fait pour mon bonheur et ma réussite.

Je n'oublierai jamais leurs conseils prodigieux qui restent toujours dans mon esprit.

A travers ce travail je leur manifeste mon amour infini et ma gratitude.

Mon très cher époux

Pour ses encouragements, ses aides.

Pour la sympathie et l'affection dont il m'a toujours entouré.

Pour la tendresse qui m'a apporté, pour son grand amour.

Qu'Allah le garde ; bonne santé et longue vie.

Mon petit soleil « SILA »

Qui voulait toujours ma main.

Qui remplissait mes lendemains.

Je serais présente pour toi à chaque moment pour t'emmener dans le bon sens.

Mes frères et mes sœurs

Pour leur affection, encouragement et soutien moral.

Qu'Allah leur protège et leur offre tout le succès et le bonheur qu'ils méritent.

Ne pouvant malheureusement pas citer toutes les personnes que j'ai rencontré durant mon parcours et qui ont contribué d'une façon ou d'une autre, à l'aboutissement de cette thèse, je leur dis à toutes merci d'avoir été là à cet instant précis où je les ai rencontrées et où ils m'ont apportée cette aide qui a sûrement contribué à aller au bout de cette aventure : Ma Thèse !!!

Cherifa

Khenchela, le 25/05/2016

Remerciements

Cette thèse est le fruit d'un travail de longue haleine dont le manuscrit final ne représente que la partie émergée de ces années. La réussite de cette expérience est liée, en partie, à un travail original mais aussi à la présence, à la sympathie et au soutien de grand nombre de personnes et des institutions que je tiens à remercier.

*En premier lieu je m'adresse par mes sincères remerciements à Monsieur **Belgacem HOUHA**, professeur à la Faculté des Sciences de la nature et de la vie, université de Khenchela, qui a bien voulu assurer un encadrement continu et rigoureux de ce travail. Ses compétences scientifiques, ses conseils fructueux et son aide illimité ont amplement contribué à l'aboutissement de ce travail. Les mots ne pourront jamais parvenir à traduire mes plus vifs remerciements, pour sa bienveillance ainsi que sa patience durant la rédaction qui m'ont été très bénéfiques.*

*Je remercie vivement **les membres de jury** d'avoir accepté d'évaluer ce travail malgré leurs nombreuses autres obligations.*

Leur présence est un grand honneur et une bonne marque d'affection :

*Madame **Kenza KADI**, MCA à l'université de Khenchela qui a accepté de présider ce jury.*

*Messieurs : **Moussa HOUHAMEDI**, professeur à l'université de Guelma. **Slimane KACHI**, professeur à l'université de Guelma.*

***Fethi BAALI**, professeur à l'université de Tébessa ; d'accepter examiner ce travail, leur présence est un très grand honneur pour moi.*

*Je remercie également monsieur **Chemseddine FAHDI** d'accepter notre invitation et de contribuer à la correction, au développement et à l'enrichissement de mon article.*

*Je tiens à remercier également **mes collègues doctorants et docteurs** de l'université de Khenchela pour leur sympathie.*

Sans oublier toute personne à participer de près ou de loin à l'aboutissement de cette thèse.

TRAÇAGE CHIMIQUE ET ISOTOPIQUE DES EAUX DE SOURCES POUR LA CONNAISSANCE DES AQUIFERES DU MASSIF DE L'AURES. KHENCHELA-ALGERIE.

Résumé

L'origine de la salinité des eaux des aquifères Crétacé et Plio-quaternaire de la région des Aurès, constitue un enjeu pour l'exploitation et la mobilisation des ressources en eau souterraines, où les populations ne disposent que d'un accès ponctuel à la qualité des eaux souterraines, via des prélèvements effectués dans des puits, forages et au niveau des sources. L'évaporation et le caractère endoréique du bassin, l'accroissement démographique et l'extension des superficies irriguées sont les contraintes naturelles et anthropiques qui peuvent conduire à la salinisation des masses d'eau.

Une approche pluridisciplinaire intégrant la géologie, l'hydrochimie et une analyse statistique multivariable a été entreprise pour caractériser et contrôler les sources et les mécanismes de minéralisation des eaux.

Des traceurs environnementaux, notamment certains éléments traces (Br^- , Li^- et Sr^+) sont utilisés pour mieux différencier l'origine des saumures.

Les principaux phénomènes géochimiques naturels intervenant dans l'acquisition de la charge saline sont liés à l'interaction eau-roche (dissolution des minéraux), à l'échange cationique et à l'évaporation, l'activité anthropique est une autre source de salinisation des eaux induite par l'homme. La géochimie isotopique a permis d'apporter des informations capitales concernant l'origine des eaux du massif nord des Aurès. Ce sont des eaux d'origine météorique.

Mots clé : Aurès, Khenchela, Eau de source, Minéralisation, Salinité, Evaporites, Traceurs Chimiques, Traceurs Isotopiques.

CHEMICAL AND ISOTOPIC MARKING OF SPRING WATER TO KNOW THE AQUIFERS OF THE AURES REGION. Khenchela-Algeria.

Abstract

The origin of the salinity of the Cretaceous and Pliocene-Quaternary aquifers of the Aurès region; presents a problem for the exploitation and mobilization of groundwater resources.

In this region; people can estimate the quality of groundwater, via samples taken in wells, boreholes and in the springs. Evaporation, endorheic basin nature, population growth and expansion of irrigated areas are natural and anthropogenic stresses that can lead to salinization of water bodies. A multidisciplinary approach integrating hydrogeology, hydrochemistry and multivariate statistical analysis was undertaken to characterize and control the mechanisms of water mineralization. The main natural geochemical processes involved in the acquisition of the salinization are related to the interactions between the rocks and the water (dissolution of evaporate minerals), the cation exchange and evaporation.

The isotopic study gives capital information about the origin of this water in this region. It is meteoric water.

***Keywords:* Aurès, Khenchela, Spring Water, Mineralization, Salinity, Evaporates, Chemical tracers, Isotopes of water molecule.**

دراسة التخطيط الكيميائي والتخطيط باستعمال النظائر المشعة لمياه المنابع لمعرفة خصائص مياه

الطبقات الجوفية في منطقة الاوراس . الجزائر.

ملخص

ان ظاهرة ملوحة المياه في منطقة الاوراس تقف عائقا في وجه السكان من حيث استغلال هذه المصادر المائية. ان الطريقة المعتمدة لمعرفة نوعية هذه المياه هي اخذ عينات من المياه الجوفية كمياه الآبار ومن مياه المنابع واجراء تحاليل مخبرية من اجل تقصي مشكل الملوحة.

خاصية الحوض الداخلي, طبيعة المناخ شبه الجاف لمنطقة الاوراس, قلة الامطار, السقي غير المنتظم للأراضي الزراعية, التبخر, النمو الديموغرافي السريع كلها عوامل طبيعية و بشرية تؤدي الى تفاقم ظاهرة الملوحة.

في هذه الدراسة قمنا بإجراء بحوث جيولوجية, هيدروكيميائية, و دراسة احصائية و طريقة المخططات الكيميائية من اجل معرفة اصل الاملاح المعدنية في مياه المنابع و الطبقات الجوفية و مسببات الملوحة في المنطقة الشمالية للأوراس. العوامل التي تؤدي اكتساب املاح معدنية هي عوامل طبيعية مثل انحلال معادن الصخور في الماء والمبادلات الايونية و اخرى بشرية.

سمحت دراسة النظائر المشعة لجزيء الماء بمعرفة اصل المياه في المنطقة الشمالية من الاوراس فهي مياه اصلها مياه الامطار.

الكلمات المفتاحية:

خنشلة, الاوراس مياه المنابع, التمدن, الملوحة, المبخرات, المخططات الكيميائية, مخططات النظائر المشعة.

Table des matières

Introduction générale

Première partie : les grands traits du versant nord de l'Aurès

Chapitre I :

Présentation de la zone d'étude

	Introduction.....	01
I.1.	Localisation géographique.....	03
I.2.	Le milieu physique.....	08
I.2.1.	Les montagnes	08
I.2.2.	Les plaines	08
I.2.3.	Les vallées	08
I.3.	Cadre socio-économique	09
I.3.1.	La population	09
I.3.2.	L'agriculture	09
I.3.3.	La végétation naturelle.....	10
I.4.	Le réseau hydrographique	10
I.5.	Aperçu pédologique sur les principaux sols de la zone d'étude.....	14
I.5.1.	Les sols calcaires humifères.....	14
I.5.2.	Les sols insaturés humifères.....	14
I.5.3.	Les sols calciques.....	15
I.5.4.	Les sols alluviaux basiques	15
I.5.5.	Les sols salins ou solontchak	15
I.5.6.	Les roches mères	15
I.6.	Le cadre géologique.....	15
I.6.1.	Une topographie simple	15
a.	Djebel El Azreg	17
b.	Djebel Chélia	18
c.	Djebel Bezaz.....	19
1.6.2.	Litho-stratigraphie.....	20
1.6.2.1.	Le socle Mésozoïque.....	21
a.	Trias.....	21
b.	Le Crétacé.....	22
1.6.2.2.	Les formations Cénozoïques.....	24
c.	Le Néogène.....	24
d.	Quaternaire.....	24
I.7.	Hydrologie et hydrogéologie.....	26
a.	Travaux antérieurs.....	27
I.7.1.	Présentation et nature des nappes aquifères.....	28

a.	Nappe phréatique.....	28
b.	Profondeur de la nappe.....	28
c.	Nappes profondes.....	28
d.	Les eaux des calcaires et des grès miocènes de la bordure Sud.....	28
1.7.2.	Substratum : structure profonde.....	29
a.	Terrains Néogène.....	30
b.	Le Plio-Quaternaire.....	30
1.7.3.	Les principaux aquifères.....	30
1.7.3.1.	Les aquifères alluviaux.....	30
1.7.3.2.	L'aquifère miocène.....	30
1.7.3.3.	Les eaux des calcaires et des grès miocènes de la bordure sud.....	31
	Conclusion.....	31

Chapitre II : Les facteurs climatiques

	Introduction.....	32
II.1.	Les précipitations.....	33
II.1.1.	Un massif relativement arrosé.....	33
II.1.2.	Le secteur humide	34
II.1.3.	Le secteur aux précipitations moyennes.....	34
II.2.	Les températures : Un régime thermique varié.....	35
II.3.	Etude des données de la station pluviométrique d'El Hamma –Khenchela-...	37
II.3.1.	Paramètres climatiques.....	38
a.	les précipitations.....	38
b.	Les températures	39
II.3.2.	Caractérisation du climat	40
a.	Diagramme pluviothermique	40
b.	Indice de Martonne.....	41
II.3.3.	Etablissement du bilan hydrique	42
c.	Interprétation du bilan hydrique.....	46
II.3.4.	Le ruissellement.....	47
II.3.5.	Estimation de l'infiltration.....	48
	Conclusion.....	50

Deuxième partie : Partie pratique

Chapitre III

Caractérisation hydrogéochimique des eaux des aquifères du versant nord de l'Aurès

	Introduction.....	51
III.1.	Echantillonnage et analyse des eaux de sources.....	52
III.1.1.	Les campagnes de prélèvement d'eau.....	52
III.1.2.	Représentativité de l'échantillonnage.....	53
III.1.3.	Méthodes analytiques et précision des mesures.....	53
III.2.	Caractéristiques Hydrochimiques générales des eaux des aquifères du	

	versant nord de l'Aurès.....	55
III.2.1.	Les principaux paramètres physico-chimiques.....	55
III.2.1.1.	La température de l'eau.....	55
III.2.a.	Hypothèse sur la thermalité des sources de Khenchela.....	57
III.2.1.2.	Le pH d'eau.....	61
III.2.1.3.	La conductivité électrique CE.....	62
III.2.1.4.	Le potentiel redox.....	63
III.2.1.5.	La résistivité.....	64
III.2.1.6.	La minéralisation.....	65
III.2.1.7.	La salinité.....	66
III.2.2.	Les éléments chimiques majeurs.....	66
III.2.2.1.	Les cations.....	68
III.3.2.2.	Les anions.....	69
III.3.3.	Faciès chimique des eaux.....	71
III.4.	Etude des processus hydrogéochimiques.....	74
III.4.1.	Relations binaires.....	75
III.4.1.1.	Relations des éléments majeurs en fonction de chlorure.....	77
III.4.1.2.	Relation des éléments majeurs en fonction de la minéralisation.....	78
III.4.2.	Mise en évidence des échanges de base.....	78
III.4.3.	Indices de saturation des eaux.....	80
III.4.4.	Le rapport caractéristique Sr^{2+} / Ca^{2+} et la relation Br^- / Cl^-	81
III.5.	Apport de l'Analyse en Composantes Principales (ACP).....	81
III.5.1.	Principe.....	84
III.5.2.	Résultats et interprétations.....	84
III.5.3.	Application de L'ACP aux données physico-chimiques des eaux étudiées....	85
III.5.4.	Les éléments traces métalliques.....	88
III.6.	Synthèse.....	91

**Troisième partie : Apport des outils isotopiques à des eaux des
aquifères du versant nord de l'Aurès**

Chapitre IV :

Origine des eaux des aquifères du versant nord de l'Aurès

	Introduction.....	94
IV.1.	Notions de base.....	95
IV.1.1.	Isotopes de la molécule de l'eau.....	95
IV.1.2.	Rapports isotopiques.....	95
IV.1.3.	La notation delta pour mille.....	95
IV.1.4.	Enrichissement / Appauvrissement de l'eau.....	96
IV.1.5.	Droite Globale des Eaux Météoriques (DEMG).....	96
IV.1.6.	L'Excès en deutérium (d'excès).....	96
IV.1.7.	Droite Locale des Eaux Météoriques (DEML).....	96
IV.1.8.	Le fractionnement isotopique.....	97
IV.1.9.	Variation de la composition isotopique des pluies.....	98
IV.2.	Echantillonnage, Méthodes analytiques et précision des mesures.....	98

IV.2.1.	Mesure isotopique de l'oxygène O_{18} et le deutérium H_2	99
IV.2.1.1.	Méthode de mesure	100
IV.2.1.2.	Calibration	102
IV.3.	Echantillonnage	103
IV.4.	Présentation des données et interprétation	105
	Conclusion	106
	Conclusion générale	108
	perspectives	110
	Références bibliographiques	111
	Annexe	117

	Liste des Figures	Page
Figure 01	Localisation de la wilaya de Khenchela et de la zone d'étude. (Conservation des forêts Khenchela, 2016).	03
Figure 02	Points de prélèvement (Mai ; 2016).	04
Figure 03	Photo satellite de la source Silène.	06
Figure 04	Photo satellite de la source El Manchare.	07
Figure 05	Photo satellite de Hammam Djaarir.	07
Figure 06	Photo satellite de Hammam El Salihine.	07
Figure 07	Photo satellite de la source Hammam El Kenif.	08
Figure 08	Photo satellite de la source Ain Zarif.	08
Figure 09	Photo satellite d'Ain Mimoune.	08
Figure 10	Couvert végétal de l'est algérien	12
Figure 11	Réseau hydrique de la zone d'étude. (Mai, 2016).	
Figure 12	Bassin versant d'Oued El Arab (Meharzi, 2010).	13
Figure 13	Bassins versants et sous bassins versants de la zone d'étude. (Houha, 2007).	14
Figure 14	Schéma structural de l'Aurès (R. Guiraud, 1973 in Meharzi, 2010).	16
Figure 15	Coupe du Djebel El Azrag (J. L. Ballais 1981 in M. K. E. Meharzi, 2010).	18
Figure 16	Coupe du djebel Chélia (R. Laffitte 1939 in M. K. E. Meharzi, 2010).	19
Figure 17	Coupe d'accident du djebel Chélia (R. Laffitte 1939A in Meharzi, 2010).	19
Figure 18	Coupe du djebel Aidel (R. Laffitte 1939A in Meharzi, 2010).	20
Figure 19	Schéma illustrant les variations de faciès dans le Crétacé inférieur de L'Aurès (Laffitte 1939, modifié par Guiraud 1973, In Houha, 2007)	20
Figure 20	Coupe interprétative dans l'Aurès (Vila, 1977, in Houha, 2007).	21
Figure 21	Carte des principales unités géologiques de l'Aurès (Houha, 2007).	25
Figure 22	Géologie des points de prélèvement.	26
Figure 23	Unités hydrogéologiques dans le bassin de Garâat Tarf. (Houha, 2007).	29
Figure 23	Carte pluviométrique de l'Algérie (1913-1963) ; (Chaumont et Paquin, 1971).	34
Figure 24	Carte des précipitations annuelles moyennes de l'Est algérien (établie d'après A.N.R.H., 1993 : données moyennes de 60 ans, périodes du 1 ^{er} septembre 1921 au 31 août 1960 et du 1 ^{er} septembre 1968 au 31 août 1989) (Mebarki ; 2005).	35
Figure 25	Aurès : moyennes des températures mensuelles- janvier (Chaumont et Paquin, 1971).	36
Figure 26	Températures moyennes annuelles de l'Est algérien (Mebarki ; 2005).	37
Figure 27	Précipitations min et max d'une période de 15 ans (2000-2015).	38
Figure 28	Température min et max d'une période de 15 ans (2000-2015).	39
Figure 29	Courbe pluviothermique. (2000-2015).	40
Figure 30	Carte bioclimatique, (Meharzi, 2010).	48
Figure 31	Carte d'inventaire (Mai ; 2014).	52
Figure 32	Représentation graphique comparative en histogramme de la température	56

	des sources d'eau Mai 2014.	
Figure 33	Distribution spatiale de la température des sources d'eau du massif nord-est de l'Aurès Mai, 2014.	56
Figure 34	Représentation graphique comparative en histogramme des points d'eau de pH, Mai 2014.	60
Figure 35	Distribution spatiale du pH des eaux du massif nord-est de l'Aurès Mai, 2014.	60
Figure 36	Représentation graphique comparative en histogramme des sources d'eau de la conductivité électrique (CE), Mai 2014.	61
Figure 37	Distribution spatiale de la conductivité électrique (CE) des sources d'eau du massif nord-est de l'Aurès, Mai 2014.	62
Figure 38	Représentation graphique comparative en histogramme des sources d'eau du potentiel redox, Mai 2014.	63
Figure 39	Distribution spatiale du potentiel redox des sources d'eau du massif nord-est de l'Aurès, Mai 2014.	63
Figure 40	Représentation graphique comparative en histogramme de la résistivité des sources d'eau, Mai 2014.	64
Figure 41	Distribution spatiale de la résistivité des sources d'eau du massif nord-est de l'Aurès, Mai 2014.	64
Figure 42	Représentation graphique comparative de la minéralisation des sources d'eau, Mai 2014.	65
Figure 43	Distribution spatiale de la minéralisation totale des sources d'eau du massif nord-est de l'Aurès, Mai 2014.	65
Figure 44	Représentation graphique comparative en histogramme de la salinité des sources d'eau, Mai 2014.	67
Figure 45	Distribution spatiale de la salinité des sources d'eau du massif nord-est de l'Aurès, Mai 2014.	67
Figure 46	Représentation graphique comparatives en histogrammes des éléments majeurs cations (mg/l) des sources d'eau, Mais ; 2014.	70
Figure 47	Représentation graphique comparative en histogramme des éléments majeurs anions (mg/l) des sources d'eau, Mais, 2014.	71
Figure 48	Distribution spatiale de la concentration des sulfates dans le massif nord de l'Aurès, (Mai, 2014).	71
Figure 49	Distribution spatiale de la concentration des nitrates dans le massif nord de l'Aurès (Mai ; 2014).	73
Figure 50	Répartition spatiale de la minéralisation totale des eaux des sources dans le massif nord de l'Aurès (Mai, 2014).	73
Figure 51	Facies chimiques des eaux des sources du versant nord de l'Aurès, Mai 2014.	75
Figure 52	Représentation graphique de Scholler Berkalouff des sources d'eau du massif nord des Aurès (Mais ; 2014. Algérie).	76
Figure 53	variation de la concentration des éléments majeurs en fonction du Chlorure des eaux des sources du massif nord des Aurès. Mai 2014).	77
Figure 54	Variation de la concentration des éléments majeurs en fonction de la	78

minéralisation totale (RS) des eaux de sources du massif nord de l'Aurès.
Mai, 2014.

Figure 55	Relation entre le rapport $\text{Ca}^{2+}/(\text{HCO}_3 + \text{SO}_4^{2-})$ et le rapport Na^+/Cl^- des eaux de sources du massif des Aurès.	78
Figure 56	Corrélation des indices de saturation des eaux; la calcite, la dolomite, le gypse et la halite Vis à vis les ions $\text{Ca} + \text{HCO}_3$, $\text{Ca} + \text{Mg} + \text{HCO}_3$, $\text{Ca} + \text{SO}_4$, $\text{Na} + \text{Cl}$ respectivement.	79
Figure 57	Rapport molaire Sr/Ca (%) des eaux du massif nord des Aurès.	81
Figure 58	Relation entre Ca et Sr .	82
Figure 59	Relation entre Cl et Br .	82
Figure 60	Rapport molaire Br/Cl (%) des eaux de sources dans le massif nord des Aurès, Mai-2014.	83
Figure 61	Projection des variables.	87
Figure 62	Projection des individus.	88
Figure 63	Représentation graphique comparative en histogramme des éléments traces des sources d'eau, Mai 2014.	89
Figure 64	Schéma de principe du GasBench. (Cherchali, 2008).	99
Figure 65	Schéma de la fiole et du transfert du gaz. (Cherchali. M ; 2008).	100
Figure 66	Schéma de principe du piège à eau. (Cherchali, 2008).	101
Figure 67	Chromatogramme type Delta-V Visualisation du bruit de fond avant analyse. (Cherchali, 2008).	102
Figure 68	Relation 2H vs 18O des eaux des précipitations du massif nord de l'Aurès par rapport à la droite de Craig(1961).	104
Figure 69	Relation 2H vs 18O des eaux des aquifères du massif nord de l'Aurès par rapport à la droite de Craig(1961). (Osmani, 2012).	104

Liste des photographies

Photographie 01	Ain Tafsaste, Février 2015.	05
Photographie 02	Ain Ras El Ma (Oued Tidar), Février 2015.	05
Photographie 03	Source El Ma Lakhal, Février 2015.	06
Photographie 04	Ain Boulaghmène, Février 2015.	06
Photographie 05	Ain Silène, Février 2015.	06
Photographie 06	El Manchare, Février 2015.	07
Photographie 07	Source de Hammam Djaarir, Février 2015.	07
Photographie 08	Source de Hammam El Salihine, Février 2015.	08
Photographie 09	Source de Hammam El Kenif, Février 2015.	08
Photographie 10	Ain Mimoune. Février 2015.	08
Photographie 11	El Ma Lakhal. Février 2015.	08
Photographie 12	Pluviomètre artisanal.	99
Photographie 13	Spectromètre de masse Delta-V et son équipement. (Osmani, 2012).	100
Photographie 14	GasBench (auto échantillonneur) en mise en marche. (Osmani, 2012).	101

Liste des tableaux		Page
Tableau 01	Points de prélèvement.	05
Tableau 02	Répartition de la population par strate. (Osmani, 2012).	09
Tableau 03	Légende géologique commune à toutes les coupes. (R. Guiraud, 1973).	17
Tableau 04	les précipitations d'une période de 15 ans (2000-2015) ;(station météo d'El Hamma).	38
Tableau 05	Température d'une période de 15 ans. (2000-2015). (station météo El Hamma).	39
Tableau 06	Bilan hydrique moyen de Thornthwaite d'une période de 15 ans (2000-2015).	45
Tableau 07	Variation des températures et des conductivités des eaux en fonction de la profondeur. Juin 2006 (Houha, 2007).	51
Tableau 08	Température et profondeur des gisements hydrothermaux. (Houha, 2007).	52
Tableau 09	Matrice de corrélation des variables des variables adoptés de l'ACP.	86
Tableau 10	Valeurs propres des trios premiers axes de l'ACP.	87
Tableau 11	Teneurs des isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux météoriques.	104

Liste des abréviations

ANRH : Agence nationale des ressources hydrauliques.

CENEAP : Centre national d'étude d'analyse pour population.

CRNA : Centre de recherche nucléaire Alger.

OMS : Organisation mondiale de la santé **ONM** : Office national de la météorologie.

PNDA : Plan national de développement agricole.

Introduction générale

Introduction générale

Le massif de l'Aurès est un ensemble de chaînons orienté NW-SE. Il comprend plusieurs montagnes, des plaines, des rivières, des Oueds et des forêts.

Son versant nord est caractérisé par une grande complexité géologique à laquelle est associé un nombre très important de points d'eaux (sources et forages).

Les sources de ce secteur sont connues essentiellement à travers les manifestations en surface, ce sont loin d'être bien évaluées. Ceci est dû au fait que l'exploitation de ces ressources, leur gestion et leur protection nécessitent de répondre aux interrogations sur l'origine de l'eau, sa minéralisation, et sur son parcours souterrain.

Nous proposons alors de réaliser une étude de recherche sur cette richesse très importante en eau de source.

L'eau de source des gisements chauds ou froids, par sa circulation perpétuelle à travers les vides des roches et par ses propriétés physico-chimiques, joue un rôle véhiculaire des éléments dissous et de la température.

Les eaux thermales présentent une source importante dans l'essor économique de tout pays.

Le travail que nous présentons ici se rapporte à la caractérisation hydrochimique, hydrogéologique, et isotopique des eaux des aquifères du versant nord de l'Aurès.

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

Cette thèse vise à valoriser l'ensemble des résultats obtenus dans la zone d'étude afin d'acquérir des connaissances détaillées sur les ressources en eau des aquifères du massif des Aurès, ce qui est indispensable pour en assurer une gestion durable.

Enfin, la thèse devrait permettre d'améliorer la planification de l'accès à l'eau potable pour la population et la protection de la ressource vis-à-vis de la pollution.

Objectif de la thèse et intérêt scientifique du sujet

La présente thèse se situe dans le cadre de l'amélioration des connaissances sur la caractérisation hydrogéochimique et isotopique des eaux des aquifères dans le massif nord des Aurès.

Concrètement, elle aidera à la compréhension du mécanisme de minéralisation des eaux et de leur origine. Elle s'appuie sur la synthèse des caractéristiques hydrogéologiques, hydrogéochimiques et isotopiques.

Sur le plan scientifique, la thèse s'appuie principalement sur l'approche hydrogéochimique et isotopique. Elle apporte une contribution à la connaissance de l'origine de la minéralisation des eaux.

Approche méthodologique

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

1. Déterminer les caractéristiques hydrochimiques des eaux des aquifères des gisements chauds et froids dans le versant nord de l'Aurès.
2. Caractériser de manière globale la géochimie (minéralisation, faciès chimiques des eaux et origine de la minéralisation).
3. Caractériser le signal isotopique (^{18}O et ^2H) des eaux afin de définir leurs origine.

Structure de la thèse

La thèse est structurée autour de trois parties précédées par une introduction qui décrit l'origine du sujet, les objectifs visés et l'approche méthodologique utilisée pour atteindre les dits objectifs.

La première partie s'appuie sur la caractérisation des grands traits de la zone d'étude.

La seconde partie s'appuie sur la caractérisation hydrogéochimique des sources en eau des gisements chauds et froids.

Le milieu d'étude a d'abord été décrit dans la première partie avant d'aborder l'étude du contexte hydrogéologique et hydrogéochimique afin de déterminer les caractéristiques physicochimiques de ces eaux et l'origine de la minéralisation.

La troisième partie se rapporte à la contribution des isotopes stables de la molécule d'eau pour déterminer l'origine de ces eaux.

Une conclusion synthétise les principaux résultats obtenus en rapport avec les développements méthodologiques utilisés et la gestion de la ressource en eau dans la zone d'étude. Les perspectives scientifiques offertes par cette étude clôturent ce travail.

Première partie

Les grands traits du massif de l'Aurès

1^{er} chapitre

Présentation de la zone d'étude

Introduction

Ce chapitre présente les traits majeurs du milieu d'étude notamment la localisation géographique, l'hydrographie, le couvert végétal, le relief, la géologie, l'hydrogéologie, la nature du sol, et le cadre climatique.

Ces éléments sont utiles, nécessaires, et contribuent à tracer les grands traits du relief qui conditionne le climat et favorise les écoulements de surface et souterrains.

I.1. Localisation géographique

L'Aurès occupe une surface d'environ 7000 km². Il s'étend entre les parallèles 34° - 45' et 35° - 30' Nord et les longitudes 5° - 45' et 7'' à l'Est du méridien international. Il se place à la charnière des deux grands ensembles qui forment l'atlas saharien aussi bien en Algérie qu'en Tunisie et qui s'allonge dans une direction Est- Ouest parallèle à l'atlas tellien lui-même suit les rivages méridionaux de la mer méditerranée. (Meharzi, 2010).

Topographiquement, il n'est pas très difficile de limiter ce massif : sa bordure Nord est une ligne pratiquement directe entre les villes de Batna et Khenchela soit sur une centaine de kilomètres. (Meharzi, 2010).

Notre zone d'étude se situe au nord-est du massif de l'Aurès: la wilaya de Khenchela.

La wilaya de Khenchela est située au nord-est algérien dans la région des Aurès (Fig.1) et au Sud-est du constantinois ; et au contrefort du mont des Aurès entre les parallèles : 34° 06' 36'' et 35° 41' 21'' latitudes Nord ; et entre 06° 34' 12'' et 07° 35' 56 '' de longitudes Est avec une superficie est de 9715,6 km². Elle est limitée gé-ographiquement au :

Nord par la Wilaya d'Oum El Bouaghi ;

Sud par la wilaya d'El Oued ;

Est par la wilaya de Tébessa ;

Ouest par la wilaya de Batna ;

Sud- Ouest par la wilaya de Biskra. (CENEAP, 2009).

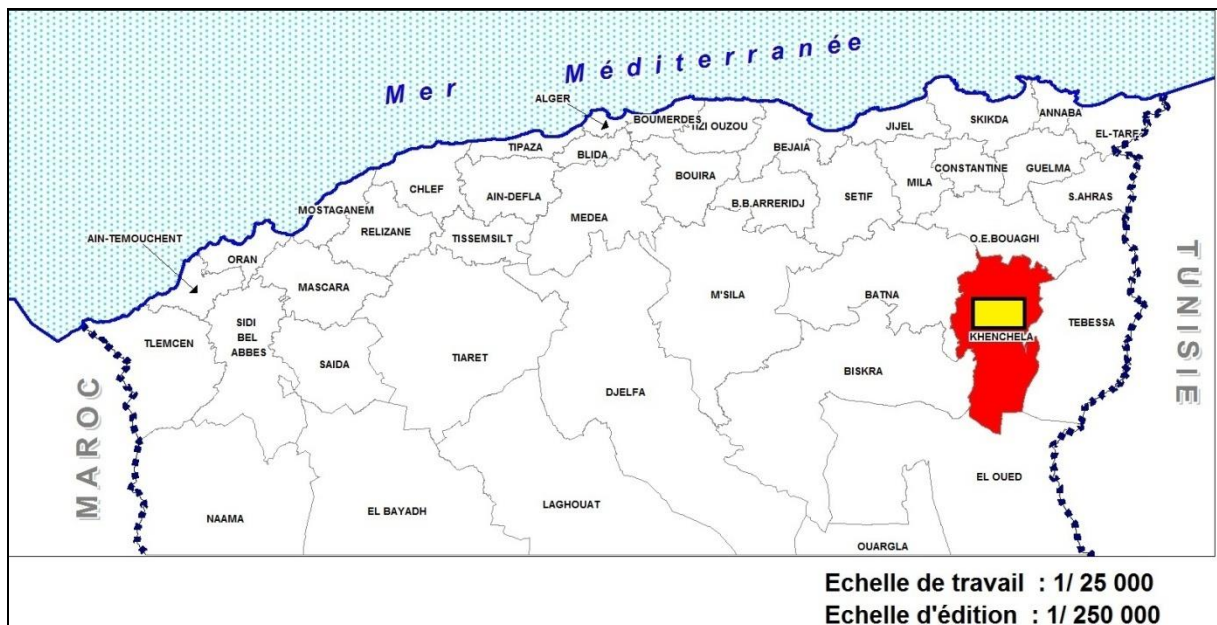


Figure 1 : Localisation de la wilaya de Khenchela et de la zone d'étude. (Conservation des forêts Khenchela, 2016).

La wilaya de Khenchela est riche en sources de l'eau de gisements thermaux et non thermaux. Pour réaliser cette étude, nous avons choisi 13 sources d'eau de gisement chauds et froids, et de débit parfois important. Ces sources sont situées dans sept communes de la wilaya de Khenchela (Bouhmama, Chélia, Tamza, Yabous, El Hamma, Khenchela et Baghai). (Fig.2 et tabl.1)

Le prélèvement d'échantillons est effectué sur un certain nombre de sources répandues sur les chainons du massif de l'Aurès.

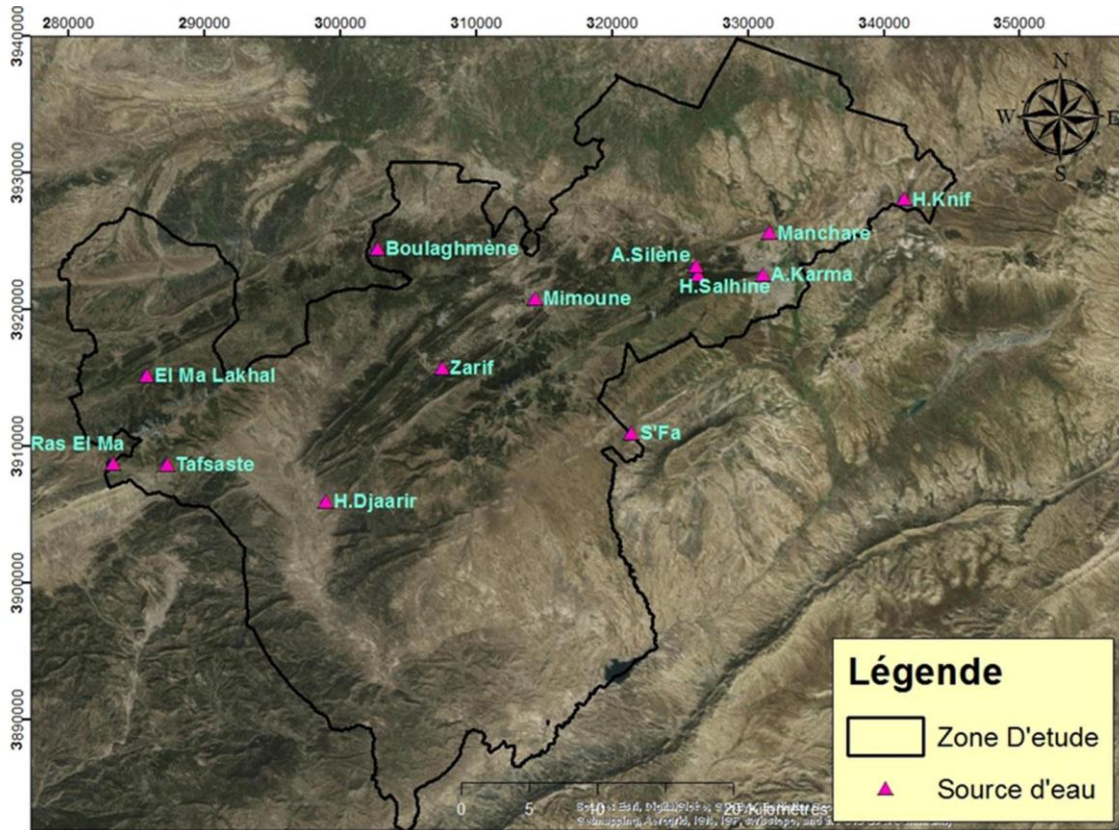


Figure 2 : Points de prélèvement (Mai-2016). (Google earth, 2016).

Tableau 1 : Points de prélèvement.

Source d'eau	Djebel	Latitude x	Longitude y	Altitude z(m)	Nature du gisement
H. Djaarir sr1	Aurès	35° 16' 45"	6° 47' 23"	1102	Chaud
Tafsaste sr2	Chélia	35° 18' 04 "	6° 38' 98"	1572	Froid
Ras El Ma sr3	Chélia	35° 18' 04 "	6° 37' 02"	1738	Froid
El Ma Lakhhal sr4	Chélia	35° 21 ' 34"	6° 38 '34"	1329	Froid
Boulaghmène sr5	Chélia	35° 26 ' 49 "	6° 48' 98"	1158	Froid
Silène sr6	Aidel	35° 26' 02"	7° 05' 14"	1166	Froid
Manchare sr7	Manchare	35° 27' 46"	7° 08' 38"	1025	Froid
Karma sr8	Serdoune	35° 26' 09"	7° 08' 19"	1147	Froid
H. Knif sr9	El Kenif	35° 29' 11"	7° 15' 11"	1058	Chaud
H. Salihine sr10	Aidel	35° 26 ' 22"	7° 05' 06"	1071	Chaud
Zarif sr11	Bezzaz	35° 27' 12"	6° 54' 39"	1399	Froid
S'Fa sr12	Ich Netgouma	35°19'43"	7°02'10"	1190	Froid
Mimoune sr13	Feroune	35° 22' 8"	6° 52' 54"	1051	Froid

Les figures suivantes montrent ces sources d'eau, des photos satellites par Google earth, et des photographies prises lors de la visite du terrain.



Photographie 1 : Ain Tafaste, Février 2015



Photographie 2 : Ain Ras El Ma (Oued Tidar), Février 2015



Photographie 3 : Oued Tidar, Février 2015



Photographie 4 : Source El Ma Lakhal, Février 2015



Photographie 5 : Ain Boulaghmenè, Février 2015



Photographie 6 : Ain Silène, Février 2015

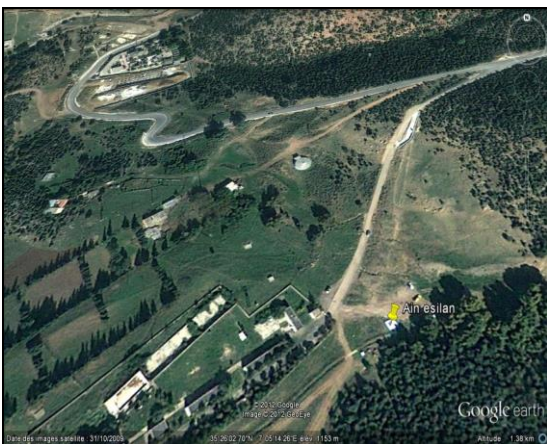


Figure 3 : Photo satellite de la source Silène (Google earth)



Photographie 7 : Source El Manchare,

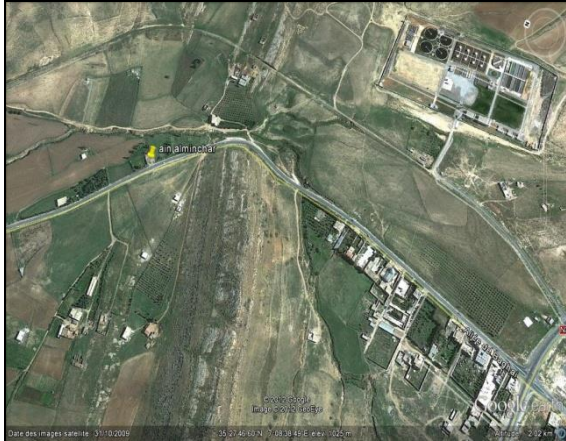


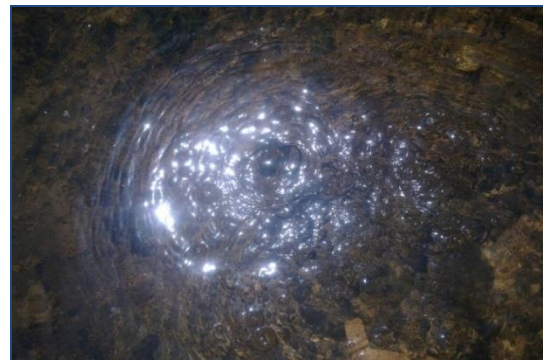
Figure 4 : Photo satellite de la source El Manchare (Google earth)



Photographie 8 : Source de Hammam Djaair,



Figure 5 : Photo satellite de Hammam Djaair (Google earth)



Photographie 9 : Source de Hammam Salihine, Février



Figure 6 : Photo satellite de Hammam El Salihine (Google earth)



Photographie 10 : La station thermale Hammam El Kenif, Février 2013



Figure 7: Photo satellite de la source Hammam El Kenif Figure 8: Photo satellite de la source Ain Zarif (Google earth)



Figure 9 : Photo satellite d'Ain Mimoune (Google earth) Photographie 11 : el Ma Lakhal, Février 2015

I.2. Le milieu physique

Le relief de la zone d'étude est composé de trois grands ensembles géographiques.

I.2.1. Les montagnes

On les rencontre essentiellement dans la zone ouest de la wilaya de Khenchela (les Aurès), qu'ils s'agissent des chinons: Chelia, Bezzaz, El Manchare, Serdoun, Ech Netgouma, Aidel, Feroun, El Kenif, et El Krouma.

I.2.2. Les plaines

Situées au nord et nord -ouest de la zone d'étude, elles comprennent essentiellement la plaine de Mellagou à Bouhmama.

I.2.3. Les vallées

C'est le cas des points d'émergence de Hammam El Salihine. Cette dépression est façonnée dans le relief par Oued Hammam El Salihine.

I.3. Cadre socio-économique

I.3.1. La population

Au recensement de 1966, la population totale de la wilaya était estimée à 128 169 habitants. A 1977, elle passe à 189 026 habitants et une décennie après, au recensement de 1987, elle atteint 246 541 habitants, soit respectivement des taux d'accroissement annuels moyens intercensitaires de 3,96%, entre 1966 et 1977 et 2,69% entre 1977 et 1987.

A 1998, la population de la wilaya approchait les 327 917 habitants soit un accroissement de 1,6% entre 1998 et 2008.

Dans l'ensemble les taux moyens annuels de la croissance démographique de la wilaya restent parmi les même taux, que ce soit au niveau régional ou national ; en revanche, ses densités de peuplement se situent parmi les plus faibles.

A travers le territoire, la population est inégalement répartie, elle distingue par une concentration de la population au Nord de la Wilaya où le chef-lieu de Wilaya abrite plus du 1/3 de la population totale, un quasi dépeuplement de la partie Sud et une armature urbaine déséquilibrée.

la wilaya de Khenchela reste incontestablement la prise en charge de cet accroissement de la population dans le cadre d'une optique d'aménagement et de développement durable qui auront pour effet immédiat de stabiliser les populations en âge d'activité dans leur milieu naturel et d'éviter le « surpeuplement » de la zone Nord.

L'industrie est quasi absente, on en trouve celle du bios, des minoteries, et des unités de collecte et transformation de lait. (CENEAP, 2009).

Tableau 2 : Répartition de la population par strate (Osmani, 2012).

Strate	Nombre	%
- Population urbaine	250.080	65 %
- Population Rurale	136.720	35,3%
- Population agglomérée	304.805	78,8%

I.3.2. L'agriculture

Selon les résultats du secteur de l'agriculture, qui constitue la principale activité de la zone d'étude. Il est toujours constaté que celui-ci, présente d'une manière générale, des productions importantes surtout celles des arbres fruitiers. Des très grands efforts ont été consentis pour son développement, qui a permis une grande amélioration de conduite de ses activités grâce à l'effort soutenu de l'Etat dans le cadre du PNDA et à travers la politique du Renouveau Rural. L'activité agricole, étant imposée par la configuration physique du territoire avec des facteurs

bioclimatiques contraignants; il est relevé que la S.A.U; n'est que de l'ordre de 232.481 Has, soit : 24,12%, de la superficie totale de la Wilaya.

La superficie irriguée représente quant à elle 16,13% de la SAU; soit:37.519 Has. Ceci est notamment dû à la faiblesse des mobilisations d'eau et au manque d'équipements adéquats à même de permettre une utilisation maximale et rationnelle des ressources en eau existantes.

Concernant l'élevage; celui-ci est à dominance ovine avec une organisation quasi extensive, et fortement traditionnelle. Il est appelé à se développer par des actions appropriées en matière de conduite du cheptel en général et d'intensification du cheptel bovin laitier en particulier. (Khabtane, 2010).

L'agriculture est surtout localisée dans la commune de Chélia et la commune de Bouhmama pleine de Mellagou. Cette zone est caractérisée par l'agriculture des arbres fruitiers surtout les pommiers.

I.3.3. La végétation naturelle

La végétation naturelle, dans les communes de l'aire d'étude, est scindée en deux grandes parties :

- Les zones forestières occupent les reliefs montagneux des communes de la zone et la plus part de la wilaya de Khenchela. La commune d'El Hamma est dotée d'une zone forestière assez dense dans laquelle se trouve la forêt de Tarbat, qui est considérée comme l'une des plus grandes forêts de la zone, ainsi que la forêt de Ras Serdoune située à l'est et qui s'étend dans la commune de Khenchela, limitant ainsi la ville.

A l'ouest, la commune de Bouhmama : La forêt de Chélia, la commune de Chelia qui est caractérisée principalement par le Cèdre, la forêt de Boulaghmène, la commune de Yabous : forêt d'Oulèd Oudjana, et la commune de Tamza Forêt d'Oulèd Yakoub ; forêt de Beni Mloul à M'Sara.

- Les zones des hauts plateaux et des plaines sont couvertes par un couvert végétal herbacé épars et dégradé.

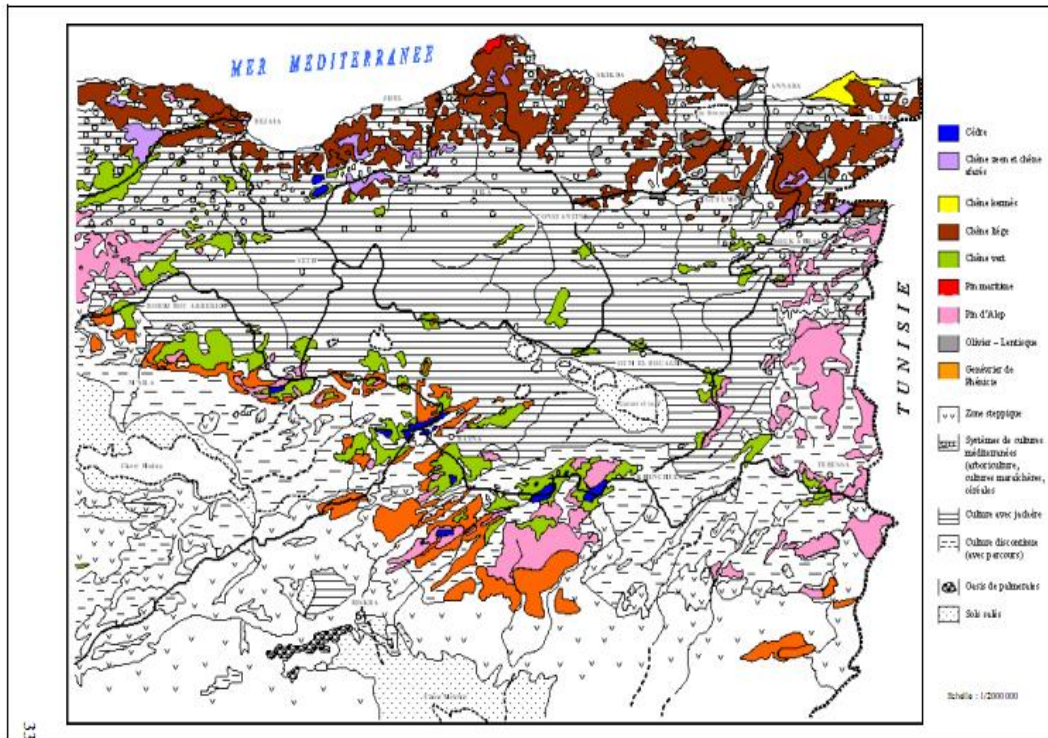


Figure 10 : Couverture végétale de l'Est algérien (d'après carte internationale du tapis végétal au 1/1000 000 feuilles Tunis-Sfax et Alger, complétées par Mebarki ; 2005).

I.4. Le réseau hydrographique

La zone d'étude s'inscrit dans les limites géographiques Le bassin versant des Hautes Plaines constantinoises, qui correspondent à la partie nord de l'Aurès. (Piémonts nord des Aurès et zone des dépressions). (Fig.10).

Le réseau hydrographique de la zone d'étude est drainée par quelques oueds d'une importance relative et à caractère endoréique, alimentés par un chevelu très dense. Les cours d'eau les plus importants sont:

a. Oued Boulefreis : Un cours rapide. Il prend sa source dans le même massif c'est-à-dire dans le Djebel Chélia à 2300m d'altitude.

Son débit est plus important car la région reçoit une pluviométrie conséquente de l'ordre de 1000 à 1200mm/an.1 Il descend rapidement dans les vallées encaissées parallèlement à la route qui mène vers Touffana en traversant le Djebel Islef Bou el Arouah, puis continue sa course folle vers la plaine de Boulefreis où il forme un large estuaire et se perd dans le Garâat el Tarf soixante-dix kilomètre plus loin.

b. Oued Mellagou : prend sa source dans les Aurès avant de confluer avec l'oued El Abiod.

c. Oued Baghai, oued Hammam El Salihine, et oued Boughogal : Ces oueds, sont alimentés par un chevelu très dense de petits cours d'eau.

Au vu des apports pluviométriques limités dans cette zone et de la présence de formations triasiques, on déduit que le volume des écoulements est faible et que la qualité des eaux est saline. Les écoulements les importants sont enregistrés au niveau de la vallée de l'oued El Arab.

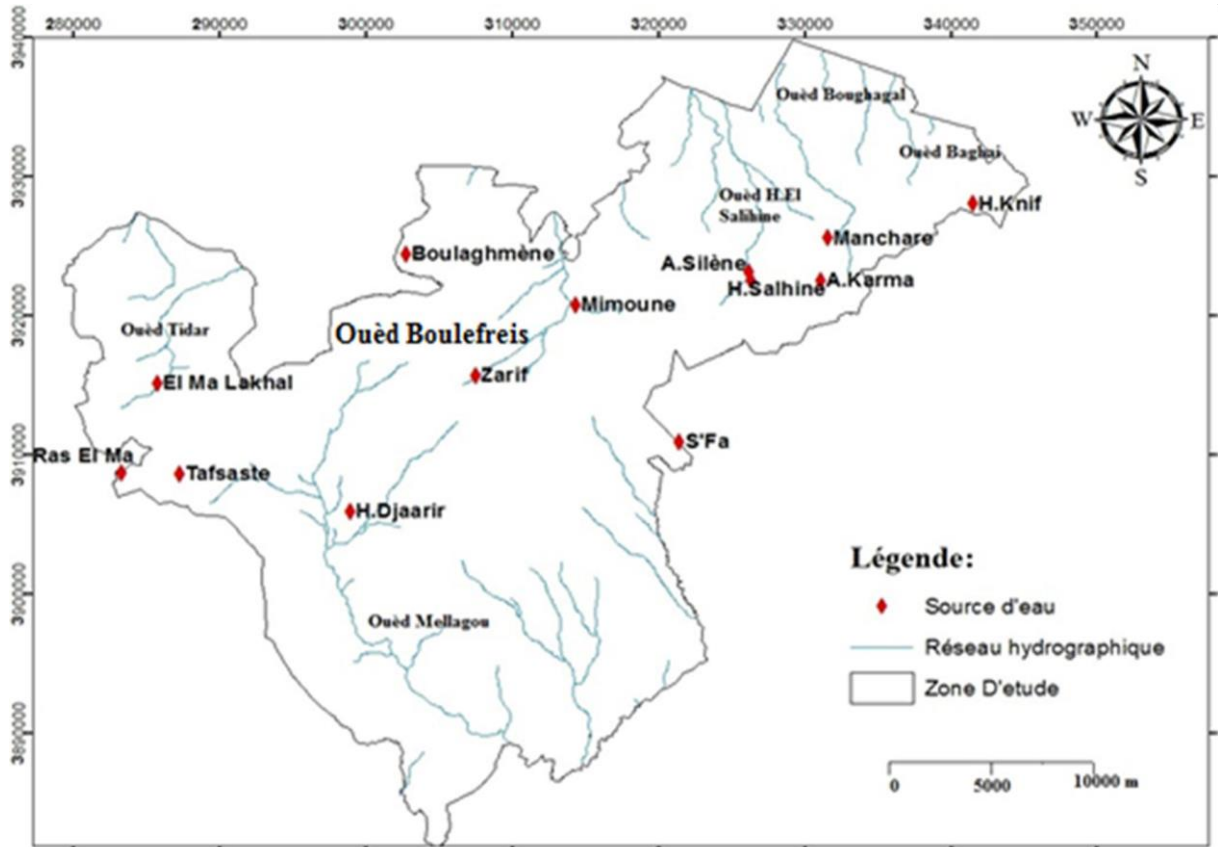


Figure 11: Réseau hydrique de la zone d'étude. (Mai-2016).

d. Oued El Arab : Un réseau d'écoulement dendritique

Celui-ci résulte de la confluence de l'Oued Mellagou et de l'Oued El Abiod qui prennent leurs sources respectivement au Djebel Chélia et au Djebel Aïdel. Son tracé à l'Est, est la limite exacte du massif qui le délimite des monts des Nememchas. Il draine pratiquement tout le flanc est du massif. La superficie de son bassin qui touche l'Aurès est d'environ 2500 Km². Cet Oued à écoulement permanent qui a justifié d'ailleurs la construction du barrage de Babar, irrigue une série d'Oasis notamment après la sortie du massif. Nous pouvons citer entre autres Kheirane, Khenguet Sidi Nadji, Zéribet El-Oued. Plus au Sud à 150 Km environs de ses sources. Comme tous les Oueds qui se dirigent vers le Sud, son débit diminue au fur et à mesure que nous nous dirigeons vers le Sud.

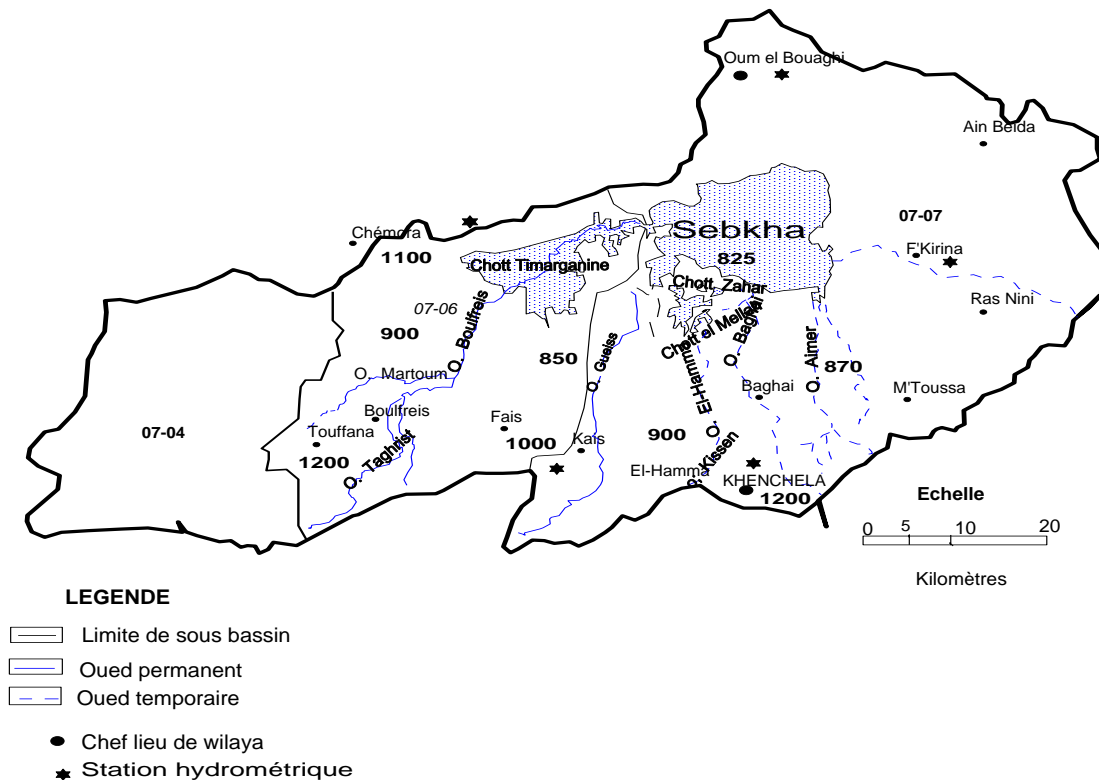


Figure 13 : Bassins versants et sous bassins versants de la zone d'étude. (Houha, 2007).

I.5. Aperçu pédologique sur les principaux sols de la zone d'étude

Compte tenu de la diversité des caractéristiques morphologiques, lithologiques, du territoire de la zone d'étude, il en résulte un large éventail de sols, dont la formation est conditionnée par la couverture végétale. La carte pédologique de l'Algérie, établie par JH Durand, confortées par des études ponctuelles plus récentes, permet de cerner d'une manière assez générale les principaux sols rencontrés au niveau de la zone d'étude. JH Durand, a dénombré six classes de sols, auxquelles il convient d'ajouter la classe des sols minéraux bruts (affleurement de la roche mère) et la classe des sols halomorphes (sols salés) :

I.5.1 Les sols calcaires humifères

Ils sont rencontrés sur les monts et les piémonts de la zone d'étude, à une altitude comprise entre 1000 et 1500 mètres.

I.5.2 Les sols insaturés humifères

Ces sols sont rencontrés sur les reliefs les plus élevés (plus de 1500 mètres d'altitude) de la zone d'étude. Ils sont occupés par des forêts.

I.5.3 Les sols calciques

Ces sols sont rencontrés sur les bas piémonts, et sur les hautes plaines longeant la route qui mène de Khenchela à Faïs.

I.5.4 Les sols alluviaux basiques

Ces sols sont localisés sur des zones de changement de pente, c'est à dire les zones où la pente devient plus douce. On les rencontre principalement dans la vallée de Bouhmama.

I.5.5 Les sols salins ou solontchak

Ces sols caractérisant les dépressions sont rencontrés au niveau des zones d'accumulation. Ils sont le résultat d'une hydrologie à écoulement endoréique ou de la présence de roches triasique (gypse : roche saline).

I.5.6 Les roches mères

Ces roches, résultat d'une érosion intense due à une conjugaison de facteurs négatifs (relief montagneux, intensité des pluies, substratum tendre et à une absence de couvert végétal pérenne). (CENEAP, 2009).

I.6. Cadre géologique

L'étude de la zone d'étude du point de vue géologique s'avère nécessaire afin de comprendre la relation entre la minéralisation de l'eau et le substratum.

Pour réaliser cette étude, nous avons utilisé la carte géologique de Khenchela 1/500000, des coupes géologiques de (R. Laffitte 1939, R. Guiraud 1973, J.M.Vila 1977).

I.6.1. Une topographie simple

Vu dans l'ensemble, le massif de l'Aurès présente une structure simple : le dôme anticlinal côtoie la cuvette synclinale et c'est ainsi tout le long du massif où les formes sont orientées S.W.-N.E.

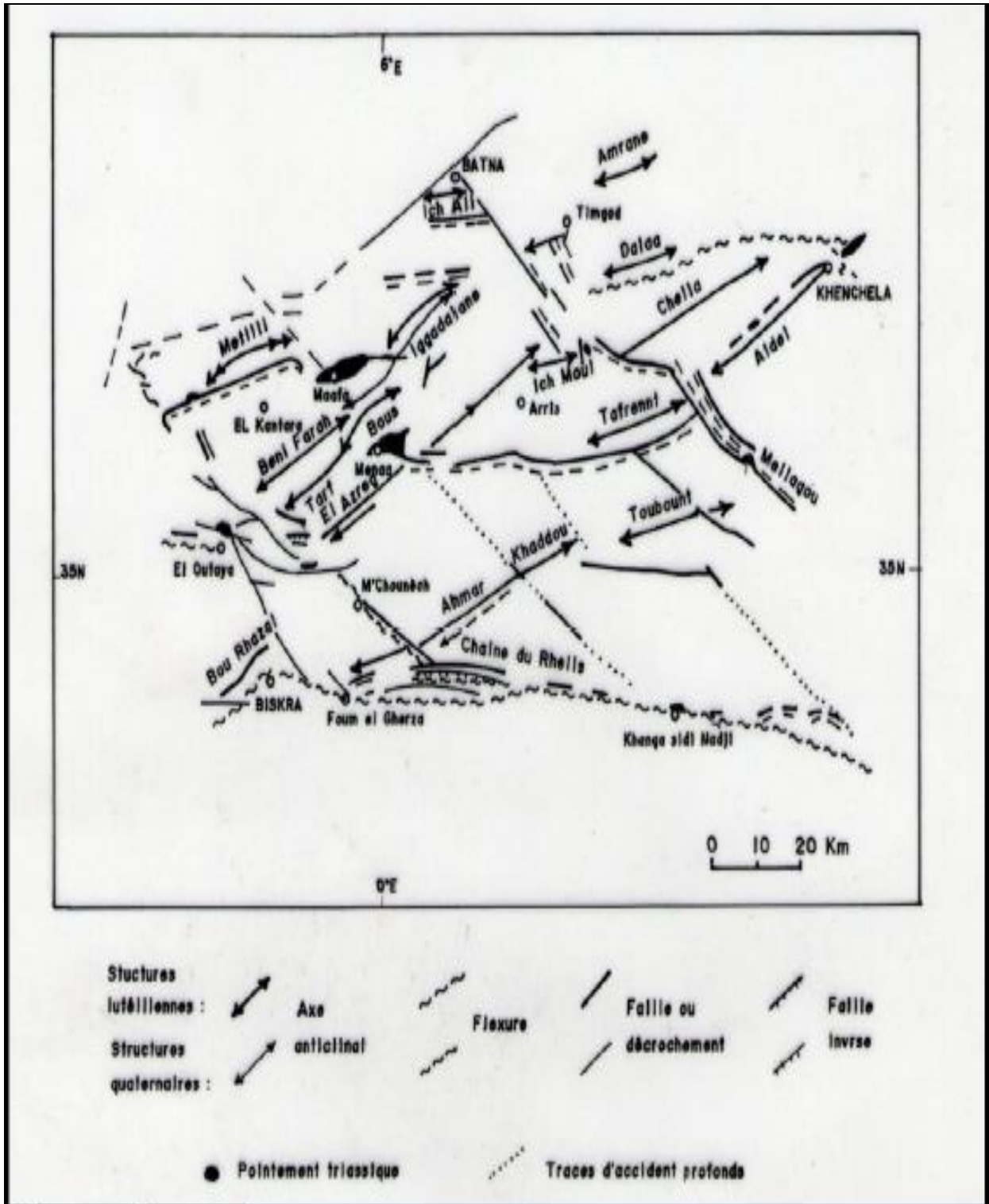


Figure 14 : Schéma structural de l'Aurès (Guiraud, 1973 in Meharzi, 2010).

• Des chaînons et barres très élevées : les anticlinaux

Tableau 3 : Légende géologique commune à toutes les coupes. (Guiraud, 1973).

P	Pliocène	C3-1	Albien
m3	Pontien sup.	CI-II	Aptien
m2	Pontien inf.	CIII	Barremien
m1	Miocène inf. marin	CIV	Hauterivien CIV
O	Oligocène	CV	Valanginien
eI-II	Lutetien	J7	Portlandien et Berriasien
Eiii	Londinien	J6b	Kimeridgien supérieur
eV-IV	Paléocène	J6a	Kimerigiaen inférieur
C9	Danien	I4	Toarcien
C8b	Maëstrichtien	II	Lias inférieur
C8a	Campanien	t	Trias
C7	Coniacien et Santonien	J	Jurassique
C6	Turonien	I	Lias
C5-4	Cénomaniens	C3-1	Albien

a. Djebel El Azreg

Celui-ci constitue le plus long chaînon du massif puisqu'il s'étend de la plaine d'El Outaya au sud-ouest à celle de Médina au nord-est soit sur environ 60 Km. Ce chaînon qui débute à partir du Djebel Fouchi (1162m) au sud-ouest s'élève lentement à mesure qu'il s'étend au nord-est. Nous y trouvons une série de Djebels étroits et assez courts dont le Djebel Azreg proprement dit (1937m) formé d'une énorme masse de dolomie, découpée par l'érosion, en roches ruiniformes. Il est constitué essentiellement le Portlandien (dolomies) et de Kimeridgien supérieur (marnes et calcaires marneux). Le Djebel Taguechirt (1901m) et le Djebel Bou Tiarmin (2178m) sont constitués eux de l'Albien (marnes, calcaires, grès, flysch) et l'Aptien (calcaires, dolomies, marnes, grès). (Fig. 14).

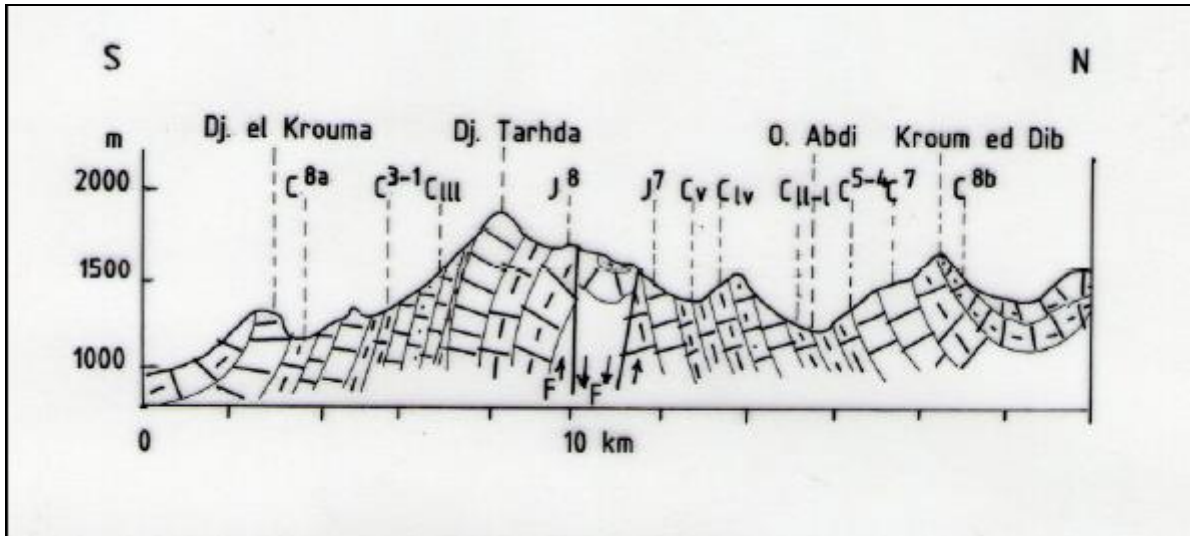


Figure 15: Coupe du Djebel El Azrag (Ballais, 1981 in Meharzi, 2010).

Il est utile aussi de signaler dans le sillon de cette chaîne, des barres beaucoup plus basses mais aussi vigoureuses puisqu'elles sont formées de calcaires massifs notamment le Djebel Takhount (1254m) daté du Miocène inférieur. Dans la même continuité en allant vers le nord, nous rencontrons le Djebel Zellatou qui culmine à 1994m et qui date du Maëstrichtien et du Campanien (calcaires et marnes noires) et enfin par le Djebel Arhane (1978m) constitué lui de calcaires massifs et des marnes blanches. Celui-ci date du Londonien et du Paléocène.

b. Djebel Chélia

Plus au Nord, se trouve l'anticlinal Ichmoul – Chélia (fig.15) qui est coupé en deux par deux cassures qui encadrent la plaine de Médina. Ces deux Djebel qui culminent respectivement à 2066m et 2328m sont occupés progressivement du sud-ouest vers le nord-est par l'Albien, l'Aptien puis le Barrémien c'est-à-dire essentiellement de grès mélangés avec les marnes rouges et vertes ainsi que de calcaires, calcaires gréseux et dolomies.

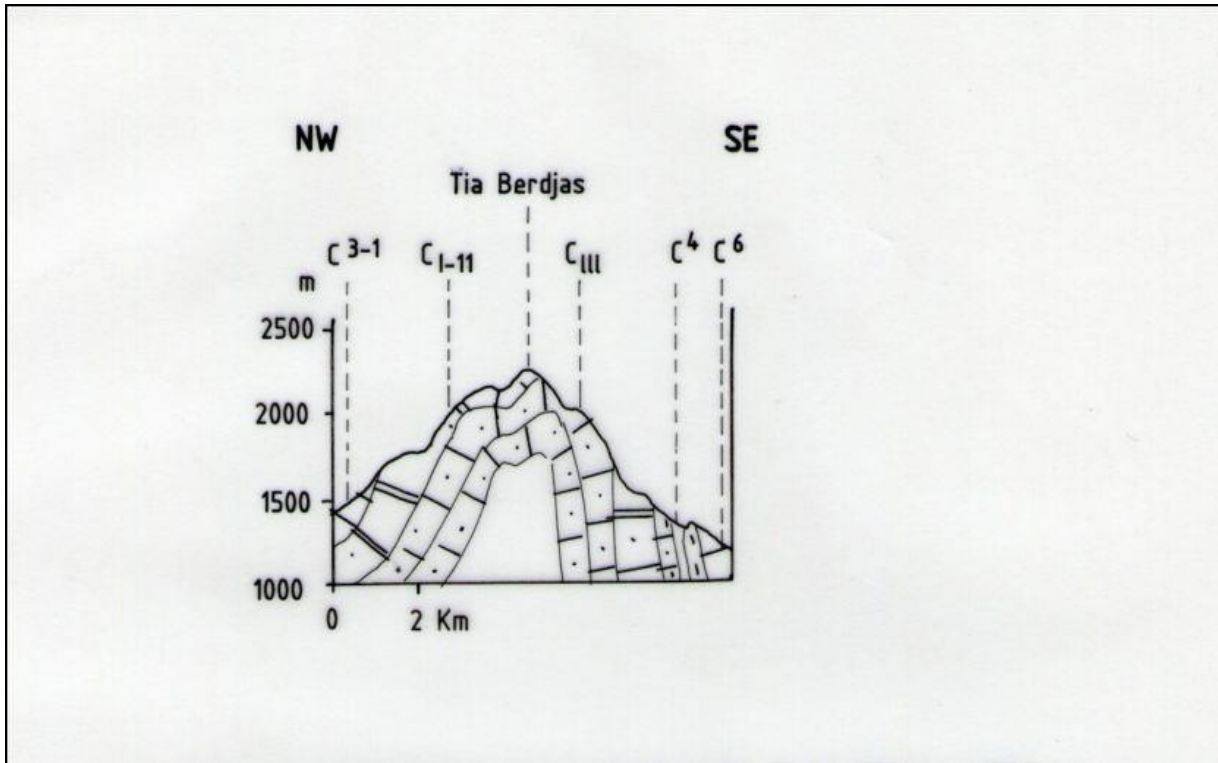


Figure 16: Coupe du djebel Chélia (Laffitte, 1939 in Meharzi, 2010).

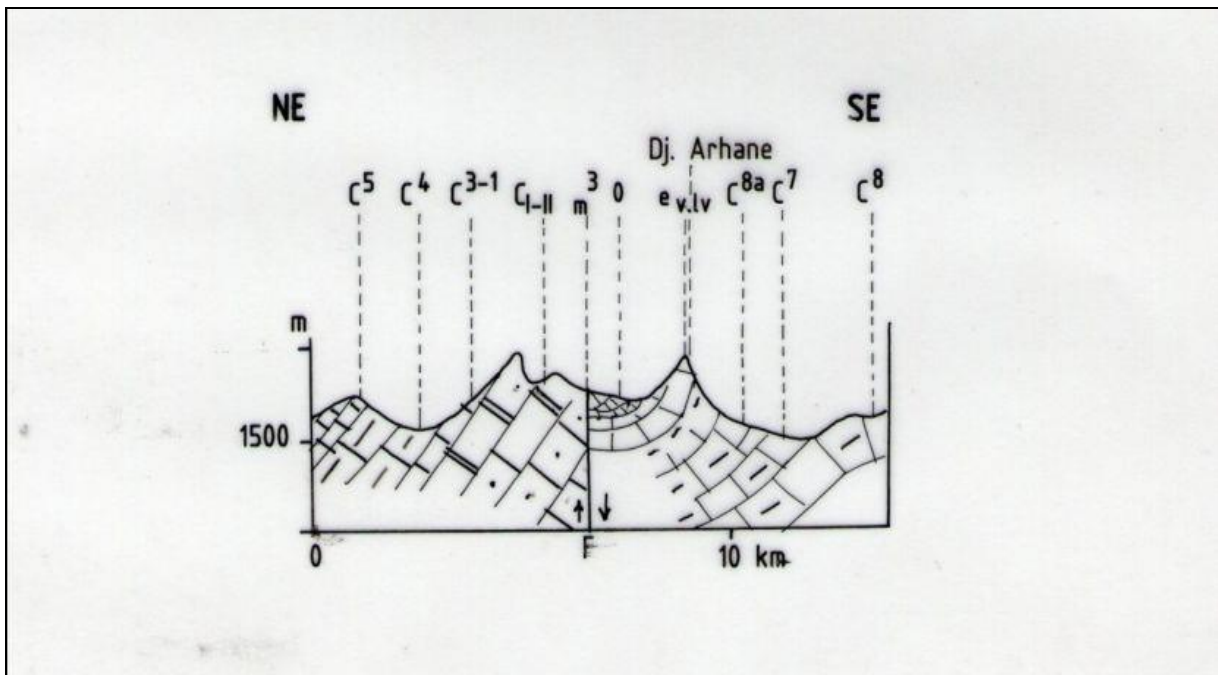


Figure 17 : Coupe d'accident du djebel Chélia (Laffitte, 1939 in Meharzi, 2010).

En ce qui concerne le graben de Médina, nous y trouvons des marnes du Cénomaniens au milieu desquelles pointe le Trias (sel gemme).

c. Djebel Bezaz

Vers l'est se trouve le petit massif qui va de Bezaz à Ras Serdoun et qui s'étire toujours dans la même direction (S.W.-N.E.) sur une distance de 40Km environ et porte plusieurs sommets qui culminent à plus de 2000m. C'est un mont dérivé, très régulier développé essentiellement dans l'Aptien présentant deux faciès : « au sud-ouest (Djebel Feraoun 2093m) des calcaires récifaux, parfois dolomitisés et entourés de calcaires oolithiques surmontent des alternances de marnes et de calcaires, au nord (Ras Serdoun 1700m), le faciès est grésocalcaires » (Ballais, 1981). (Fig.17).

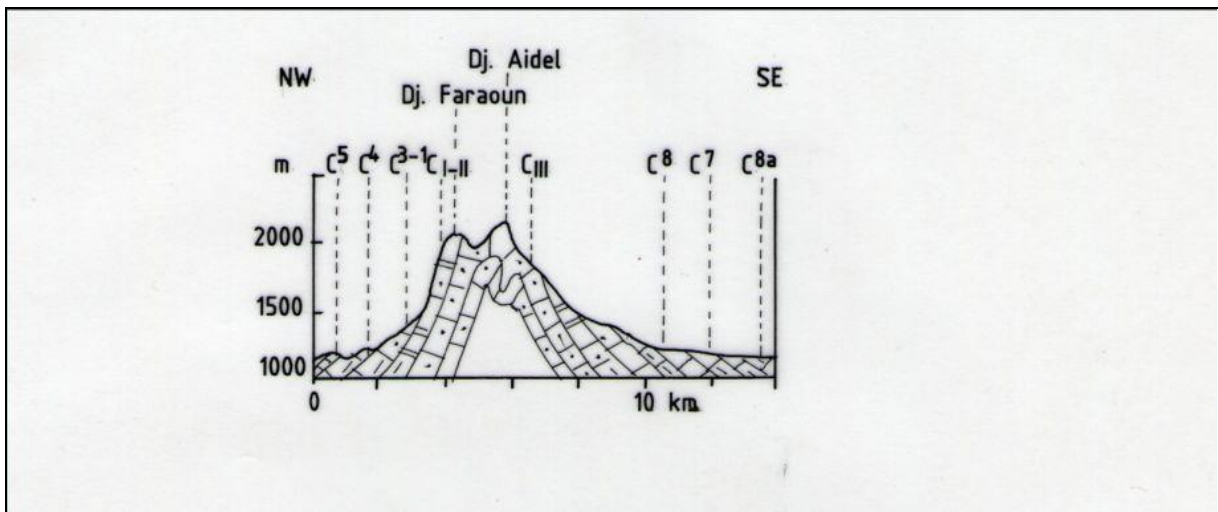


Figure 18 : Coupe du djebel Aidel (Laffitte, 1939 in Mehrzi, 2010).

I.6.2. Litho-stratigraphie

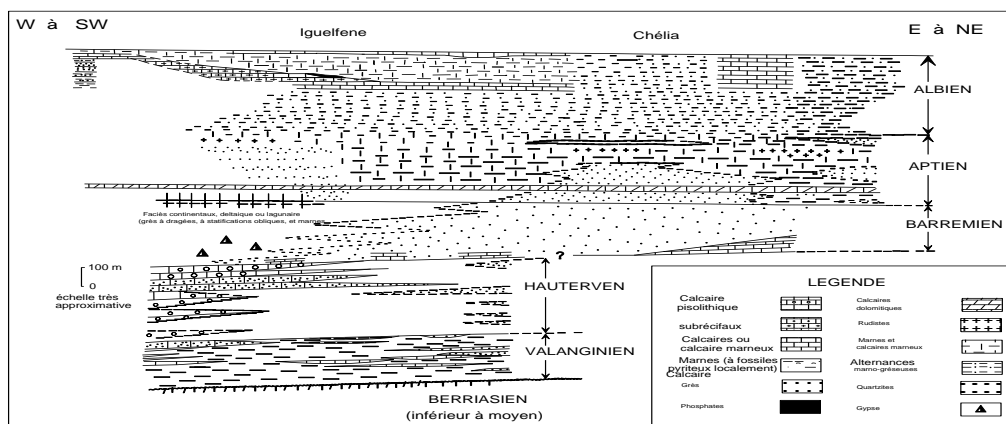


Figure 19 : Schéma illustrant les variations de faciès dans le Crétacé inférieur de L'Aurès (Laffitte, 1939; modifié par Guiraud, 1973 In Houha, 2007)

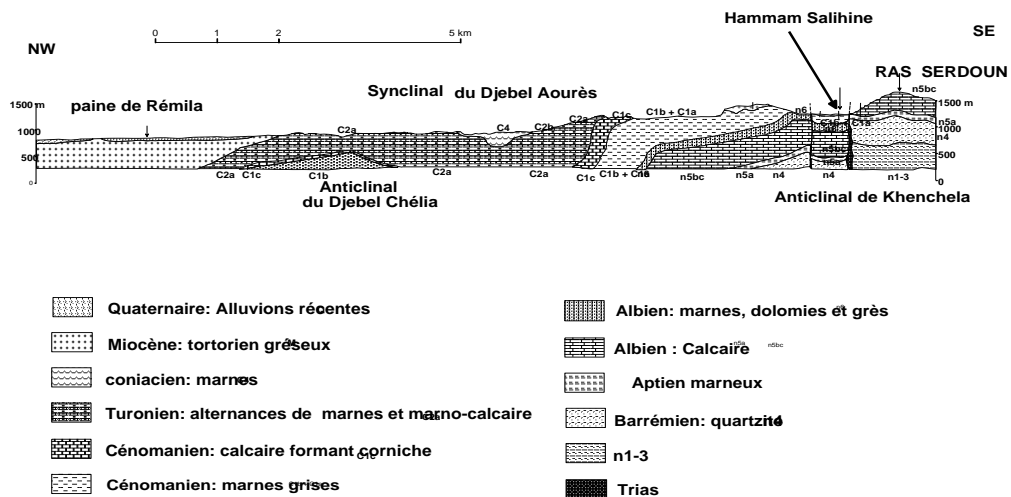


Figure 20: Coupe interprétative dans l'Aurès (Vila, 1977 in Houha, 2007).

I.6.2.1. Le socle Mésozoïque

A) Trias

Les affleurements triasiques sont assez nombreux et très localisés à proximité de Khenchela (fig.20), où il isole le Miocène du Crétacé, suivant une bande de 4 à 5 km de long et de 300 à 400 m de large et sur Djebels El Krouma et Knif en contact anormal avec l'albien, le Cénomaniens et le Sénonien.

La série triasique comportait probablement à l'origine, de la base vers le sommet : une formation évaporitique épaisse, en particulier sous la forme d'amalgames intensément replissés, représentent les indices les plus sûrs de la présence du Trias.

Le gypse est le plus fréquent, en amas saccharoïdes blanc grisâtre, durs, ou sous forme de grands cristaux.

L'abondance du sel caractérise cet affleurement, visible dans les diapirs de Khenchela et Krouma, mais cela tient, non pas à un caractère original particulier au Trias de cette région, mais au fait que ce pointement étant récent (post-miocène), le sel n'a pas eu le temps d'être dissous, tandis que dans les autres pointements, qui sont anti-miocènes, il a disparu depuis longtemps (Laffitte 1939, in Houha, 2007).

Les argiles et marnes bariolées, de couleur verdâtre, rougeâtre à violacée, constituent les roches les plus abondantes à l'affleurement.

Des passées calcaro-dolomitiques, de couleur gris bleuté à noirâtre, généralement bien stratifiés et présentant parfois quelques passées marneuses, sont fréquemment emballés dans les complexes triasiques.

B) Le Crétacé

B.1. Crétacé inférieur

Dans le vaste massif de l'Aurès, le Crétacé inférieur constitue l'essentiel des reliefs les plus élevés : Azreg-Ichmoul, Chélia, Aidel. Laffitte (1939) a soigneusement décrit la plupart des faciès et c'est à partir de ses descriptions, modifiés ou complétés en quelques points, que R. Guiraud (1973) a établi la figure 18 qui résume de façon schématique les principales variations observables. (Fig. 18 et 19).

On notera dans l'Aurès le développement important des dépôts gréseux aux dépens des dépôts carbonatés.

Je me bornerai donc ici à souligner les quelques éléments qui constitue le paysage géologique de la zone d'étude.

B.1.1. Barrémien- Aptien

Dans le sud-ouest du massif de l'Aurès, la Barrémien est représenté par un faciès continental net : grès à dragées, marnes rouges, montant jusque dans l'Aptien. Lorsque l'on se déplace vers le Nord-Ouest, les couches passent à des quartzites sans fossiles à la base (Barrémien) et à des marnes fossilifères (Aptien inférieur) au sommet. Dans le Nord, ces quartzites sans fossiles présentent, surtout à la base de l'étage, des intercalations de calcaires marins (Djebel Aidel aux environ de Khenchela et Bou Arif), l'épaisseur de l'étage varie de 400 m environ (Sud) à 250 m (Nord).

Cette région a alors été le siège d'une sédimentation puissante (plus de 2000 m de dépôts parfois), principalement gréso-argileux (Laffitte 1939). Les intercalations carbonatées sont peu épaisses ; elles se cantonnent dans l'Aptien moyen à supérieur et l'Albien supérieur (Laffitte, 1939 in Houha, 2007).

Les couches précédentes sont surmontées par des marnes puis par des masses calcaires avec rares intercalations marneuses (Laffitte, 1939). Une barre de calcaire dolomitique roux, reconnus à ce niveau dans le massif de Khenchela (Guiraud, 1973). Viennent ensuite des calcaires, pouvant alterner avec des marnes et surtout des grès.

Enfin R. Laffitte a remarqué la présence assez constante, au-dessus des calcaires d'un niveau peu épais (quelques dizaines mètres au maximum) de marnes ou calcaire marneux.

B.1.2. Albien

L'Albien débute dans l'Aurès, selon la description de R. Laffitte, par des alternances de grès et de marnes atteignant le plus souvent 150 à 200 m d'épaisseur.

Puis les calcaires, assez rares jusque-là, tendent à se substituer aux grès, sur une cinquantaine de mètres environ. Au-dessus de ces assises viennent des alternances de calcaires et de marnes (40 m environ)

L'Albien affleure dans les anticlinaux de l'Aurès, au cœur de Djebel Aidel dans l'anticlinal de Khenchela où l'on distingue un ensemble à dominante marneuse surmonté par des grès fins. Le passage aux marnes cénomaniennes étant assez progressif.

B.2. Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur forme l'essentiel des affleurements mésozoïques dans les confins de l'Aurès.

B. 2.1. Cénomanien

Le Cénomanien comporte une série de marnes grises dans lesquelles s'intercalent des calcaires fins argileux, une partie médiane formée de marnes grises, vertes ou ocres, contenant parfois du gypse diffus ainsi que des passées argileuses ; une série terminale constituée de marnes et de calcaires formant une corniche (proportion de ces derniers augmente vers le sommet).

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

B. 2.2. Turonien

Le Turonien comporte, en effet, au-dessus des marnocalcaires de base, un ensemble de marnes beige et calcaires. Dans le Djebel Amrane, le Turonien est schisteux à la base, calcaire dans la partie moyenne, et Marnocalcaires au sommet. L'épaisseur du Turonien peut atteindre 800 mètres dans les faciès Marnocalcaires du cœur de l'Aurès, mais varie de 1000 à 300 mètres dans les calcaires.

B.2.3. Sénonien

Le sénonien est présent au Sud de la plaine de R'mila, sur le flanc nord de l'Anticlinal du Djebel Chélia avec un faciès principalement marneux. Son épaisseur peut être très importante et atteindre 1000 à 2000 m.

I. 6.2.2 Les formations Cénozoïques

A) Le Néogène

Le Néogène est assez bien conservé au Nord de l'Aurès dans un bassin qui s'étend approximativement de Batna à Khenchela.

Reposant en discordance sur le Crétacé on observe généralement à la base de la série des conglomérats et calcaires à Algues, dont la puissance dépasse rarement une vingtaine de mètres. Au-dessus viennent des alternances de marnes gréseuses gris-brun et de grès calcaireux. Il convient de préciser que ces formations Miocènes marines, classées fréquemment sous le terme de « grès », ne comportent en réalité que quelques bancs de grès noyés dans une importante épaisseur de marnes gréseuses ce qui fait que ces marnes gréseuses, paraissant très friables à l'affleurement, constituent en réalité une roche assez dure et probablement peu perméable.

La série comporte ensuite des marnes argileuses rouges gypseuses continentales qui sont discordante sur le Crétacé (300 à 400 m) admettant encore à leur base quelques récurrences grises ou vertes. Les affleurements ne sont connus qu'au Sud du bassin, jusqu'au Djebel Amrane. Il est probable qu'en profondeur, l'extension de ces dépôts soit limitée au prolongement de cet anticlinal sous la plaine. Ceci serait corroboré par les forages de Kais , Bir Boussaha, Sonda qui ont atteint le substratum Crétacé sans traverser le Miocène marin.

I.6.2. Quaternaire

Le Quaternaire ne comporte que des formations continentales généralement épaisses par endroits, souvent en présence de croûtes calcaires.

Dans la zone d'étude, les terrains Quaternaires présentent des faciès et des dispositifs assez variables qui résultent de la diversité de la lithologie et de la structure antérieures.

Les formations quaternaires sont particulièrement bien développées dans les régions comprises entre les reliefs crétacés des monts des Aurès. Les piémonts sont ici généralement modelés en glacis à couverture détritique peu épaisse, dont le plus visible est situé au sud de Baghai et Kais, à matériel grossier. Ces glacis sont constitués au voisinage immédiat des reliefs par des alternances de couches de cailloutis et blocailles et de colluvions avec un enrichissement en calcaires dans les horizons superficiels.

Lorsqu'on s'éloigne du piémont l'épaisseur des couvertures de glacis diminue rapidement. Les formations anciennes sont constituées par des alternances de conglomérats et de sables surmontés par des sédiments fins argilo sableux, rouge au sommet desquels apparaît une croûte calcaire blanche.

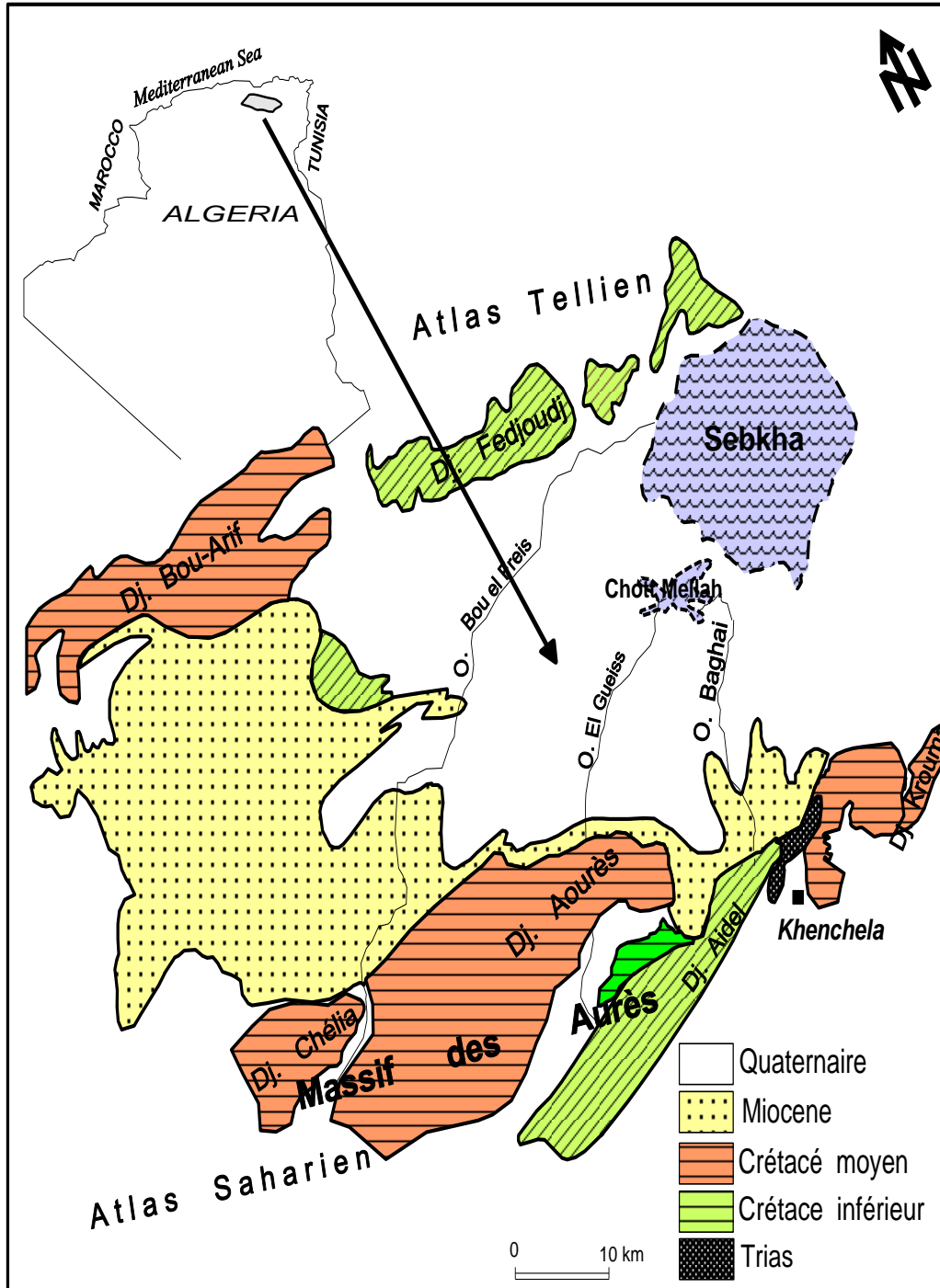


Figure 21 : Carte des principales unités géologiques de l'Aurès (Houha, 2007).

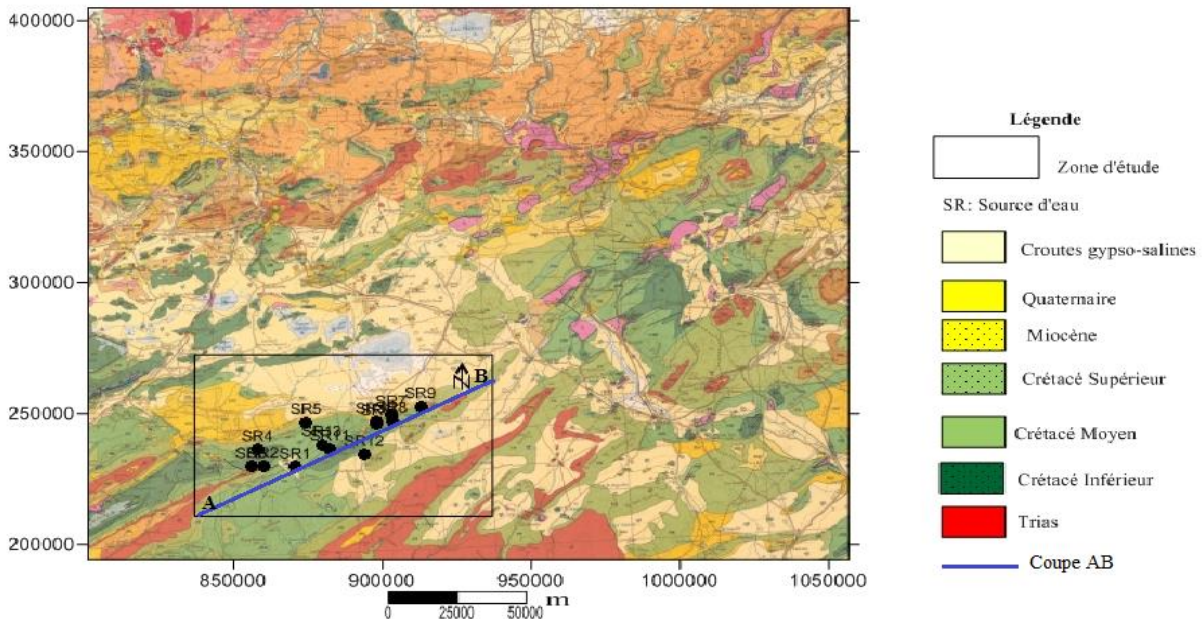


Figure 22: Géologie des points de prélèvement.

Le versant nord de l'Aurès présente une structure simple : l'anticlinal de Chélia, 2328m (Ras Kaltoum) occupé progressivement du sud-ouest au nord-est par des formations géologiques de l'Albo-Aptien du crétacé inférieur des calcaires, calcaires gréseux et dolomites. Djebel Bezaz est développé essentiellement dans l'Aptien présentant deux faciès, au sud-ouest (Djebel Feraoun 2093m) des calcaires récifaux, parfois dolomités, surmontent des alternances de marnes et de calcaires, au nord (Ras Serdoun, 1700m), le faciès est grésocalcaires. Le synclinal de l'Aurès est caractérisé par des affleurements des marnes de Cénomaniens (J.L. Ballais, 1981). Sur la bordure de l'Anticlinal de Khenchela (Djebel Aidel), il existe l'Albien qui surplombe les sources thermales, il présente au sommet un faciès gréseux et à la base des calcaires marneux et calcaires dolomitiques, il devient franchement marneux en profondeur. (Fig. 21).

I.7. Hydrologie et hydrogéologie

L'étude géologique et géophysique ont permis de donner une bonne reconnaissance des différentes formations susceptibles d'être le siège d'un écoulement souterrain.

L'approche hydrogéologique a pour objectif de caractériser les différents aquifères et la mise en valeur des potentialités hydriques.

a. Travaux antérieurs

Peu d'études avaient été effectuées sur l'hydrogéologie de la zone d'étude. De plus, parmi l'ensemble des travaux, rares étaient les études novatrices et de qualité ; pour cet aquifère de près de 1800 km².

- 1939, Laffitte dans sa synthèse géologique sur les Aurès, a consacré une partie de son étude à l'hydrogéologie et de l'existence d'aquifère sans mettre en évidence les grands aquifères, leur extension et leur alimentation.
- 1962 Lessard et Borobent, en travaillant sur le bassin de Garâat et Tarf, prolongement immédiat à l'Est du bassin de Rémila, ont décrit les principaux aquifères en mettant l'accent sur la relation entre les nappes plio quaternaires et le Crétacé, mais ils ont évoqué la possibilité d'échanges hydrauliques entre les deux réservoirs
- 1970 CGG, s'est intéressé à la prospection hydrogéologique par sondage électrique de reconnaissance concernant aussi bien la nappe Plio-Quaternaire, que le Miocène et les calcaires Aptien au vu de déterminer la profondeur des calcaires Aptiens en bordure Sud de Djebel Fedjoudj, la profondeur et l'extension des grès/graviers Burdigaliens dans la partie Sud de la plaine et de reconnaître et situer les zones de meilleures transmissivité dans le remplissage quaternaire, pour l'exploitation en eau potable des villes de Batna et Khenchela.
- 1973 Guiraud à situer les différentes nappes dans le contexte régional aurésien. Il a évoqué la relation entre la salinité des eaux et les évaporites.
- 1977 Vila, par sa contribution sur la feuille géologique de Khenchela et la séquence géologique du bassin sédimentaire de Garâat Tarf, a situé les formations géologiques susceptibles d'être aquifères ; il a parlé aussi des sources thermales
- 1989, Gasmi a synthétisé l'essentiel des données hydrogéologiques du bassin de Garâat Tarf
- 1996, Houha, dans son étude sur la qualité des eaux de Khenchela, a défini les différentes nappes et a déterminé les principales caractéristiques hydrodynamiques et hydrochimiques.
- 2002, l'A N R H, dans son étude de synthèse sur l'hydrogéologie des nappes aquifères de la plaine Rémila – Khenchela, a apporté un certain nombre de conclusions sur les différents niveaux grossiers du remplissage, sur la typologie des aquifères et sur la transmissivité.

Les connaissances actuelles sur la zone d'étude sont limitées et par conséquent ne permettent pas de tirer des conclusions objectives et pertinentes dans ce domaine. Toutefois, à partir des données en notre possession, on retient les aspects ci-après: Selon l'étude PAW réalisée précédemment par l'agence nationale d'aménagement du territoire (ANAT), trois nappes ont été différenciées et ce, grâce à leur profondeur moyenne :

- ❖ La nappe phréatique (en moyenne inférieure à 100 mètres de profondeur). Elle est captée par plusieurs forages (nord, est et sud) et alimente plusieurs sources d'intérêt local (Aïn El Fedj, Aïn El Kraim, Aïn Frenal), le point de résurgence étant généralement une faille ou une fracture.
- ❖ Une nappe moyenne (nappe des grès miocènes) de profondeur variant entre 100 et 300 mètres. Elle est captée au sud de la zone d'étude dans la daïra de Babar ;
- ❖ Une nappe profonde, de profondeur variant entre 300 et 600 mètres. Elle est captée exclusivement dans au sud de la zone d'étude dans la daïra de Chechar. (A.N.R.H ; 2002)

I.7.1. Présentation et nature des nappes aquifères

a. Nappe phréatique

La nappe aquifère est contenue dans le remplissage quaternaire dans des intercalations argilo-sableuse et dans des sable et graviers. C'est un aquifère multicouches séparés par des argiles et des marnes. (Bensaci, 2007).

Les zones d'alimentation se situent, principalement au Sud, à partir du versant Nord du Massif de l'Aurès et à l'Ouest, à partir du Djebel Amrane.

a.1. Profondeur de la nappe

La nappe est dans l'ensemble de la plaine peu profonde et se situe vers **5** m dans toute la partie centrale et Ouest de la plaine. On remarquera une anomalie importante dans la région de Kais, où la nappe atteint une profondeur de **30** m pour se trouver très rapidement à **5** m de profondeur à quelques kilomètres au Nord.

b. Nappes profondes

Les nappes profondes sont captées par quelques forages qui ont permis de tester les formations Quaternaires et récentes. Aucune autre formation antérieure (grès miocène ou calcaires crétacés) n'a été testée dans les limites de la plaine. (A.I.E.A, 2005). Les forages captent tous des niveaux grossiers ou des conglomérats dans le remplissage Quaternaire.

C. Les eaux des calcaires et des grès miocènes de la bordure Sud

Le versant nord du massif des Aurès, constitué par les affleurements calcaires crétacé et les grès miocènes ont un pendage dirigé vers la plaine, constituent un front d'alimentation en eau de la plaine de R'mila, avec un débit de 1.11 m³/s. L'écoulement alimente les nappes des alluvions de la plaine.

1.7.2. Substratum : structure profonde

Les grandes lignes structurales du substratum ante-quaternaires sont marquées par un passage d'Ouest en Est des calcaires turoniens et cénomaniens aux marnes cénomaniennes. Ce sont

ces marnes qui constituent le substratum sous la Garat et Tarf. Le substratum calcaire se trouve limité à la zone Ouest, au voisinage de Djebel Amrane, et à la partie Sud, dans les zones de Boulfreis à Kais. Au pied du Djebel Fedjoudj, le plongement Sud des calcaires aptiens a pu être suivi jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 500-600m.

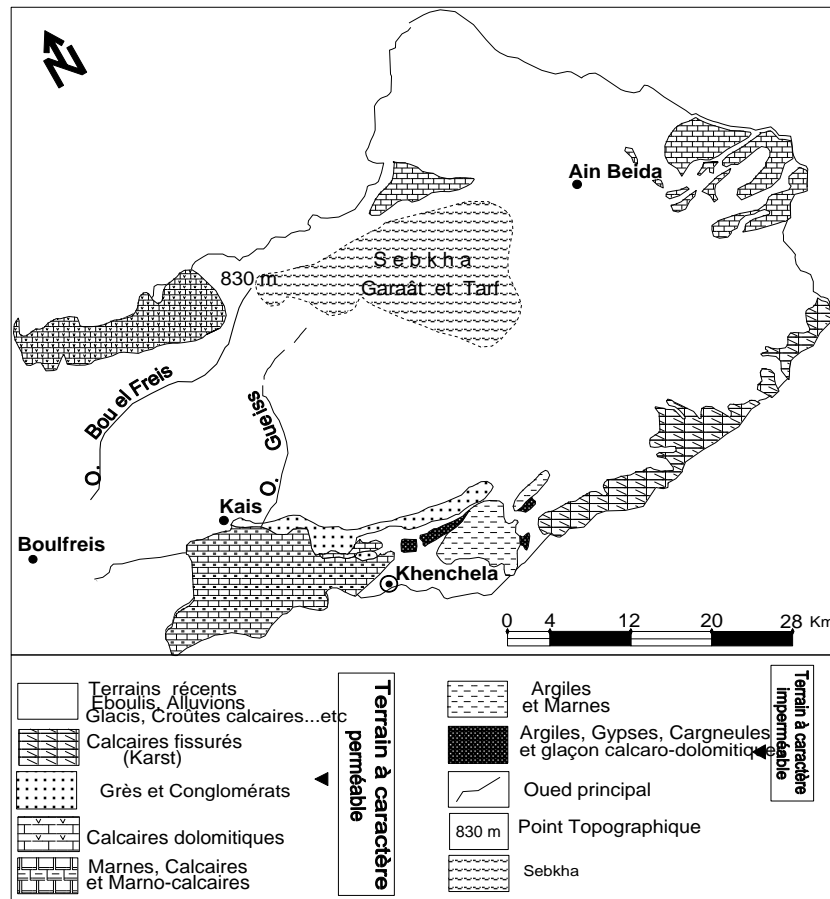


Figure 23: Unités hydrogéologiques dans le bassin de Garâat Tarf. (Houha, 2007).

a) Terrains Néogène

Les formations miocènes s'allongent le long de la bordure sud du bassin avec une allure synclinale délimitée sous le recouvrement quaternaire. Il s'agit de grès marin noyés dans une importante épaisseur de marnes gréseuses verdâtre ou gris-bleu et constituent en réalité une roche assez dure et peu perméable. Cette formation n'est pas suffisante pour qu'une nappe continue puisse s'y développer (Athamena, 2006).

Ces grès présentent une limite au nord et se terminent en biseau ou réduits en épaisseur par l'érosion.

b) Le Plio-Méo-Quaternaire

Les terrains quaternaires sont le lieu de bonnes circulations d'eau, l'épaisseur saturée de cette formation est suffisante. Il est formé de plusieurs niveaux grossiers, sables, graviers, conglomérats bien développé, dans la partie Ouest et centre de la plaine. Ces niveaux grossiers se présentent sous la forme de vastes lentilles parfois sans liaison entre elles, en prolongement du djebel Amrane et du massif miocène de Boulfreis. Il est moins important et moins profond dans la partie Sud-est de la plaine. Il constitue donc la couverture perméable qui permet l'infiltration des eaux météoriques, cet ensemble joue un rôle hydrogéologique important du fait de sa perméabilité en général excellente. C'est dans cette formation du remplissage plio quaternaire que la nappe de R'mila est contenue.

1.7.3. Les principaux aquifères

Par suite de la grande complexité structurale et de la diversité lithologique de la zone étudiée, on dénombre, en fonction de leur importance, deux types d'aquifères :

1.7.3.1. Les aquifères alluviaux

Deux types d'alluvions peuvent être distingués : les alluvions anciennes et les alluvions récentes qui reposent sur les premières. Les alluvions anciennes sont constituées de galets, graviers et sables bien roulés ou très émoussés.

Les alluvions récentes présentent d'importantes variations de faciès mais sont toujours composées de dépôts fins. Ainsi l'aquifère des alluvions anciennes est localement captif ou semi captif sous les limons. Ces aquifères représentent la plus importante ressource régionale en eau souterraine occupent le bassin de R'mila et tout autour du massif des Aurès.

1.7.3.2. L'aquifère miocène

S'allongent le long de la bordure sud du bassin avec une allure synclinale délimitée sous le recouvrement quaternaire, ne présente qu'un intérêt local et est, de ce fait, peu exploités et constituent en réalité une roche assez dur et peu perméable. Cette formation n'est pas suffisante pour qu'une nappe continue puisse s'y développer du fait de son extension limité au nord et se termine en biseau.

1.7.3.3. Les eaux des calcaires et des grès miocènes de la bordure sud

Le versant nord du massif des Aurès, constitué par les affleurements calcaires crétacé et les grès miocènes ont un pendage dirigé vers la plaine, constituent un front d'alimentation en eau de la plaine de R'mila, avec un débit de 1.11 m³/s. L'écoulement alimente les nappes des alluvions de la plaine.

Conclusion

Sur le plan lithologique, la zone d'étude présente une multitude de faciès, dont les plus représentés sont énumérés ci-après :

Les marnes : Formations très sensibles à l'érosion et souvent sujettes aux glissements de terrains, les marnes sont présentes tout le long de la vallée de l'Oued El Arab et sur la partie est de la zone d'étude, correspondant aux monts des Némenchas, Au niveau de ces derniers, qui sont dépourvus de végétation forestière, ces formations sont soumises à une érosion intense et se présentent souvent sous forme de « badlands ».

Les calcaires et dolomies dures : Formations à bonne résistance à l'érosion, les calcaires et dolomies dures sont présent sur la presque totalité du massif des Aurès et sur les reliefs du nord-est de la zone d'étude. En général, ces formations de montagne sont relativement bien arrosées et couverte d'une végétation forestière assez dense qui les protège de l'érosion.

Les calcaires friables : Peu répanus dans la zone d'étude, ces faciès sensibles à l'érosion sont localisés principalement sur la bande médiane séparant le nord. Ces roches donnent naissance à des sols calcaires, de profondeur variable suivant leur position topographique, est riche en humus quand ils sont couverts de végétation forestière.

Le trias (gypse) : Formation saline, le trias est essentiellement répanu sur les basses plaines sahariennes au sud de la zone d'étude. Par ailleurs, on le trouve localement au nord, et à l'est de la zone d'étude. (Athamena, 2006).

2^{ème} Chapitre

Les Facteurs Climatiques

Introduction

Le climat algérien est un climat de transition. Il varie du type méditerranéen dans le nord au type désertique dans le Sahara. Du fait de son appartenance géographique et bioclimatologique à la zone aride et semi-aride (ANAt, 1992).

L'Algérie du Nord est soumise à des conditions hydro climatiques défavorables, caractérisées par des précipitations irrégulières avec des variations interannuelles importantes et une forte irrégularité saisonnière et interannuelle des écoulements (ANAT, 1992).

Afin d'expliquer les phénomènes géographiques existant sur la terre, le climat et les événements météorologiques s'avèrent indispensables. En effet la sensibilité générale du milieu physique plus particulièrement en Algérie est aggravée par les oscillations pluviométriques et thermiques où les amplitudes ont été toujours (sur le plan spatio-temporel) très accusées.

Le climat des hauts plaines steppiques est marqué par un conflit entre les influences de la Méditerranée, caractérisé par des hivers doux et une longue période estivale chaude, tempérée par des brises de mer, et celles du Sahara, avec un vent chaud et sec le sirocco soufflant au nord du Sahara durant la saison estivale, amène des orages de poussière et sable vers les régions côtières. Dans les deux cas une dépression nordique vient au contact de l'air chaud venant du Sud (Sahara) ; les masses d'air deviennent alors instables et engendrent des orages au printemps et en automne (Huneu, 2000 et ANAT 1992). Les pluies sont généralement insuffisantes, irrégulières et inégalement réparties dans l'espace et dans le temps. Elles sont nulles en été et maximales au printemps (ANAT 1992).

L'objectif de ce chapitre est de déterminer le bilan hydrique de la zone d'étude. Nous avons étudié le bilan hydrique du sous bassin de Rémila et Garaât-et-Tarf en exploitant les données climatiques de la station pluviométrique d'El Hamma – Khenchela- (Nord-est de l'Aurès).

II.1. Précipitations

La pluviosité est définie comme étant le facteur primordial qui permet de déterminer le type du climat. Elle conditionne le maintien et la répartition du tapis végétal, et la dégradation du milieu naturel par le phénomène d'érosions d'une part, elle a un rôle social et économique d'autre part.

Les précipitations exercent une action prépondérante pour la définition de la sécheresse globale du climat.

La chute des pluies dans la région et, en général, est déterminée par la situation géographique, par la topographie et notamment la direction des axes montagneux par rapport à la mer et l'altitude. Cela conduit à une irrégularité des précipitations à travers toute la région : augmentation des pluies en altitudes, diminution de leur taux du Nord vers le Sud (Halimi, 1981).

Le régime pluviométrique joue un rôle prépondérant dans l'hydrochimie par le lessivage des terrains. Plus la pluviométrie est forte, plus la dilution des sels restants passant en solution est grande. Les régimes des précipitations mensuelles sont à l'origine de l'écoulement saisonnier, des régimes de cours d'eau, de l'adaptation de la végétation et de l'agriculture.

II.1.1. Un massif relativement arrosé :

Par rapport à ses environs immédiats et à sa situation méridionale, le massif de l'Aurès est bien arrosé puisque certains sommets enregistrent plus de 1000 mm/an. C'est le cas du Djebel Chélia et du Djebel Aidel qui arrivent à 1200 mm/an (Chaumont et Paquin, 1971). Mais ce massif de 7000 km² connaît une diversité de climats (si on prend uniquement en considération les précipitations) assez abondantes puisqu'on constate que le total des précipitations d'une station à l'autre varie de 1 à 4 et ce sur une distance très courte.

En fait la répartition spatiale des pluies obéit à deux paramètres :

A la répartition hypsométrique : les secteurs les plus arrosés sont les plus élevés. A la disposition du relief nord-est donc perpendiculaire au flux perturbé du nord-ouest. Suivant ces deux paramètres, l'étude fait ressortir deux secteurs de pluviosité bien distincts :

- un secteur humide.
- un secteur moyennement arrosé.

II.1.2. Le secteur humide

Celui-ci correspond aux montagnes et aux sommets dépassant 1800 m d'altitude. Nous citons le Mahmel, le Chélia, l'Ichmoul, l'Aidel. Autrement dit un secteur de direction est-ouest et se situant au nord du massif. Il reçoit des précipitations oscillant entre 900 et 1200 mm/an. Ceci est partiellement en contradiction avec la carte conçue par M. Chaumont et C. Paquin qui n'admettent, dans le secteur du Mahmel et Ichmoul, qu'une pluviosité de 500 à 600 mm/an. (Fig.23). Des études plus récentes ont démontré que le secteur est bien, par l'altitude (c'est le secteur le plus élevé de l'Aurès) que par l'exposition aux flux du nord-ouest, le plus arrosé.

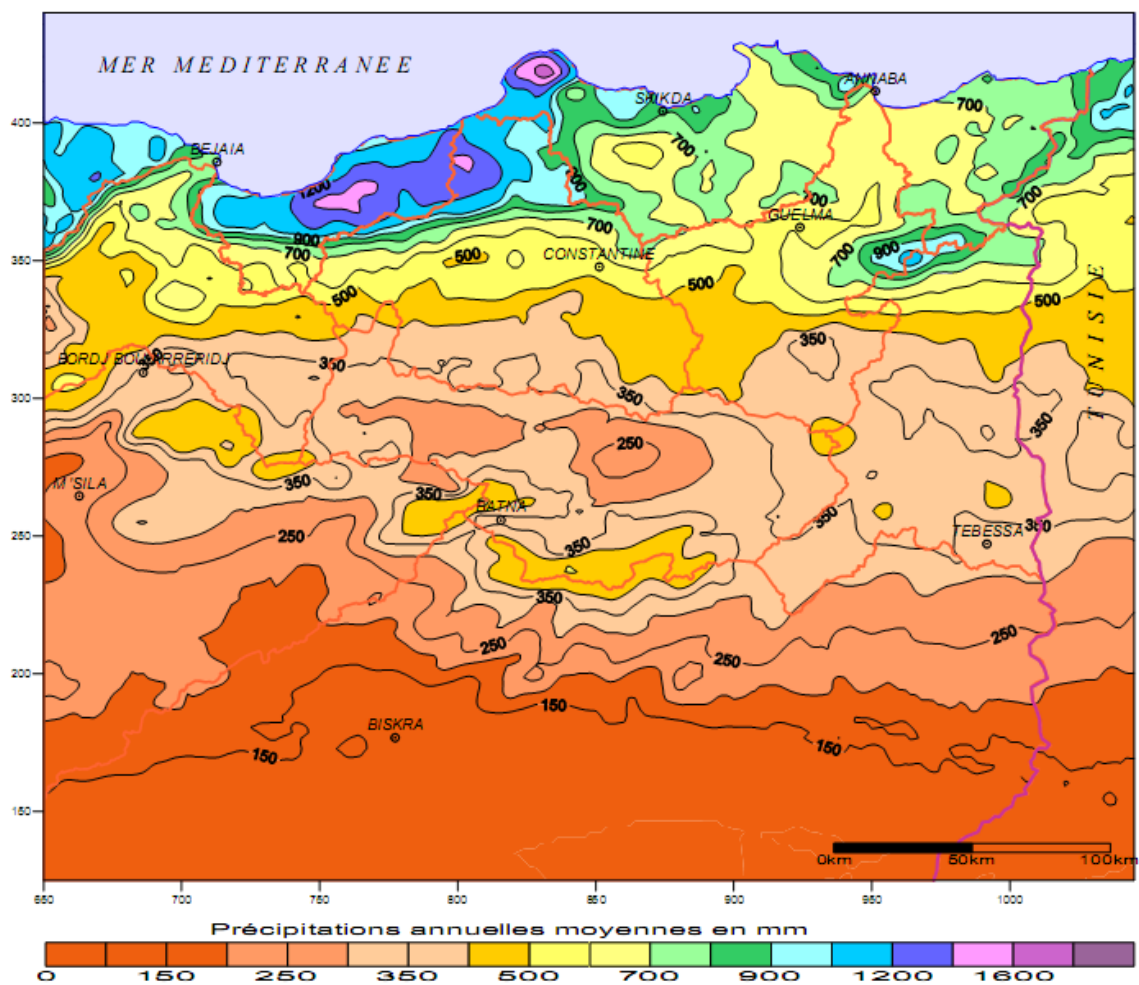


Figure 24 : Carte des précipitations annuelles moyennes de l'Est algérien (établie d'après A.N.R.H., 1993 : données moyennes de 60 ans, périodes du 1^{er} septembre 1921 au 31 août 1960 et du 1^{er} septembre 1968 au 31 août 1989) (in Mebarki ; 2005).

II.1.3. Le secteur aux précipitations moyennes

Celui-ci correspond au versant nord du massif est représenté par 3 stations qui sont : Khenchela, Foum El Gueiss et Foum Toub. Il s'étale plus profondément à l'ouest pour inclure le Djebel Ich-Ali et toute la forêt de S'GAG dont les sommets culminent respectivement à 1809 m et 2009 m. Dans ce secteur, les précipitations moyennes oscillent entre 400 et 800 mm/an. Elles s'expliquent surtout par leur exposition face aux influences du nord et dans une situation d'ubac. (fig.24).

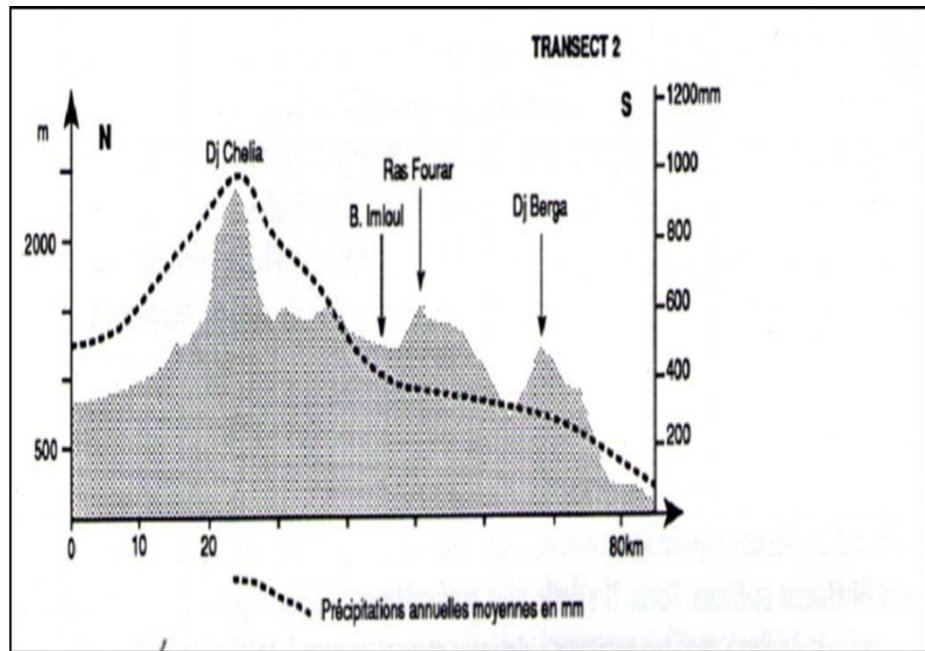


Figure 25 : Précipitations annuelles moyennes du secteur sec. (Chaumont et Paquin, 1971).

La part relative du mois le plus arrosé se situe entre 12 et 14 % du total annuel. Il y a le centre du massif représenté par 12 % (Arris et Médina), puis une bande qui le contourne par le nord et l'ouest avec un maximum de 14 % (Mahmel) et un minimum de 13 % (Khenchela).

Enfin, la répartition spatiale des précipitations ne change pas au cours de l'année. Autrement dit elles sont proportionnelles qu'elles soient au mois de mars (saison pluvieuse) ou au mois de Juillet (saison sèche) la grande concentration des pluies reste dans la partie nord avec l'augmentation du total vers les sommets et l'est.

L'autre originalité du massif de l'Aurès, est qu'une partie des précipitations tombe sous forme neigeuse, due essentiellement au froid hivernal. La durée annuelle d'enneigement croît très vite en altitude : 20 jours à 1300 m, 64 jours, probablement 3 mois au sommet du Chélia (Ballais, 1981). Sur le versant nord, elle n'est que de 6 jours (Kaïs).

II. 2. Les températures : Un régime thermique varié

La température représente un facteur limitant de toute première importance car, elle contrôle l'ensemble des phénomènes métaboliques et conditionne de ce fait la répartition de la totalité des espèces et des communautés d'êtres vivants dans la biosphère (Ramade, 2002).

Parmi les tâches les plus délicates auxquelles le chercheur est confronté, c'est de définir le climat des hautes montagnes nord-africaines, car en l'absence des documents précis et de séries d'observation, il est réduit à des extrapolations ou à des généralisations à partir des données dont la fiabilité est souvent sujette à critique.

Si le travail de Seltzer a passé en peigne fin la pluviométrie, il n'en a pas été de même pour le régime thermique où le réseau d'observation a été insuffisant. Il n'existe aucune autre station que ce soit dans la partie nord (hormis celle de Khenchela qui se trouve à l'extrémité nord-est) ou tout l'Aurès oriental. Or pour apprécier des phénomènes climatiques caractéristiques aux montagnes telles que les oscillations interannuelles, annuelles ou quotidiennes il aurait fallu l'installation d'un réseau étoffé capable de nous permettre de comprendre des facteurs locaux comme l'opposition des versants, l'orientation des différents djebels ou la différence entre les fonds de vallées et les sommets. Cette quasi-absence de réseau thermique accentue davantage le qualificatif de massif, impénétrable, opaque et mystérieux ; que très peu de chercheurs ont sillonné à l'opposé de l'Ouarsenis par exemple et qui pour une superficie un peu plus vaste, n'en possède pas moins de dix stations complètes (Sari, 1977).

Une autre raison qui semble plus plausible aussi à cette faiblesse du réseau est l'impossible pénétration de la colonisation dans le massif puisqu'elle s'est contentée de le cerner par tous les sens. Pour ce faire le chercheur sera contraint d'utiliser différentes méthodes pour connaître ou essayer d'avoir des données fiables par l'extrapolation notamment de certaines données existantes.

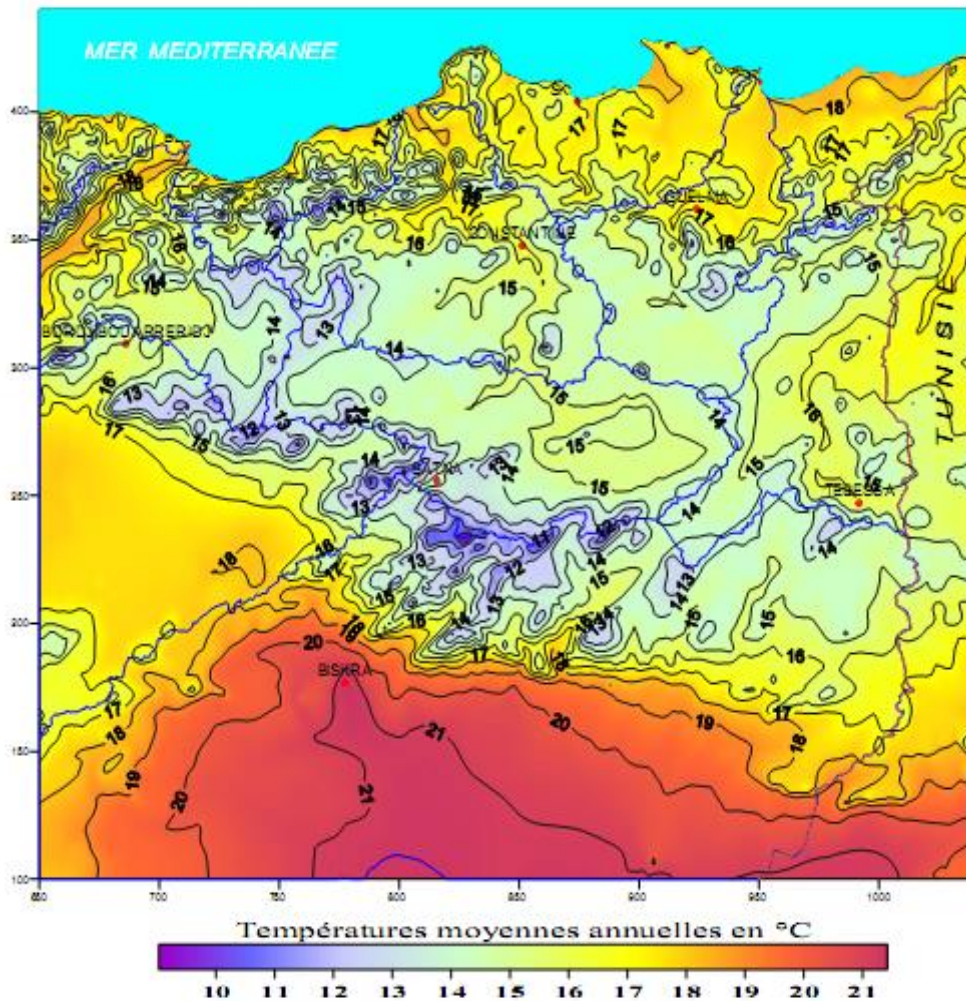


Figure 26 : Températures moyennes annuelles de l'Est algérien (établie d'après A.N.R.H., 1993 in Mebarki ; 2005).

II.3. Etude des données de la station pluviométrique d'El Hamma –Khenchela-

L'étude des données climatiques permettant d'analyser les facteurs du climat de cette zone qui nous renseignera sur :

- ✓ Le type du climat.
- ✓ Le comportement hydro climatologique du bassin versant.
- ✓ Le bilan hydrologique.

Ces paramètres sont soit mesurés sur le terrain (précipitations, températures) soit calculés par des formules (ETP, ETR, RFU,).

La station pluviométrique d'El Hamma qui a servi pour l'étude des paramètres climatiques. Cependant, vu l'étendue du bassin 1800 km², avec une altitude de 1137 m. Il existe d'autres stations surtout pluviométriques, mais elles n'ont pas été retenues en raison de la non disponibilité des données mais aussi de leur qualité.

Les données pluviométriques sont de durée et de qualité inégale. Ces données correspondent à des hauteurs mensuelles des pluies qui ont été recueillies par l'office national de météorologie (ONM).

Les données de température et de précipitation correspondent à des hauteurs mensuelles des pluies et de température qui ont été recueillies à la station de l'office national de météorologie d'El Hamma situées à 890 m d'altitude suivant une période de mesures de 15 ans.

II.3.1. Paramètres climatiques

a. Les précipitations

Le régime pluviométrique joue un rôle prépondérant dans l'hydrochimie par le lessivage des terrains. Plus la pluviométrie est forte, plus la dilution des sels restants passant en solution est grande.

Les précipitations annuelles n'ont qu'une valeur indicatrice, le plus important c'est leur répartition mensuelle et saisonnière.

Cette étude est basée sur les données d'une période de suivi pluviométrique de 15 ans (2000-2015) à la station météorologique d'EL Hamma. Selon les données concernant cette période nous avons établi les graphes de variation de la moyenne mensuelle et annuelle des précipitations.

Tableau 04 : les précipitations d'une période de 15 ans (2000-2015). (Station météo d'El Hamma).

	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
P Min	5.5	4.1	3.9	10.3	22.2	5.6	0	5.9	22.5	15	13.2	5.3
P Max	145.3	86.2	112.6	149.6	150.7	66.2	41.1	128.6	122.4	96.2	112.5	110.6

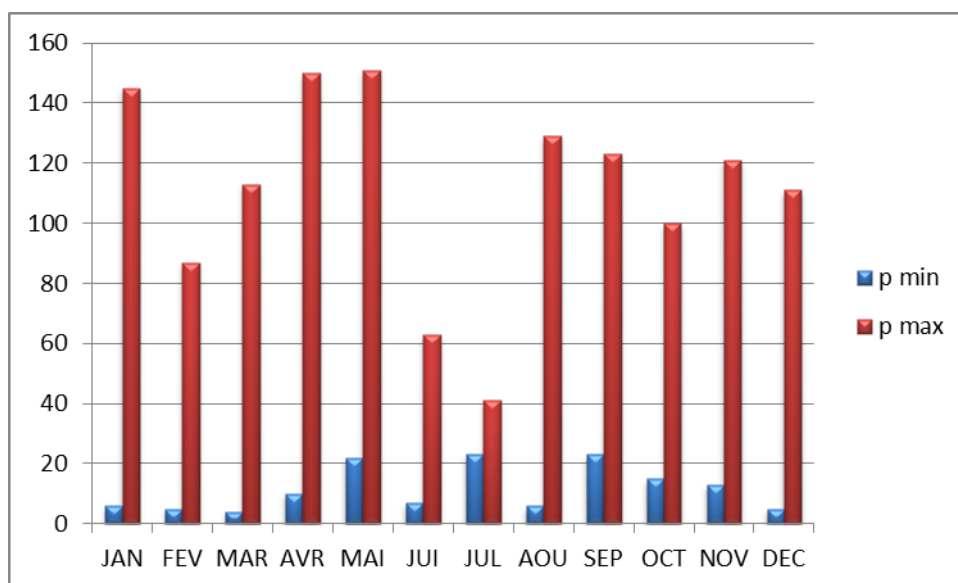


Figure 27: Précipitations min et max d'une période de 15 ans. (2000-2015)

Les valeurs des précipitations durant la période (2000-2015), traduisent clairement les variations mensuelles des précipitations. La répartition des pluies mensuelles est irrégulière. Le mois de Mai est le plus arrosé avec une moyenne de 71.7 mm. Juillet étant le mois le plus sec avec une moyenne de 14.6 mm.

Il existe une grande différence entre les précipitations min et max sur cette période d'étude.

b. Les températures

La température représente un facteur limitant car, elle conditionne la répartition de la totalité des êtres vivants.

Tableau 05: Température d'une période de 15 ans. (2000-2015). (station météo El Hamma).

	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
Min	4	3.3	8.7	10.3	14.8	21.1	25.6	24.8	19.7	14.4	9	5.8
Max	8.1	9.7	15.2	15.6	20.4	26.1	28.3	28.6	23.1	20.5	11.9	10.2

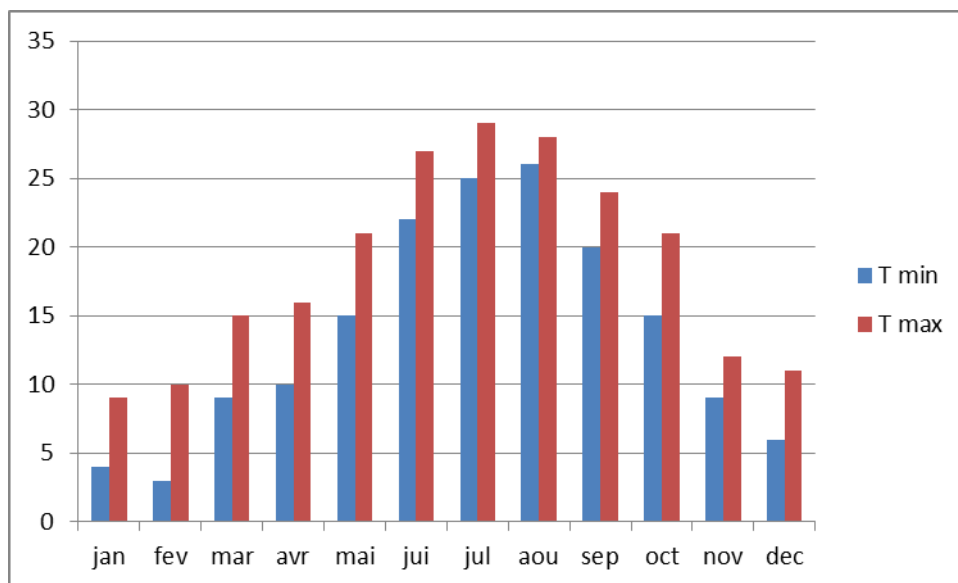


Figure 28 : Température min et max pour une période de 15 ans. (2000-2015).

Janvier est le mois le plus froid avec 6.3 °C. Juillet est le mois le plus chaud avec 27.12°C.

L'amplitude de température entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid est de 20.82°C ce qui laisse supposer l'existence de deux saisons, l'une sèche et l'autre humide.

Cet histogramme montre une monotonie. Cet état de fait laisse supposer l'existence des périodes de sécheresses prolongées.

L'effet de sécheresse est perceptible depuis l'année 2000 jusqu'à l'année 2002 avec une décroissance annuelle des températures de l'année 2003 jusqu'à l'année 2009, ce qui ne serait sans conséquence sur la recharge des nappes et sur la végétation et l'agriculture.

Il n'existe pas une grande différence entre les températures min et max sur cette période d'étude.

II.3.2. Caractérisation du climat

La combinaison de deux principaux facteurs climatiques: la température et les précipitations permettent de déterminer les périodes sèches et humides ainsi que la localisation de l'étage bioclimatique bien définie d'une région donnée à l'aide du Diagramme pluviothermique et du coefficient pluviométrique d'EMBERGER (Qp). (ANRH, 2002).

a. Diagramme pluviothermique

Le Diagramme pluviothermique de Bagnouls et Gausson met en évidence la notion des saisons humides et sèches, comme celui ayant un total pluviométrique (moyenne en millimètres) égal ou inférieur au double de la température ($P \leq 2T^\circ$).

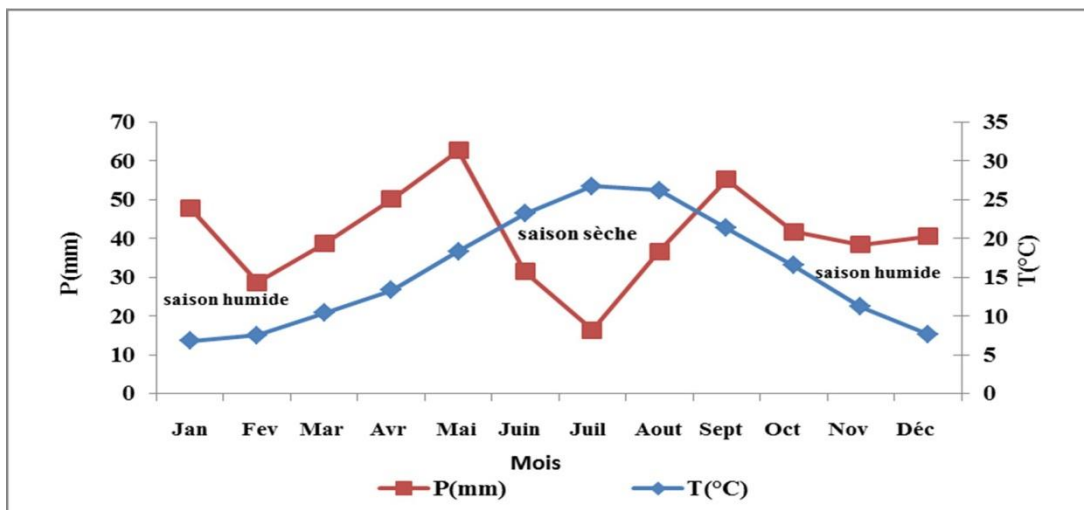


Figure 29: Courbe pluviothermique. (2000-2015).

On constate que la région d'étude présente une période sèche qui s'étend de début de mois de juin à la fin de mois de septembre, le reste de l'année représente la période humide.

b. Indice de Martonne

En 1925 Emmanuel De Martonne a proposé une formule climatologique permettant le calcul d'un indice dit indice d'aridité (I a). Cet indice est fonction de la température (T en °C) et des précipitations (P en mm) et permet de déterminer le type de climat qui caractérise la zone d'étude. (ANRH, 2002)

Cet indice est calculé par la relation suivante :

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

(Martonne, 1925).

Où :

I : indice d'aridité.

P : précipitations moyennes annuelles en mm.

T : températures moyennes annuelles en °C.

Application :

P : 465,30 mm.

T : 15.81 °C.

Ce qui donne : I = 18.02.

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

I < 5 : climat hyperaride

5 < I < 7,5 : climat désertique

7,5 < I < 10 : climat steppique

10 < I < 20 : climat semi-aride

I < 30 : climat tempéré.

La zone d'étude bénéficie d'un climat *semi-aride à tendance tempérée*.

II.3.3. Etablissement du bilan hydrique

L'établissement d'un bilan hydrique nécessaire pour appréhender le fonctionnement d'un système hydraulique de surface ou de subsurface, passe impérativement par la connaissance des éléments qui constituent le cycle de l'eau. Le caractère aride et semi-aride du climat d'un bassin endoréique, affecte non seulement le bilan hydrique mais aussi, la qualité des eaux par un mécanisme physique de salinisation par concentration. L'irrégularité interannuelle des précipitations associées à l'évaporation des eaux ne font qu'augmenter la salinité des eaux.

La formule de THORNTHWAIT a été établie en 1948 et tient compte de l'indice thermique et de la température moyenne mensuelle.

- L'évapotranspiration désigne la quantité de vapeur d'eau rejetée dans l'atmosphère tant par évaporation directe au niveau du sol lui-même que par transpiration des organes aériens des plantes (Gaume, 2002).

Lorsqu'un couvert végétal étendu et couvrant bien le sol est abondamment pourvu en eau, c'est-à-dire lorsque les végétaux qui le composent peuvent puiser sans restriction dans l'environnement aérien, l'évapotranspiration croît et tend vers une limite maximale que l'on peut considérer comme l'un des aspects de l'évapotranspiration potentielle (ETP) ». (Bouchet et Gerbier, 1975, in Musy, 2001).

L'ETP est étroitement liée :

- à la quantité d'énergie apportée à la surface évaporante.
- à l'évacuation de la vapeur d'eau de la surface évaporante.
- à la végétation: l'albédo, couverture du sol, profondeur des racines.
- au sol: la rétention d'eau (PF), la profondeur, le drainage, l'écoulement et enfin l'ascension capillaire (surtout les propriétés physiques du sol).

Pilgrim et al. 1988 rapportent que l'évapotranspiration recycle 80% des précipitations dans les milieux semi-arides et 95% en régions arides, elle joue donc un rôle majeur et ne peut pas être négligée sous ce type de climat.

On calcule l'évapotranspiration à l'aide de formules empiriques comme celle de Thornthwaite, de Penman ou de Turc. On distingue l'évapotranspiration potentielle (ETP) qui est le pouvoir évaporant de l'atmosphère sur un sol avec couvert végétal disposant de l'eau en abondance. L'évapotranspiration réelle (ETR) correspond à la perte en eau d'un sol quand l'eau vient à manquer: l'ETR est fonction de l'ETP et de la quantité d'eau présente dans le sol.

Pour estimer l'évapotranspiration potentielle, on utilise des méthodes basées sur des variables climatiques. Cependant le choix dépend principalement du type de données climatiques disponibles et du type de climat de la région. La formule empirique qu'on utilise est celle de THORNTHWAIT. Cette formule a été établie en 1948 et tient compte de l'indice thermique et de la température moyenne mensuelle :

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

(Thorntwait, 1948).

Où:

ETP: Evapotranspiration potentielle mensuelle en mm.

T: température moyenne mensuelle du mois considéré en °C a: Coefficient calculé par la formule suivante:

$$a = 1,6 \left(\frac{I}{100} \right) + 0,5 \text{ (Thorntwait, 1948)}.$$

Application :

$$a=0,80$$

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

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

(Thorntwait, 1948).

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

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

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

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

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

Des méthodes peuvent être proposées :

La méthode de Turc.

La formule de Coutagne.

La méthode de Thornthwaite.

- Formule de L.TURC annuelle

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

P : précipitation annuelle moyenne en mm.

L : $300+25T+0.05T^3$ où T est la température annuelle moyenne en C°.

- Formule de Coutagne

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

Avec :

P : précipitation annuelle moyenne en mm. T : température moyenne annuelle en C°.

λ : $1/0.8+0.14T$ si $1/8 < P < 1/2 \lambda$

- Méthode de Thornthwaite

Le bilan hydrique est établi pour un lieu et une période donnés par comparaison entre les apports et les pertes en eau dans ce lieu et pour cette période. Il tient aussi compte de la

constitution de réserves et des prélèvements ultérieurs sur ces réserves. Les apports d'eau sont effectués par les précipitations. Les pertes sont essentiellement dues à la combinaison de l'évaporation et la transpiration des plantes, que l'on désigne sous le terme d'évapotranspiration. Les deux grandeurs sont évaluées en quantité d'eau par unité de surface, mais elles sont généralement traduites en hauteurs d'eau, l'unité la plus utilisées étant le millimètre. Ces deux grandeurs étant ainsi physiquement homogènes, on peut les comparer en calculant soit leur différence (Précipitations moins évaporation), soit leur rapport (précipitations sur Eva.). Le bilan est évidemment positif lorsque la différence est positive ou que le rapport est supérieur à un. On choisit l'un ou l'autre expression en fonction de commodités ou de diverses. L'écoulement à partir d'une unité de surface sera compté dans les pertes. L'infiltration est considérée comme une mise en réserve sous forme de nappes souterraines ou d'eau capillaire dans le sol. Les précipitations solides constituent des réserves immédiatement constituées. Elles ont une durée variable, inter-saisonnière dans le cas des tapis neigeux, inter-saisonnière et interannuelle dans le cas des glaciers, voire inter-séculaire dans le cas de calottes polaires ou des grandes masses de très hautes. (Ramade, 2002).

La détermination de l'ETR en fonction de L'ETP et de la quantité d'eau disponible (pluie+RFU).

ETR peut être évalué par l'établissement du bilan comme par l'application de certaines formules empiriques .ce paramètre peut être calculé d'après Thornthwaite en utilisant les conditions suivantes :

Si $ETP=P$; il y a existence d'une évapotranspiration réelle ETR, la réserve RFU ne se modifie pas et aucune infiltration est produite en direction de nappe.

Si $ETP > P$; on a $ETR=P+RFU$.un déficit apparaît une partie de l'RFU sera sollicitée jusqu'à la compensation de l'ETR .l'évapotranspiration agit donc sur le sol.

Si $ETP < P$; alors $ETR=ETP.RFU$ pourra atteindre son maximum au-delà duquel, il y aura une infiltration vers la nappe.

➤ La réserve facilement utilisable RFU

Les racines des plantes puisent l'eau dans la réserve utile du sol et la disperse dans l'atmosphère par évapotranspiration. Si l'eau disponible diminue tandis que la tension de succion du sol augmente, les racines ont de plus en plus de difficulté d'extraire l'eau, l'évapotranspiration diminue; elle devient inférieure à l'ETP: c'est l'ET Réelle. Au-dessous de d'une tension de succion de 1 atmosphère (**1000 hPa**), l'absorption de l'eau par les racines est fortement diminuée; elle devient nulle lorsque le point de flétrissement est atteint (16 atmosphères).

Le volume occupé par les racines d'une plante dans le sol a une grande importance pour l'absorption de l'eau. L'espace racinaire varie selon les plantes et la nature du sol. Les racines du blé s'enfoncent à **50** cm dans un sable, mais atteignent **1** m dans un limon. Dans une forêt tempérée, l'espace racinaire effectif des arbres ne dépassent pas 1 m pour l'approvisionnement en eau. La réserve en eau facilement utilisable (RFU) est exprimée en mm. En général l'RFU maximum généralement admise correspond à une hauteur de **100 mm** d'eau dans les zones arides et semi arides cette valeur maximum peut être ramenée à **25mm** du fait que le sol n'est pas toujours saturé.

Tableau 06: Bilan hydrique moyen de Thornthwaite d'une période de 15 ans (2000-2015).

	SEPT	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	Août	Total
P (mm)	49,2	37,9	37,4	41,3	38	25,6	36,6	50,3	70,1	28,8	15	35,1	466
T (°C)	21,32	17,27	11,02	7,23	6,2	6,79	10,53	13,8	18,3	23,66	27,12	26,42	16,2
K	1,03	0,97	0,86	0,84	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	
ETP (mm)	49,2	64,18	26,38	12,81	10,31	12,36	30,14	49,76	88,88	135,47	175,1	157	811,59
P-ETP	0	-23,68	13,52	31,39	30,29	14,64	8,86	3,84	-14,08	-104,77	-159	-119,6	-324
RFU (mm)	0	0	13,52	25	25	25	25	25	10,92	0	0	0	149,44
ETR (mm)	49,2	40,5	26,38	12,81	10,31	12,36	30,14	49,76	88,88	41,62	16,1	37,4	415,45
EX (mm)	0	0	0	19,91	30,29	14,64	8,86	3,84	0	0	0	0	77,55
DA (mm)	45,51	23,68	0	0	0	0	0	0	0	93,84	159	119,6	441,64

II.3.4. Interprétation du bilan hydrique

Le bilan hydrologique est un moyen de connaître les réserves et de suivre leur évolution au cours de l'année hydrologique. La réserve hydrique d'un sol peut être définie comme la quantité maximum d'eau dont peut disposer la végétation pour son alimentation lors des déficits pluviométriques. Cette réserve est « utile » à la végétation, d'où le nom de « réserve utile » ; tout en privilégiant le terme plus explicite réserve hydrique.

Pour la réserve utile il faut prendre en compte la profondeur de sol colonisé par les racines et l'humidité volumique (Cosandey, 2003).

La période de reconstitution des réserves commence dès que la pluie est supérieure à l'évaporation ($p > ETP$) (Cosandey, 2003).

A la fin de l'été début d'automne, les sols sont secs et le niveau de la réserve hydrique du sol est nul. Au mois de novembre, les pluies l'emportent sur l'évapotranspiration. Ces premières pluies pénètrent dans le sol et demeurent dans la couche superficielle du sol desséchée pendant l'été précédent. La teneur en eau augmente, d'une part au gré des apports et d'autre part aux prélèvements par évapotranspiration inférieurs aux pluies. Au mois de janvier la

réserve hydrique est reconstituée sur toute son épaisseur et que la teneur en eau du sol a atteint la capacité de rétention, toute la pluie non retenue par la couche superficielle du sol, s'infiltré et rejoint la zone saturée. Pendant le printemps, la pluie non reprise par évaporation profite à la réserve hydrologique jusqu'aux sources et aux cours d'eau. A la fin du printemps, Avril, l'évaporation devient supérieure aux pluies, la réserve hydrique s'épuise ; la réserve hydrologique, qui continue à maintenir les écoulements alors qu'elle n'est plus réalimentée, s'épuise également.

Les variations mensuelles de ce paramètre correspondent à celles des températures avec une ETP minimale en janvier et maximale en juillet.

De novembre à avril la totalité de l'évapotranspiration potentielle est alimentée par les précipitations. Globalement la période de mai à octobre correspond à une phase de tarissement des réservoirs souterrains puisque leur alimentation est stoppée. Leur recharge est effectuée durant le reste de l'année avec un maximum supposé en janvier-février.

II.3.5. Le ruissellement

Le ruissellement de surface peut être dû à un dépassement de la capacité d'infiltration du sol. (Horton, 1933, *in* Cras, 2005) ou à un dépassement du seuil de saturation du sol. (Dunne et Black, 1970). Les fortes intensités des évènements, conjuguées à la faible capacité d'infiltration des sols (due à des sols souvent compactés et recouvert d'une croûte et une végétation peu abondante) expliquent la prépondérance du ruissellement hortonien dans les zones semi arides.

Les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration nous ont déjà permis d'avoir une idée sur l'écoulement. La méthode de Beerkaloff permet le calcul du ruissellement, le raisonnement tenu par les deux auteurs est le suivant :

Lorsque les précipitations augmentent, le ruissellement tend à égaler les précipitations déduction faite de l'évapotranspiration plafonnée à la valeur de l'évapotranspiration potentielle.

Lorsque les précipitations tendent aussi vers zéro, le ruissellement tend aussi vers zéro, et le rapport de ruissellement à la pluviométrie tend vers zéro.

Le défaut de la méthode est qu'elle ne tient pas compte de la nature des sols ou des formations traversées.

La formule est :

$$R = \left(\frac{P^3}{3E^2} \right) (\text{Thorntwait, 1948}).$$

Avec

P : pluviométrie annuelle en mm

E : évaporation potentielle en m

L'application numérique donne le résultat suivant : 59m.

II.3.6. Estimation de l'infiltration

Puisque nous disposons des différents facteurs régissant l'équation du bilan hydrogéologique :

$$P = ETR + R + I$$

P : Précipitation moyenne annuelle en mm

ETR : Évapotranspiration réelle annuelle en mm

R : Ruissellement annuel en mm

I : Infiltration efficace moyenne annuelle en mm

L'infiltration : $I = P - (R + ETR)$ est égale à **-11** mm sur l'ensemble du bassin versant, mais il faut noter que seules les mesures d'infiltration in situ réparties, permettraient une meilleure approche de ce paramètre.

La figure 30 montre les différents domaines bioclimatiques de l'est algérien établi par Cote.

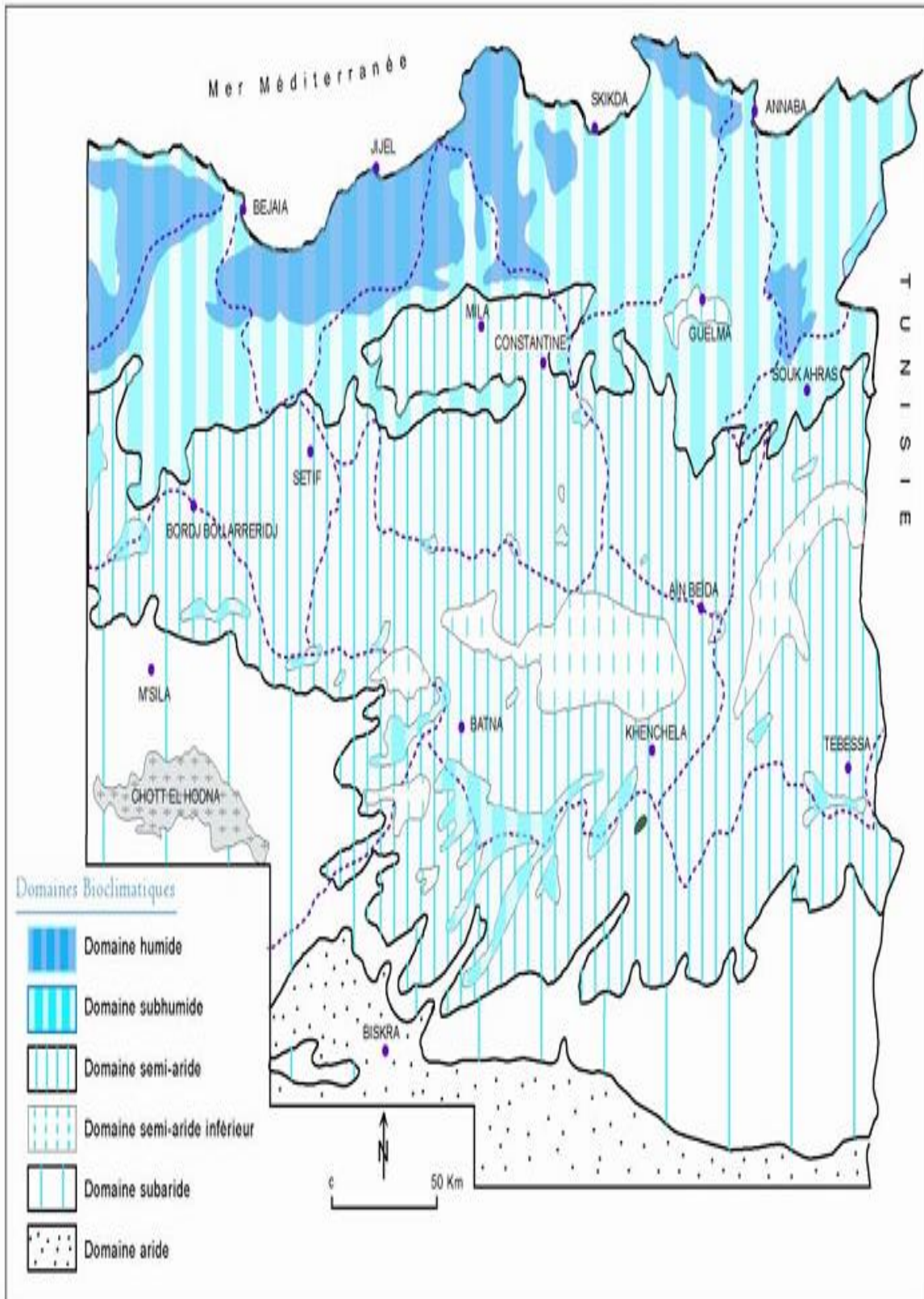


Figure 30 : Carte simplifiée des zones bioclimatiques de l'Est algérien établie d'après Côte M., 1998a ; in Mebarki ; 2005).

Conclusion

La zone d'étude fait partie du grand bassin versant des Hauts plateaux constantinois, son relief accentué favorise le ruissèlement.

Cette étude dépend des données climatiques de la station de El Hamma. La faible densité des réseaux hydrographique s'explique par le fait que les terrains sont assez perméables, formés principalement par de roches carbonatées fissurées et souvent karstifiées.

La zone subit l'influence du climat semi-aride avec :

Des précipitations annuelles moyennes de l'ordre de **466mm**.

La température moyenne annuelle est de **16.2°C**.

La saison la plus arrosée est le printemps (Mars, Avril et Mai). Les pluies orageuses sont assez fréquentes au mois de Juin et Aout mais moins abondantes. la variabilité mensuelle des précipitations est forte alors que celle annuelle est faible.

L'évapotranspiration potentielle et réelle est respectivement de **812** et **416mm**.

Le ruissellement est de **59mm** et l'infiltration est de **- 11mm**.

L'excédent en eau est de **78 mm**.

Les pluies sont généralement insuffisantes, irrégulières et inégalement réparties dans l'espace et dans le temps, l'effet de saisonnalité n'est pas respecté.

Le déficit agricole est de **442 mm**, le bilan hydrique de la zone d'étude est déficitaire.

Deuxième partie
Caractéristiques hydrogéochimiques des Eaux des aquifères du versant
nord de l'Aurès

3^{ème} Chapitre

Caractéristiques hydrogéochimiques des Eaux des aquifères du massif nord de l'Aurès

Introduction

Ce travail apporte une première caractérisation Hydrochimique des aquifère de l'Aurès. Depuis l'année 2012, des campagnes de reconnaissance et d'échantillonnage des points d'eau ont été régulièrement effectuées dans cette région, par une série de mesures et de suivis de terrain pour le traçage chimique et isotopique des ressources en eau du massif de l'Aurès.

La nature géologique et la pente naturelle du substratum du milieu d'étude, présentent des conditions favorables pour l'infiltration des eaux et leur circulation relativement rapide au sein de l'aquifère. Le climat, la lithologie et l'activité anthropiques sont les facteurs primordiaux responsables de la salinité des eaux.

Dans ce chapitre, on a procédé au traitement et à l'interprétation des résultats des analyses chimiques pour une meilleure distinction et caractérisation des aquifères de l'Aurès.

Nous avons essayé par approches pour discriminer les facteurs responsables de l'acquisition de la minéralisation des eaux. Des outils, chimiques, informatiques et statistique sont utilisés et couplés pour hiérarchiser les différents mécanismes responsables de l'acquisition de la minéralisation des eaux.

Au final, ces informations contribuent à évaluer, d'une part la qualité globale de l'eau des sources étudiées et d'autre part à préciser les mécanismes d'acquisition de la minéralisation.

L'hydrochimie des zones semi-arides endoréiques est marquée par les phénomènes de concentration des solutions et de salinisation sous l'influence de l'évaporation. Dans ce contexte les mécanismes responsables de la variation et de l'acquisition de la qualité chimique des eaux sont souvent nombreux et complexes : apports météoriques (pluie et évaporation), l'acquisition des éléments chimiques par dissolution ou l'altération des minéraux de l'aquifère, lixiviation de solutés, les échanges de cations et par processus géochimiques. Apprécier la diversité des mécanismes responsables des variations hydrogéochimique d'une région aride nécessite l'identification de la concentration de chaque élément chimique par rapport à la minéralité globale des eaux.

III.1. Echantillonnage et analyse des eaux

Cette rubrique s'appesantit sur le prélèvement des échantillons d'eau, la représentativité de l'échantillon et les méthodes analytiques utilisées.

L'échantillonnage a été réalisé au niveau des sources d'eau. Ces sources d'eau appartiennent à l'état. Les activités industrielles ne sont pas concentrées dans cette partie.

III.1.1. Les campagnes de prélèvement d'eau

13 points de prélèvement d'eau comprenant les sources de l'eau potable, et trois sources thermales : Hammam El Salihine, Hammam El Kenif, et Hammam Djaarir, dont l'écoulement est pérenne et la localisation est reprise sur la figure 34 ont été ainsi échantillonnés pendant la période d'étude. Leurs coordonnées géographiques : la latitude, longitude et altitude sont reprises aussi à l'aide d'un GPS de type Garming. (Tableau1, premier chapitre).

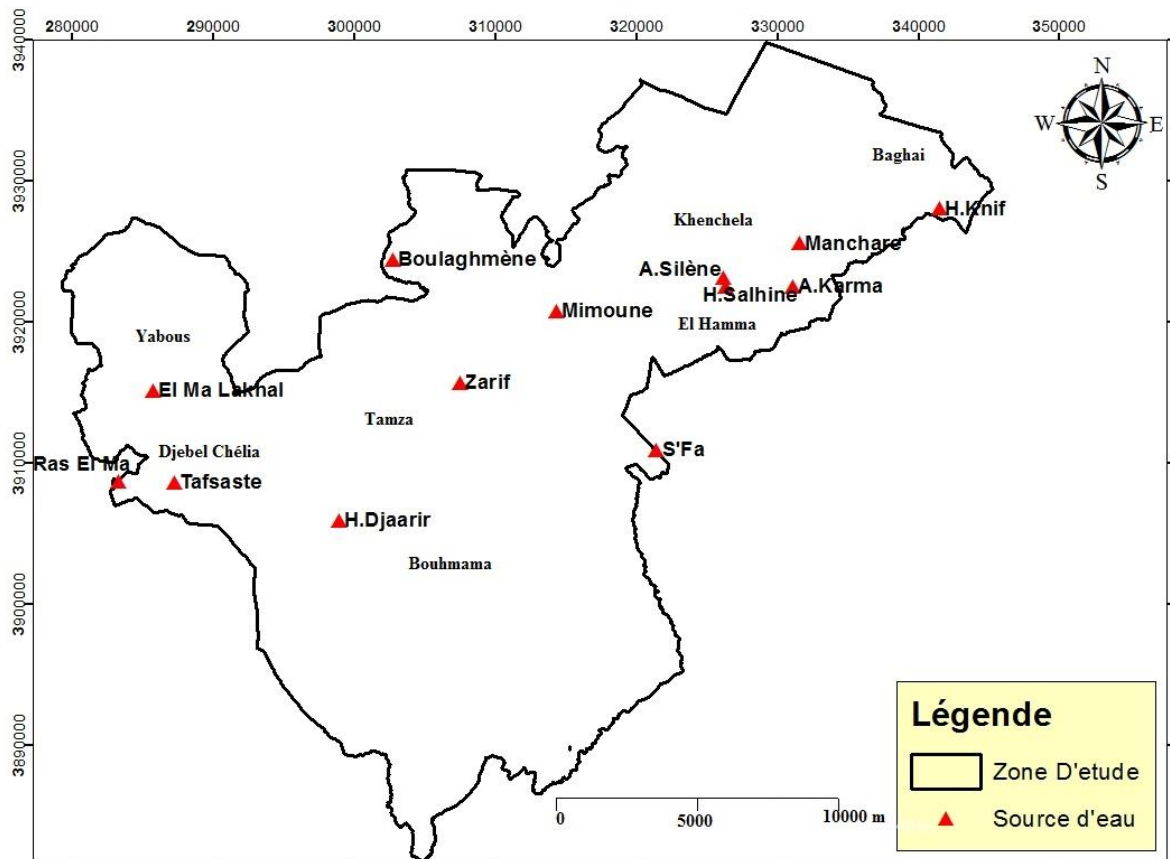


Figure 31 : Carte d'inventaire (Mai-2016).

L'échantillonnage des eaux a été réalisé au pas de temps mensuel, en vue d'appréhender la variabilité spatiale et temporelle de la chimie des eaux. Au total, et pour avoir des résultats fiables, deux campagnes d'échantillonnage ont été effectuées sur l'ensemble des échantillons.

Ces campagnes ont permis d'appréhender la chimie des eaux au niveau de la zone d'étude, et d'affiner les techniques d'analyses et de prélèvement afin d'obtenir des résultats fiables et représentatifs.

III.1.2. Représentativité de l'échantillonnage

La représentativité de l'eau échantillonnée est un problème majeur en hydrogéologie. En effet, il peut intervenir lors du prélèvement des échantillons ou des mesures in situ, des processus de dégazage ou d'absorption de CO₂, entraînant ainsi des modifications conséquentes des équilibres physico-chimiques. On peut aussi envisager la contamination des échantillons par la poussière atmosphérique, les branchages ou autres éléments susceptibles de les altérer.

Pour les analyses à réaliser au laboratoire à l'aide du chromatographe ionique (cations et anions), les échantillons d'eau ont été collectés dans des flacons en polyéthylène propres, rincés plusieurs fois avec l'eau à échantillonner, puis fermés hermétiquement avant d'être conservés au frigidaire, à 4°C. (Favreau, 2000).

Les propriétés physico-chimiques (température, conductivité électrique, pH, potentiel réducteur, salinité, Minéralisation, résistivité) ont été suivies.

III.1.3. Méthodes analytiques et précision des mesures

La précision des analyses chimiques est liée aux méthodes analytiques et aux concentrations. Par ailleurs, les méthodes utilisées et les limites de détection varient selon le laboratoire d'analyse. La mesure des paramètres physiques, à savoir le pH, la conductivité électrique, la température, a été effectuée in-situ avec du matériel usuel (analyseur multi paramètre de type CONSORT C 931, version 2.4).

Les ions majeurs, anions et cations et les éléments traces ont été dosés par chromatographie ionique au niveau du Laboratoire LACILAP Ain M'lila. Algérie. Les éléments traces métalliques par la Spectrophotométrie d'Absorption Atomique au laboratoire LACILAP d'Ain M'lila. Algérie.

Et à l'institut national de la recherche nucléaire pour l'analyse isotopique des eaux des sources. (Isotopes stables de la molécule d'eau).

La silice a été pré dans des bouteilles en verre pour avoir des résultats fiables.

Le calcul de la balance ionique permet généralement de vérifier la fiabilité des résultats des analyses chimiques. Cependant, les incertitudes sur les résultats, variables selon les techniques d'analyse, peuvent expliquer les erreurs parfois élevées sur les balances ioniques, à cause de la présence éventuelle d'anions organiques non pris en compte dans les calculs (Favreau, 2000).

Sur la base de ces résultantes, nous avons établi le faciès chimique de ces sources d'eau.

✓ **La chromatographie à base ionique**

La chromatographie à échange d'ions (ou chromatographie à ions ou chromatographie échangeuse d'ions) est un type de chromatographie permettant d'isoler une substance chargée électriquement d'un mélange de molécules chargées (liquide). Pour cela, on fait passer le mélange sur une phase stationnaire (solide) chargée déjà associée à des ions connus et on remplace ces ions par les ions/molécules chargées du mélange à séparer. C'est une technique chromatographique couramment utilisée en chimie analytique, notamment pour le contrôle de la qualité de l'eau. (Faveau, 2000).

• **Principe**

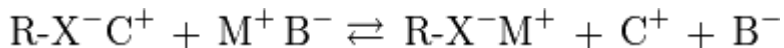
R-X la phase stationnaire.

A un anion connu.

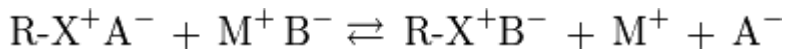
C un cation connu.

M et B les constituants du mélange.

1. Phase stationnaire échangeuse de cations : M se fixe, C'est élué avec B



2. Phase stationnaire échangeuse d'anions : B se fixe, A est élué avec M



• **La phase stationnaire**

Les phases stationnaires utilisées en chromatographie à ions sont des résines échangeuses d'ions synthétiques, soit des « matériaux polymériques de masse molaire élevée qui contiennent de nombreux groupements fonctionnels ioniques par molécule. »¹ En chromatographie à ions, une phase stationnaire peut contenir soit des groupements fonctionnels anioniques (pour les échanges de cations), soit cationiques (pour les échanges d'anions). Avec une phase stationnaire comprenant des cations, les anions progresseront dans la colonne à des vitesses différentes selon leur charge, leur taille et leur polarisabilité² et les cations ne seront pas retenus lors de leur parcours dans la colonne (vu qu'ils ne feront pratiquement pas d'interactions avec la phase stationnaire). (Rodier, 1985).

• **L'éluant**

La force de l'éluant en chromatographie à échange d'ions est déterminée par jusqu'à quel point il est ionique. Plus un éluant ne contient des ions, plus l'ion d'intérêt va éluer rapidement. Par exemple, si l'ion d'intérêt est un anion, augmenter la force de l'éluant aura comme effet qu'il y aura davantage d'anions provenant de l'éluant pour faire compétition à l'anion d'intérêt pour le nombre limité de sites cationiques de la phase stationnaire. L'anion

d'intérêt pourra donc faire moins d'interactions avec la phase stationnaire et sera donc moins retenu par la colonne d'où l'élution plus rapide.

- **Détection**

Un détecteur de conductivité est souvent utilisé avec ce type de chromatographie vu la nature ionique des analytes. Une colonne de neutralisation de l'éluant est habituellement combinée à ce type de détecteur afin de supprimer la conductivité de l'éluant sans toutefois affecter celle de l'analyte. Ceci présente l'avantage de permettre l'utilisation de plus faibles concentrations en analyte pour obtenir une sensibilité acceptable.

- ✓ **la Spectrophotométrie d'Absorption Atomique**

La spectrométrie d'absorption atomique (Atomic absorption spectroscopy en anglais ou AAS) est une technique de spectroscopie atomique servant à déterminer la concentration de certains métaux dans un échantillon. En 2010, elle peut servir à mesurer la concentration de plus de 60 métaux différents en solution. Elle fait partie des méthodes classiques d'analyse en chimie analytique. Basée sur des méthodes optiques, elle conduit aussi bien à des résultats qualitatifs qu'à des données quantitatives. L'absorption est utilisée généralement pour faire un dosage, l'élément est connu, on détermine une concentration.

L'analyse se base sur l'absorption de photons par des atomes à l'état fondamental, et on utilise à cet effet en général des solutions sauf dans le cas des hydrures. Une préparation est donc souvent nécessaire : dissolution d'un alliage par exemple. (Rodier, 1985).

III.2. Caractéristiques Hydrochimiques générales des eaux des aquifères du versant nord de l'Aurès

Les données obtenues, les caractéristiques physico-chimiques de l'eau et les ions majeurs sont présentés et discutés dans l'interprétation qui suit.

Je signale que ; dans les interprétations suivantes, les abréviations Sr indiquent les noms des sources d'eau qui ont été données par nom dans le tableau 1.

III.2.1. Les principaux paramètres physico-chimiques

III.2.1.1. La température de l'eau

La température de l'eau est influencée par la température de l'air, elle joue un rôle primordial dans la solubilité des sels et des gaz. Elle permet de différencier entre les eaux qui circulent en profondeur et celles qui circulent près de la surface, c'est l'un des facteurs qui influe sur la vitesse des réactions chimiques, On remarque que les températures élevées témoignent d'une origine profonde des eaux. (Houha, 2007).

La température des eaux froides varie en 13 et 17°C, elles sont voisines autour d'une moyenne de 15°C. Ce phénomène est à expliquer par l'influence de la température de l'air sur

les eaux superficielles. Nous rappelons que la température moyenne annuelle de l'air est de 16°C.

✚ La température des sources thermales présentent un minimum de 33 °C et un maximum de 65°C et une moyenne de 49°C. Ce déséquilibre thermique entre l'atmosphère et l'aquifère indique que les eaux ont une origine très profonde. Elles sont influencées par le gradient géothermique d'une part, l'activité sismique, la désintégration radioactive et les réactions chimiques endogènes productrices d'énergie d'autre part. Notons aussi que les frictions entre les couches géologiques lors de l'activité sismique produit de la chaleur qui fait chauffer l'eau des aquifères. (Houha, 2007).

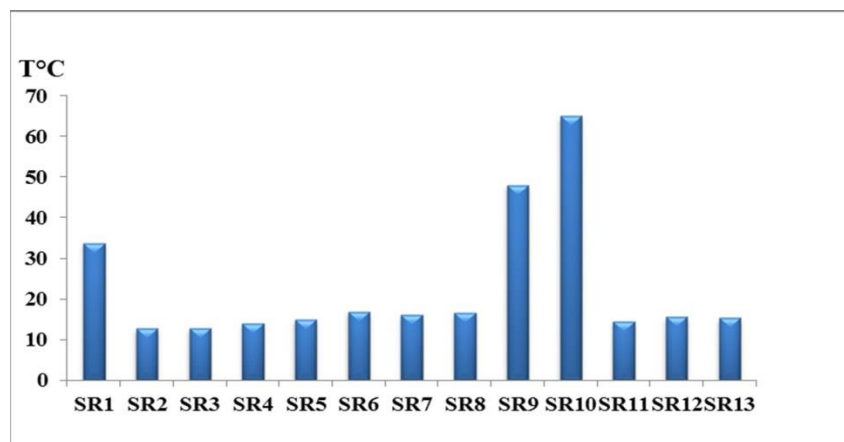


Figure 32: Représentation graphique comparative en histogramme de la température des sources d'eau Mai 2014

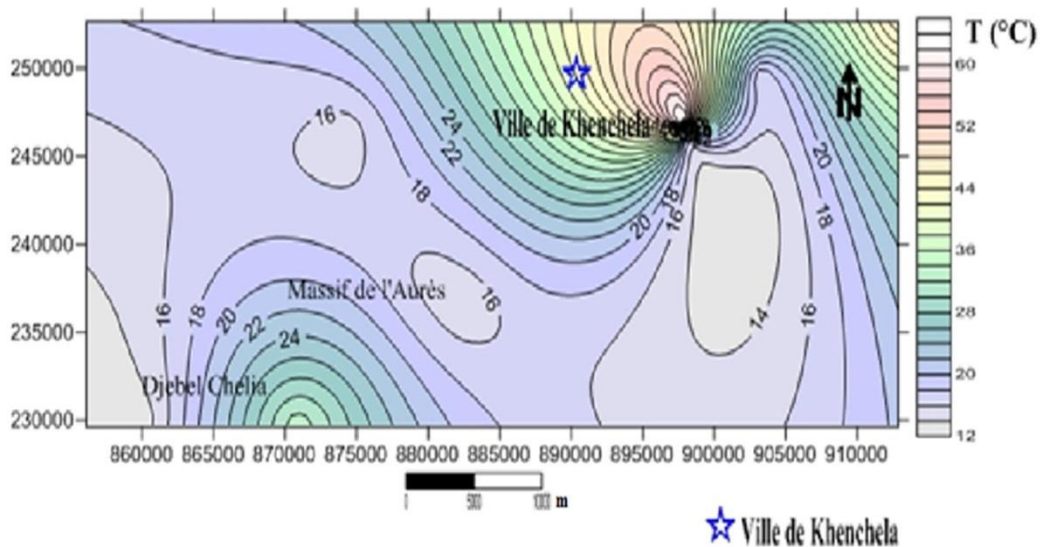


Figure 33: Distribution spatiale de la température des sources d'eau du massif nord-est de l'Aurès Mai, 2014

✚ Hypothèse sur la thermalité des sources de Khenchela

Dans l'hypothèse d'un échauffement de l'eau météorique sous l'influence du gradient géothermique, on doit supposer que l'eau s'infiltré lentement pour avoir la possibilité de s'échauffer et qu'elle doit remonter rapidement pour éviter qu'elle ne perde sa chaleur au contact des roches encaissantes plus froides, encore qu'en régime permanent ces pertes soient faibles (Goguel, 1971).

L'hypothèse de la contribution de l'activité tectonique, très actives actuellement, à la thermalité des eaux de Khenchela, par une chaleur produite par friction le long des plans de failles, qui s'ajoute à l'influence du degré géothermique (Chatterji et Guha, 1969), me parait être nécessaire pour expliquer des températures supérieures à 40-45°C, car le gradient géothermique à lui seul n'explique pas l'hyperthermalité des sources de Khenchela, compte tenu que dans l'état actuel les eaux ne peuvent circuler à des profondeurs supérieures à 600 ou 1000 m en supposant un gradient géothermique de 4.19°C / 100 m (Isaadi et Haouchine, 1994) et une température moyenne annuelle de 16°C.

Cette contribution de la chaleur due à des mouvements tectoniques reste du domaine des hypothèses eu égard à l'activité sismique régionale

Les sources thermales de Khenchela sont situées dans un anticlinal au pied mont de Ras Serdoun. Dans ce secteur les terrains qui affleurent s'étendent du Trias au Quaternaire.

Les géothermomètres employés utilisent des rapports de concentration : Na/K (Fournier, 1979 ; Trusdell, 1975, Ellis, 1970 ; Arnorson et al, 1983), d'autres font appel aux concentrations en silice (Fournier, 1977 ; Michard, 1979 ; Verma, 1997) ; cette méthode basée sur la silice n'est citée que pour mémoire, car la silice n'a pas été dosée.

D'autres types de géothermomètres chimiques ne sont que des extensions de la méthode Na/K (par exemple Na-K-Ca-Mg (Fournier and Potter, 1979).

Dans de nombreux cas de la littérature les chercheurs font appel aux géo Na /Li. Ce géothermomètre peut donner de bons résultats, son application aux données présentées dans ce travail conduit à des températures de réservoirs totalement aberrantes ; il sera écarté pour cette étude.

Les géothermomètres, d'Ellis et Trusdell ont fourni des valeurs de températures assez proches et de même ordre de grandeur que celles trouvées par des auteurs comme Bouchareb-Haouchine, F. Z. (1993) dans l'Est Algérien, et à Hmeima dans l'Atlas tunisien au Centre Ouest de la Tunisie (Mouez et Gouasmia, 2006).

Il semble que le griffon 2 et Guelta seraient alimentés par le même filon hydrothermal c'est-à-dire qu'ils ont subis les mêmes conditions d'échauffement.

Le gradient géothermique estimée dans la région des Aurès est de 4.19°C /100 m (Isaadi et Haouchine, 1994). La température moyenne annuelle de l'air est 16°C. En principe, sachant l'ordre litho-stratigraphique local, la formation géologique accueillant le réservoir géothermique peut être identifiée. Par exemple, la source 2, possède une température calculée de 119°C, un gradient géothermique de 4.2°C/ 100 m et une température de l'air moyenne annuelle de 16°C. La profondeur de réchauffement des eaux dans le réservoir serait de près de 3000 mètres, dans les formations profondes (Barrémo-Aptien) du Crétacé inférieur. La géologie de la zone montre que l'aquifère géothermique est de nature gréseuse -carbonatée, attribuable au Barémo-gréseux. (Guiraud, 1973) avec des intercalations calcaires. Notons que la puissance de ces grès est plus de 2000 m de dépôts parfois, (Laffitte, 1939).

Les mesures de température prises directement dans le forage d'El Kenif d'une profondeur de 220 m, indiquent des valeurs de l'ordre de 47°C. En revanche, les mesures indirectes, utilisant la géothermométrie chimique, aboutissent à une valeur de température du réservoir de 98°C (soit à une profondeur de 1673 m).

Au Kenif, il existe un puits naturel d'où sortait un air chaud et sec à plus de 50°, aménagé en station thermale pour le traitement des rhumatismes. La température du réservoir géothermale, 98°C, porte les eaux a ébullition et serait à l'origine de cette vapeur. La distance à parcourir pour la remontée contribue au refroidissement du mélange.

Les valeurs de températures calculées sur les deux sites, hammam Salihine et Knif, caractérisent la géothermie moyenne température ou moyenne enthalpie, que l'on retrouve généralement dans les bassins sédimentaires, à des profondeurs allant de 2000 à 4000 m (Adem et brgm, 2005). (Tableau 8).

Tableau 7 : Variation des températures et des conductivités des eaux en fonction de la profondeur. Juin 2006 (Houha, 2007).

Noms	T (°C) à l'émergence	CE (25°C)	Classification
Hamмам Salihine (Source 1)	54	3710	Eau hyperthermale
Hamмам Salihine (source 2)	61	3570	Eau hyperthermale
Hamмам Salihine (Guelta)	42	1813	Eau mésothermale
Hamмам Kénif	47	3770	Eau mésothermale

Tableau 8 : Température et profondeur des gisements hydrothermaux. (Houha, 2007).

Géothermomètres Na/K	ELLIS		TRUSDELL		ARNORSON		FOURNIER		Température d'émergence (°C)
	T°C	Prof (m)	T°C	Prof (m)	T°C	Prof (m)	T°C	Prof (m)	
Griffon 1	104	2099	94	1850	80	1531	138	2910	54
Griffon 2	119	2664	109	2217	93	1842	151	3232	61
Guelta	114	2336	104	2089	89	1733	147	3120	42
Knif	98	1959	88	1711	75	1412	133	2786	47

III.2.1.2. Le pH d'eau

Le pH est avant tout déterminé par la teneur en acide carbonique libre. Il peut cependant aussi être influencé par l'utilisation du sol (utilisation d'engrais ammoniacés) ou par des processus naturels (échanges de matières entre les plantes et le sol, formation d'acides humiques au cours de la dégradation de matière organique, etc.). Par ailleurs, les pluies acides (apport d'ions H⁺) peuvent abaisser le pH des eaux souterraines dans des sols peu tamponnés, car dépourvus de carbonates.

Le pH de toutes les sources mesuré sur le terrain s'inscrit dans la gamme 6,42 à 7,00 avec une moyenne de 6.71 avec un caractère plus ou moins acide. La pression CO₂ contribue d'une manière exhaustive à l'acidité de l'eau. Les quelques valeurs inférieures à 7 pourraient correspondre aux eaux qui n'ont eu qu'un contact bref avec les roches réservoir.

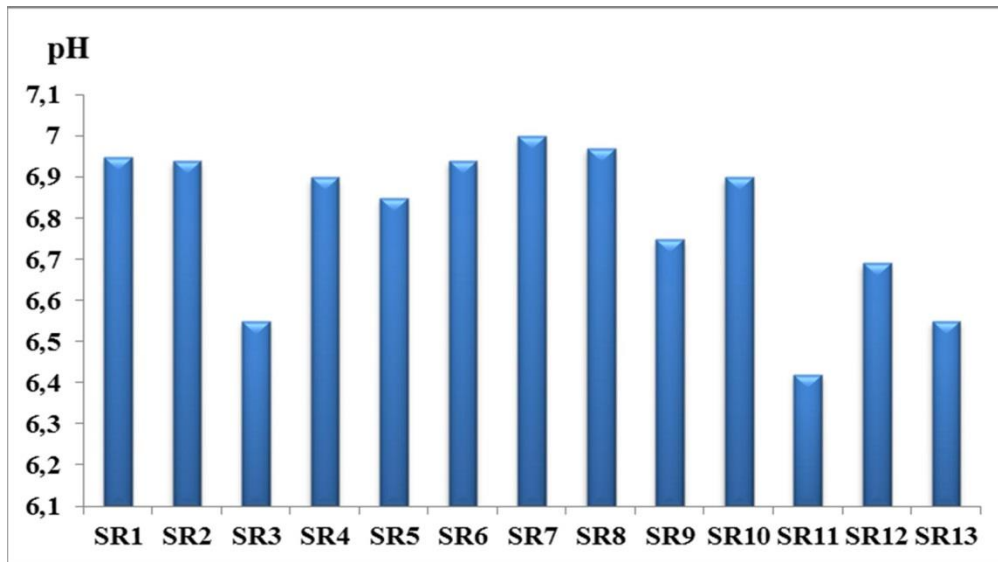


Figure 34 : Représentation graphique comparative en histogramme des points d'eau de pH, Mai 2014

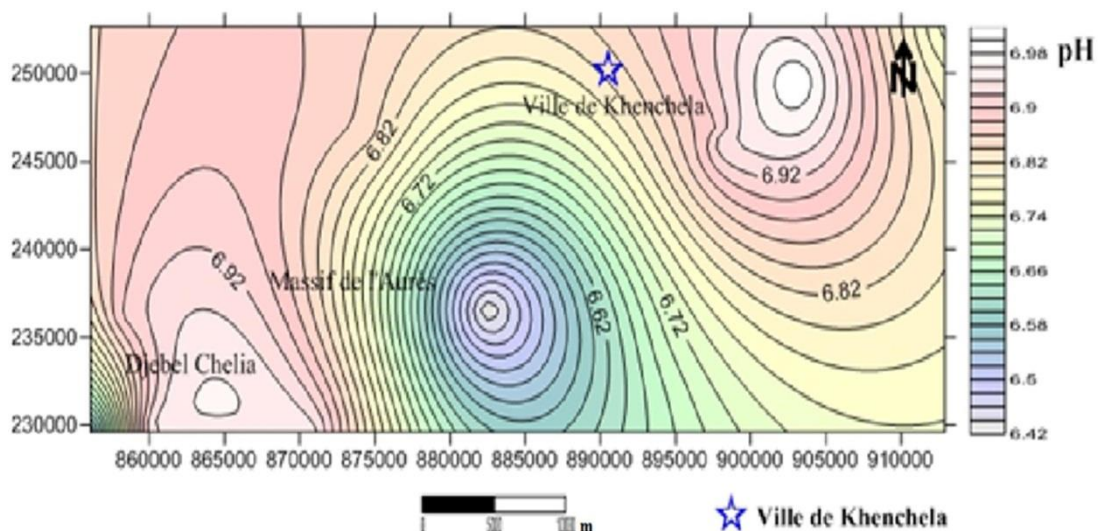


Figure 35: Distribution spatiale du pH des eaux du massif nord-est de l'Aurès Mai, 2014.

III.2.1.3. La conductivité électrique CE

La conductivité électrique est une mesure du contenu de l'eau en substance dissoute ions et électrolytes. Une variation de la conductivité électrique peut avoir une cause aussi bien anthropique (pollution de l'eau) que naturelle (dilution par les eaux météoriques, infiltration d'eau de surface peu minéralisée, etc. (valles, 2005).

Les valeurs mesurées de la conductivité électrique des sources d'eau dans le massif nord des Aurès indiquent une minéralisation élevée surtout celle des eaux thermales. Elles sont toutes globalement supérieures à 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, cela traduit la grande solubilité des sels à des grandes températures. Ces valeurs indiquent que les eaux thermales de la zone d'étude sont minéralisées et auraient traversé les terrains triasiques gypso-salifères et sont liées à la grande solubilité des sels (NaCl , $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}^+$, CaSO_4^- et Na_2SOH^-). L'amplitude de la conductivité électrique des eaux de sources froides est relativement faible entre 271 et 898 $\mu\text{S}/\text{cm}$, avec une moyenne de 584.5 $\mu\text{S}/\text{cm}$, les eaux donc sont faiblement minéralisées et les valeurs les plus élevées correspondent très probablement à des pollutions agricoles locales ou diffuses de la nappe.

L'histogramme de fréquence de conductivité présente une hétérogénéité des mesures et se traduit par la grande solubilité des sels minéraux à des grandes températures, par les facteurs de la pollution anthropique, que ce soit l'apport des engrais chimiques, ordures ménagères.

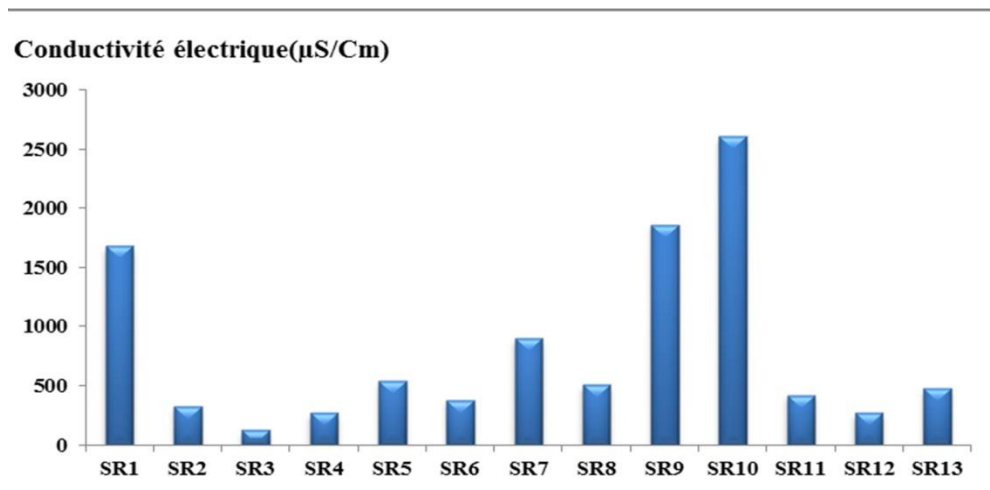


Figure 36: Représentation graphique comparative en histogramme des sources d'eau de la conductivité électrique (CE), Mai 2014

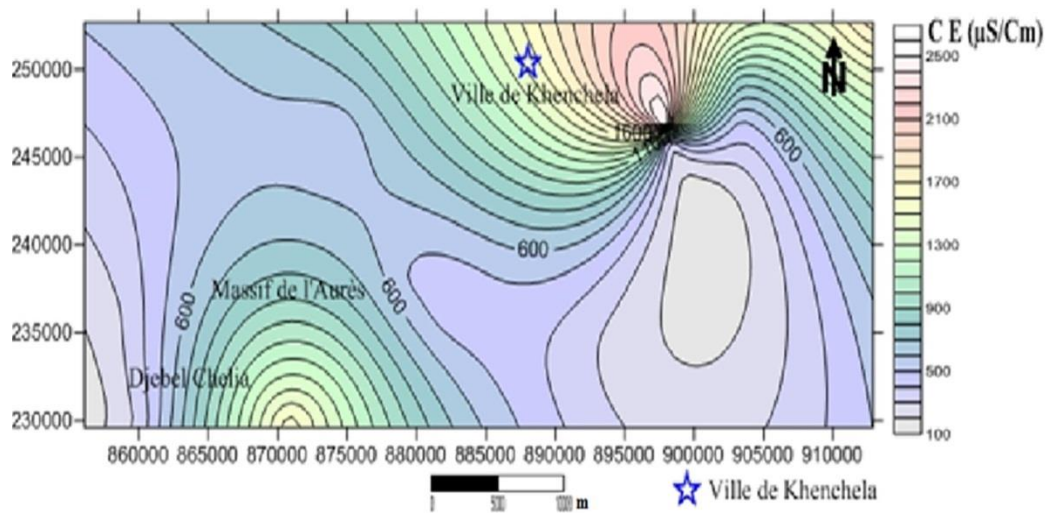


Figure 37: Distribution spatiale de la conductivité électrique (CE) des sources d'eau du massif nord-est de l'Aurès, Mai 2014

III.2.1.4. Le potentiel redox

De nombreux travaux mettent en évidence la différence de valeurs redox obtenue en fonction de la méthode de mesure : directe (emploi d'une électrode) ou bien calculée sur la base des teneurs en solutés d'un même couple redox, (Langmuir, 1997).

Le potentiel d'oxydo-réduction, ou potentiel redox, est une grandeur empirique exprimée en volt (de symbole V) ou en mV et notée E° (Mn^{+}/M) avec (M) un métal quelconque. Ce potentiel est exprimé par rapport à une référence, souvent mesurée par une électrode normale à hydrogène (ENH), d'où l'unité V/ENH rencontrée dans certains ouvrages. Cette mesure est appliquée aux couples d'oxydo-réduction pour prévoir la réactivité des espèces chimiques entre elles. Par convention, le potentiel standard E° est mesuré par rapport au couple proton/hydrogène (H^{+}/H_2), de potentiel nul. (Rodier, 2005).

Les valeurs du potentiel redox mesurées dans toutes les sources varient de 110 à 250 Mv, avec une moyenne de 180 Mv. Elles montrent que nous sommes en présence d'un milieu aéré et bien oxygéné.

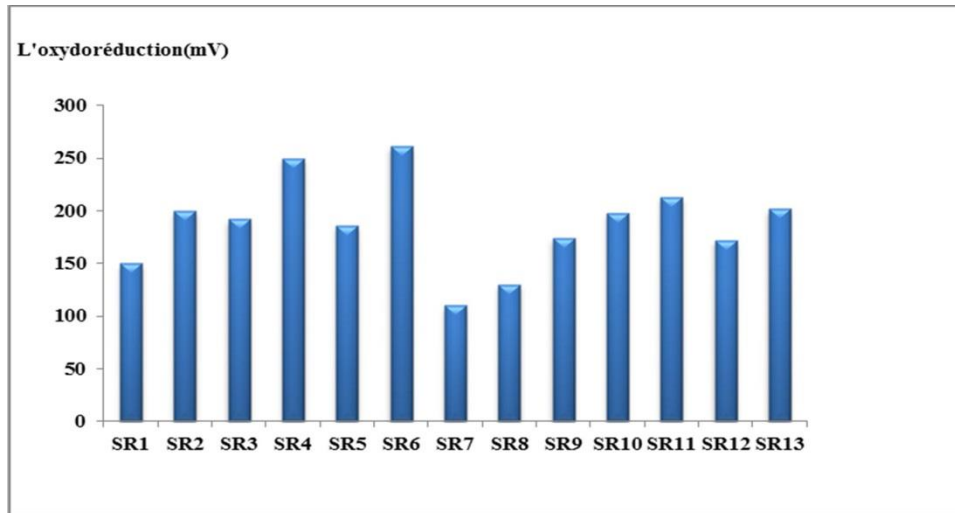


Figure 38: Représentation graphique comparative en histogramme des sources d'eau du potentiel redox, Mai 2014

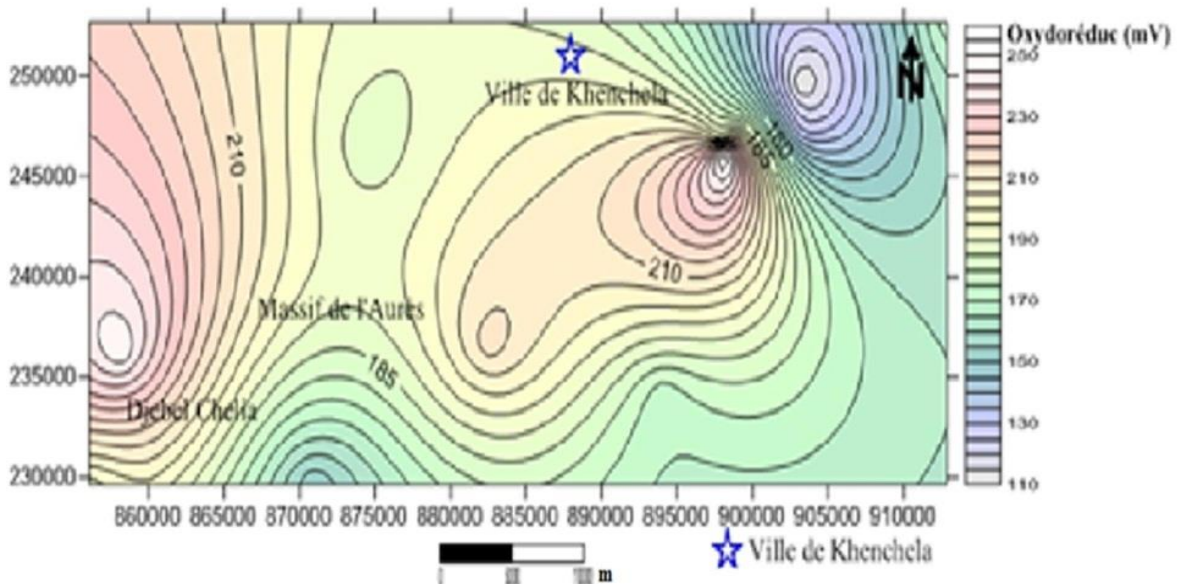


Figure 39: Distribution spatiale du potentiel redox des sources d'eau du massif nord-est de l'Aurès, Mai 2014.

III.2.1.5. La résistivité

Elle se traduit par la résistance d'une eau au passage du courant électrique, c'est l'inverse de la conductivité. Plus les eaux sont minéralisées plus leur résistivité est faible. Elle varie entre 1.90 et 4.53 Mv/Cm ; et une moyenne de 3.21 Mv/Cm.

Les eaux thermales sont très minéralisées grâce à la température très élevée dans les profondeurs de la terre et les réactions endogènes qui fournissent de la température. Leur résistivité est faible, par contre les eaux de sources froides et potables sont faiblement minéralisées par rapport aux sources thermales et sont plus résistives.

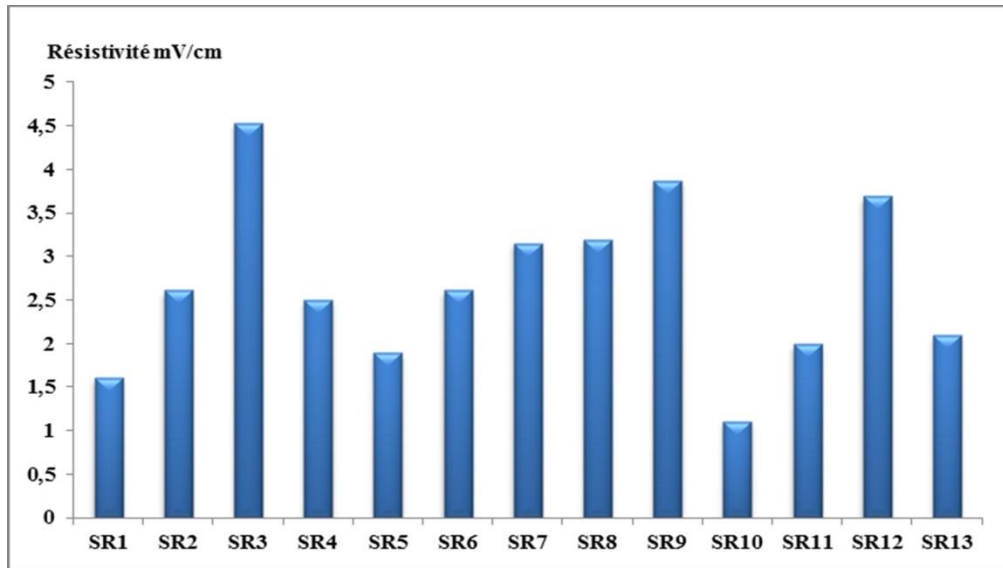


Figure 40: Représentation graphique comparative en histogramme de la résistivité des sources d'eau, Mai 2014

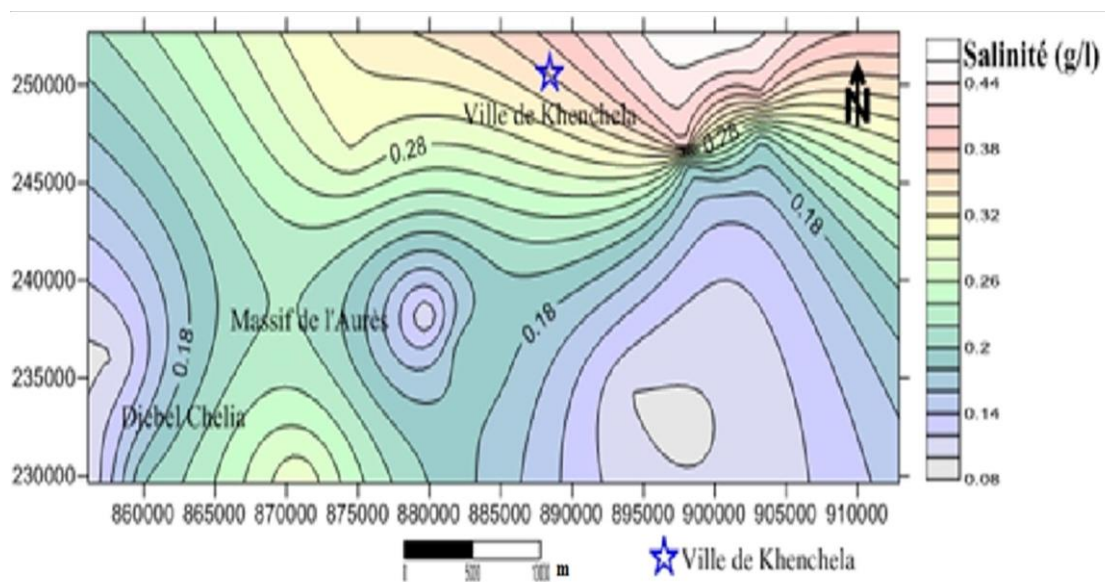


Figure 41: Distribution spatiale de la résistivité des sources d'eau du massif nord-est de l'Aurès, Mai 2014.

III.2.1.6. La minéralisation

C'est la quantité des sels minéraux dissouts dans l'eau, nous avons remarqué que toutes les eaux sont minéralisées, (118 et 819 mg /L), avec une moyenne de 468.5 mg /L et les eaux thermales sont les plus minéralisées à cause de leur température élevée, l'activité sismique, et les réactions endogènes à l'intérieur de la terre.

La minéralisation des eaux est déterminée surtout par la nature chimique et minéralogique des sédiments qu'elles traversent. (Rodier, 2005).

Les sources thermales sont les plus minéralisées. Elles sont en relation directe avec les sédiments gypso-salins du Trias si répandu en Algérie, ce cas est rencontré à titre d'exemple à Hammam El Salihine. Pour mieux comprendre le processus de minéralisation des eaux thermales, Il faut savoir représenter les éléments majeurs en fonction de chlorure. Ce dernier est un élément conservé, ne participe pas aux interactions eau-roche, caractérise l'origine de la salinité des eaux et constitue un traceur de mélange.

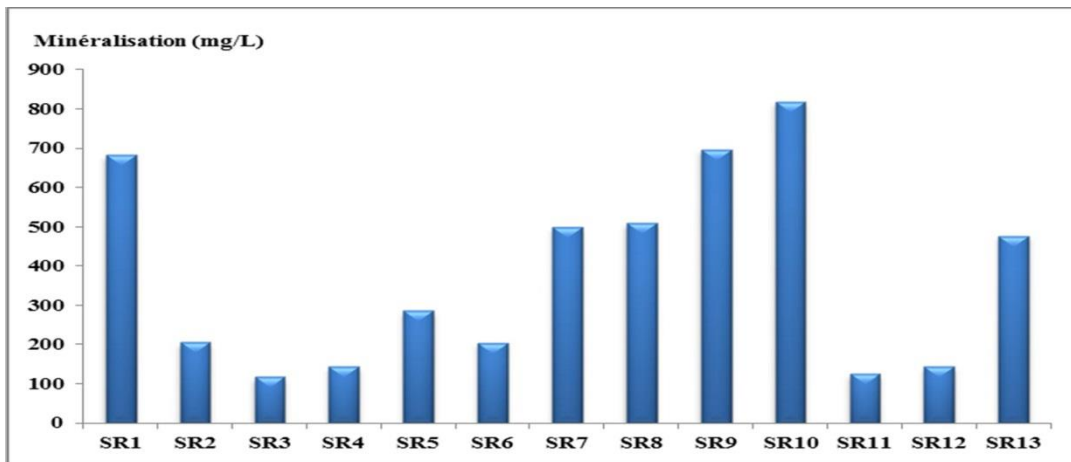


Figure 42: Représentation graphique comparative en histogramme de la minéralisation des sources d'eau, Mai 2014

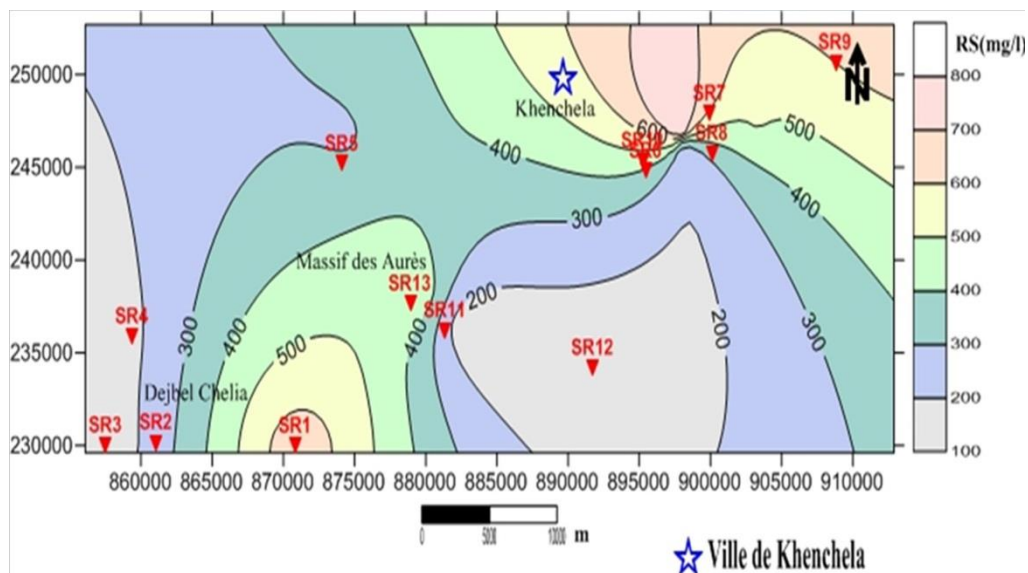


Figure 43: Distribution spatiale de la minéralisation totale des sources d'eau du massif nord-est de l'Aurès, Mai 2014.

III.2.1.7. La salinité

La salinité désigne la concentration des sels minéraux dissouts dans l'eau, pour les sources de l'eau potable elle est inférieure à 1g/l, la valeur guide de l'OMS. Nous avons trouvé qu'elle se varie de 0.1 à 0.4 g/l, donc une moyenne de 0.25 g/l.

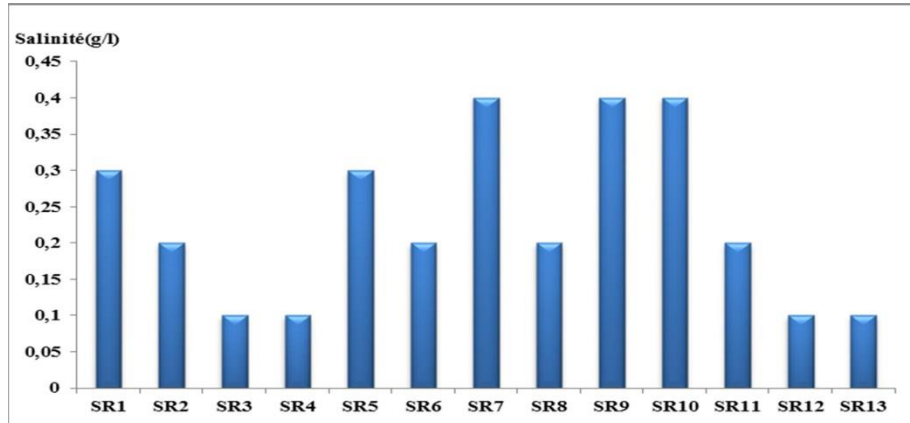


Figure 44: Représentation graphique comparative en histogramme de la salinité des sources d'eau, Mai 2014

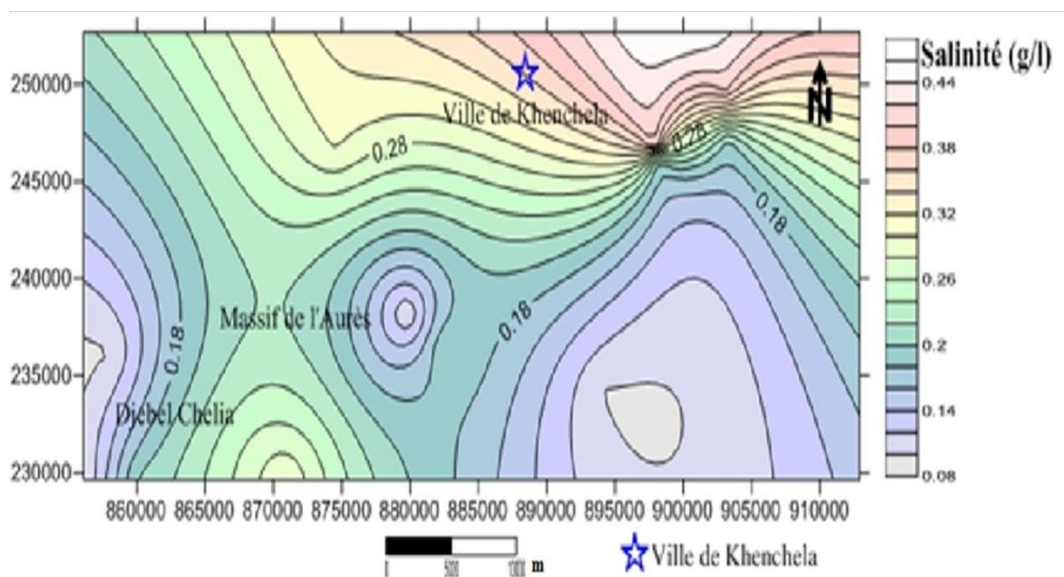


Figure 45: Distribution spatiale de la salinité des sources d'eau du massif nord-est de l'Aurès, Mai 2014.

III.2.2. Les éléments chimiques majeurs

Les éléments chimiques dits majeurs correspondent aux anions et cations qui constituent de façon prépondérante la minéralisation des eaux. Les résultats d'analyses chimiques en éléments majeurs effectuées sur les échantillons prélevés des 13 sources d'eau de la zone d'étude sont représentées par les histogrammes suivants :

Les données présentées ci-dessous se rapportent exclusivement aux sources. Elles permettent de mieux caractériser le faciès chimique de chaque source.

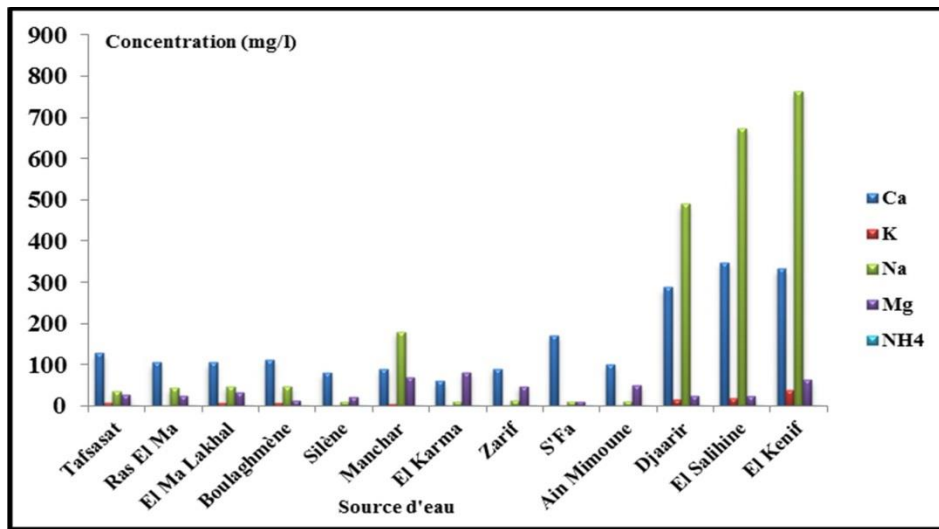


Figure 46 : Représentation graphique comparative en histogrammes des éléments majeurs cations (mg/l) des sources d'eau, Mais ; 2014.

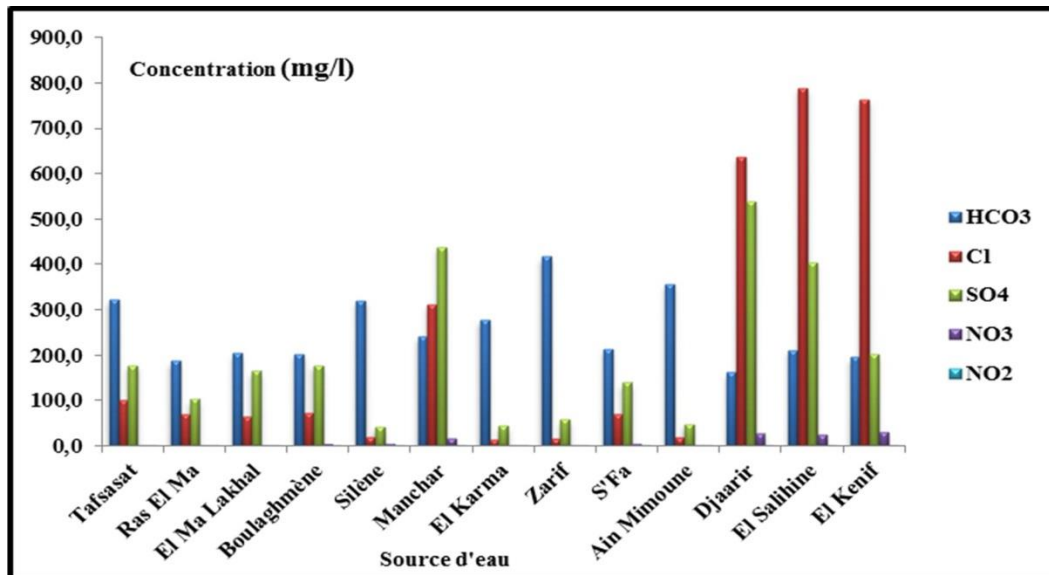


Figure 47: Représentation graphique comparative en histogramme des éléments majeurs anions (mg/l) des sources d'eau, Mais 2014

L'étude analytique des paramètres chimiques sur les échantillons prélevés de 13 sources d'eau de la zone d'étude, montre des valeurs différentes d'éléments dosés d'un point à un autre, nous avons remarqué que : l'anion HCO_3^- est prédominant sur les ions SO_4^{2-} et Cl^- et les cations Ca^{+2} sont prédominant sur les ions K^+ , Mg^{+2} et Na^+ .

III.2.2.1. Les cations

Calcium Ca⁺²

Le calcium est un métal alcalin terreux extrêmement répandu dans la nature et en particulier dans les roches calcaires sous forme de carbonates. Composant majeur de la dureté de l'eau. Le calcium est généralement l'élément dominant des eaux potables. Sa teneur varie essentiellement suivant la nature des terrains traversés. Il existe surtout à l'état d'hydrogencarbonates et en quantité moindre, sous forme de sulfates, chlorures, etc.

La présence des ions Ca⁺² dans l'eau est liée principalement à deux origines naturelles :

Soit la dissolution des formations carbonatées : $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{Ca}^{+2} + \text{CO}_3^{-2}$.

Soit la dissolution des formations gypseuses : $\text{CaSO}_4 + 2(\text{H}_2\text{O}) \rightarrow \text{Ca}^{+2} + \text{SO}_4^{+2} + 2(\text{H}_2\text{O})$;

Une teneur faible en calcium fait penser à un échange de base contre le sodium ou à l'absence de minéraux riches en calcium faiblement altérables. Par contre une teneur élevée en calcium provient de la mise en solution du gypse ou de l'anhydrite. (Rodier, 2005)

Dans cette analyse, les valeurs trouvées se varient de 60.19 à 349.34 mg/l, et une moyenne de 204.765 mg/l.

Le magnésium Mg⁺²

Ses origines sont comparables à celle du calcium, car il provient de la dissolution des formations carbonatées à fortes teneurs en magnésium, magnésite :

$\text{MgCO}_3 \rightarrow \text{Mg}^{+2} + \text{CO}_3^{-2}$

Quand la dolomie est attaquée, il n'y a pas de solubilité sélective, il y a autant de calcium que de magnésium. Si toutefois la quantité du calcium dépasse celle du magnésium, l'eau aurait obtenu sa minéralisation du calcaire. Par contre une teneur élevée en magnésium peut faire penser à une contamination d'eau de mer ou du lessivage des minéraux magnésiens. (Houha, 2007).

Les valeurs mesurées se varient de 11.42 à 114.9 mg/l, moyenne de 63.16 mg/l.

On pense ici que les apports en magnésium proviennent de la dissolution des formations évaporitiques, ces concentrations indiquent que ces eaux sont influencées par la dissolution des formations carbonatées et les formations gypseuses. (Houha, 2007).

Le sodium Na⁺

L'origine de cet élément est liée principalement à la dissolution des formations salifères et à l'effet de la salinité marine. La plus importante source de sodium se trouve dans les évaporites.

L'existence d'inclusion évaporitiques sous forme de roches salines riches en NaCl et CaSO₄ et Na₂SO₄ (Halite, gypse peut être aussi à l'origine de cet élément.) (Rodier, 2005)

Nous avons trouvé que la valeur min de Na est de 10.8 et la valeur max est de 764.7 mg/l, donc une amplitude importante, et une moyenne de 387.75 mg/l.

Ces concentrations témoignent d'un apport salifère à partir des formations évaporitiques liées aux Sebkhass qui se trouvent près de la région de Khenchela, d'ailleurs ces points présentent les valeurs les plus élevées à l'est de l'Aurès.

Le potassium K⁺

Le potassium provient de l'altération des formations silicatées, des argiles potassiques. (Rodier, 2005). En général le potassium dépasse rarement les 10 ou 20 mg/l dans les eaux thermales et c'est le cas de Hammam El Kenif où la valeur mesurée est de 39.7 mg/l.

La valeur min est de 2.3 mg/l, et la moyenne est de 21 mg/l.

III.3.2.2. Les anions

Le chlorure Cl⁻

L'origine de cet élément est comme pour le cas du sodium, liée principalement à la dissolution des formations salifères. Les évaporites constituent la source principale de cet élément. L'effet de la salinité marine, les bassins endoréiques (Chotts, Sebkhass), les eaux fossiles ou cannées, le salage des routes et l'adoucissement des eaux par les résines peuvent aussi être à l'origine de cet élément. Généralement les eaux riches en Chlore sont riches en sodium parfois le calcium remplace le sodium.

Les teneurs de Cl⁻ présentent des valeurs importantes par rapport à celle du sodium, à cause des caractéristiques spéciales de cet élément qui ne rentre pas dans les phénomènes de précipitation chimique, ne s'adsorbe pas par les formations géologiques et qui est très mobile. (Rodier, 2005).

Dans cette analyse, il se présente par une grande amplitude de 14.98 à 789.3 mg/l, moyenne de 402.14 mg/l.

Ces concentrations indiquent l'existence d'apports salifères à partir des formations évaporitiques liées à la Sebkhass se trouvent près de ces régions.

Les sulfates SO₄⁻²

La présence des ions sulfatés dans l'eau est liée à la dissolution des formations gypseuses (gypse, anhydrite) et à la dégradation de la matière organique dans le sol. De nombreuses activités humaines peuvent générer des apports de sulfates dans l'eau souterraine : application d'engrais sulfatés, précipitations chargées en dioxyde de soufre, eaux usées industrielles, eaux de percolation de décharges de déchets, gravats (déchet inerte), etc.

(Vieville, 1983) ainsi qu'à l'apport anthropique (origine agricole). En conditions réductrices, des bactéries spécifiques peuvent transformer les sulfates dissous dans l'eau souterraine, en hydrogène sulfuré gazeux (H_2S).

Les valeurs du SO_4 sont comprises entre 43.16 et 438.77 mg/l, avec une moyenne de 240.965 mg/l. Donc la présence des sulfates est beaucoup plus liée aux formations gypseuses.

La figure 50 présente la variation spatiale de la concentration des Sulfates.

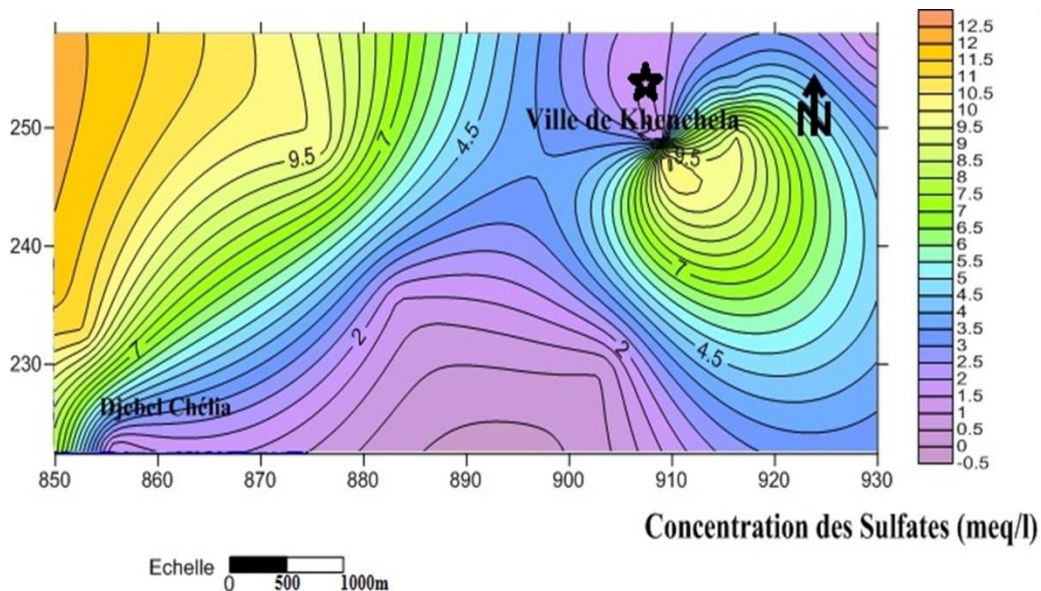


Figure 48: Distribution spatiale de la concentration des sulfates dans le massif nord de l'Aurès, (Mai, 2014)

Les bicarbonates HCO_3^- .

Les bicarbonates résultent de la dissolution des roches calcaires ou d'émanation du magma profond, l'apport atmosphérique de cet élément est négligeable.

Elles sont présentes en abondance et Les valeurs des HCO_3^- sont comprises entre 161.3 et 416.9 mg/l, et une moyenne de 289.1 mg/l.

Les nitrates NO_3^- .

Les nitrates, représentent la forme la plus oxygénée de l'azote, c'est une forme très soluble. L'apport atmosphérique en nitrates est faible, la teneur naturelle des eaux thermales en cet élément est également faible; elle dépend des types de sols, de la végétation qui les recouvrent ainsi que du taux d'oxygénation dans la zone noyée. On peut dire aussi que l'origine des nitrates dans les eaux thermales est essentiellement externe (apports anthropiques). Les nitrates sont utilisés comme indice de pollution.

Les valeurs du NO_3^- sont comprises entre 1.06 et 31.46 mg/l, et une moyenne de 16.26 mg/l.

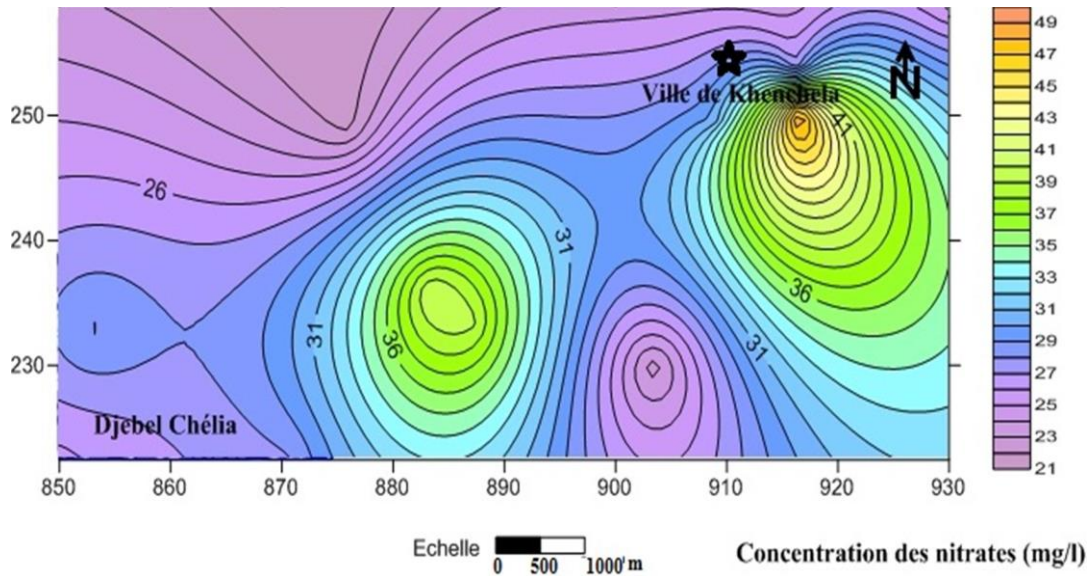


Figure 49: Distribution spatiale de la concentration des nitrates dans le massif nord de l'Aurès (Mai ; 2014)

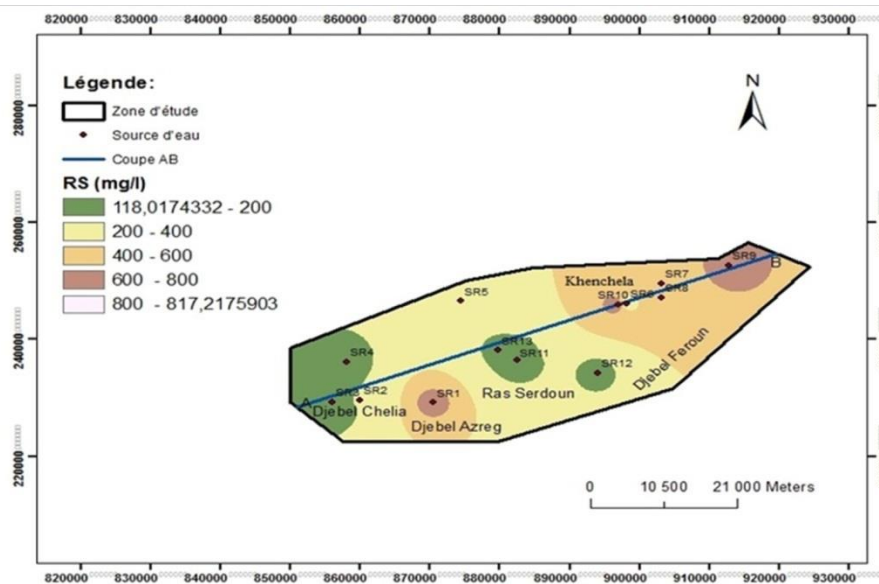


Figure 50: Répartition spatiale de la minéralisation totale des eaux des sources dans le massif nord de l'Aurès (Mai, 2014)

La figure 50 montre l'évolution spatiale de la minéralisation. Les plus faibles valeurs du résidu sec caractérisent les eaux des gisements froids, et semblent être en relation avec une infiltration rapide des eaux pluviales au niveau des formations calcaires, sulfatées et bicarbonatées, et aussi à la faible température. Les plus grandes valeurs du résidu sec caractérisent les eaux des gisements chauds (Hammam El Salihine SR10, Hammam El Kenif SR9, et Hammam Djaarir SR1). L'augmentation de la température des eaux implique une dissolution des sels minéraux, dépassent 800mg/l, est en parfait accord avec la température de la profondeur de la terre.

III.3.3. Faciès chimique des eaux

Le diagramme de Piper présente les minéraux (Anions et Cations) les plus abondants dans l'eau. Donc il renseigne sur la tendance minéralogique. Le diagramme de Piper est composé de deux triangles équilatéraux à la base (un pour les anions et l'autre est destiné aux cations), avec un losange au milieu. Les côtés des triangles sont divisés en 100 parties égales. Chaque élément est représenté sur le triangle par rapport à ses paires de même nature. La projection des points sur le losange par deux droites menées depuis les triangles correspond au faciès chimique. Cette représentation graphique est utilisée pour déterminer le faciès chimique des eaux et suivre ses variations dans l'espace et dans le temps. Il permet également de voir l'évolution d'une eau, passant d'un faciès à un autre, grâce à des analyses espacées dans le temps ou des analyses d'échantillons pris à des endroits différents. Le diagramme de Piper est très utile pour représenter toutes autres sortes de groupes d'analyses. Le faciès chimique des eaux a été déterminé classiquement à l'aide du diagramme de Piper, en ayant recours au logiciel Diagramme du Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon (Simler, 2007).

Les données des ions majeurs, reportées sur le diagramme de Piper ont permis de mettre en évidence l'évolution du faciès chimique des eaux, ainsi les eaux superficielles froides situées à haute altitude présentent un faciès bicarbonaté calcique, une fois chauffées en profondeur au piedmont des montagnes, ces eaux évoluent vers un faciès sulfaté calcique à chloruré sodique. Les eaux évoluent d'un faciès à l'autre, en passant d'eaux bicarbonatées calciques vers des eaux chlorurées sodiques avec un faciès mixte intermédiaire de type chloruré et sulfaté calcique.

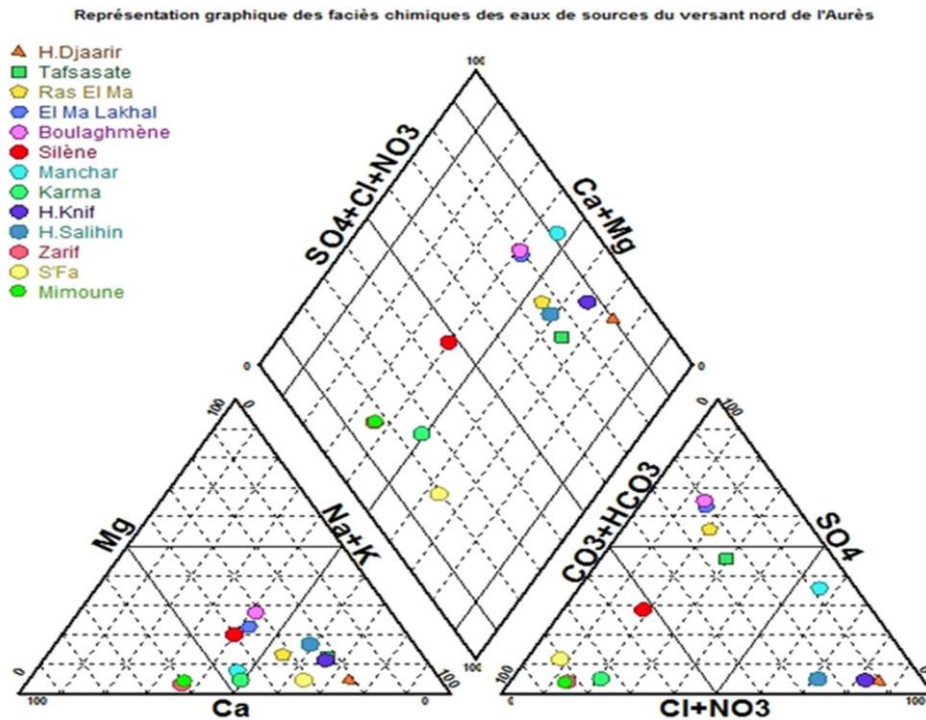


Figure 51 : Facies chimiques des eaux des sources du versant nord de l'Aurès, (Mai -2014).

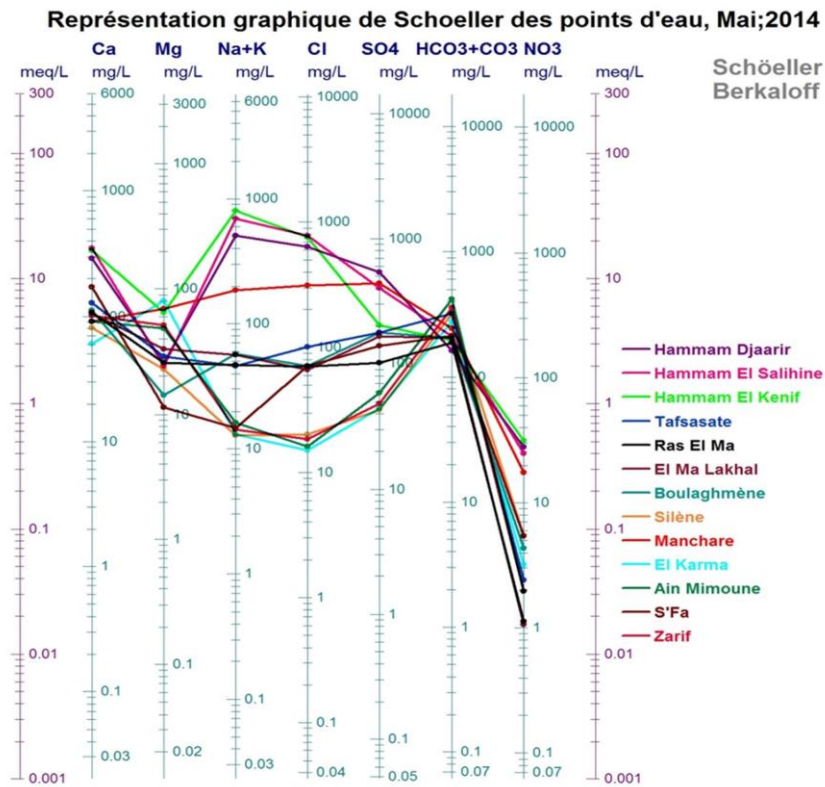


Figure 52: Représentation graphique de Scholler Berkalouff des sources d'eau du massif nord des Aurès (Mars-2014. Algérie)

Sur la représentation du Scholler (Fig. 54), on remarque que les droites s'entrecroisent entre elles, ce qui traduit que les eaux sont d'origine différente ; même s'il existe des eaux qui ont le même faciès chimique.

III.4. Etude des processus hydrogéochimiques

III.4.1. Relations binaires

III.4.1.1. Relations des éléments majeurs en fonction de chlorure

Pour mieux comprendre le processus de minéralisation des eaux de sources, nous avons étudié les relations des éléments majeurs avec l'ion Chlorure, est un élément utile pour l'identification de l'origine de la minéralisation des eaux. (Fig. 55).

Les diagrammes Ca^{2+} vs. Cl^- (Fig.a 55) et Mg^{2+} vs. Cl^- (Fig.b 55) illustrent bien ceci en montrant que les points sont souvent en dessous de la droite de mélange (eau douce-eau salée.)

L'enrichissement en Cl^- observé peut être approché à des activités anthropogéniques.

Le diagramme Na^+ vs Cl^- montre que tous les points se trouvent en dessous de la droite de mélange. Etant donné que la teneur en Na^+ devrait équilibrer la teneur en Cl^- .

Le déficit en Na^+ est expliqué par le phénomène d'échange de base ionique entre l'eau et l'aquifère et se traduisant par une adsorption de Na^+ et une libération de Ca^{2+} . (Fig.c 55).

Ces eaux sont contrôlées surtout par des réactions d'échange cationique entre l'eau et les argiles rouges du Pontien se traduisant par une fixation du sodium et libération du calcium (Houha, 2007), (A. el Achheb., 2003).

Le rapport SO_4^{2-} vs Cl^- (fig.d 55) montre que la majorité des points d'eau se placent au-dessous de la droite de mélange et que le rapport SO_4/Cl est en faveur des sulfates. On peut suggérer que cette augmentation du rapport est due au lessivage des couches évaporitiques de l'assise géologique, sans oublier la pollution par retour des eaux d'irrigation chargées en aux quantités d'eau qui s'échappent de l'oued Baghai pollué pour alimenter la nappe.

Le diagramme Cl^- vs K^+ indique que la majorité des points se trouve au-dessus de la droite de mélange traduisant un enrichissement par dissolution des évaporites.

Le rapport HCO_3^- vs. Cl^- (fig.f 55) présente une distribution hétérogène des bicarbonates due à la variation du pH et aux échanges gazeux avec l'atmosphère. L'excès en bicarbonates est témoigné par la dissolution des formations bicarbonatées. La relation entre le Chlorure et la minéralisation montre que le chlorure est un facteur important dans la salinité des eaux, il contribue à la minéralisation des eaux.

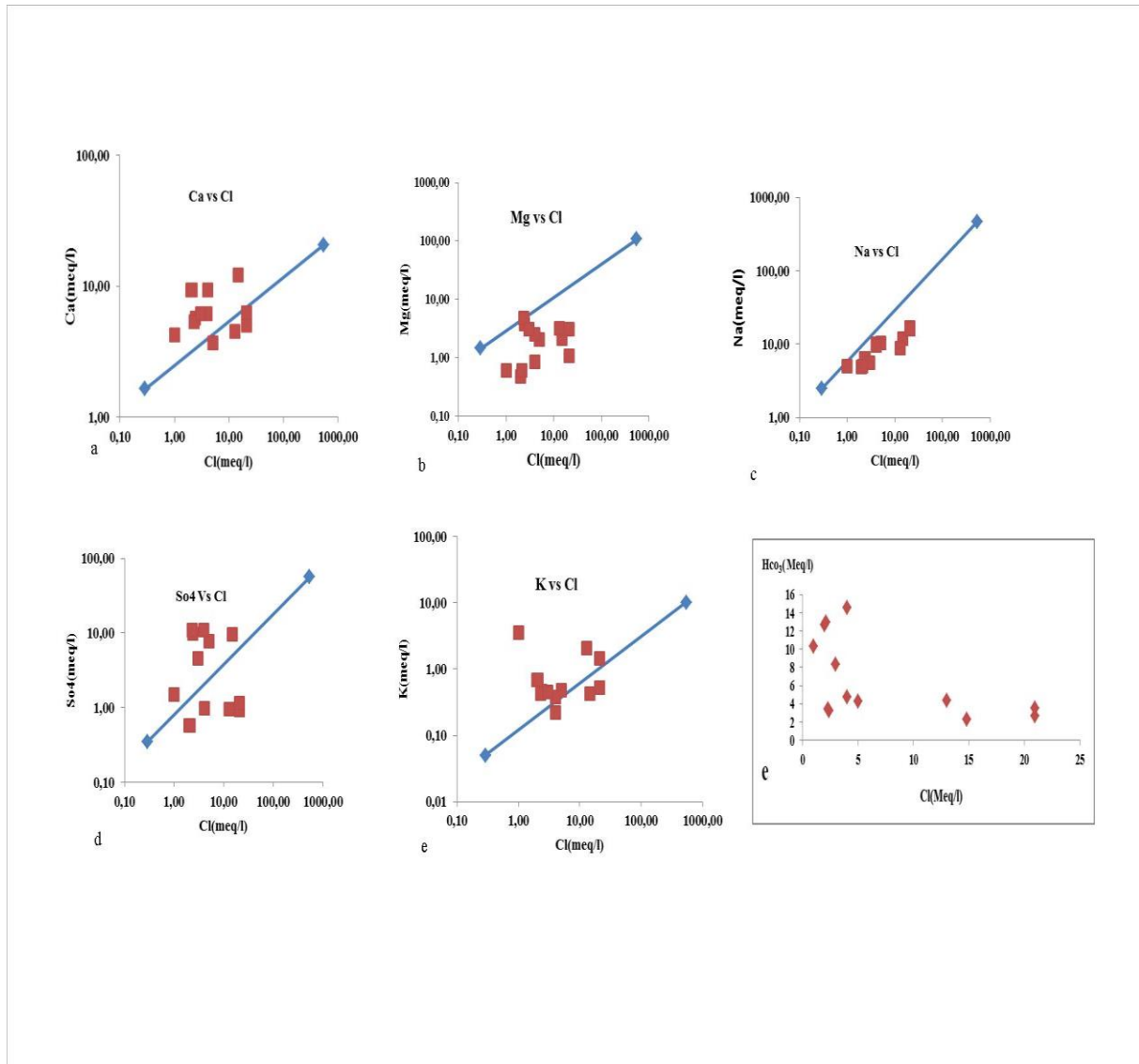


Figure 53: Variation de la concentration des éléments majeurs en fonction du Chlorure des eaux des sources du massif nord des Aurès. Mai 2014.

III.4.1.2. Relation des éléments majeurs en fonction de la minéralisation

Afin d'appréhender les éléments chimiques majeurs qui contribuent à la salinité des eaux, des corrélations établies entre la concentration de chaque élément majeur et la minéralisation totale la figure 56 montrent que la minéralisation est essentiellement liée aux concentrations en chlorure, sodium. Toutefois, les teneurs en magnésium, Sulfates participent significativement à l'augmentation de la charge saline, alors que les bicarbonates et le Calcium ont un rôle secondaire dans l'acquisition de la minéralisation des eaux de la zone d'étude. Cela plaide en faveur d'une dissolution de l'halite et du gypse et de l'anhydrite, les alcalins participent à l'acquisition de la charge saline des eaux plus significativement que les alcalinoterreux. L'effet de la dissolution est d'ailleurs observé dans la relation entre les ions

SO₄ et Ca où l'excès en Ca⁺ est en relation avec l'échange de base avec les minéraux argileux présents en abondance dans cet aquifère.

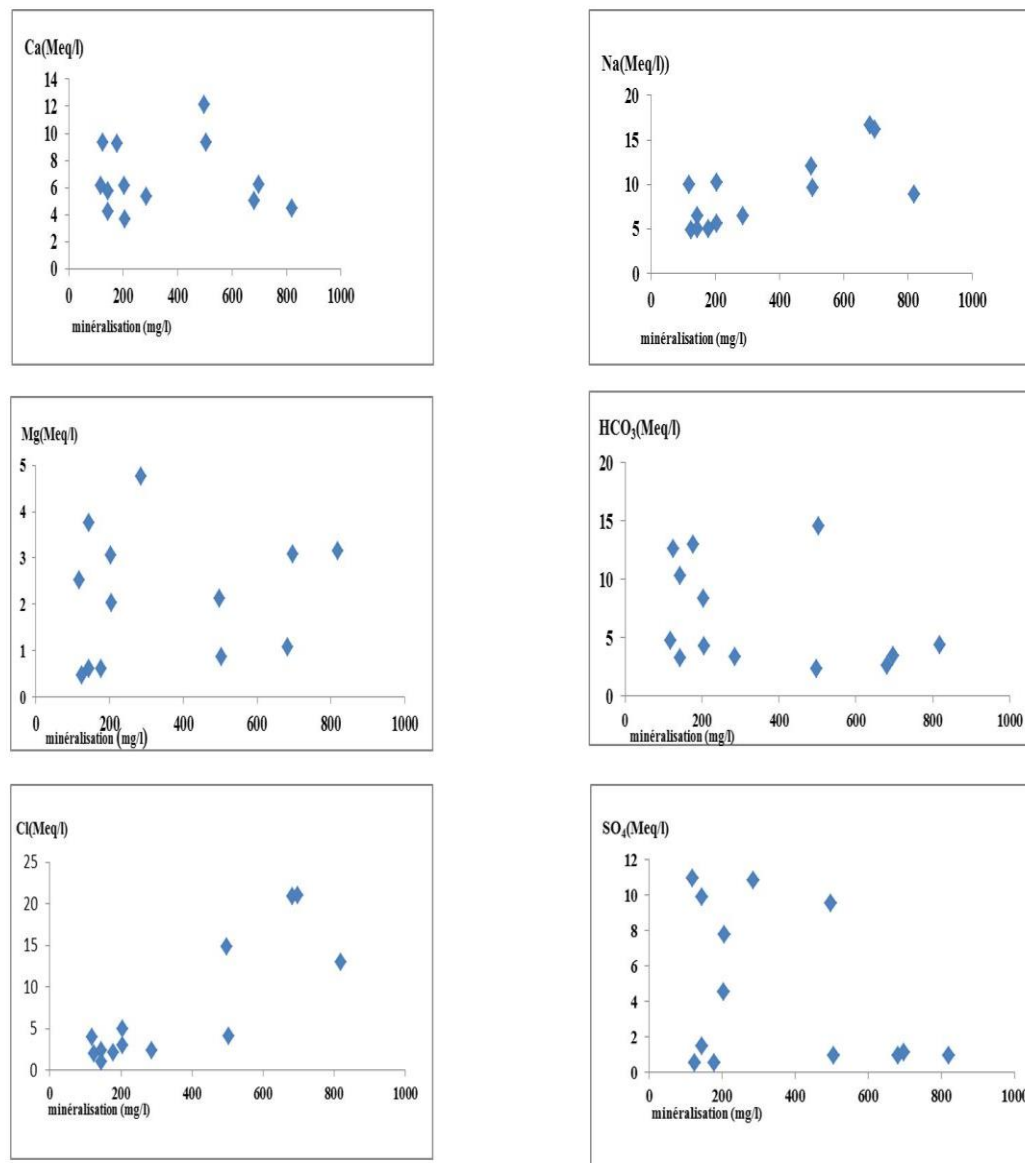
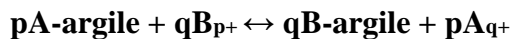


Figure 54: Variation de la concentration des éléments majeurs en fonction de la minéralisation totale (RS) des eaux de sources du massif nord de l'Aurès. Mai, 2014.

III.4.2. Mise en évidence des échanges de base

La transition d'un faciès chimique à un autre ne peut être expliquée par la chimie des eaux. Ainsi, il faut tenir compte de la participation importante des eaux piégées dans les dépôts sédimentaires, certainement la fraction argileuse, pour expliquer l'évolution des faciès chimiques (Abid, 2010). Il s'agit des réactions de substitutions cationiques, citées précédemment, qui se produisent suite au contact des minéraux argileux présents à l'intérieur des formations réservoirs. Ces réactions sont étroitement liées à la charge électrique existant entre les feuillets des minéraux argileux et l'état de saturation de la solution. Dans la zone d'étude, les échanges de base s'effectuent essentiellement avec les minéraux argileux riches en Ca^{2+} et Mg^{2+} (fig.55). Il s'agit de la smectite, l'illite et la kaolinite. Les deux premiers minéraux sont des minéraux à fort échange cationique (Dever, 1985). Les échanges d'ions se produisent selon l'équation du bilan de masse suivante :



Avec $\mathbf{pA}_{\mathbf{q}^+}$ et $\mathbf{qB}_{\mathbf{p}^+}$ sont les cations échangés. L'ion Ca^{2+} est le plus abondant sur les faces chargées des argiles, par rapport aux autres cations échangeables. La smectite identifiée serait, par conséquent, principalement saturée par du Ca^{2+} , ce qui devrait assurer une bonne stabilité de son état hydraté (Chamayou et Legros, 1989). Ces échanges de base, qui caractérisent certains niveaux aquifères, sont mises en évidence par la relation entre $[(\text{Ca}+\text{Mg})-(\text{HCO}_3^-+\text{SO}_4^-)] / (\text{Na}+\text{K}-\text{Cl})$ (Garcia et al. 2001 in Dassi, 2004) représentée dans la figure 55. Ces échanges se traduisent par la relation de pente -1 tracée par la position des échantillons. Dans le cas d'absence de ces réactions, tous les points représentatifs des échantillons doivent se placer près du point d'origine (McLean et al. 2000).

L'intérêt de cette relation est qu'elle met l'accent, uniquement, sur les réactions pouvant exister entre les minéraux argileux et la solution. L'opération de soustraction réalisée dans les deux paramètres ($D : [(\text{Ca}+\text{Mg})-(\text{HCO}_3+\text{SO}_4)]$ et $D' : (\text{Na}+\text{K}-\text{Cl})$) permet de se débarrasser des ions issus éventuellement d'autres réactions de dissolution des minéraux carbonatés et évaporitiques (in Dassi, 2004).

En cas d'absence de ces réactions d'échanges de bases, tous les points représentatifs des échantillons doivent se placer près du point d'origine (Abid et al. Mc Lean et al. 2000).

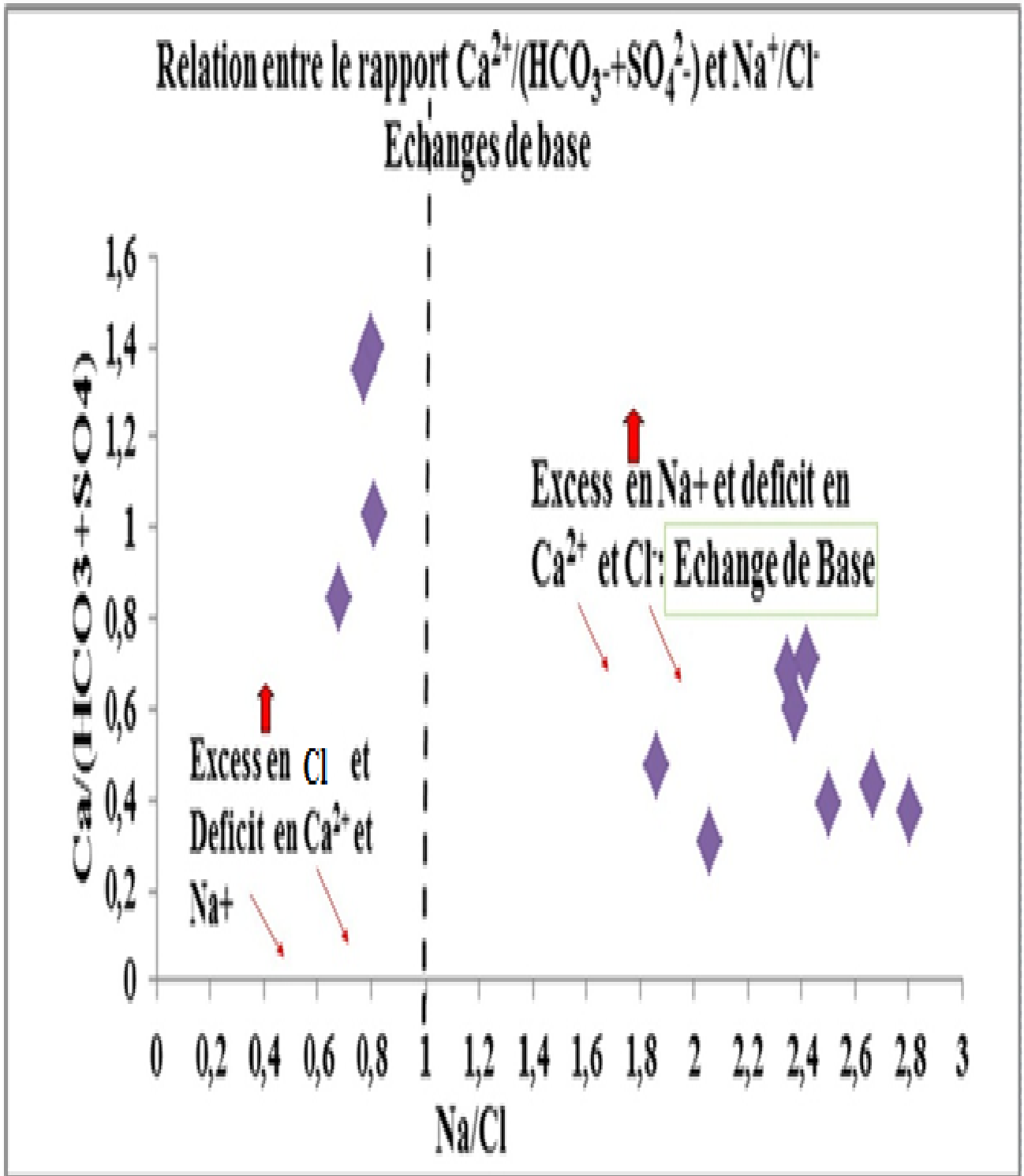


Figure 55 : Relation entre le rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ et le rapport Na^+/Cl^- des eaux de sources du massif des Aurès.

III.4.3. Indices de saturation des eaux

Les eaux souterraines sont le siège de réactions multiples et contiennent diverses espèces ioniques qui peuvent, d'une manière ou d'une autre, influencer le pH.

En géochimie, il est souvent utile de déterminer le degré de solubilité d'un minéral dans l'eau. Pour cela, on calcule l'indice de saturation (I_s de cette eau vis-à-vis du minéral considéré par la formule suivante : $I_s = \text{Log} (\text{PAI}/K)$).

PAI : le produit d'activité ionique ;

K : la constante d'équilibre relative à la dissolution du minéral ;

Quand $I_s = 0$, l'eau est alors en équilibre avec le minéral. En revanche, l'eau est sous-saturée ou sursaturée vis-à-vis du minéral dans le cas où I_s serait respectivement inférieur ou supérieur à zéro. Toutefois, dans la pratique, il faut tenir compte des erreurs de précision dans la mesure de teneurs en éléments majeurs. Par conséquent, certains auteurs considèrent que l'état d'équilibre est obtenu dans un domaine de saturation plus large tel que $-1 < I_s < 1$ (in Daoud, 1995). L'étude de l'état d'équilibre des phases minérales par rapport à l'eau est indispensable pour préciser le sens d'évolution des réactions citées ci-dessus. Ainsi, l'hypothèse d'un gain de magnésium par dissolution de dolomite (ou de calcite magnésienne) nécessite que l'eau soit sous-saturée ou proche de la saturation vis-à-vis de ces minéraux.

Le calcul des indices de saturation (I_s) a été effectué, avec le logiciel PHREEQC (USGS), à partir des analyses de la campagne de mai-2014.

Les indices de saturation de la calcite des eaux (fig. a 58) vis-à-vis les minéraux concernés montrent un état de sous saturation pour la plupart des échantillons, illustre les étroites corrélations entre les indices de saturation de la calcite et les ions concernés, cette corrélation confirme la dissolution des minéraux carbonatés.

Les indices de saturation de la dolomite de la plus part des échantillons sont négatifs, (fig. b 58) ce qui confirme aussi l'hypothèse de la dissolution de ces minéraux dans les eaux, avec une précipitation de la dolomite.

La dissolution du gypse (fig. c 58) est confirmée à travers la relation inversement proportionnelle entre l'indice de saturation des eaux vis-à-vis de ce minéral et la somme des ions issus de l'éventuelle dissolution.

On remarque une étroite corrélation entre les indices de saturation de l'Halite et les ions $\text{Ca}+\text{Cl}$ (fig. d 58) c'est un état de sous saturation, ce qui confirme l'hypothèse de la dissolution des évaporites.

D'autre part, le lessivage des sels par les événements pluvieux et le retour des eaux d'irrigation favorisent l'accumulation des sels dans les sols et contribuent à l'acquisition de la minéralisation et à l'augmentation de la charge saline des eaux de cette nappe.

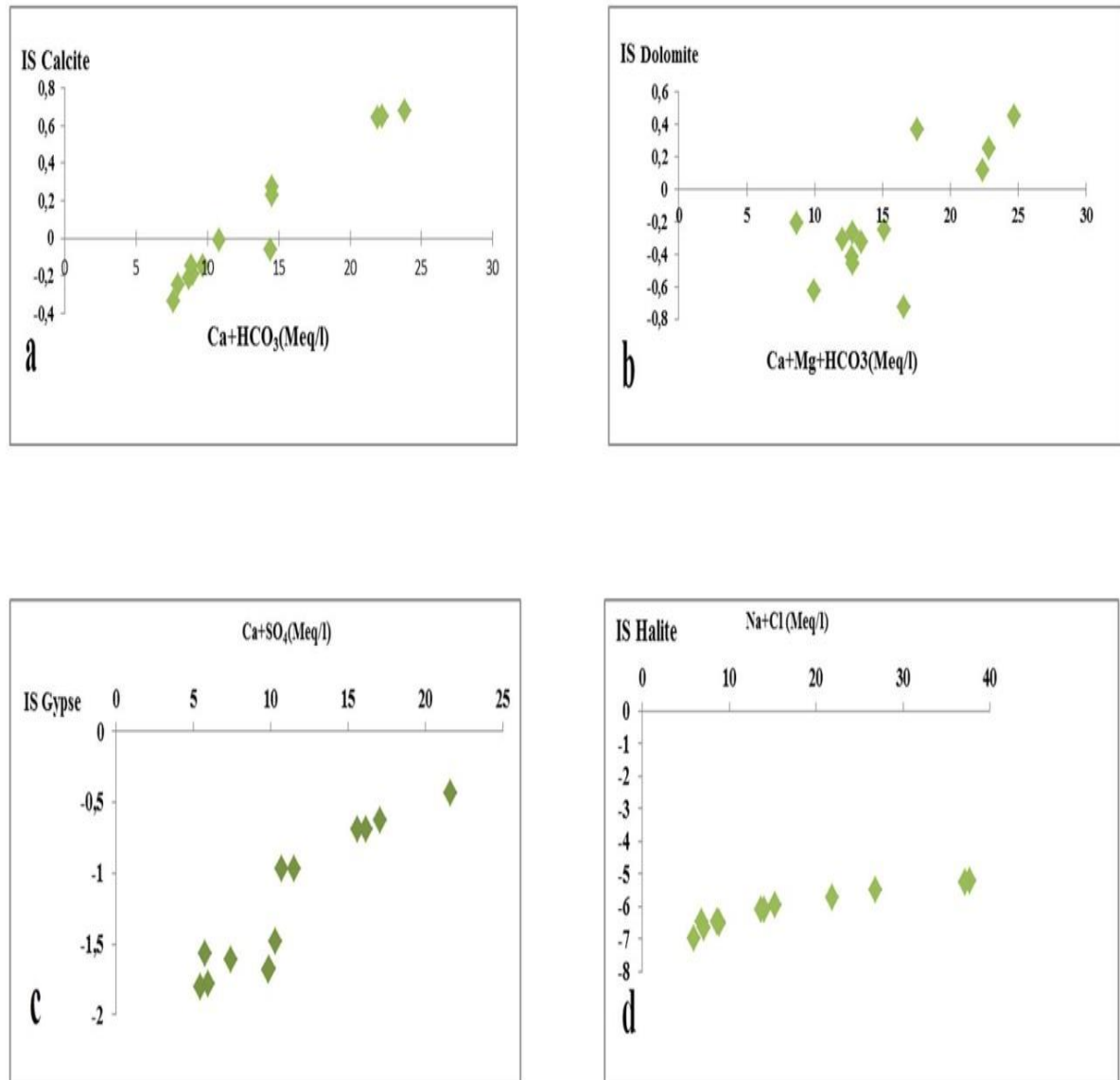


Figure 56: Corrélation des indices de saturation des eaux; la calcite, la dolomite, le gypse et la halite Vis à vis les ions Ca⁺ + HCO₃⁻, Ca⁺⁺ Mg⁺ + HCO₃⁻, Ca⁺ + SO₄, Na⁺ + Cl respectivement.

III.4.4. Le rapport caractéristique Sr^{2+} / Ca^{2+} et la relation $Br^- Cl^-$

Les rapports des concentrations molaires Sr^{2+}/Ca^{2+} supérieurs à 1 ‰. Ils sont caractéristiques des eaux ayant dissous des évaporites (Meybeck, 1984, Hsissou et al. 1996). Le calcul du rapport Sr^{2+}/Ca^{2+} a révélé que la majorité des points d'eau possèdent des valeurs supérieures à 1‰ (Fig.59) ; ce qui traduit l'influence des formations gypsifères sur la présence du strontium. Cette affirmation est en pleine conformité avec les types de faciès rencontrés, où les sources dont le faciès est chloruré ou sulfaté occupent les sources en question. C'est des eaux salées appartenant à des zones montrant des affleurements triasiques où enrichie en inclusions évaporitiques. Donc l'origine de cet élément est évaporitique du Crétacé et du Trias.

Le diagramme le Brome en fonction de Chlorure (Fig.61) montre une faible corrélation entre les Chlorures et le Brome ($R = 0.35$), ce qui indique un mode d'acquisition divers. Les eaux qui présentent un rapport Br^-/Cl^- faibles, inférieur à 1‰, sont celles qui présentent des teneurs riches en chlorures et faibles en bromure. Ces deux ions proviennent des évaporites du Trias. Les eaux souterraines montrent des teneurs élevées en Chlorure, en Silice ce qui suggère un temps de contact élevée, une circulation lente et une grande profondeur du gisement hydrothermal ce qui donne une salinité relativement élevée aux eaux thermales par rapport aux reste des eaux. Cette différence est due probablement au à la profondeur du gisement hydrothermal (1880 m) qui repose sur un substratum argileux du Barrémo-Aptien.

La relation Ca- Sr a montré un coefficient de corrélation négatif (- 0 ; 09). Le Sr existe en petite quantité dans les eaux échantillonnées, son origine est évaporitique.

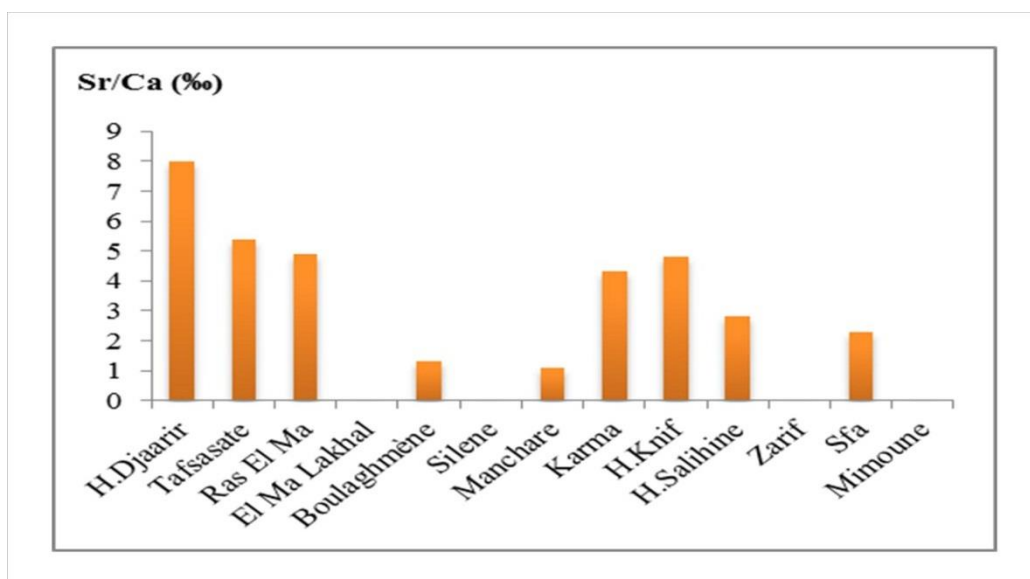


Figure 57: Rapport molaire Sr^{2+} / Ca^{2+} (‰) des eaux de sources du massif nord des Aurès, Mai-2014.

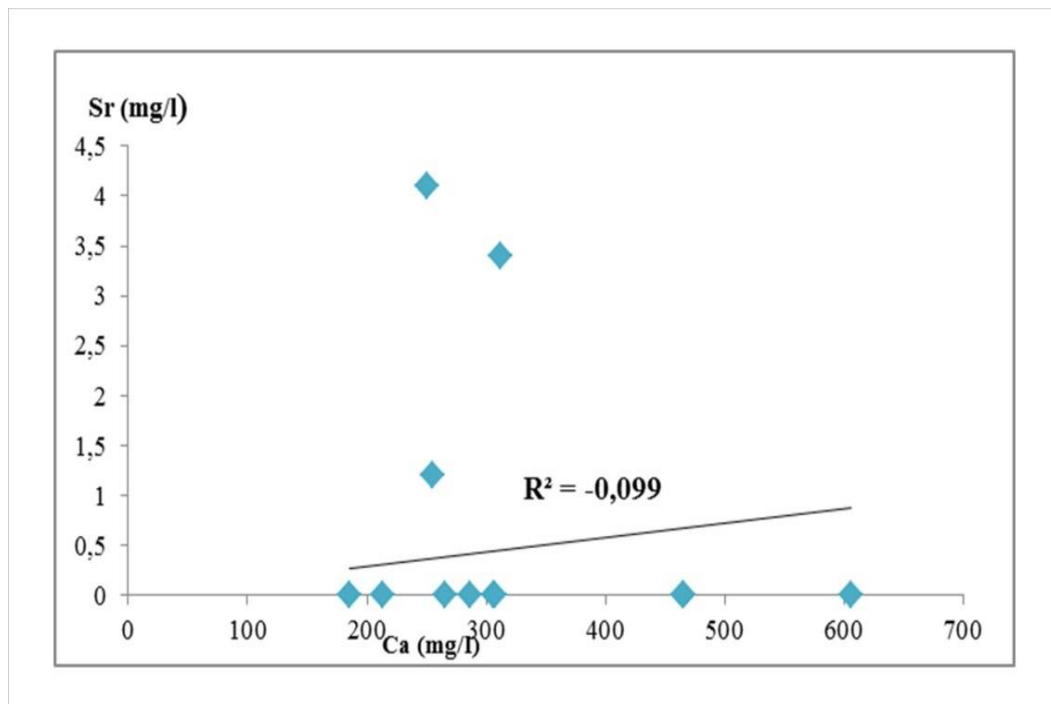


Figure 58 : Relation entre Ca et Sr.

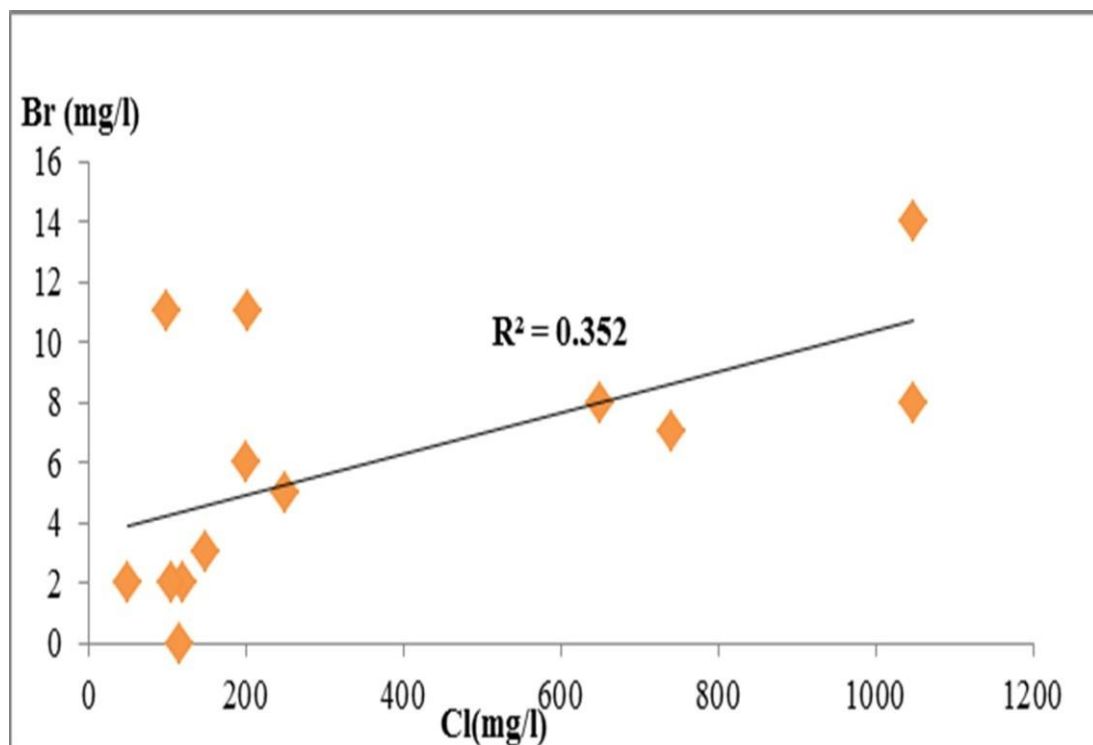


Figure 59 : Relation entre Cl et Br.

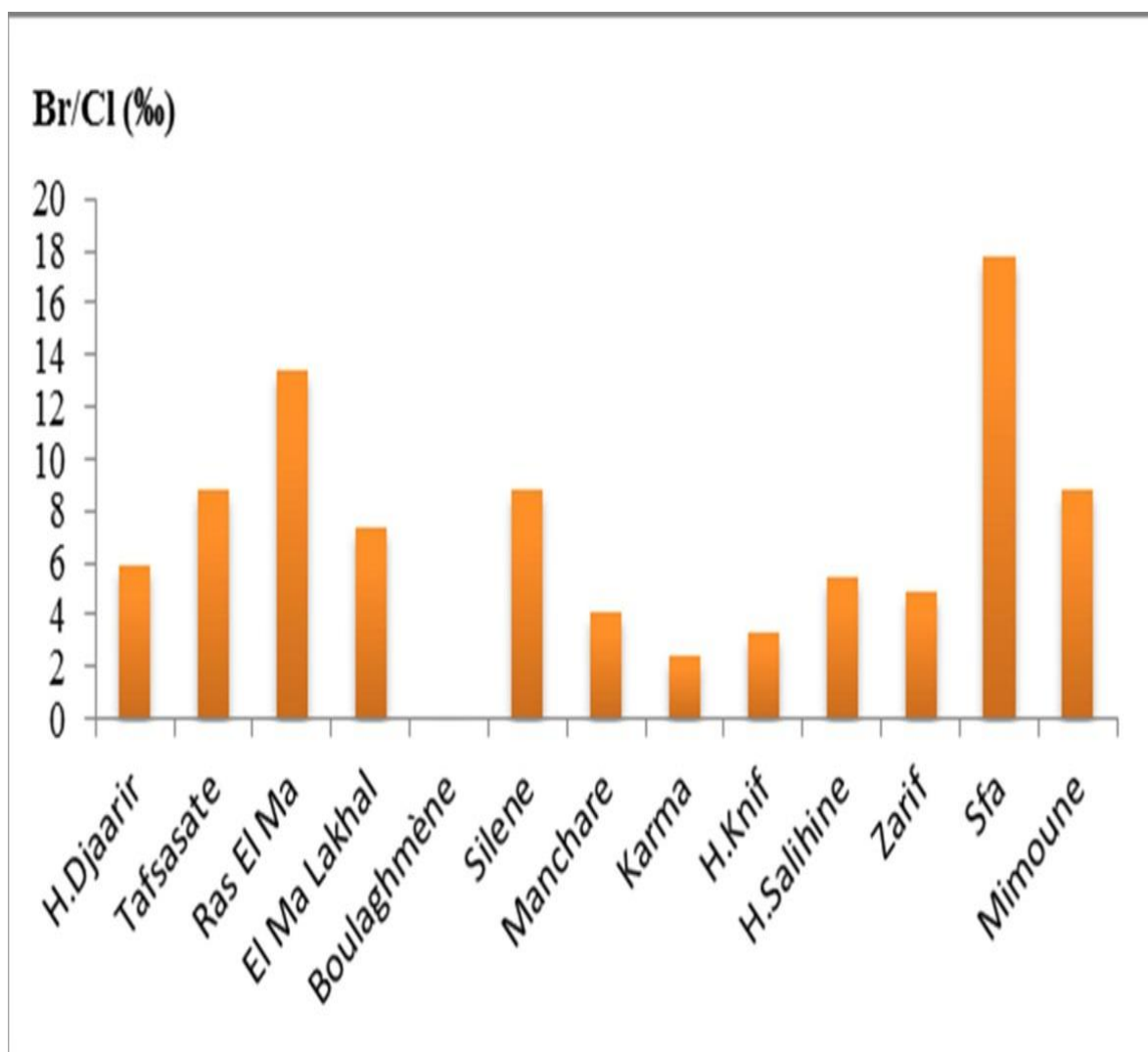


Figure 60: Rapport molaire Br⁻/Cl⁻ (%) des eaux de sources dans le massif nord des Aurès, Mai-2014

III.5. Apport de l'Analyse en Composantes Principales (ACP)

L'ACP est une méthode statistique essentiellement descriptive dont l'objectif est de présenter sous une forme graphique, le maximum d'information contenu dans un tableau de données. Ce tableau est constitué, en lignes par des « individus » (forages, puits, sources,...) sur lesquels sont mesurées des « variables » quantitatives (pH, température, minéralisation , teneurs en Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , K^+ et SiO_2) disposées en colonnes.

III.5.1. Principe

Dans un tableau comportant (N) variables quantitatives, les individus peuvent être représentés dans un espace à (N) « dimensions ». Pour des raisons de visualisation, les espaces retenus sont à une dimension (droites), et ce sera le cas le plus fréquent, à deux dimensions (plans) (in Ziani, 2009). Les droites et les plans issus d'une ACP, ne sont pas réalisés avec les variables initiales mais avec des « indices synthétiques » obtenus par combinaisons linéaires des variables initiales. Parmi tous les indices possibles, l'ACP recherche d'abord celui qui permet de voir au mieux les individus c'est-à-dire pour lequel la variance des individus est maximale. Cet indice est appelé première composante principale, ou encore premier axe principal. Une certaine proportion de la variation totale des individus est expliquée par cette composante principale. Ensuite une deuxième composante est recherchée, cette deuxième composante principale fournit la plus grande information possible complémentaire de la première (in Ziani, 2009). Le processus se déroule jusqu'à l'obtention de la dernière composante principale. Si la variable ou un individu joue un rôle particulier, on l'introduit dans l'ACP « variable à expliquer » ou « variable supplémentaire » (ne participe pas à la construction des axes).

III.5.2. Résultats et interprétations

Pour observer les individus, on construit les plans à partir des composantes principales, les plus importantes est le plan engendré par les axes 1 et 2, car par définition c'est le plan sur lequel le maximum d'information est visible. On examinera d'autres plans, selon la part d'information prise en compte par ces derniers. Les résultats de l'ACP sont influencés par l'ordre de grandeur des variables. Ainsi pour y remédier à cet inconvénient, il est recommandé de donner le même poids aux différentes variables en les réduisant. On réalise ainsi l'ACP soit sur des données centrées (variables de même nature) à partir de la « matrice des variances-covariances » entre variables, soit sur des données centrées réduites c'est à dire des variables de différentes natures « matrice de corrélation ». Après l'élaboration des matrices des corrélations et de variances-covariances, il s'ensuit une diagonalisation basée sur

Une matrice de « vecteurs propres » qui contiennent des combinaisons linéaires des (N) variables initiales actives ; Une matrice de « valeurs propres » qui représentent les variances des individus sur les axes principaux correspondants. Pour un axe donné, les variables qui ont les plus forts coefficients (en valeur absolue) sont celles qui contribuent le plus à la formation de cet axe. Une variable est d'autant mieux représentée sur le plan qu'elle est proche du cercle. Le choix du nombre de composantes est exprimé en fonction des « valeurs propres » ou « les pourcentages de variation expliqués par chaque composante principale » (in Ziani, 2009). Sur chaque plan retenu, on visualise :

La structure des variables à partir de leurs corrélations avec les axes principaux, représentée par « des cercles de corrélation » ;

La répartition des individus, à partir de leurs coordonnées sur les axes principaux et d'indices.

III.5.3. Application de L'ACP aux données physico-chimiques des eaux étudiées

Au cours de ce travail, une analyse statistique (ACP) a été réalisée sur des variables centrées réduites à l'aide du logiciel SPSS et Excel statistique. 10 sur l'ensemble de 13 individus représentés par les eaux échantillonnées. 11 variables à savoir, les paramètres physico-chimiques (pH, T, CE, minéralisation) et les ions majeurs (Ca^+ , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-}) ont été prises en compte.

Le rapport de l'ACP a donné une valeur supérieure au seuil de signification statistique indiquant une bonne distribution statistique pour cette matrice de corrélation. On applique l'analyse en composantes principales, à ce stade, sur les variables adoptés dans le tableau 9 pour reconnaître les principaux facteurs qui conditionnent le mécanisme d'acquisition de la minéralisation sur l'ensemble de 13 individus. Ainsi, la représentation graphique (Fig.63) montre de fortes corrélations entre la minéralisation et le Cl^- , Na^{2+} , Ca^+ , Mg^{2+} et SO_4^- et très faiblement avec les bicarbonates (HCO_3^-).

Le but recherché est de déterminer l'évolution du chimisme des eaux et les matrices de corrélation des variables qui ont contribué aux processus hydrogéochimiques régnants.

L'ACP, appliquée sur les paramètres physico-chimiques, confirme les résultats sur l'origine de la minéralisation obtenus précédemment. L'étude du spectre des valeurs propres montre qu'il y a trois axes à retenir pour l'interprétation des résultats puisqu'ils détiennent 80% de l'inertie totale.

Dans l'espace des variables, l'axe F1 apparaît comme un facteur de minéralisation (figure 64) sur lequel sont corrélés positivement la majeure partie des éléments (CE, minéralisation, Ca^{2+} , Na^+ , Cl , Mg^{2+} et SO_4^{2-}), il explique 50 % de la variance totale. On notera la très bonne corrélation entre les CE, minéralisation et la T°C caractéristique des sources thermales.

Caractéristiques hydrogéochimiques des eaux des aquifères du versant nord de l'Aurès

L'axe factoriel F2, exprime 23% de la variance, et montre l'opposition de deux pôles, un pôle sulfato-magnésien et un pôle bicarbonaté-calcique. On peut donc conclure que l'axe F2 permet de distinguer les eaux froides douces à infiltration rapide, riches en HCO₃⁻ et Ca⁺, des eaux chaudes riches en SO₄²⁻ et Mg²⁺, qui ont séjourné longtemps dans le circuit souterrain et à transit lent.

Tableau 9: Matrice de corrélation des variables des variables adoptés de l'ACP.

Variables	pH	T°C	RS (mg/L)	CE (µs/cm)	Ca	K	Na	Mg	HCO3	Cl	SO4
pH	1										
T°C	0.369	1									
Miné (mg/L)	0.086	0.848	1								
CE (µs/cm)	0.239	0.964	0.927	1							
Ca	-0.255	-0.284	-0.018	-0.165	1						
K	0.408	0.389	0.122	0.274	-0.397	1					
Na	-0.250	0.457	0.713	0.576	-0.049	-0.156	1				
Mg	0.214	0.203	0.120	0.165	-0.345	-0.187	0.050	1			
HCO3	-0.111	-0.305	-0.348	-0.384	0.362	0.100	-0.560	-0.674	1		
Cl	-0.108	0.687	0.853	0.808	0.006	0.028	0.906	0.073	-0.561	1	
SO4	0.017	-0.468	-0.384	-0.435	-0.054	-0.419	-0.059	0.632	-0.573	-0.236	1

Le tableau 09 présente les pourcentages de variance expliquée ainsi que celui de la variance cumulée pour chaque axe factoriel (de composante) responsable de cette distribution statistique. On a obtenu 11 axes en global. La règle générale indique que les axes adoptés doivent présenter un pourcentage de variance supérieur ou égal à la valeur résultante du rapport entre le total de la variance cumulée et le nombre des axes obtenus (% variance $\geq 100/10$, % variance ≥ 10). Selon le résultat obtenu par le calcul on a adopté les trois premiers axes représentant **81.084%** de la variance totale.

La répartition des 13 sources étudiées sur le plan factoriel (F1x F2) (Figure 64), permet de distinguer trois groupes de faciès chimiques différents :

Eaux bicarbonatées calciques.

Eaux chlorurées sodiques (eaux thermales).

Eaux sulfatées calciques.

L'application de l'ACP sur les variables physicochimiques des eaux des sources étudiées montre une position des variables selon un sens très significatif (Figure 64). Ce sens confirme le mélange des eaux des principaux niveaux aquifères. Ceci est indiqué surtout pour l'allure des paramètres suivants le HCO_3^- , le pH, le SO_4^- , le Mg^{2+} , le résidu sec et la température.

Tableau 10: Valeurs propres des tris premiers axes de l'ACP.

Axe de composante	F1	F2	F3
Valeur propre	5.849	2.683	2.009
Variabilité (%)	44.993	20.636	15.455
% Cumulé	44.993	65.628	81.084

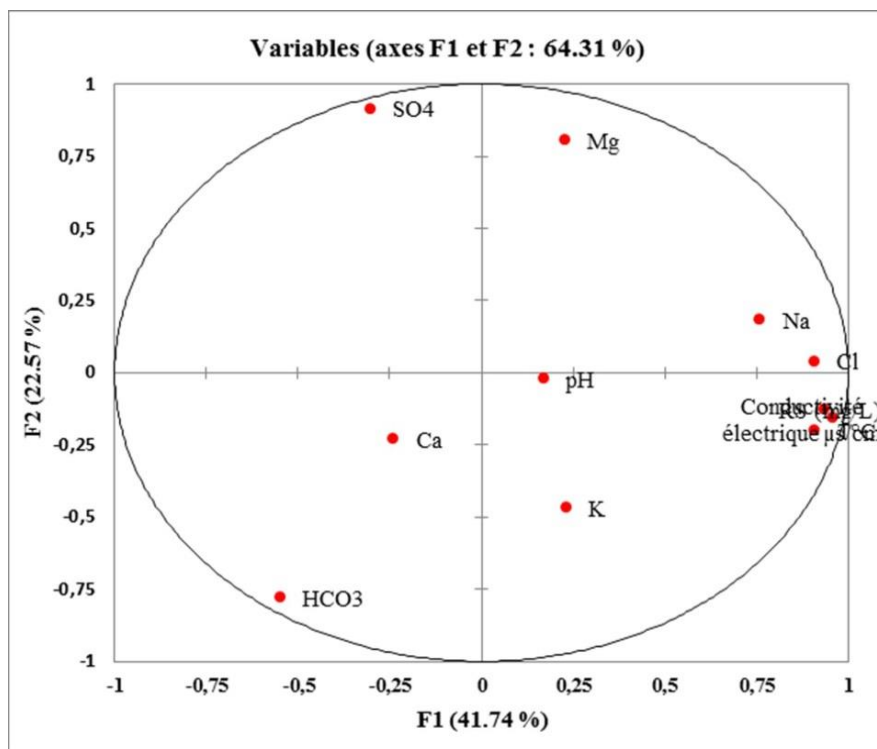


Figure 61: Projection des variables.

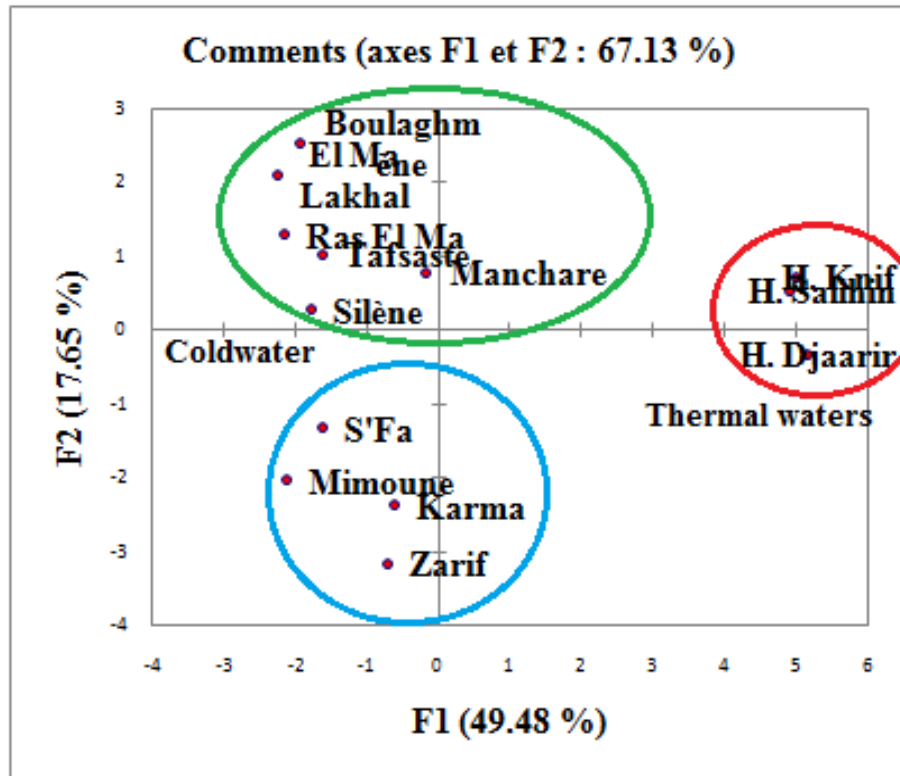


Figure 62: Projection des individus.

III.6. Les éléments traces métalliques

Ils ont des teneurs extrêmement faibles dans les eaux souterraines. Elles ne sont pas actuellement utilisées en hydrogéologie. Nous avons réalisé les analyses des teneurs en éléments traces puisque on est dans un cas de potabilité, toutes les sources froides étudiées sont des eaux potables. On distingue :

Les métaux : ce sont les plus employés, ils se regroupent dans trois familles:

Les alcalins et alcalo-terreux : Rb, Sr, Li, Ba ;

Les métaux de transition : Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Mo, As, Sb

Les métaux lourds : Zn, Cd, Pb, U.

Les résultats d'analyses chimiques des éléments : Li, SiO₂, Sr, Br, et Si sont effectuées sur les échantillons prélevés des 13 points d'eau de la zone d'étude sont représentés en histogrammes dans la figure 66 mesurés en mg/L.

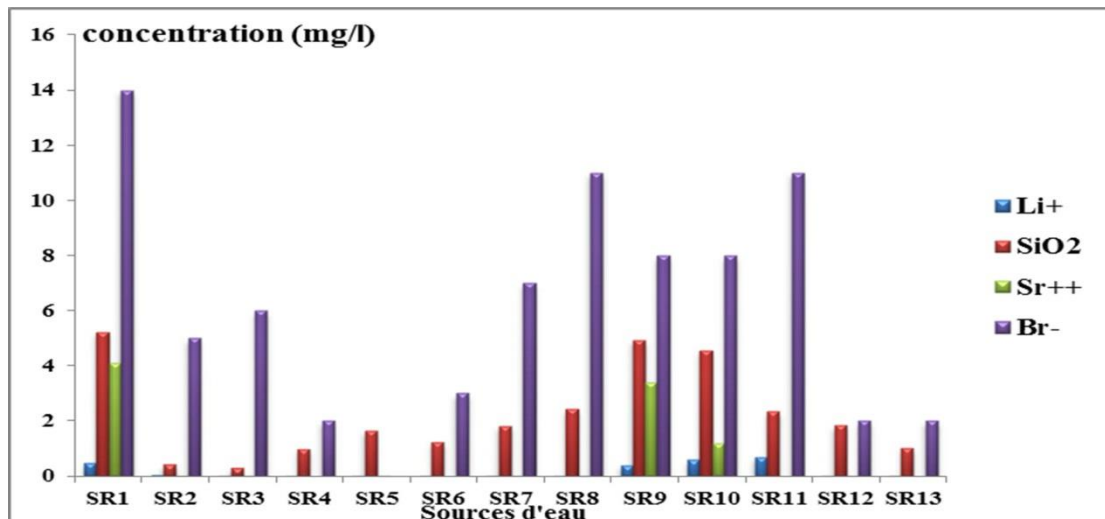


Figure 63 : Représentation graphique comparative en histogramme des éléments traces des sources d'eau, Mai 2014.

La Silice SiO_2 .

Les composés siliceux représentent environ 28 % de la lithosphère (quartz, sables, roches ignées, etc.). Combinée à de nombreux minéraux, la silice forme des silicates. La dégradation de ces produits est à l'origine de la silice naturelle dans l'eau où elle se présente soit à l'état soluble (ionique), soit à l'état colloïdal, soit en suspension. Sa faible solubilité est liée à la température, au pH et à la composition des minéraux.

La valeur maximale est de 5.234 mg/l à Hammam Djaarir, et la valeur minimale est de 0.295 mg/l à la source Tafsaste. Les valeurs sont élevées aux sources thermales, cela est dû à la grande température donc la grande solubilité.

Les valeurs trouvées dans les eaux de sources sont inférieures à la valeur guide de la potabilité de l'OMS.

Le Strontium Sr^{++}

Cet élément est présent en faible pourcentage dans la croûte terrestre et même dans l'organisme.

Les composés du strontium insolubles dans l'eau peuvent le devenir suite à des réactions chimiques. Les composés solubles sont plus susceptibles d'avoir des conséquences sur notre santé que les composés insolubles, car ils peuvent contaminer les eaux potables.

Le Strontium il est considéré comme un indicateur très utile pour la détermination de l'origine de la minéralisation.

Heureusement, les concentrations mesurées dans les échantillons des eaux potables sont de 0.001 à 4.1 g/L (Hammam). Elles sont inférieures à la valeur guide de l'OMS.

Le Lithium Li⁺

Ce métal alcalin est présent dans l'eau à l'état de trace et réagit facilement avec l'eau. Plusieurs de ses propriétés physiques et chimiques sont plus semblables à ceux des métaux de terre alcaline qu'à ceux de son propre groupe. Il participe à de nombreuses réactions, avec des réactifs organiques aussi bien qu'avec des réactifs inorganiques. Il réagit avec l'oxygène pour former le monoxyde et le peroxyde d'oxygène. C'est le seul métal alcalin qui réagit avec de l'azote à la température ambiante pour produire un nitrure noir.

Le lithium est connu par son caractère d'indicateur de litho-facies et de degré d'interaction eau-roche. Il peut aussi renseigner sur le temps de séjours des eaux souterraines. (Balard, 2003).

Selon les résultats des mesures des teneurs en lithium de l'ensemble des eaux potables ce métal est présent en faible teneur de 0.01 à 0.7 et ne présente aucun risque pour la santé et l'environnement.

Le Brome Br⁻

L'élément chimique brome est peu abondant, il n'est que le 62^e élément chimique de la croûte terrestre. Dans la nature, il n'est jamais présent sous forme de dibrome, mais le plus souvent sous forme de bromure. À cause du lessivage des roches et de la grande solubilité de nombreux bromures métalliques, l'élément chimique brome s'est accumulé dans les océans où il n'est cependant que 289 fois moins présent que l'élément chimique chlore. L'eau de mer est donc un bon minéral de brome. Les eaux de la mer morte contiennent 50 000 ppm d'ions bromure et constituent, avec des gisements aux USA et en Chine, les principales réserves mondiales. (Balard, 2003).

Le Brome est lithophile et n'est donc pas apporté par les pluies. Il est comme le Strontium et le Lithium acquis au contact eau-roche. Il est abordé dans cette étude, parce qu'il fait partie du groupe des halogènes et l'un des indicateurs de la détermination de l'origine d'un caractère évaporitique d'une eau ou de sa salinisation. (Dib, 2008). Selon les résultats de l'analyse chimique des eaux ; sa valeur maximum est de 14 gramme dans la source thermale Hammam Djaarir.

Synthèse

L'étude des paramètres et des résultats hydrogéochimiques permette de caractériser l'hydrogéochimie des eaux de sources de gisements chauds et froids dans le versant nord de l'Aurès.

L'étude des paramètres physiques a montré que la température des sources froides varie de 13 à 17°C, avec une moyenne de 15°C, elle est voisine de la température annuelle moyenne de l'air. Ce sont tous des eaux prélevées en altitude dans les massifs ou bien au pied des flancs. Il semblerait que les bassins d'alimentation des sources qui présentent des températures très faibles soient situés à des altitudes beaucoup plus élevées que les points d'émergences.

La température des sources thermales est très supérieure à la température annuelle moyenne de l'air, elle varie de 33°C à 65°C, avec une moyenne de 49°C. Il semblerait que ces eaux proviennent d'une origine très profonde ; elles sont influencées par le gradient géothermique de la région qui est de 4.19°C /100 m (Houha, 2007) ; notons, que l'activité sismique contribue de son côté à l'augmentation de la température des eaux (Houha, 2007, Durozoy, 1949).

Le pH mesuré sur toutes les eaux présente des valeurs qui varient de 6,42 à 7,00. Les quelques valeurs inférieures à 7 pourraient correspondre aux eaux qui n'ont eu qu'un contact bref avec les roches réservoir.

La conductivité électrique des eaux présente des valeurs supérieures à 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, elle indique ainsi, des eaux minéralisées qui auraient traversé des terrains gypso-salifères (Na Cl, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, CaSO_4). Ce cas est répandu dans les sources thermales de Hammam El Salihine, Hammam el Kenif et Hammam Djaarir, qui émergent en faveur du Trias. Les eaux des sources non thermales sont faiblement minéralisées et circulent dans des formations carbonatés de l'Albo-aptien.

Les données des ions majeurs, reportées sur le diagramme de Piper ont permet de mettre en évidence l'évolution des eaux, d'un faciès à l'autre, en passant d'eaux bicarbonatées calciques vers des eaux chlorurées sodiques avec un faciès mixte intermédiaire de type chloruré et sulfaté calcique.

Les relations binaires, Les indices de saturation des eaux, les échanges de base, les rapports $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$, Br/Cl^- , l'analyse en composantes principales (ACP) ont tout confirmé l'hypothèse de l'origine de la salinité. L'analyse en composantes principales, nous a permis de mieux visualiser les relations qui existent entre un grand nombre de variables d'une part, et entre un grand nombre des individus (sources) d'autre part. Plus au diagramme de Piper cette méthode nous a permis de distinguer trois groupes d'eau de faciès chimiques différents.

Les mécanismes de la minéralisation des eaux de sources s'expliquent par les interactions eau-roche qui se produisent au sein des aquifères, la circulation plus au moins prolongée des eaux dans l'aquifère, le temps de résidence de l'eau, les différents trajets traversés et le contact eau-roche avec des roches de nature calcaire, argileuse des dépôts Triasique, et carbonatée du Crétacé, cette dissolution des sels minéraux provoque une augmentation de la minéralisation des eaux, l'infiltration des eaux des pluies chargées en sels et surtout en chlorures, qui sont des ions très mobiles, contribuent à l'augmentation de la salinité des eaux, et sans oublier le facteur anthropique.

La géochimie des eaux a mis en évidence l'acquisition de la minéralisation de l'eau de source dans la zone d'étude, en premier lieu, dépendante de la chimie du mélange des eaux qui peuvent avoir des origines diverses, mais toutes avec une empreinte des actions anthropiques comme la pollution agricole.

L'utilisation des géothermomètres chimiques permet de remonter à la température du filon hydrothermal et à la profondeur de réchauffement des eaux : Les géothermomètres, d'Ellis et Trusdell ont fourni des valeurs de températures assez proches et de même ordre de grandeur que celles trouvées dans la littérature.

Troisième partie
Apport de l'outil isotopique à des eaux du versant Nord de l'Aurès

Chapitre 4

Origine des eaux des aquifères et des précipitations du versant nord de l'Aurès

Introduction

Ce chapitre rappellera tout d'abord, de manière synthétique, les notions de base indispensables à la compréhension de l'utilisation de l'outil isotopique, notamment des isotopes stables de la molécule d'eau pour la caractérisation des éléments du cycle hydrologique.

L'objectif de ce chapitre est de caractériser les isotopes stables de la molécule de l'eau des eaux des précipitations et des aquifères du versant nord de l'Aurès.

Afin de formuler des stratégies de gestion et améliorer l'accès à l'eau potable de la population, tout en protégeant la ressource de la pollution.

IV.1. Notions de base

IV.1.1. Isotopes de la molécule de l'eau

L'eau est une molécule composée de deux atomes d'hydrogène et d'un atome d'oxygène. L'hydrogène possède deux isotopes stables : H_2 et D (espèce rare généralement appelée deutérium) et le protium H_1 (espèce abondante) et aussi un isotope radioactif H_3 (tritium). L'oxygène possède deux isotopes stables O_{16} , le plus abondant et O_{18} , qui est rare. Ces isotopes se combinent pour former quatre types d'eau : H_2O_{16} (le plus abondant), H_2O_{18} , $^2H_2O_{16}$ et $^2H_2O_{18}$ qui sont plus rares.

Le trajet effectué par chaque goutte d'eau au niveau du cycle hydrologique lui fait subir des changements mesurables au niveau de l'abondance relative des différents isotopes. En conséquence, l'eau qui évolue dans des environnements différents développe des marquages isotopiques différents ou des empreintes qui lui permettent d'être clairement identifiée dans d'autres environnements. (Friedman et al. 1962),

Ainsi, les isotopes de la molécule d'eau (oxygène-18, deutérium et tritium), peu soumis aux échanges isotopiques avec l'encaissant, sont utilisés couramment en hydrologie et en hydrogéologie en tant que traceurs intrinsèques de l'écoulement de l'eau souterraine, pour retracer l'origine de l'eau ou estimer le temps de résidence d'une masse d'eau dans un système hydrologique.

IV.1.2. Rapports isotopiques

La composition de l'eau en ses isotopes s'exprime par le rapport de l'isotope lourd sur l'isotope léger ($^{18}O/^{16}O$, $^2H/H$). Ce rapport est très petit dans la mesure où l'isotope lourd est très rare. Ces fractions ne sont pas utilisables pour des opérations mathématiques simples.

IV.1.3. La notation delta pour mille

Les rapports isotopiques de la molécule d'eau sont généralement comparés au rapport isotopique d'une eau standard de rapport isotopique connu. Le «Standard Mean Ocean Water» (Vienna-SMOW, VSMOW) est le standard le plus largement utilisé. Ainsi, les abondances en O_{18} et H_2 s'expriment comme un rapport en notation delta pour mille (parts pour mille), différence relative au standard. Les nombres obtenus sont entiers et utilisables avec des opérations mathématiques simples. La teneur isotopique de l'eau est mesurée à l'aide d'un spectromètre de masse. (Rozanski et al. 1993, Gonfiantini, 1996).

IV.1.4. Enrichissement / Appauvrissement de l'eau

Cette terminologie est utilisée pour comparer les compositions en δO_{18} et δH_2 de différents types d'eaux météoriques dans une région donnée. Les eaux qui contiennent de forts δO_{18} et δH_2 par rapport aux autres eaux de la région sont souvent considérées comme « enrichies », les eaux avec de faibles $\delta^{18}O$ et δ^2H sont appauvries. Ainsi, les volumes d'eau évaporée sont enrichis en isotopes lourds du fait de l'évaporation, ou les eaux souterraines sont souvent appauvries par rapport à la pluie locale du fait d'une recharge sélective. (Rozanski et al. 1993, Gonfiantini, 1996).

IV.1.5. Droite Globale des Eaux Météoriques (DEMG)

Sur un diagramme δO_{18} - δH_2 , la vapeur qui se forme à partir de l'évaporation des océans, les eaux qui se forment par condensation de la vapeur océanique, ou les eaux souterraines sur les continents directement rechargées par les pluies sans modification majeure, ou les eaux des rivières isotopiquement non modifiées (à une échelle globale), se regroupent sur une droite de pente 8 et de décalage à l'origine de 10, caractéristiques des masses d'air d'origine océanique. Cette droite s'appelle la Droite des Eaux Météoriques Globale ou droite de Craig de forme $\delta H_2 = 8 \delta O_{18} + 10$. (Rozanski et al. 1993).

IV.1.6. L'Excès en deutérium (d-excès)

L'excès en deutérium est équivalent à $\delta H_2 - 8 \delta O_{18}$ d'une eau météorique donnée. L'excès en deutérium moyen de l'ensemble des précipitations à l'échelle globale est de 10. L'excès en deutérium initial dans les pluies s'écarte de 10 en relation avec les conditions d'évaporation à l'origine de la vapeur et de l'influence de la vapeur continentale. Ainsi, l'Excès en deutérium est souvent utilisé comme marqueur d'origine de la vapeur dans une région donnée. En général, d'excès augmente avec le déficit d'humidité des masses d'air océaniques (Rozanski et al. 1993, Gonfiantini, 1996).

IV.1.7. Droite Locale des Eaux Météoriques (DEML)

Les eaux météoriques ne se situent pas toujours sur la Droite Météorique Mondiale. En effet, en fonction des conditions évaporatoires sur la surface de l'Océan et des sources d'humidité, il peut exister localement une déviation (variation de d) par rapport à cette droite. Par ailleurs, à cause d'un fractionnement cinétique lié à la diffusion moléculaire résultant de l'évaporation des gouttes de pluie au cours de leur chute (Friedman et al. 1962), la pente de la droite peut être plus faible. La droite que l'on obtient à partir de la composition des eaux météoriques dans une région donnée est appelée Droite Locale des Eaux Météoriques.

IV.1.8. Le fractionnement isotopique

Lors des processus météorologiques impliquant des changements d'état, à savoir : évaporation, condensation, sublimation de l'eau, les isotopes lourds de l'eau (H_2 et O_{18}) vont avoir un comportement différent des isotopes légers à cause de leur masse différente. En effet, les tensions de vapeur saturante de deux isotopes d'une même molécule sont légèrement différentes. En particulier, la phase évaporée n'aura pas la même composition isotopique que la phase liquide qui lui a donné naissance et avec laquelle elle se trouve en équilibre thermodynamique. C'est ce qu'on appelle le fractionnement isotopique. Ainsi, si la même vapeur d'eau subit des refroidissements et des condensations successives, elle s'appauvrit en isotopes lourds. Ce phénomène est généralement assimilé à une « distillation de Rayleigh » (Dansgaard, 1961 ; Craig, 1961 ; Friedman, 1953 ; Clark et Fritz, 1997).

Le phénomène inverse se produit quand la vapeur d'eau d'un air saturé se condense : la pluie résultante est enrichie en isotopes lourds aux dépens de la vapeur d'eau résiduelle qui elle, s'appauvrit. Le facteur de fractionnement α entre les phases liquides et vapeur est défini par les relations suivantes :

$$\alpha (L-V) = R_L / R_V = (1000 + \delta L) / (1000 + \delta V) \text{ ou } \alpha(L-V) - 1 \approx \ln \alpha(L-V)$$

On définit alors un facteur d'enrichissement $\epsilon(L-V)$ (en ‰) de la phase liquide par rapport à la phase vapeur qui vaut :

$$\epsilon (L-V) = (\alpha (L-V) - 1) * 1000 \approx 1000 \ln \alpha (L-V) \approx \delta L - \delta V$$

Le fractionnement est un phénomène thermodynamique qui décroît généralement avec la température. La relation est de la forme :

$$1000 \ln \alpha (L-V) = aT^2 + bT - 1 + c$$

Avec a, b, c constantes dépendant de l'isotope et de sa phase et T la température en degré Kelvin.

En hydrologie, puisque le degré de condensation de la masse nuageuse et le taux de fractionnement isotopique dépendent tous deux de la température, une relation existe entre la teneur isotopique de la pluie et la température de condensation. On peut généralement et surtout à l'échelle des moyennes, établir une relation de simple proportionnalité entre la température de condensation à la base du nuage et la température au sol. Cette double dépendance est le fondement du traçage avec l'oxygène 18 et le deutérium, car elle permet de relier la composition isotopique de la pluie à la température au sol. Il y a donc un marquage naturel des précipitations

IV.1.9. Variation de la composition isotopique des pluies

La composition isotopique des pluies dépend de l'histoire des masses d'air, des conditions météorologiques à l'origine, des contraintes météorologiques qu'elles subissent durant leur trajet et des conditions météorologiques locales qui déterminent la condensation, la ré-évaporation et la participation de la vapeur recyclée (Gat et Gonfiantini, 1981). On distingue ainsi :

-L'effet d'humidité qui se manifeste, selon (Gonfiantini, 1986) par le fait que si l'humidité de l'air diminue la pente de la droite isotopique diminue.

-L'effet de la température qui s'établit à la suite de la relation globale qui existe entre la composition isotopique des eaux de pluie et la température de l'air au sol (Dansgaard, 1964), et la continentalité. L'évolution de cette dernière est cependant complexe car plusieurs études montrent que pour les stations continentales, la relation entre la température et la teneur isotopique est variable (Pearson et al. 1991 ; Rozanski et al. 1993).

-L'effet d'altitude se manifeste au moment du refroidissement adiabatique d'une masse d'air et conduit à l'appauvrissement en isotope lourd. Cet effet dépend également de l'origine des masses et de la teneur en eau des couches nuageuses (Gonfiantini, 1998).

-Le pseudo effet d'altitude ou effet d'ombre, qui est souvent confondu avec l'effet d'altitude, est provoqué par un enrichissement par évaporation des gouttes de pluie au cours de leur chute sous le nuage.

-L'effet de la latitude qui conduit à ce que les précipitations de hautes latitudes sont les plus pauvres en isotopes lourds.

-L'effet de masse correspond à un appauvrissement en isotopes lourds lié à l'augmentation de la quantité de pluie précipitée et une vidange du nuage (Celle, 2000). Il est souvent peu visible à l'échelle de l'événement. Par exemple, en pays méditerranéens, la corrélation entre la quantité précipitée et la composition isotopique est faible. Elle est meilleure à l'échelle mensuelle (Gourcy et al. 2004). L'effet de masse est souvent bien mieux marqué en pays tropical.

IV.2. Méthodes analytiques et précision des mesures

Les données traitées dans ce travail sur l'Oxygène-18 et le deutérium correspondent à un échantillonnage de précipitations dans le massif nord des Aurès, réalisé sur 6 mois (Janvier-juin 2014). Nous avons émis le pluviomètre sur une altitude de 1600m. (Montagne de Chélia).



Photographie 12 : pluviomètre artisanal

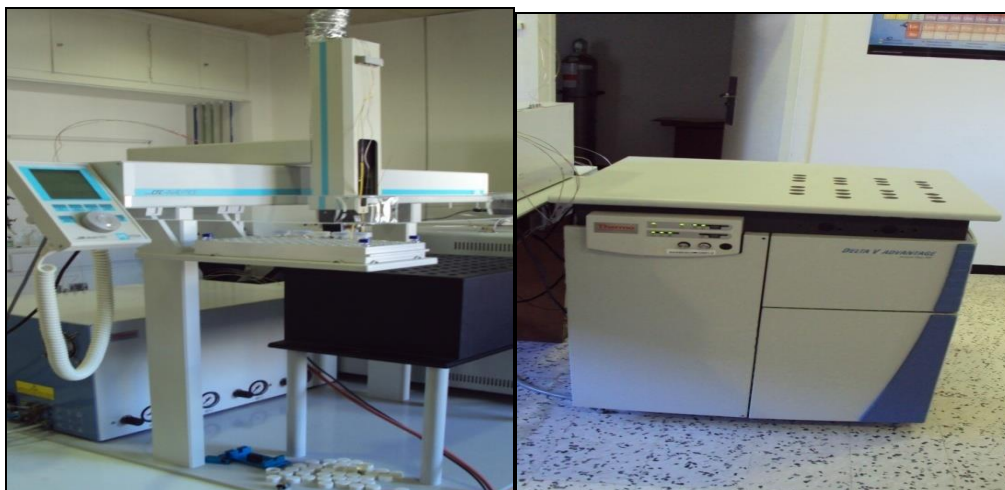
Pour étudier le rapport isotopique des eaux des aquifères dans la région des Aurès; nous avons interpréter les résultats isotopiques, de quelques sources d'eau situés dans la wilaya de Khenchela entre les altitudes : 1025 et 1400m, dans la thèse de (Osmani, 2012).

Les échantillons d'eau recueillis ont été conditionnés dans des flacons en plastique avant leur expédition au laboratoire, pour l'analyse de l'oxygène-18 et du deutérium. (Osmani, 2012).

Les teneurs en isotopes stables (^{18}O et ^2H) ont été mesurées par spectrométrie de masse après équilibration avec du CO_2 à 25°C pour $\delta^{18}\text{O}$ (Epstein et Mayeda, 1953) et par réduction par passage sur du zinc à 460°C pour $\delta^2\text{H}$ (Coleman et al. 1982).

IV.2.1. Mesure isotopique de l'oxygène O_{18} et le deutérium H_2

La mesure isotopique se fait à l'intérieur du spectromètre de masse Delta-V, au niveau de la source ionique et sous forme gazeuse.



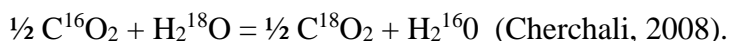
Photographie 13: Spectromètre de masse Delta-V et son équipement. CRNA. (Osmani, 2012)

Ceci est fait à un débit constant (170ml/mn), afin d'évacuer tout l'air existant dans la fiole et ne laisser que le CO₂, k

(3) ⇒ Puis on procède à une équilibration du gaz avec l'eau. De cette manière l'on va accélérer le transfert de l'O₂ (ou de l'H₂) de l'eau dans la phase gazeuse.

L'équilibration avec la phase CO₂ est la plus longue car elle prend plus de 24h, alors que pour la phase Deutérium HD celle-ci ne prend qu'une heure en présence d'un catalyseur en platine (Pt).

Au bout de cette période, le transfert isotopique est réalisé selon la réaction suivante :



Pour réaliser l'analyse du CO₂ ainsi obtenu après la phase d'équilibration,

(4) ⇒ On introduit automatiquement une autre seringue (destinée à l'acquisition) dans le bouchon de la fiole. On introduit de l'He pur par le trou de l'aiguille (voir schéma) et on véhicule le gaz de mélange He-CO₂.

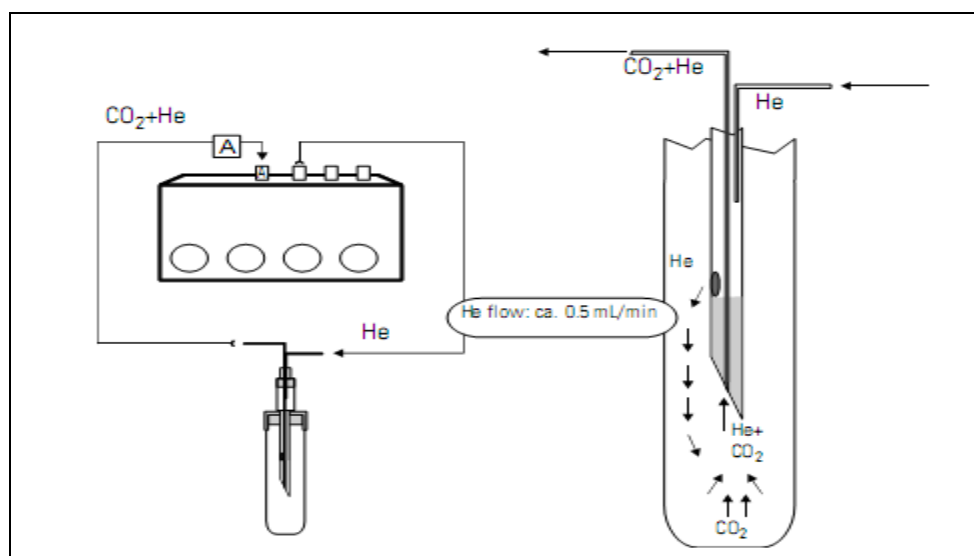


Figure 65 : Schéma de la fiole et du transfert du gaz. (Cherchali, 2008).

(5) ⇒ Ce mélange va passer, à l'entrée du système GasBench, par un piège à eau (Water removal) en Nafion, qui joue le rôle d'une membrane échangeuse d'ions et va permettre aux molécules de gaz entrantes dans le capillaire d'être déshumidifiées.

(6) ⇒ Le gaz CO₂ va entrer par la suite dans une vanne Valco à 8 ports pour faire passer le gaz directement dans la boucle d'échantillonnage (mode load) En mode « inject », l'échantillon est envoyé sous flux d'hélium directement dans la colonne chromatographique.

Durant l'analyse, la colonne est maintenue à une température de 70°C afin de bien séparer les gaz, CO₂, N₂ et O₂. (Vandegans et Hoenig, 2000).

(7) \Rightarrow A la sortie de la colonne chromatographique, les gaz passent par un deuxième piège à eau qui va retenir l'eau résiduelle.

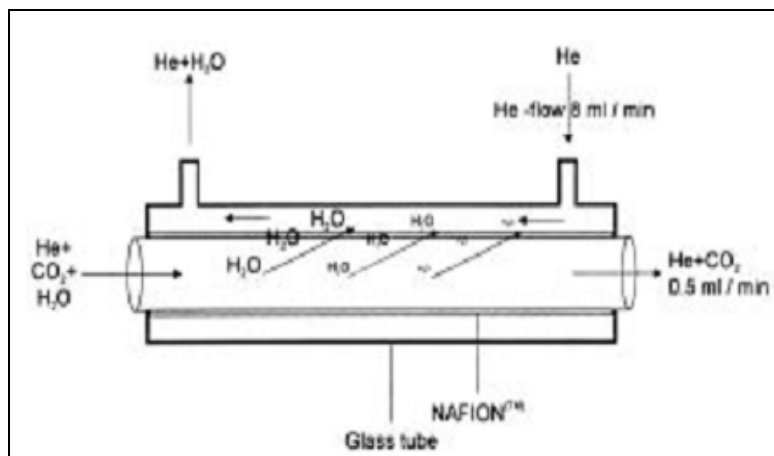


Figure 66 : Schéma de principe du piège à eau. (Cherchali, 2008)

Une fois l'eau résiduelle retenue, puis envoyé vers le spectromètre. Et arrivés dans la source ionique, l'intensité des gaz (m/z) est constamment analysée. L'analyse d'un échantillon, standard ou autre se fait par la mesure de 04 pics (CO_2) et 5 (Deutérium, HD) ou D). Ils correspondent respectivement au gaz de référence utilisé pour l'une et l'autre phase et dont la valeur est connue. Ces pics servent à calibrer les mesures de l'échantillon par rapport au gaz de référence, et éventuellement à détecter une dérive de la valeur du gaz de référence. En général une séquence de 10 pics est analysée et se sera la moyenne de ces pics qui sera prise en considération, avec une valeur moyenne calculée en $\delta^{18}\text{O}$ ou en $\delta^2\text{H}$.

IV.2.1.2. Calibration

Celle-ci se fait par l'utilisation de standards internationaux de référence destinés à ce que tous les laboratoires utilisant les techniques de mesures des rapports isotopiques dans les études d'eaux naturelles de surface ou souterraine le fassent par rapport à une même référence. Au total, 6 échantillons d'eau ont été analysés en ^{18}O et D, selon différentes géométries (volume utilisé) en retenant cependant celle de $200\mu\text{l}$, car impérativement préconisée pour l'analyse en $\delta^{18}\text{O}$. Au préalable et avant toute analyse que ce soit pour une calibration ou une analyse de routine on fera un 'Scan' de l'appareil afin d'analyser le bruit de fond et détecter s'il y a lieu toute anomalie qui pourrait perturber par la suite l'analyse. On précisera cependant que l'obtention du résultat final, à savoir la valeur réelle en $\delta^{18}\text{O}$ ou δD est tributaire de la normalisation par rapport aux standards de travail utilisés. (Cherchali, 2008)

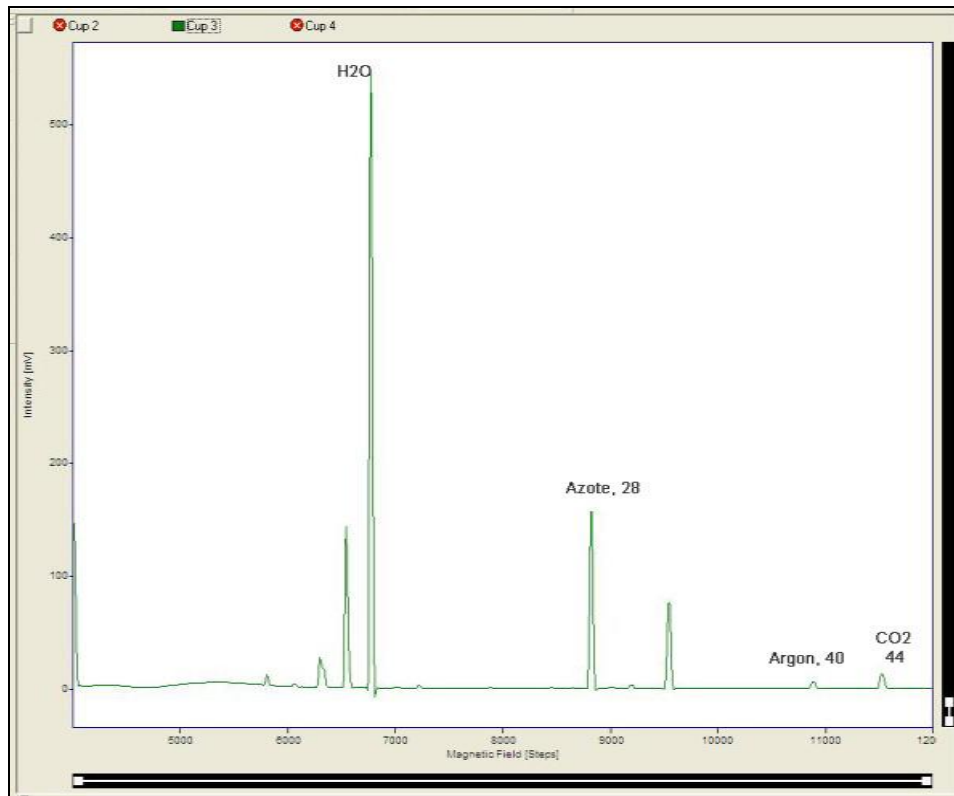


Figure 67: Chromatogramme type Delta-V Visualisation du bruit de fond avant analyse. (Cherchali, 2008)

IV.3. Echantillonnage

Dans la région des Aurès, où le fonctionnement hydrodynamique des systèmes aquifères karstiques est fortement influencé par sa structure relativement complexe qui contrôle les écoulements et détermine les émergences, les isotopes stables, en particulier l'oxygène 18 et le deutérium, constituent un outil pour déterminer l'origine et l'histoire des eaux, les impluviums et les conditions de recharges des aquifères.

IV.4. Présentation des données et interprétations

Nous disposons essentiellement des données isotopiques d'une campagne effectuée en Mai 2012 sur neuf sources d'eau réalisées par Osmani. S (fig. 72), et sur les résultats des analyses de 6 mois de précipitations de l'année 2014 par le Centre de Recherche Nucléaire d'Alger.

Nous allons tenter d'étudier la relation oxygène 18/deutérium, afin de mettre en évidence le climat sous lequel s'est effectuée la recharge des différents systèmes aquifères et les éventuels phénomènes d'évaporation.

Tableau 11 : Teneurs des isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux météoriques du massif des Aurès

Mois	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^2\text{H}\%$
Janvier	-8.2	-60.2
Février	-8.1	-58.9
Mars	-8.1	-58.11
Avril	-7.9	-57.4
Mai	-7.7	-57.3
Juin	-7.51	-57.85

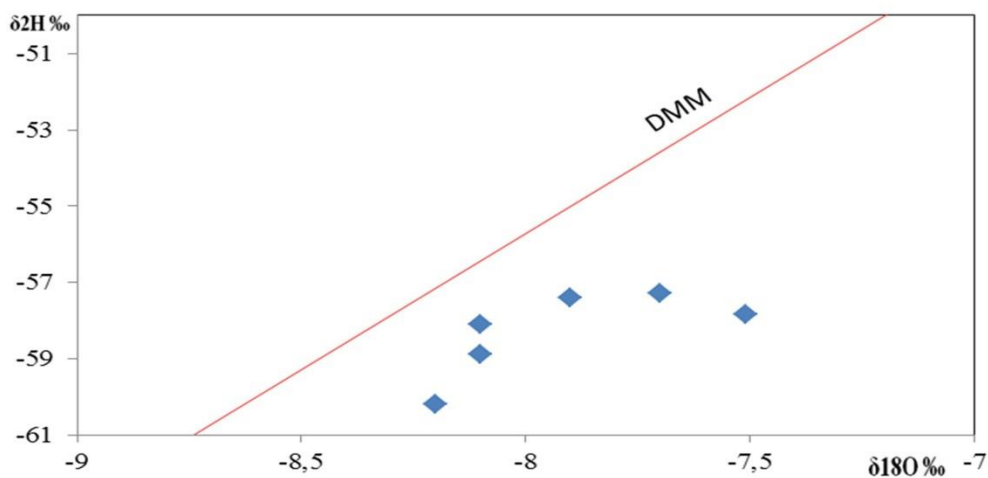


Figure 68: Relation 2H vs 18O des eaux des précipitations du massif nord de l'Aurès par rapport à la droite de Craig(1961).

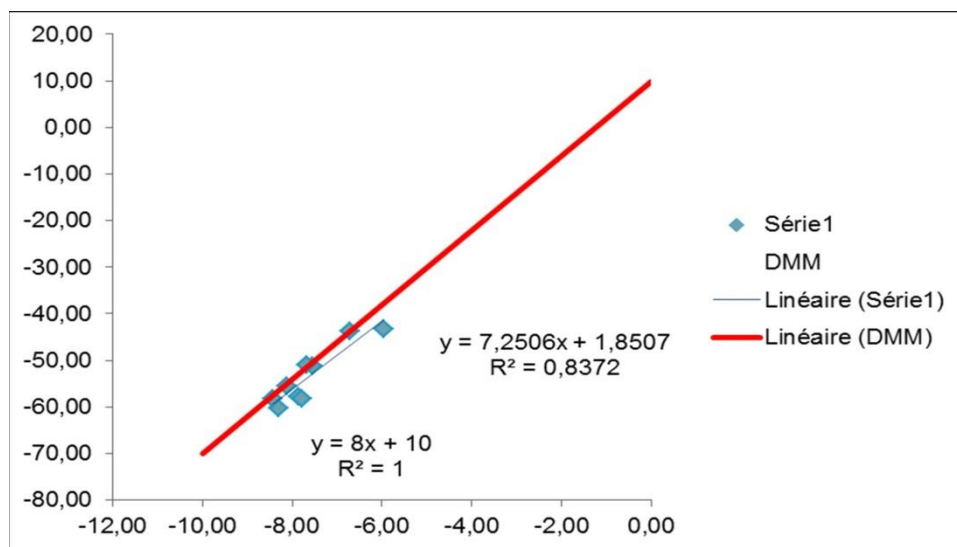


Figure 69: Relation 2H vs 18O des eaux des aquifères du massif nord de l'Aurès par rapport à la droite de Craig(1961). (Osmani, 2012).

L'étude de la corrélation en ^2H et ^{18}O est réalisée par un graphique de $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$. A l'échelle du globe, les teneurs en oxygène-18 et en deutérium des précipitations mondiales qui n'ont pas subi d'évaporation sont corrélées entre elles par une droite d'équation des eaux météoriques (DMM) :

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \text{ de la forme } 2\text{H} = \delta^{18}\text{O} + d \text{ (Craig, 1961)}$$

La pente de la droite météorique mondiale (8), caractérise le phénomène de condensation produit à l'équilibre ; et, d (10), l'ordonnée à l'origine ou excès en deutérium ; L'excès en deutérium est variable en fonction de l'humidité relative et de la température de l'interface océan-atmosphère, lors de la formation des masses de vapeur atmosphérique. (Jouzel et Merlivat, 1979).

Ainsi, d , prend la valeur de +10 lorsque les précipitations sont d'origine océanique (Craig, 1961), mais peut avoir aussi des valeurs supérieures ou inférieures à 10, notamment :

- ou +22, pour les précipitations du bassin oriental de la méditerranée (Nir, 1967) - ou +6, pour les précipitations des stations continentales d'Amérique du Nord.

Les eaux se plaçant sur la ligne des eaux météoriques sont ainsi supposées avoir pour origine les précipitations et n'avoir pas subi aucun processus isotopique.

Les eaux situées au-dessus ou en dessous de cette ligne reflètent respectivement l'appauvrissement ou l'enrichissement en l'un ou l'autre des isotopes sous l'effet de différents processus. (Craig, 1961).

Afin de caractériser l'origine de la recharge des eaux souterraines, 6 points d'eaux (fig. 71 et tableau 13) ont été échantillonnés dans la zone des Aurès pour des analyses isotopiques entre les mois de janvier et juin 2014. Les teneurs en isotopes stables ont été mesurées au Centre de Recherche Nucléaire d'Alger (CRNA). La composition isotopique des eaux de sources varie entre -8.1 et -7.51 ‰ V-SMOW pour $\delta^{18}\text{O}$, autour d'une moyenne de -7.90 ‰ et -60.2 et -57.3 ‰ V-SMOW pour $\delta^2\text{H}$, autour d'une moyenne de -58.29 ‰.

L'étude de la relation entre ^2H et ^{18}O est réalisée par un graphique de $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$, pour lequel la fonction de corrélation mondiale définit la ligne des eaux météoriques (Craig, 1961): $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$.

Dans le diagramme ($^{18}\text{O}/^2\text{H}$), les eaux se répartissent au voisinage de la droite météorique mondiale (DMM) de Craig ; il s'agit d'eau météorique récente d'origine océanique qui s'est infiltrée rapidement sous climat actuel. L'infiltration sur le massif des Aurès semble donc se produire rapidement, sans évaporation.

La figure 72 montre que les points représentatifs des eaux des aquifères s'alignent sur une droite d'équation $2H = 7,25 \ 18O + 1,85$. Ces sources d'eau ont toutes une altitude supérieure à 1050 m.

Cette droite peu différente de celle des eaux météoriques mondiales (DDM) définie par Craig (1961), indique une origine météorique des eaux souterraines.

Ainsi, les points représentatifs des eaux des aquifères du versant nord de l'Aurès se placent, soit sur la droite météorique mondiale (DMM), soit au-dessous de cette droite.

Les premiers points, appauvris en isotopes lourds, indiquent que les eaux des aquifères ont pour origine les précipitations qui n'ont subi aucune modification après les condensations qui les ont générées et ce sont directement infiltrées durant la période humide froide, tandis que le second point légèrement enrichi traduit une évaporation partielle des gouttelettes en cours de chute ou dans la zone non saturée.

La signature isotopique appauvrie de quelques points d'eaux suggère des eaux venant de reliefs générées par des masses d'air humides et froides responsables de la recharge de la nappe aquifère, possédant des températures faibles et par conséquent des altitudes de recharge relativement élevées. Il s'agit ici de l'effet d'altitude (Houha 2016, blavoux1995, bouchaou 1995, Winckela 2002); il est à signaler que le massif des Aurès, constitue la partie orientale de la chaîne atlasique dont l'altitude moyenne est de 1500 m et atteint son point culminant au Dj. Chelia à 2328m, concorde assez bien à une zone de l'Atlas dont le relief est le plus marqué en Algérie.

Conclusion

L'application de la géochimie isotopique (les isotopes stables de la molécule d'eau) sur les eaux des précipitations et des aquifères du versant nord de l'Aurès; nous a permis de connaître l'origine de ces eaux ; Ce sont des eaux d'origine météorique.

Conclusion générale
et
Perspectives

Conclusion générale et perspectives

Le massif nord des Aurès, connu par sa structure géologique complexe et par la présence de plusieurs indices de surface (puits, sources d'eau thermales et non thermales), présentent de bonnes potentialités hydrogéologiques, dont l'évaluation a été menée par l'application de nouvelles approches.

L'approche descriptive nous a permis de définir et de décrire la lithostratigraphie; les formations les plus importantes sont le Crétacé et le Trias essentiellement argileuses et salifères, qui jouent un rôle primordial dans la salinité des eaux.

L'aspect hydro-climatique nous a permis de comprendre le fonctionnement du bassin endoréique. La période de sécheresse prolongée s'étend sur 6 mois de l'année. L'ETP est de 862mm, la pluie est de 466 mm/an, l'ETR est de 418 mm, le ruissellement est de 59 mm et l'infiltration est de - 11 mm.

Le bilan hydrique de Thornthwaite est déficitaire et le climat de la zone d'étude est semi-aride.

L'étude des caractéristiques physiques (la température, le pH, la conductivité électrique, la salinité, la résistivité, la minéralisation et le potentiel redox), l'établissement des cartes de distribution spatiale de ces paramètres montre l'évolution de chaque paramètre et explique les facteurs qui contrôlent cette évolution.

Les données des ions majeurs, reportées sur le diagramme de Piper ont permis de mettre en évidence l'évolution des eaux, d'un faciès à l'autre, en passant d'eaux bicarbonatées calciques vers des eaux chlorurées sodiques avec un faciès mixte intermédiaire de type chloruré et sulfaté calcique.

Le diagramme de Scholler montre que les eaux étudiées ont des origines différentes.

L'établissement des relations binaires en fonction de chlorure et en fonction de la minéralisation, les indices de saturations des eaux, les échanges de base, les rapports caractéristiques et l'application de l'outil statistique (l'ACP) ont permis de caractériser la géochimie des eaux des aquifères du massif des Aurès et d'étudier la répartition de la salinité et son origine. Parallèlement, l'étude hydrochimique a permis d'attribuer une origine évaporitique grâce aux éléments Na, Cl, et SO₄. Quant aux éléments Ca et Mg, ils proviennent à la fois de la dissolution des formations dolomitiques et évaporitiques.

La minéralisation des eaux des aquifères du massif nord des Aurès, est acquise essentiellement par la dissolution des formations évaporitiques (halite, gypse et/ou anhydrite), par les phénomènes d'échange de base et par le processus de mélange.

Lors de leur ascension vers la surface, ces eaux pourraient se mélanger avec celles de faible profondeur, voire même avec celles de surface. Le processus de mélange constitue un facteur important pour l'acquisition de la minéralisation de ces eaux.

En effet, l'influence de ces principaux processus contrôlant le chimisme des eaux du massif nord des Aurès qui a été confirmé par les corrélations entre les différents paramètres géochimiques et par une analyse statistique en composantes principales.

Comme souvent en zone aride, dans les bassins endoréiques, la salinisation est un processus principal et son importance masque les autres sources de variabilité chimique. Dans ce cas, les mécanismes associés sont : les précipitations calcite puis gypse, les échanges ioniques et la pollution anthropique (pollution agricole).

La géochimie isotopique a permis d'apporter des informations capitales concernant l'origine des eaux dans cette zone d'étude, qu'elles s'agissent d'eau d'origine météorique.

En matière de potabilité, toutes les eaux potables analysées peuvent être consommé sans risque de pollution par les éléments métalliques traces.

Perspectives

Nous vivons sur la planète bleue. L'eau joue un rôle déterminant dans la vie des hommes, des animaux et des plantes. Mais seulement la plus petite partie, 0,3% des réserves globales en eau, sont utilisables comme eau potable.

A partir cette étude, la connaissance des caractéristiques physiques, chimiques et isotopiques des eaux du massif de l'Aurès nous oriente d'établir des stratégies d'aménagement et de protections de cette source très importante en la conserver pour les futures générations dans le cadre de développement durable.

Le massif nord de l'Aurès est caractérisé par la présence de plusieurs sources thermales qui présentent une source économique très importante qui peut être exploitée sans risque de pollution comme une substitution des énergies fossiles pour plusieurs utilités.

Toutefois, il y a lieu de penser à une collaboration de plusieurs instituts pour la raisonnable exploitation des eaux des aquifères du versant nord de l'Aurès et la mise en pieds d'une nouvelle politique de recherche : pluridisciplinaire, performante, avec de l'utilisation des outils plus performants pour orienter les futurs travaux.

Afin de gérer les eaux thermales de cette région, une étude de modélisation de gisements hydrothermaux doit être effectuée pour estimer leur potentiel.

- ✚ Cette thèse sera fourni aux décideurs en matière d'eau permettant d'orienter les futures travaux d'exploration et d'exploitation des ressources en eaux surtout celles en eaux thermales. On espère par ce travail de contribuer d'une façon ou d'une autre au domaine de l'hydrogéochimie en Algérie.

Références Bibliographiques

Références Bibliographiques

- Achi, K. (1995)** : Etude hydrogéologique des vallées Aurasiennes. 70p.
- A.I.E.A. (2005)** : Tec Doc 1453. Isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate.
- A.I.E.A.** Environmental Isotopes in the Hydrological cycle, Principles and applications. Vol I, II, III, IV, V et VI.
- A.I.E.A.** Neuherberg, 19-23 Juin 1978 -Isotopes hydrology, Vol.1 et 2.
- A.I.E.A. (1992)** - Statistical Treatment of Data on Environmental Isotopes in Precipitation. Technical reports series n°331, Vienne.
- Ageron, C-R. (1980)** : Histoire de l'Algérie contemporaine (1830-1990), Paris.
- Aouachria, M. (2008)** : Analyse morphodynamique et hydropluviométrique de la vallée de Oued El Arab et leur impact sur la pérennité du barrage de Babar.
- Atteia, O. (2005)** : Chimie et pollution des eaux souterraines. Lavoisier, Paris, 255 p.
- Ballais, J.L. (1981)** : Recherches géomorphologique dans les Aurès, université de Paris I, p. 566.
- Ballais, J.L. (1989)** : Aurès, encyclopédie berbère, Edisud, p. 1066-1095.
- 11. Benaabidate, L. (2000)** : Caractérisation hydrologique du bassin versant de Sebou : hydrogéologie, qualité des eaux et géochimie des eaux thermales. Thèse Doc. Es-sc., F.S.T. Fès, p 250.
- Benmassaoud, M. (2009)** : Etude de la vulnérabilité à la désertification par des méthodes quantitatives numériques dans le massif de l'Aurès. Thèse de doctorat. Université de Batna. 118 p.
- Berkani, Ch. (2011)** : Etude Hydrochimique et énergie géothermique des sources thermales des Aurès. Mémoire de Master. Université de Khenchela. Algérie. 78 P.
- BLavoux, B. (1969)** : Les sources minérales d'Evian. La Houille Blanche, 1, pp. 21-29.
- Blavoux, B. (1995)** : Apports des techniques isotopiques à la connaissance des gisements d'eau minérale. Université d'Avignon. La Houille Blanche n° 2/3-1995, p. 51-58.
- Bouchaou et al. (1995)**. Apports des isotopes stables à l'étude des modalités d'alimentation des aquifères du Tadla (Maroc) sous climat semi-aride – C. R. Acad. Sci. Paris.
- Boughariou E, Bouri S, Khanfir H, Zarhloule Y (2013)**: Impacts of climate change on water resources in arid and semi-arid regions: haffar Sector, Eastern Tunisia. Desalin Water Treat 2013:1–12.

Bureau de recherche géologique et minière, Août (1996) : Les techniques isotopiques ; application aux eaux minérales, Bureau de recherche géologique et minières, Note technique n° 7 ; p1, 2.

Carneiro JF, Boughriba M, Correia A, Zarhloule Y, Rimi A, El Houadi B (2009): Evaluation of climate change effects in a coastal aquifer in Morocco using a density-dependent numerical model. *Environ Earth Sci* 61: 241–252.

CENEAP, (2009) : Schéma De Cohérence Urbaine De L'aire Urbaine De La ville De Khenchela, Direction De L'environnement -Rapport Final.

Celle, H. (2000) : Caractérisation des précipitations sur le pourtour de la Méditerranée Occidentale. Approche isotopique et chimique. Thèse, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 222 p.

Chaffai H, Toubal A, Michel L, Boubelli S, Djabri L (2013) : Hydrogéologie d'un système aquifère en zone semi-aride. Cas de la région de Khenchela (Algérie). *Courrier du savoir*. 15 : 41-45.

Cherchali, M. (2008) : Caractérisation hydrogéochimique et isotopique des eaux souterraine des nappes d'infero-flux et du socle fissure du Hoggar central (Sahara Central), Mémoire de Magister, en science de la terre Uni. Houari Boumediene, Alger, 131p.

Cote, M. (2008) : Pays, paysages, paysans d'Algérie Média – plus, 282 pages 6.

Dansgaard, W. (1964) : Stables isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4) : 436-468

Daoud, D. (1995) : Caractérisation géochimique et isotopique des eaux souterraines et estimation du taux d'évaporation, dans le bassin du Chott Chergui (zone semi-aride), Algérie. Thèse de Doc., en science de la terre Uni., de Paris Sud 11,256p.

Demangeot, J. (1984) : Les milieux "naturels" du globe – Collection géographie- Masson. 250p.

Demdoum A, Djebbar M (2009) : Caractérisation hydrochimique et apport isotopique sur la salinité du bassin d'El Eulma en région sud-sétifienne (Algérie nord orientale), *Sciences et technologie*, D – N°30, 19-26.

Dib, H. (2010) : Rôle des ennemis naturels dans la lutte biologique contre le puceron cendré, *Dysaphis plantaginea* Passerini (Hemiptera: Aphididae) en vergers de pommiers, thèse de doctorat en écologie, Uni. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, France, 43-116p.

Edmunds W M, Guendouz A H, Mamou A, Moula, A, Shand P, Zouari K (2003): Groundwater evolution in the continental intercalaire aquifer of southern Algeria and Tunisia: trace element and isotope indicators. *Appl. Geochem.* 18, 805–822.

El Achheb A, Mania J, Mudry J, Chauve P (2001) : Processus de salinisation des eaux souterraines dans le bassin Sahel-Doukkala (Maroc occidental). Proceedings First International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers Monitoring and Management, Essaouira, Morocco.

Escourou, G. (1980) : Climat et environnement, les facteurs locaux du climat, Masson, Paris, 180 pages.

ESRI. Environmental Systems Research Institute (1997) the Arc/Info Version 9.1 Software Package Documentation. ESRI, Redlands.

Farid I, Zouari K, Kallali A (2012) : Origine de la salinité des eaux du bassin Chougafiya (Tunisie). Rev Water Sciences. 25: 255-274.

Farid I, Zouari K, Abid K, Ayachi M (2012): Hydrogeochemical investigation of surface and groundwater composition in an irrigated land in Central Tunisia. Journal of African Earth Sciences. 78:16–27.

Fontes, J.Ch. (1976) : Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles. Quelques aspects, thèse de Doc. Des Sciences. Uni. De Paris VI.

Guendouz, A. (1985) : Contribution à l'étude géochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara nord-est septentrional, Algérie. Thèse de Doctorat, 3ème cycle, Univ. Paris Sud, Centre d'Orsay, France. 120p.

Guendouz, A. (2005) : Application des techniques nucléaires et hydrogéochimiques à l'étude des nappes profondes du bassin sédimentaire du Sahara Septentrional. Implication pour la gestion des ressources en eau. Thèse de Doc. D'Etat en Génie rural, Spécialité Sciences de l'eau, Université Saad Dahlab, Blida. 80 p.

Guillaume, B. (2009) : De la pluie à l'eau souterraine. Apport du traçage naturel (ions majeurs, isotopes) à l'étude du fonctionnement des aquifères volcaniques. (Bassin d'Argnat, Auvergne, France). Thèse de doctorat. Université de Blaise Pascal. France. 76 p.

Gouidia, L. (2008) : influence de la lithologie et des conditions climatiques sur la variation des paramètres physico-chimiques des eaux d'une nappe en zone semi-aride, cas de la nappe de Meskiana Nord-Est Algérien. Mémoire de Magister .Départ .Géologie. Univ. Annaba. 131p.

Hamel, A. (2009) : Hydrogéologie des systèmes aquifères en pays montagneux a climat Semi-aride. Cas de la vallée d'Oued El Abiod (Aurès), Thèse Magister, université Constantine. 140 p.

Houha, B. (1996) : Qualité des eaux de Khenchela, étude hydro-chimique, mémoire de magistère, Uni. D'Annaba.120p.

- Houha, B. (2007)** : Etude de fonctionnement hydrogéochimique et isotopique des eaux de Khenchela, thèse doc. En hydrogéologie, Uni. D'Avignon, France, 140p.
- Houha, B. (2016)** : Apport des isotopes stables (^{18}O et ^2H) dans l'identification de l'origine de la recharge des sources de l'atlas algérien. cas du massif des Aurès. Algérie. terre et eau 2016.
- Jackson CR, Meister R, Christel Prudhomme C (2011)**: Modelling the effects of climate change and its uncertainty on UK Chalk groundwater resources from an ensemble of global climate model projections. Journal of Hydrology, Volume 399 (1) – Mar 8, 2011.
- Jean, N. (2010)** : Apport des outils hydrogéochimiques et isotopique à la gestion de l'aquifère du mont Amba (Kinshasa, Congo) thèse de doctorat. Université d'Avignon. 148 p.
- Kamel, S Dassi L, & Zouari K (2006)** : Approche hydrogéologique et hydrochimique des échanges hydrodynamiques entre aquifères profond et superficiel du bassin du Djérid, Tunisie. Hydrol. Sci. J. 51(4), 713–730.
- Laffite, R. (1939)** : Etude géologique de l'Aurès (Algérie). Propositions données par la Faculté des sciences d'Alger. 484p.
- Lafitte, R. (1939)** : Etude géologique de l'Aurès. Thèse sciences, bulletin service. Carte géologique Alg. , Alger, 2°série : stratigraphie – description régionales, n° 15 ; 484p. 26 pages XXXIV pl. h.-t., 10 pl. ph. h.- t.
- Lehouerou, H.N. (1992)**: Recherches biogéographiques sur les steppes du Nord de l'Afrique .Thèse de Doc .d'Etat. Univ. Paul Valéry .Montpellier III.
- Louamri, A. (1984)** :L'Aurès et ses bordures face au développement. Thèse 3 ème cycle – Université de Nancy II, 198 p.
- Maliki A, Krimissa M, Michelot JL, Zouari K (2000)** : Relation entre nappes superficielles et aquifère profond dans le bassin de Sfax (Tunisie). Rev Acad Sci (Paris). 331: 1-6.
- Masqueary, E. (1876)** : Voyage dans l'Aurès –Etude historiques. Bull. Soc. Géogr. ; Paris, 6 ème série, t.12 pp 39-58 et 449-472.
- McLean, W, Jankowski, J & Lavitt N (2000)**: Groundwater quality and sustainability in alluvial aquifer, Australia. In: Groundwater, Past Achievement and Future Challenges (ed. by O Sililloo et al), 567–573. A.A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands.
- Mebarki, A. (2005)** : Hydrologie des bassins de l'Est Algérien : Ressources en eau, Aménagement et Environnement, thèse de doctorat, p 360.
- Mebarki, A. (1982)** : Le bassin du Kébir – Rhummel (ALGERIE) .Hydrologie de surface et aménagement des ressources en eau.

- Meharzi, M. (1994)** : Le rôle de l'orographie dans la répartition spatiale des précipitations dans le massif de l'Aurès. Méditerranée n° : 3-4 ; pp-73-78.
- Meharzi, M. (2010)** : Forêts géosystèmes, et dynamique du milieu (Cas de l'Aurès). Thèse de doctorat. Université de Constantine. 87 p.
- Rodier J, Beuffr H, Bournaud M, Broutin J. P, Geoffray Ch, Kovacsik G, Laport J, Pattee E, Plissier M, Rodi L, Vial J, (1984)** : L'analyse de l'eau, eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer. 7e édition. Ed. Dunod,
- Salem, M.A. (2012)**: Hydrodynamic and geochemical approaches of Trarza groundwater recharge, south-western Mauritania. Thèse de Doctorat. Université Paris-Sud, p 109.
- Schéma De Cohérence Urbaine De L'aire Urbaine De La ville De Khenchela, Direction De L'environnement -Rapport Final.
- Seltzer, P. (1946)** : Le climat de l'Algérie. Institut de météorologie du globe de l'Algérie ; Alger, 219 pages + annexe statistique et 01 carte hors texte.
- Shout.H, (2010)**: Étude Geophysique des Aquifères Profonds Dans le Sud-est Constantinois (Cas de la Region de Khenchela- Aures).Journal International Network Environmental Management Conflicts, Santa Catarina – Brazil.pp.76-84.
- Simler, R. (2007)** : Diagrammes. Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon, Université d'Avignon, Logiciel d'hydrochimie multilangage en distribution libre.
- Stahl W, Aust H, Dounas A, (1974)**: Origine of artesian and thermal waters determined by oxygen, hydrogen and carbon isotope analyses of water samples from the Sperkios valley, Greece. Journal of I.A.E.A., Vol. II SM - 182/15:317 – 339.
- Tahiri, A. (1996)** : Contribution à la connaissance de l'hydrochimie de la nappe de Temara (Sud de Rabat), Maroc. Thèse de diplôme d'études supérieures, université Abedlmalek Essadi, Tétouan Maroc, 133 p.
- Tardy, Y. (1980)** : Géochimie des interactions entre les eaux, les minéraux et les roches, S.A.R.L. ELEMENTS édit., Tarbes, 109 p.
- Taupin, J.D, Gallaire, R, Arnaud, Y, (1997)** : Analyses isotopiques et chimiques des précipitations sahéliennes dans la région de Niamey au Niger : implications climatiques. Hydrochemistry: proceedings of the Rabat Symposium. IAHS Publication n° 244. Thermo Fisher Scientific: Gas Bench II, Operating Manual, Revision A-1118343.
- Trabelsi R, Zaïri M, Smida H, Ben Dhia H. (2005)** : Salinisation des nappes côtières: cas de la nappe nord du Sahel de Sfax, Tunisie. Geoscience 337:515–524.

Tweed S, Leblanc M, Cartwright I, Guillaume FG, Leduc C (2011): Arid zone groundwater recharge and Salinization processes; an example from the Lake Eyre Basin, Australia. *Journal of Hydrol* 408 :257–275.

Valles, V. (1985) : Etude et modélisation des transferts d'eau et des sels dans un sol argileux. Application au calcul des doses d'irrigation, Thèse Doc. De l'institut national polytechnique de Toulouse. 180 p.

Vengosh, a. (2003): Salinization and Saline Environments. In: Sherwood Lollar, B. (ed.). *Environmental geochemistry (volume 9), Treatise in Geochemistry.*

Winckela. A et al. (2002) : Apport des isotopes stables dans l'estimation des altitudes de recharge de sources thermales du Maroc. (*Isotopic Geochemistry*) *Geoc C. R. Geoscience* 334 (2002) 469–474.

Zouari K, Aranyossy J. F, Mamou A. et Fontes J Ch. (1985): Etude isotopique et géochimique des mouvements et de l'évolution des solutions de la zone aérée des sols sous climat semi-aride (Sud tunisien). In: *Stable and radioactive isotopes in the study of the unsaturated soil zone. IAEA-TECDOC-357, Vienna.* p.121-144.

Zouari, K. (1998) : Etude isotopique et hydrochimique des systèmes multicouches de Gafsa et de Hajeb el Ayoun-Jelma. Rapport final de coopération scientifique et technique. Projet AIEA. Code: TUN/8/012, p 70.

Annexes

Annexe 1

Principaux Oueds des bassins versants du versant nord de l'Aurès (Meharzi, 2010).

1/ Oued El Arab

Altitude (m)	Superficie (km ²)	%	Courbe hypsométrique
+ 2200	2	0.06	2
2000-2200	12	0.39	14
1800-2000	29	0.94	43
1600-1800	79	2.57	122
1400-1600	289	9.41	411
1200-1400	640	20.84	1051
1000-1200	840	27.35	1891
800-1000	732	23.83	2623
600-800	204	6.64	2827
400-600	244	7.94	3071
Total	3071	100	-

2/ Oued Fedhala

1800-2000	33	3.21	33
1600-1800	100	9.73	133
1400-1600	131	12.75	264
1200-1400	151	14.70	415
1000-1200	190	18.50	605
800-1000	180	17.52	785
600-800	100	9.73	885
400-600	142	13.82	1027
Total	1027	100	-

3/ Oued el Abiod

2000-2200	2	0.17	2
1800-2000	31	2.75	33
1600-1800	95	8.44	128
1400-1600	246	21.86	374
1200-1400	163	14.48	537
1000-1200	188	16.71	725
800-1000	136	12.08	861
600-800	117	10.4	978
400-600	147	13.06	1125
Total	1025	100	-

4/ Oued Abdi

+2200	2	0.40	2
2000-2200	17	3.45	19
1800-2000	31	6.30	50
1600-1800	63	12.80	113
1400-1600	87	17.68	200
1200-1400	80	16.26	280
1000-1200	85	17.27	365
800-1000	62	12.60	427
600-800	41	8.33	468
400-600	24	4.87	492

Total	1025	100	-
--------------	-------------	------------	----------

5. Ouèd Taga

Altitude en mètre	Superficie (Km²)	%	Courbe hypsométrique
+2200	1.5	0.35	
2000-2200	8	1.90	1.5
1800-2000	27	6.42	9.5
1600-1800	69	16.40	36.5
1400-1600	90	21.40	105.5
1200-1400	113	26.87	195.5
1000-1200	112	26.63	308.5
-1000	0	-	420.5
			-
Total	420.5	100	-

6/ Ouèd Boulefreis

+2200	1	0.25	1
2000-2200	2	0.50	3
1800-2000	12	3.00	15
1600-1800	10	2.50	25
1400-1600	43	10.77	68
1200-1400	77	19.29	145
1000-1200	148	37.09	293
-1000	106	26.56	399
			-
Total	399	100	-

7/ Oued Issaoul

1800-2000	3	1.47	3
1600-1800	10	4.90	13
1400-1600	20	9.80	33
1200-1400	65	31.86	98
1000-1200	88	43.13	186
800-1000	18	8.82	204
			-
Total	204	100	-

Annexe 2

Tableau1 : Norme de potabilité de l'eau (OMS).

Élément/ substance	Symbole/ formule	Concentration normalement trouvée dans l'eau de surface	Lignes directrices fixées par l'OMS
Aluminium	Al		0,2 mg/l
Ammonium	NH ₄ ⁺	< 0,2 mg/l (peut aller jusqu'à 0,3mg/l dans une eau anaérobique)	Pas de contraintes
Antimoine	Sb	< 4 µg/l	0.02 mg/l
Arsenic	As		0,01 mg/l
Amiante			Pas de valeur guide
Baryum	Ba		0,7 mg/l
Béryllium	Be	< 1 µg/l	Pas de valeur guide
Bore	B	< 1 mg/l	0.5mg/l
Cadmium	Cd	< 1 µg/l	0,003 mg/l
Chlore	Cl		Pas de valeur mais on peut noter un goût à partir de 250 mg/l
Chrome	Cr ⁺³ , Cr ⁺⁶	< 2 µg/l	chrome total : 0,05 mg/l
Couleur			Pas de valeur guide
Cuivre	Cu ²⁺		2 mg/l
Cyanure	CN ⁻		0,07 mg/l
oxygène dissous	O ₂		Pas de valeur guide
Fluorure	F ⁻	< 1,5 mg/l (up to 10)	1,5 mg/l
Dureté	mg/l CaCO ₃		200 ppm
Sulfure d'hydrogène	H ₂ S		0.05 à 1 mg/L
Fer	Fe	0,5 - 50 mg/l	Pas de valeur guide
Plomb	Pb		0,01 mg/l
Manganèse	Mn		0,4 mg/l
Mercure	Hg	< 0,5 µg/l	inorganique : 0,006 mg/l
Molybdène	Mb	< 0,01 mg/l	0,07 mg/l
Nickel	Ni	< 0,02 mg/l	0,07 mg/l
Nitrate et nitrite	NO ₃ , NO ₂		50 et 3 mg/l (exposition à

			court terme) 0.2 mg/l (exposition à long terme)
Turbidité			Non mentionnée
pH			Pas de valeur guide mais un optimum entre 6.5 et 9.5
Sélénium	Se	< < 0,01 mg/l	0,01 mg/l
Argent	Ag	5 – 50 µg/l	Pas de valeur guide
Sodium	Na	< 20 mg/l	Pas de valeur guide
Sulfate	SO ₄		500 mg/l
Etain inorganique	Sn		Pas de valeur guide : peu toxique
TDS			Pas de valeur guide mais optimum en dessous de 1000 mg/l
Uranium	U		0.015 mg/l
Zinc	Zn		3 mg/l

Composés organiques

Groupe	Substance	Formule	Lignes directrices fixées par l'OMS
Alcanes chlorés	Tétrachlorométhane	C Cl ₄	4 µg/l
	Dichlorométhane	C H ₂ Cl ₂	20 µg/l
	1,1-Dichloroéthane	C ₂ H ₄ Cl ₂	Pas de valeur guide
	1,2-Dichloroéthane	Cl CH ₂ CH ₂ Cl	30 µg/l
	1,1,1-Trichloroéthane	CH ₃ C Cl ₃	Pas de valeur guide
Alcènes chlorés	1,1-Dichloroéthène	C ₂ H ₂ Cl ₂	Pas de valeur guide
	1,2-Dichloroéthène	C ₂ H ₂ Cl ₂	50 µg/l
	Trichloroéthène	C ₂ H Cl ₃	20 µg/l
	Tétrachloroéthène	C ₂ Cl ₄	40 µg/l
Hydrocarbures aromatiques	Benzène	C ₆ H ₆	10 µg/l
	Toluène	C ₇ H ₈	700 µg/l
	Xylènes	C ₈ H ₁₀	500 µg/l
	Ethylbenzène	C ₈ H ₁₀	300 µg/l
	Styrène	C ₈ H ₈	20 µg/l

	Hydrocarbures aromatiques polynucléaires	$C_2 H_3 N_1 O_5 P_{1.3}$	Non mentionné	
Benzènes chlorés	Monochlorobenzène (MCB)	$C_6 H_5 Cl$	Pas de valeur guide	
	Dichlorobenzènes (DCBs)	1,2-Dichlorobenzène (1,2-DCB)	$C_6 H_4 Cl_2$	1000 µg/l
		1,3-Dichlorobenzène (1,3-DCB)	$C_6 H_4 Cl_2$	Pas de valeur guide
		1,4-Dichlorobenzène (1,4-DCB)	$C_6 H_4 Cl_2$	300 µg/l
	Trichlorobenzènes	$C_6 H_3 Cl_3$	Pas de valeur guide	
Constituants organiques micellaires	Adipate de dioctyle	$C_{22} H_{42} O_4$	Pas de valeur guide	
	phthalate de Di(2-ethylhexyle)	$C_{24} H_{38} O_4$	8 µg/l	
	Acrylamide	$C_3 H_5 N O$	0.5 µg/l	
	Epichlorhydrine	$C_3 H_5 Cl O$	0.4 µg/l	
	Hexachlorobutadiène	$C_4 Cl_6$	0.6 µg/l	
	Acide éthylènediaminetétraacétique (EDTA)	$C_{10} H_{12} N_2 O_8$	600 µg/l	
	Nitriloacétate (NTA)	$N(CH_2COOH)_3$	200 µg/l	
	Organoétains	Dialkylétains	$R_2 Sn X_2$	Pas de valeur guide
Oxyde de tributhylétains (TBTO)		$C_{24} H_{54} O Sn_2$	Pas de valeur guide	

Pesticides

Substance	Formule	Lignes directrices fixées par l'OMS
Alachlore	$C_{14} H_{20} Cl N O_2$	20 µg/l
Aldicarbe	$C_7 H_{14} N_2 O_4 S$	10 µg/l
Aldrine and dièldrine	$C_{12} H_8 Cl_6 /$ $C_{12} H_8 Cl_6 O$	0.03 µg/l
Atrazine	$C_8 H_{14} Cl N_5$	2 µg/l

Bentazone	$C_{10} H_{12} N_2 O_3 S$	Pas de valeur guide
Carbofuran	$C_{12} H_{15} N O_3$	7 µg/l
Chlordane	$C_{10} H_6 Cl_8$	0.2 µg/l
Chlorotoluron	$C_{10} H_{13} Cl N_2 O$	30 µg/l
DDT	$C_{14} H_9 Cl_5$	1 µg/l
1,2-Dibromo-3-chloropropane	$C_3 H_5 Br_2 Cl$	1 µg/l
acide 2,4-Dichlorophenoxyacétique (2,4-D)	$C_8 H_6 Cl_2 O_3$	30 µg/l
1,2-Dichloropropane	$C_3 H_6 Cl_2$	40 µg/l
1,3-Dichloropropane	$C_3 H_6 Cl_2$	Pas de valeur guide
1,3-Dichloropropène	$CH_3 CHClCH_2 Cl$	20 µg/l
dibromure d'éthylène (EDB)	$Br CH_2 CH_2 Br$	Non mentionné
Heptachlore and epoxide d'heptachlore	$C_{10} H_5 Cl_7$	
Hexachlorobenzène (HCB)	$C_{10} H_5 Cl_7 O$	
Isoproturon	$C_{12} H_{18} N_2 O$	9 µg/l
Lindane	$C_6 H_6 Cl_6$	2 µg/l
MCPA	$C_9 H_9 Cl O_3$	2 µg/l
Methoxychlore	$(C_6H_4OCH_3)_2CHCCl_3$	20 µg/l
Metolachlor	$C_{15} H_{22} Cl N O_2$	10 µg/l
Molinate	$C_9 H_{17} N O S$	6 µg/l
Pendimethalin	$C_{13} H_{19} O_4 N_3$	20 µg/l
Pentachlorophenol (PCP)	$C_6 H Cl_5 O$	9 µg/l
Perméthrine	$C_{21} H_{20} Cl_2 O_3$	300 µg/l
Propanil	$C_9 H_9 Cl_2 N O$	Pas de valeur guide

Pyridate		$C_{19}H_{23}ClN_2O_2S$	Pas de valeur guide
Simazine		$C_7 H_{12} Cl N_5$	2 µg/l
Trifluraline		$C_{13} H_{16} F_3 N_3 O_4$	20 µg/l
Chlorophenoxy herbicides (excluding 2,4-D and MCPA)	2,4-DB	$C_{10} H_{10} Cl_2 O_3$	90 µg/l
	Dichlorprop	$C_9 H_8 Cl_2 O_3$	100 µg/l
	Fenoprop	$C_9 H_7 Cl_3 O_3$	9 µg/l
	MCPB	$C_{11} H_{13} Cl O_3$	Pas de valeur guide
	Mecoprop	$C_{10} H_{11} Cl O_3$	10 µg/l
	2,4,5-T	$C_8 H_5 Cl_3 O_3$	9 µg/l

Désinfectants et désinfectant par produits

Groupe	Substance		Formule	Lignes directrices fixées par l'OMS
Désinfectants	Chloramines		$NH_n Cl^{(3-n)}$, where n = 0, 1 or 2	Non mentionné
	Dichlore		Cl_2	5 mg/l
	Dioxyde de chlore		ClO_2	Pas de valeur guide
	Diode		I_2	Pas de valeur guide
Désinfectant par produits	Bromate		$Br O_3^-$	10 µg/l
	Chlorate		$Cl O_3^-$	70 µg/l
	Chlorite		$Cl O_2^-$	70 µg/l
	Chlorophenols	2-Chlorophenol (2-CP)	$C_6 H_5 Cl O$	Pas de valeur guide
		2,4-Dichlorophenol (2,4-DCP)	$C_6 H_4 Cl_2 O$	Pas de valeur guide
		2,4,6-Trichlorophenol (2,4,6-TCP)	$C_6 H_3 Cl_3 O$	200 µg/l
	Formaldéhyde		HCHO	Pas de valeur guide
	MX (3-Chloro-4-dichlorométhyl-5-hydroxy-2(5H)-furanone)		$C_5 H_3 Cl_3 O_3$	Pas de valeur guide
Trihalométhanes	Bromoforme	$C H Br_3$	100 µg/l	

		Dibromochlorométhane	CH Br ₂ Cl	100 µg/l
		Bromodichlorométhane	CH Br Cl ₂	60 µg/l
		Chloroforme	CH Cl ₃	300 µg/l
Acides acétiques chlorés		Acide Monochloroacétique	C ₂ H ₃ Cl O ₂	Pas de valeur guide
		Acide Dichloroacétique	C ₂ H ₂ Cl ₂ O ₂	50 µg/l
		Acide Trichloroacétique	C ₂ H Cl ₃ O ₂	20 µg/l
Hydrate de chloral (trichloroacétaldéhyde)			C Cl ₃ CH(OH) ₂	Pas de valeur guide
Chloroacétones			C ₃ H ₅ O Cl	Pas de valeur guide
Halogénés acétonitriles		Dichloroacétonitrile	C ₂ H Cl ₂ N	20 µg/l
		Dibromoacétonitrile	C ₂ H Br ₂ N	70 µg/l
		Bromochloroacétonitrile	CH Cl ₂ CN	Pas de contraintes
		Trichloroacétonitrile	C ₂ Cl ₃ N	Pas de valeur guide
Chlorure de cyanogène			Cl CN	70 µg/l
trichloronitrométhane			C Cl ₃ NO ₂	Pas de valeur guide



Hydro-geochemical Characterization of Water Springs of the Aurès region. (North-eastern Algeria)

Ch. Berkani*, B. Houha

Faculty of Natural and Life Sciences, Department of Ecology and Environment, Laboratory Water, Environment and Renewable Energy, University of Abbes Laghrour, Khenchela, Algeria.

Received 01 Mar 2016, Revised 11 Apr 2016, Accepted 18 Apr 2016

*Corresponding author. E-mail: Cherifaberkani14@gmail.com, (Ch. Berkani); Phone: +213676878597

Abstract

The origin of the salinity of the Cretaceous and Pliocene-Quaternary aquifers of the Aurès region presents a challenge for the exploitation and mobilization of groundwater resources. In this region; people can estimate the quality of groundwater, via samples taken in wells, boreholes and in the springs. Evaporation, endorheic basin nature, population growth and expansion of irrigated areas are natural and anthropogenic stresses that can lead to salinization of water bodies. A multidisciplinary approach integrating hydrogeology, hydrochemistry and multivariate statistical analysis was undertaken to characterize and control the mechanisms of water mineralization. The main natural geochemical processes involved in the acquisition of the salinization are related to the interactions between the rocks and the water (dissolution of evaporite minerals), the cation exchange and evaporation.

Keywords: Aurès, salinity, salinization, evaporites, chemical tracers.

1. Introduction

The Aurès region is the eastern extension of the Saharan Atlas. It extends between parallels 34 ° - 45 ° and 35 ° - 30 North and longitudes 5 ° - 45 'and 7' 'to the east of the international meridian. The northern slope of the Aurès region is rich by a wealth of water springs of hot and cold deposits. The thermal springs emerge in the land of the Albo- Aptian of the Cretaceous consisting mainly of limestone and dolomitic limestone of the Cenomanian with gypsum inclusions, the whole is surmounted by covered red clay of Quaternary. These limestones are crossed by cracks and broken loopholes that allow infiltration and reassembled of the groundwater. [1, 5, 6].

The main objective of this study is the hydrogeochemical characterization of cold and thermal springs of Cretaceous and Quaternary Plio- aquifers of Aurès region; and the identification of the origin of the salinity by hydrogeochemical approach.

2. Experimental

2.1 study area

The study area is located on the north side of the massif of the Aurès, 13 water springs are located in Cretaceous and Pliocene-Quaternary aquifers. They were the subject of monitoring physicochemical measurements. (Fig.1). the climate of the study area is semi-arid, the average annual rainfall is 470 mm and the average annual temperature is around 16 ° C.

The northern slope of the Aurès has a simple structure: the anticline Chelia, 2328m (Ras Kaltoum) gradually occupied the southwest to the northeast by the geological formations of the Albo-Aptian. They are consisted by limestone, sandstone and dolomites. Jebel Bezaz developed mainly in the Aptian with two facies in the southwest (Jebel Feraoun 2093m) limestone, sometimes dolomitised, overcome alternations of marl and limestone, north (Ras Serdoun, 1700m), here; the facies is heterogeneous limestone. The Aurès syncline is

characterized by outcrops of Cenomanian marls [1, 2, 5, 6]. On the edge of the Anticline Khenchela (Jebel Aidel) there Albian overlooking the thermal springs, it presents a sandstone facies at the top and bottom of dolomitic limestone and calcareous marl, it gets really deep marl. [1]. (Fig.2), (Fig.3).

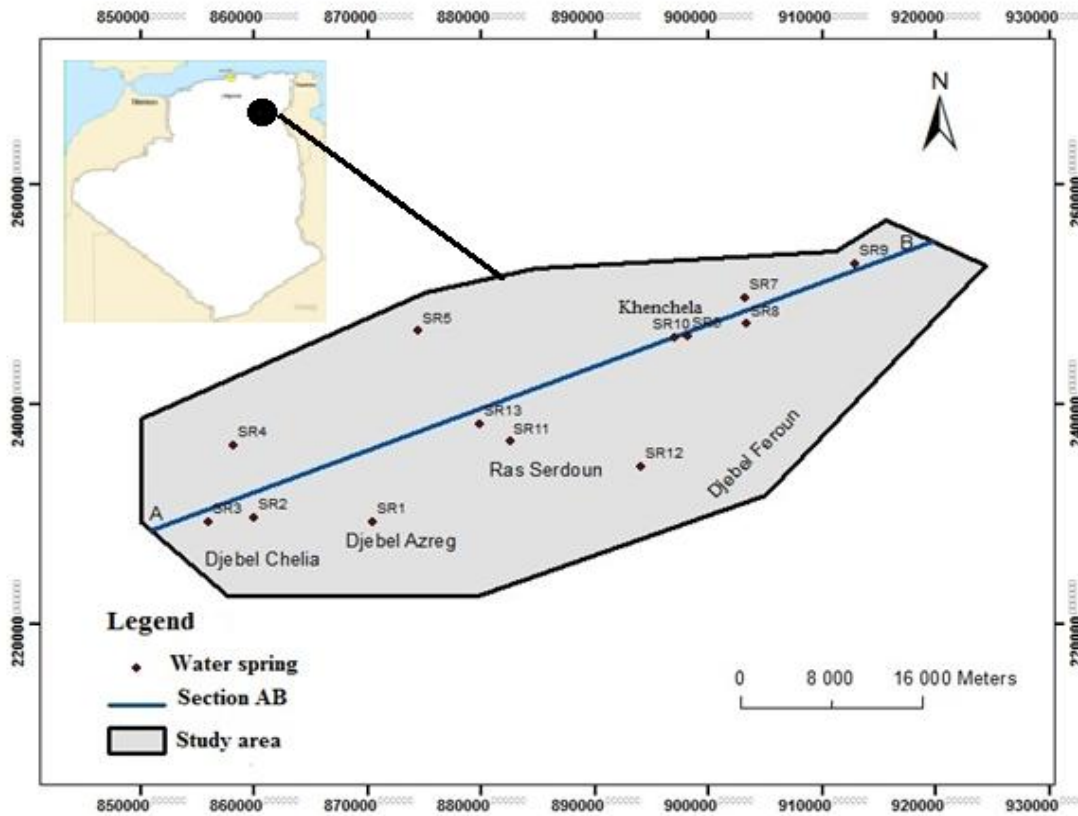


Figure 01: Location map of the study area. (May-2014)

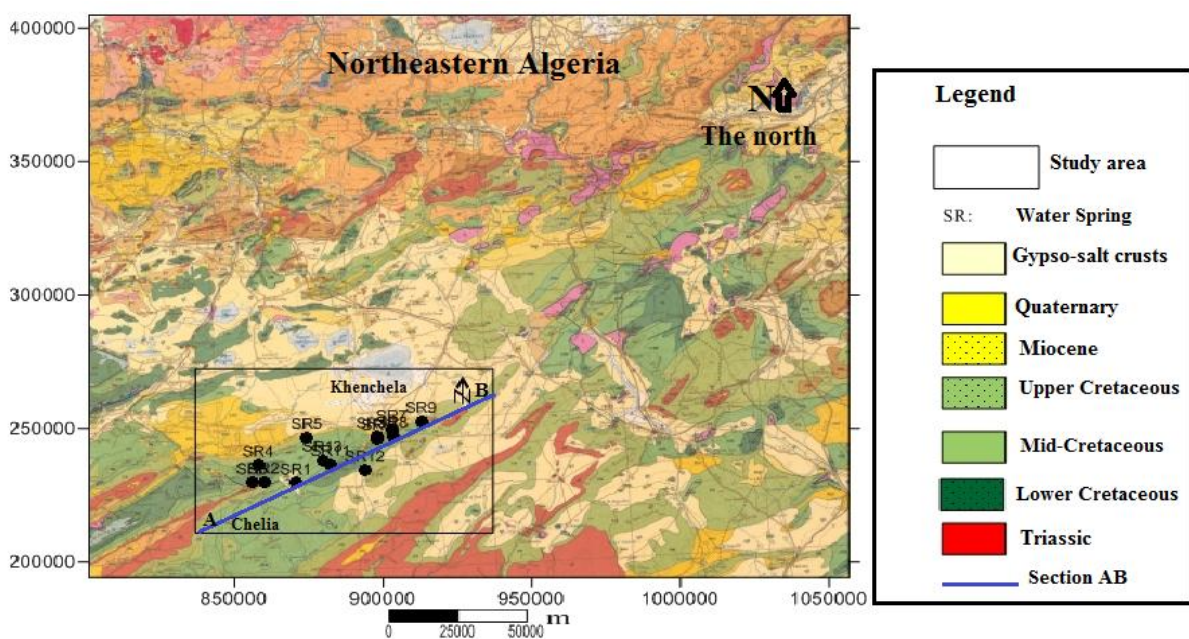


Figure 2: Geological map of study area. (May-2014).

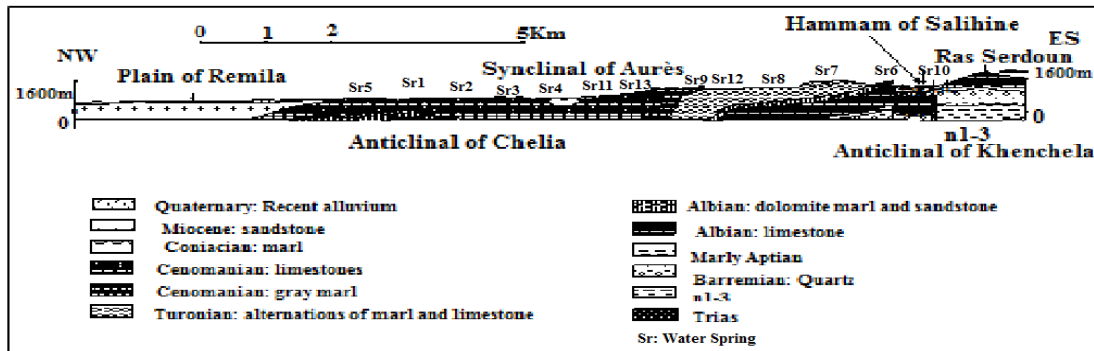


Figure 3: Interpretative Cup in northern massif of the Aurès region. **Modified [1].**

2.2. Sampling and Analytical Techniques

The analysis of water was made in May 2014. The measurement of the non-conserved physical parameters such as pH, temperature, electrical conductivity and mineralization was performed *in situ* using a Portable multi parameter type "Consort C931, version 2.4."

The major chemical elements were analyzed by ion chromatography phase. LACILAP laboratory (Ain M'lila, Algeria, May-2014).

We took the geological coordinates with a GPS type of Garming and measured four physical parameters *in situ*, seven major chemical elements and we calculated four saturation index.

The chemical facies is determined by software DIAGRAMME of the University of Avignon (France).

Calculating the saturation index (SI) was effected, with the software PHREEQC (USGS).

3. Results and Discussion

3.1. Physical parameters

Water temperature plays a crucial role in solubility of gases and salts. It is strongly influenced by environmental conditions related to the situation geographic the resort, geology traversed terrain, hydrology ecosystem and especially climate prevailing. [21].

The temperature of the cold springs varies from 13 to 17 ° C, with an average of 15 ° C; it is close to the average annual temperature. These are all water withdrawn high in the mountains. It seems that the catchment springs that have very low temperature are located at much higher altitudes than the points of emergence. The temperature of the thermal springs is much greater than the average annual temperature; it ranges from 33 ° C to 65 ° C, with an average of 49 ° C. It seems that these waters come from a very deep origin. They are influenced by the geothermal gradient in the region which is 4.19 ° C / 100 m and seismic activity. [1].

The pH depends on the natural conditions, such as vegetation cover and the nature of the soil substrate rocks and human activities [21]. It measured on the waters of the carbonate aquifer present values ranging from 6.42 to 7.00. The few values below 7 could correspond to the water which had only brief contact with the rocks.

The electrical conductivity of water present values above 1500 $\mu\text{S} / \text{cm}$, these are mineralized waters that would have gone through gypsum/halite-licks (NaCl , $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, CaSO_4). This case is common in thermal springs Salihine, Kenif, and Djaarir, emerging in favor of the Triassic outcrops. The waters of cold springs are weakly mineralized and circulate in carbonate formations of the Albo-Aptian.

The mineralization is in agreement with the temperature of water. The thermal springs present the greatest values, the increase in water temperature involve dissolving minerals exceed 800mg / l.

[1, 20].

Chemical analysis of 13 samples show different contents of the elements assayed from one point to another. (table 1).

Table 1: Physicochemical characteristics of the water springs of the northern of the Aurès region. (May-2014).

Water springs	Geographic coordinats			Physical parameters				Cations (meq/l)				Anions (meq/l)			Saturation index			
	Lat.	Long.	Alt. (m)	pH	T°C	Mineralization (mg/L)	electrical conductivity $\mu\text{s/cm}$	Ca	K	Na	Mg	HCO3	Cl	SO4	SI. Calcite	SI. Dolomite	SI. Gypsum	S.I. Halite
H. Djaair Sr1	35° 16' 45"	6° 47' 23"	1102	7.011	33.5	682	1681	5	0.53	16.7	1.07	2.64	20.94	0.93	-0.34	-0.21	-1.78	-5.21
Tafsaste Sr2	35° 18' 04 "	6° 38' 98"	1572	6.978	13	205	328	3.69	0.48	10.28	2.03	4.25	5	7.8	-0.25	-0.63	-0.97	-5.99
Ras El Ma Sr3	35° 18' 04 "	6° 37' 02"	1738	7.312	13	118	127.7	6.11	0.38	10.01	2.53	4.71	4	10.94	-0.01	-0.27	-0.63	-6.11
El Ma Lakhel Sr4	35° 21 ' 34"	6° 38 '34"	1329	7.742	14	144	271.1	5.72	0.47	6.42	3.75	3.26	2.41	9.88	-0.19	-0.42	-0.69	-6.52
Boulaghmène Sr5	35° 26 ' 49 "	6° 48' 98"	1158	6.981	15	286	538	5.31	0.43	6.47	4.75	3.4	2.31	10.84	-0.21	-0.33	-0.69	-6.50
Silène Sr6	35° 26' 02"	7° 05' 14"	1166	7.055	17	204	378	6.16	0.45	5.57	3.05	8.37	2.99	4.55	0.27	0.37	-0.97	-6.48
Manchare Sr7	35° 27' 46"	7° 08' 38"	1025	7.087	16	498	898	12.12	0.42	12.01	2.13	2.32	14.8	9.52	-0.06	-0.73	-0.44	-5.49
Karma Sr8	35° 26' 09"	7° 08' 19"	1147	7.154	17	504	509	9.3	0.22	9.6	0.86	14.53	4.04	0.98	0.68	0.45	-1.48	-6.11
H.Knif Sr9	35° 29' 11"	7° 15' 11"	1058	7.066	48	697	1860	6.23	1.44	16.18	3.09	3.46	20.96	1.16	-0.15	-0.46	-1.61	-5.26
H.Salihine Sr10	35° 26 ' 22"	7° 05' 06"	1071	7.801	65	819	2610	4.49	2.08	8.83	3.15	4.39	13	0.94	-0.15	-0.31	-1.8	-5.75
Zarif Sr11	35° 27' 12"	6° 54' 39"	1399	7.214	15	125	420	9.3	0.69	4.84	0.47	12.63	2	0.57	0.64	0.12	-1.68	-6.70
S'Fa Sr12	35°19'43"	7°02'10"	1190	7.381	16	144	271	4.25	3.55	4.96	0.6	10.28	1	1.5	0.23	-0.25	-1.57	-6.98
Mimoune Sr13	35° 22' 8"	6° 52' 54"	1175	7	16	178	476	9.26	0.68	4.95	0.61	13	2.11	0.57	0.65	0.25	-1.69	-6.67

3.2. Chemical parameters 3.2.1 Chemical facies

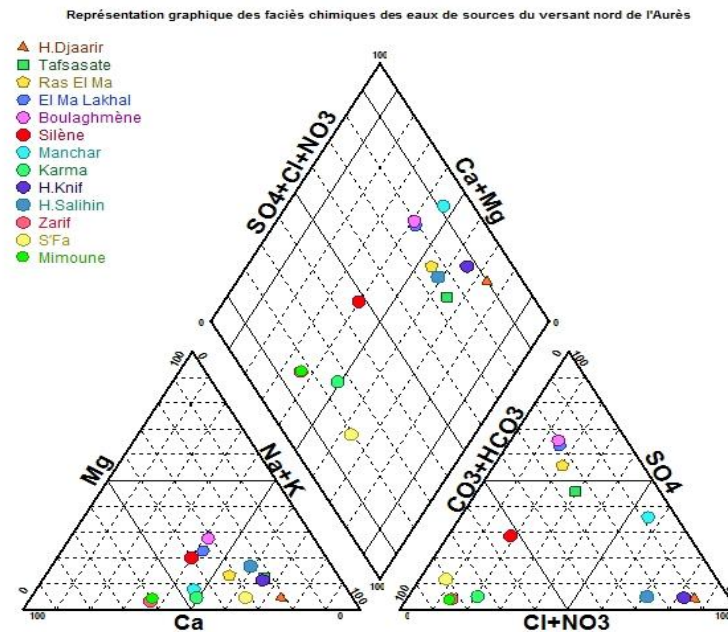


Figure 04: Chemical facies of water springs of the northern slope of the Aurès region (May-2014).

The data of the major ions carried over the Piper diagram allowed demonstrating the evolution of chemical facies water. The cold water of high-altitude exhibit a calcium bicarbonate facies, once these waters heated towards the piedmont of mountains, these waters evolves into calcium sulfated to chloride-sodium facies. (Fig. 4)

3.2.2. The origin of the minerals and the acquisition of the salinization

For better spatial and temporal characterization of the salinization phenomena of the carbonated aquifer, we studied the evolution of major elements according to the chloride ion that is a direct indicator of the origin of the water salinity and behaves as preserved element [1]. The interpretations of different diagrams lets identify brines from the dissolution of evaporites and the salinization related to the evaporation of water. (Fig.05).

Diagrams Ca^{2+} vs Cl^- (Fig.5.a) and Cl^- vs Mg^{2+} (Fig.5.b) show that the points are often located below the dissolution line. These basic exchange phenomena that characterize some aquifers levels of the massif of the Aurès region, are highlighted by the relationship $([Ca^{2+} + Mg^{2+}] - (SO_4^{2-} + HCO_3^-))$ and $[Na^+ + K^+ - Cl^-]$ vs $[Na^+ + K^+ - Cl^-]$ shown in (Fig5.f) [1, 7]. These exchanges result in the relationship plotted sample position. these basic exchange phenomena is carried out between the two parameters $([Ca^{2+} + Mg^{2+}] - (SO_4^{2-} + HCO_3^-))$ and $[Na^+ + K^+ - Cl^-]$ helps to get rid of ions possibly from other reactions dissolution of carbonate and evaporite minerals [7]. In the absence of these databases exchange reactions, all the representative points of the samples must be placed near the point of origin [1, 7, 8]. The enrichment of Chloride observed can be attributed to anthropogenic activities. The relationship of Na^+ vs Cl^- (Fig. 5.c) shows that the points are distributed to the line of halite dissolution contained in evaporite formations of the Triassic. The dots below the indicate dissolution of sodium depletion; this water is controlled mainly by cation exchange reactions between the water and red clays of the Pontien. They result in a fixation of the sodium and calcium release [9, 10, 13]. The report SO_4^{2-} vs Cl^- (Fig.5.d) shows that the majority of water points are placed below the line and the SO_4 / Cl ratio is in favor of sulfates. One can suggest that this increase in the ratio is due to leaching and dissolution of gypsiferous inclusions. The return of irrigation water containing fertilizers is an additional source salinization of water bodies in the carbonate aquifer. [11, 12, 18]. The report HCO_3^- according to Cl^- (Fig.6.e) has a heterogeneous distribution of bicarbonates due to the spatial variation of the pH and gas exchange with the atmosphere. Excess bicarbonate demonstrates the dissolution of carbonate formations of the Cretaceous [1].

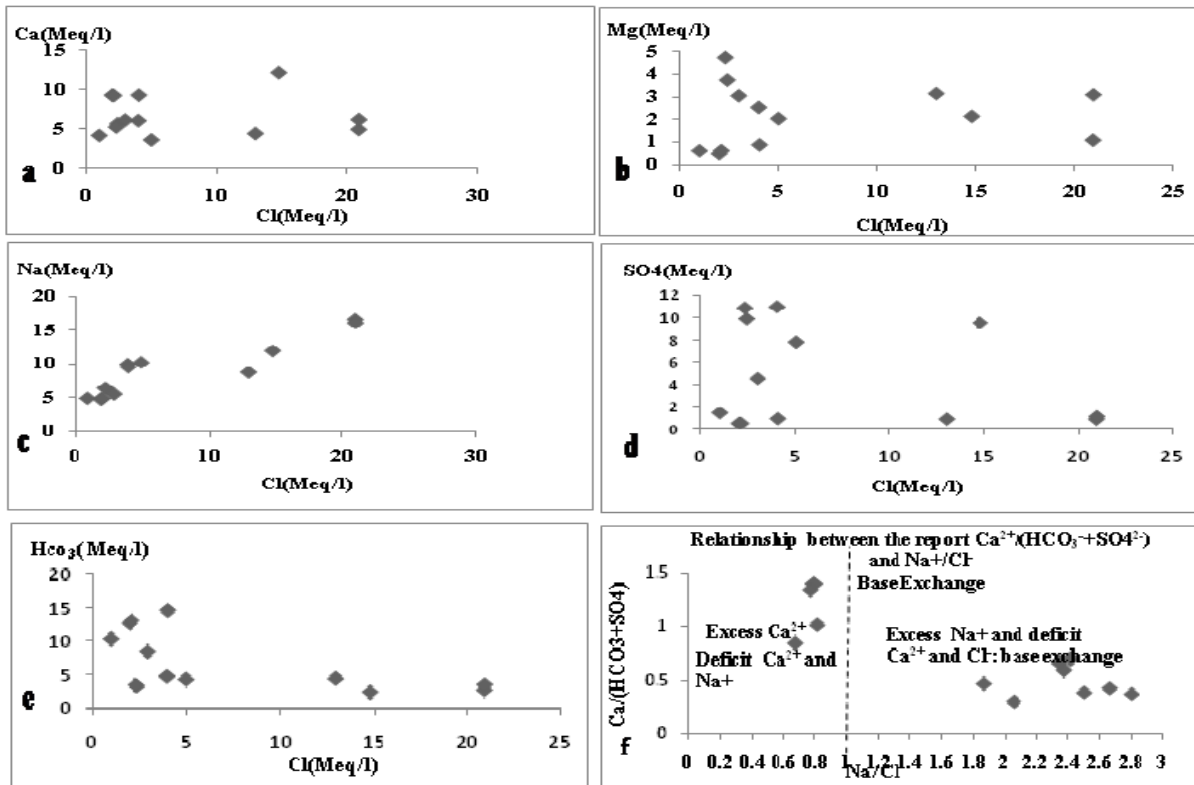


Fig.5. Relationship between the report ($\text{Ca}^{2+}(\text{HCO}_3 + \text{SO}_4^{2-})$ and Na^+/Cl) Of the springs water in the Aurès- Algeria-

Figure 05: Changes in concentrations of the major elements according to the Chloride of water springs in the northern of the Aurès region. (May-2014).

3.2.3. Saturation Index of water samples

The calculation of the saturation index (SI) of water samples was performed with the PHREEQC software (USGS), (May-2014).

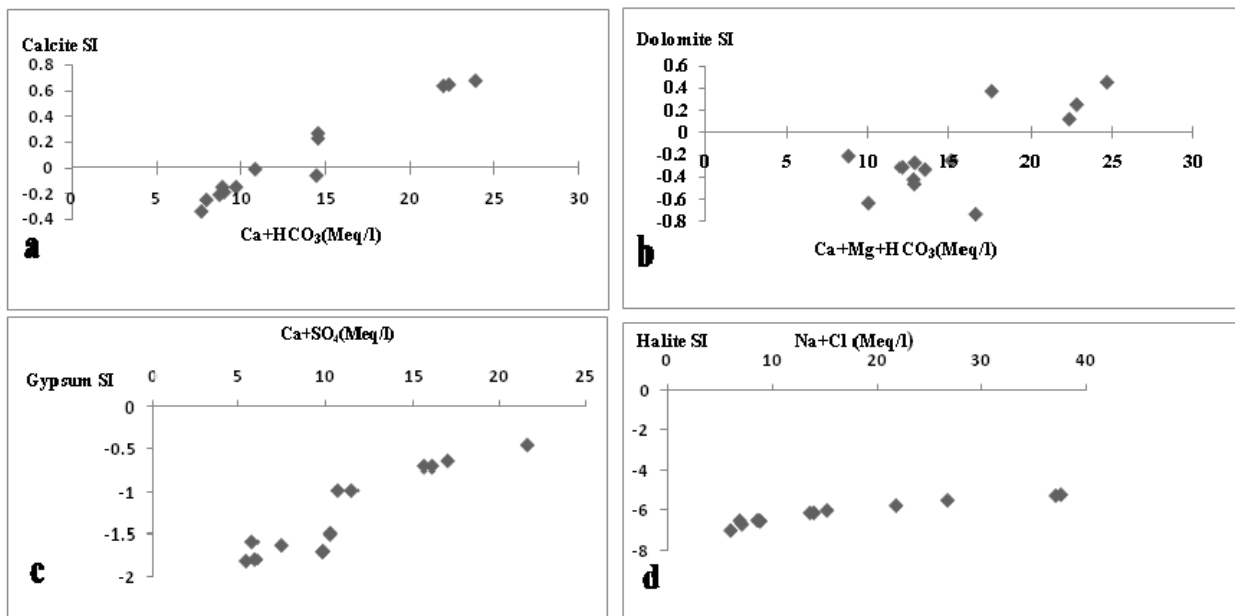


Figure 06: Correlation saturation indices values with respect to calcite, dolomite, gypsum and halite depending on $\text{Ca} + \text{HCO}_3$, $\text{Ca} + \text{Mg} + \text{HCO}_3$, $\text{Ca} + \text{SO}_4$ and $\text{Na} + \text{Cl}$ respectively.

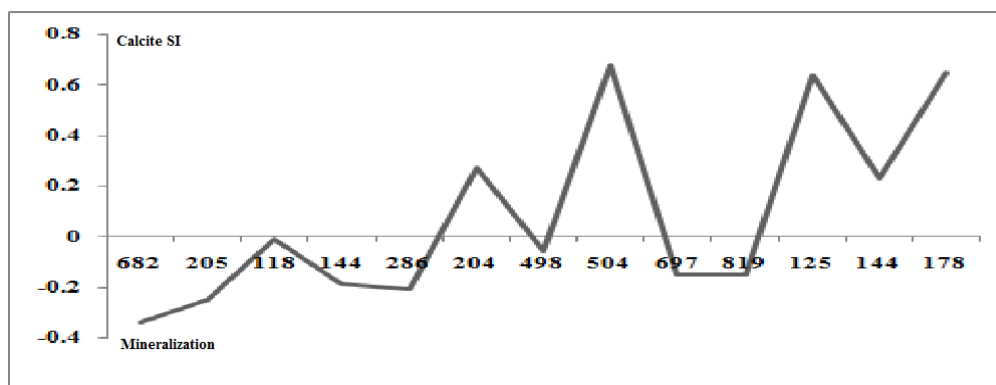


Figure 07: Changes in concentrations of the mineralization according to the saturation index of calcite of water springs in the northern of the Aurès region. (May-2014).

Saturation indices of calcite mineral (Fig 6.a) with respect to the mineral concerned shows an supersaturation state for most samples, illustrates the correlations between the calcite saturation index and ions concerned, this correlation confirmed the dissolution of carbonate minerals. Saturation index of dolomite mineral of mostly samples were negative (Fig.8.b) which also supports the hypothesis of the dissolution of this mineral in the water samples. The dissolution of gypsum (Fig.6.c) is confirmed through the inverse relationship between the saturation index of the mineral water and the sum of the ions from the eventual dissolution. There has been a close correlation between the saturation index of the Halite and ions (Ca + Cl) (Fig.8.d) is in a state of saturation, confirming the hypothesis of the dissolution of evaporites. Moreover, the salt leaching by rain events and the return of irrigation water favor the accumulation of salts in soils and contribute to the acquisition of the mineralization and to increase the salt content of water of water table. [10, 11, 15, 16]. The dissolution of carbonate and evaporate minerals is as the reactions [14]:

- Calcite: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}^+ + \text{HCO}_3^- + \text{OH}^-$
- Dolomite: $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{CO}_2(\text{g}) + 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}^+ + \text{Mg}^+ + 4\text{HCO}_3^-$
- Gypsum: $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}^+ + \text{SO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$
- Halite: $\text{NaCl} \rightleftharpoons \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$

Figure 7 shows that the waters are moving towards high positive values of saturation index (up to 0.7). At these values should precipitate of the calcite and saturation index cap; confirming the precipitation of calcite.

This figure shows the spatial evolution of the mineralization. The lowest values of the mineralization characterize cold water deposits, and appear to be related to rapid infiltration of rainwater at the limestone formations, sulfated and bicarbonate, and also to the low temperature. The greatest values of the mineralization characterize hot water deposits (Hammam El SalihineSR10, Hammam El Kenif SR9 and Hammam Djaarir SR1). The increase in water temperature involves dissolving minerals exceed 800mg / l, is in perfect agreement with the temperature of the depth of the earth.

3.3. Application of principal components analysis ACP

The ACP, applied on the physico-chemical parameters, confirms the results on the origin of the salinity obtained previously. The study of the spectrum of own values shows that there are three areas to be used for the interpretation of results since they hold 80% of the information. In the variable space, the axis F1 appears as a mineralization factor (Fig.9) on which are positively correlated most of the elements (EC, mineralization, Ca^{2+} , Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} and SO_4^{2-}). It explains 50% of the total variance. Note a very significant correlation between the parameters EC, mineralization and T ($^{\circ}\text{C}$); features thermal springs. This factor axis represents 50% of the variance, which is low considering the number of sample; the selected parameters, the major elements and salinity parameters. This result is consistent with the Piper diagrams that do not show a well defined chemical evolution. Both results indicate a strong heterogeneity of facies from water and geochemical pathways in the process of acquisition of mineralization. This shows heterogeneity (thermal / non-thermal) and it is due probably by the lithology.

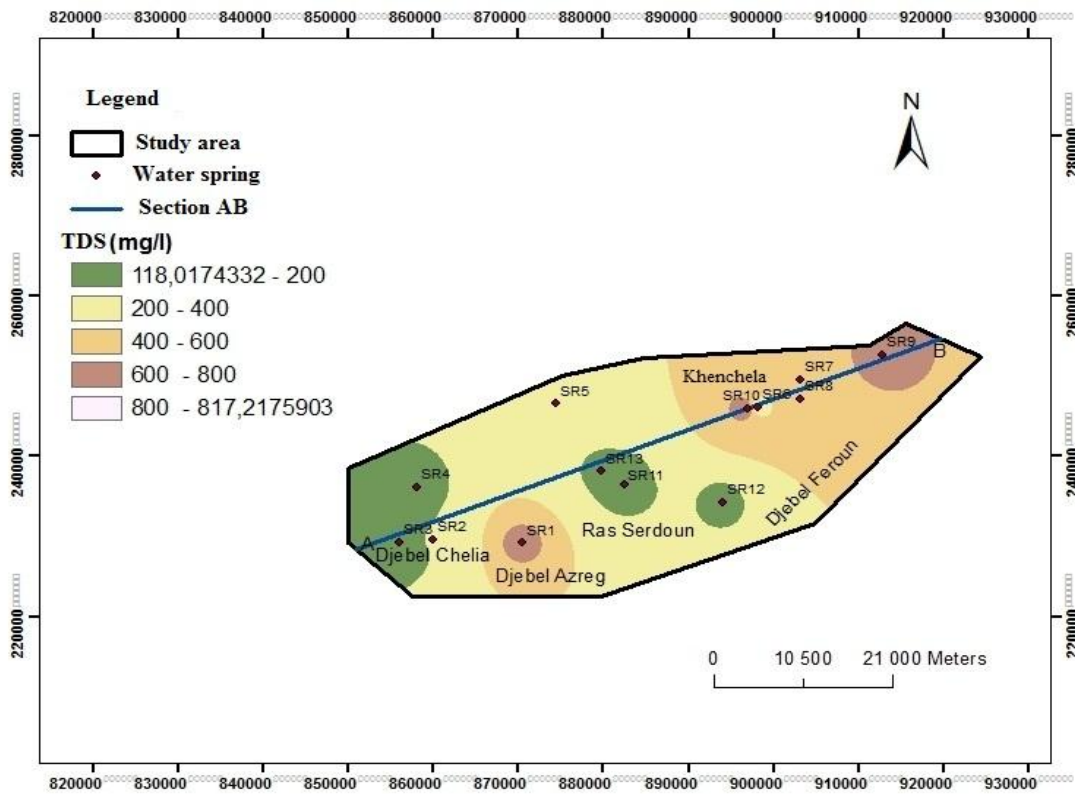


Figure 08: Spatial distribution of total mineralization of water springs in northern massif of the Aurès region (May- 2014).

Table 02: Correlation matrix of the variables adopted for CPA.

Variables	pH	T°C	TDS (mg/L)	EC (µs/cm)	Ca	K	Na	Mg	HCO ₃	Cl	SO ₄
pH	1										
T°C	0.369	1									
TDS (mg/L)	0.086	0.848	1								
CE (µs/cm)	0.239	0.964	0.927	1							
Ca	-0.255	-0.284	-0.018	-0.165	1						
K	0.408	0.389	0.122	0.274	-0.397	1					
Na	-0.250	0.457	0.713	0.576	-0.049	-0.156	1				
Mg	0.214	0.203	0.120	0.165	-0.345	-0.187	0.050	1			
HCO ₃	-0.111	-0.305	-0.348	-0.384	0.362	0.100	-0.560	-0.674	1		
Cl	-0.108	0.687	0.853	0.808	0.006	0.028	0.906	0.073	-0.561	1	
SO ₄	0.017	-0.468	-0.384	-0.435	-0.054	-0.419	-0.059	0.632	-0.573	-0.236	1

Numbers in bold indicate significant correlations.

The factorial F2 axis expresses 21% of the total inertia; it will oppose the bicarbonate waters sulfated waters. These are recent and superficial waters which differ from the warm deep waters. The significance of the second factorial axis is probably due to the lithological heterogeneity (opposition facies carbonate / sulphate constant facies mineral).

The factorial axis F3 expresses 16% of the total inertia; it will oppose the thermal waters that have the chemical facies sodium chloride. (Table 3)

Table3: Own values of the first three axes CPA.

Axis component	F1	F2	F3
Own value	5.849	2.683	2.009
Variability (%)	44.993	20.636	15.455
Cumulative%	44.993	65.628	81.084

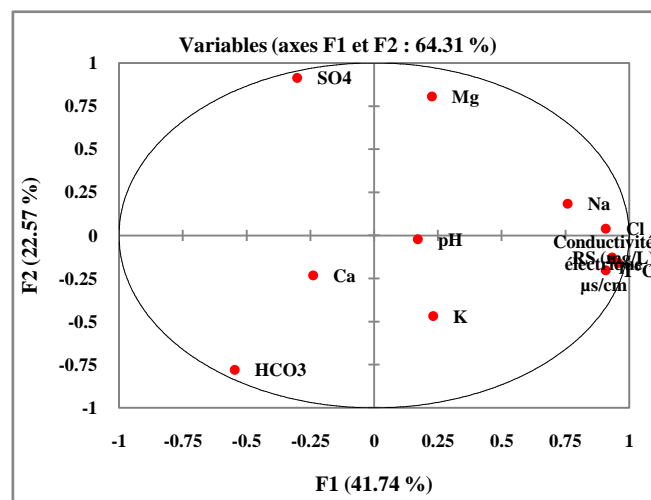


Figure 09: Projected variables of water springs.

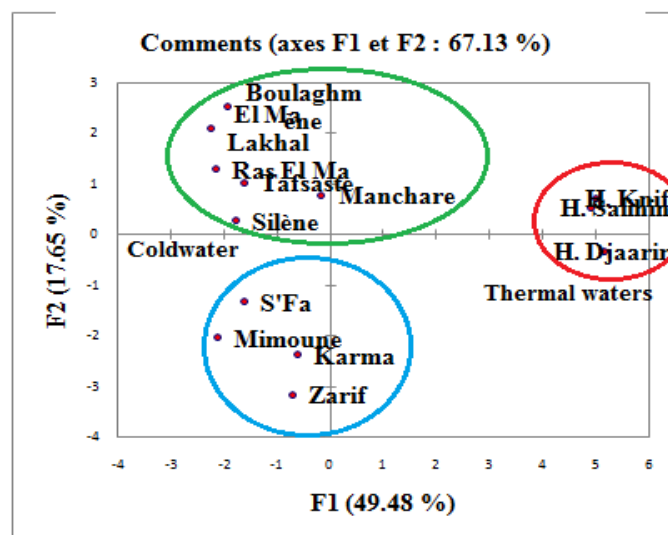


Figure 10: individual projection of water springs.

Figure 10 shows the three water types: calcium bicarbonate waters, chlorinated sodic; intermediate mixed water type and calcium chloride-sulfated. The cold surface waters at high altitudes have calcium bicarbonate water, once heated in depth foothills of the mountains, these waters evolves into calcium chloride-sodium sulfated water.

Conclusion

The results of this study help to understand the mechanisms of acquisition of mineralization of water Cretaceous and Pliocene-Quaternary aquifers in the North slope of the Aurès region. These mechanisms are as follows:

- Interaction water-rock: the more or less prolonged circulation of water in the aquifer of carbonated nature and the yield sediments of the wadi: Triassic and carbonate deposits of the Cretaceous are accompanied by water-rock interaction with the phenomenon of dissolution and therefore cause an increase in the mineralization of waters.

- Anthropogenic (agricultural): evaporation from the soil surface and in the first horizons after irrigation causes a gradual increase in salinity of the solutions of the unsaturated zone. The infiltration of irrigation and effective rain water loaded with salts and chlorides that are especially highly mobile ions, contributes to the increased salinity spring waters of the northern slope of the Aurès. The effect of over-exploitation in areas of high agricultural activity that use the waters of the lower strata are generally more mineralized. [10].

Acknowledgments - The authors are pleased to Abbes Laghrour University for providing the facilities for the research.

References

1. Houha B., *Etude de fonctionnement hydrogéochimique, salin et isotopique des eaux de Khenchela*. Thèse de doctorat, Université D'Avignon, France (2007) pp. 140.
2. Ballais J.L., *Recherches géomorphologique dans les Aurès*, Thèse de doctorat, Université de Paris I, France (1981) pp. 566.
3. Ballais J.L., *Aurès, encyclopédie berbère*. Edisud (1989) pp. 1066-1095.
4. Laffite R., *Etude géologique de l'Aurès*. Thèse de doctorat (1939) pp. 484.
5. Benaabidate L., *Caractérisation hydrologique du bassin versant de Sebou : hydrogéologie, qualité des eaux et géochimie des eaux thermales*. Thèse de doctorat. Es-sc., F.S.T. Fès (2000) pp. 250.
6. Meharzi M.K.E., *Forets géosystèmes, et dynamique du milieu (Cas de l'Aurès)*. Thèse de doctorat, Université de Constantine (2010) pp. 30.
7. Abid K., Trabelsi R., Zouari K., Abidi B., *Hydrol. Sci. J.* 526 (2009) 537.
8. McLean W., Jankowski J., Lavitt N., *Groundwater, past achei. Future. Chall. A.* 567 (2000) 573.
9. El Achheb A., Mania J., Mudry J., Chauve P., *Proceedings First International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers Monitoring and Management, Essaouira, Morocco* (2001).
10. Hamed, Y., Ahmadi, R., Demdoun, A., Gargouri, I., Bouri, S., Ben Dhia, H., Al-Gamal, S., Laouar, R., Choura, A., *J. of African Earth Scis.* 418 (2014) 436.
11. Zouari K., *Rapport Final de Coopération Scientifique et Technique. Projet AIEA.* 12 (1998) 70.
12. Trabelsi R., Zaïri M., Smida H., Ben Dhia H., *J. Of. Geosci.* 515 (2005) 524.
13. Demdoun A., Djebbar M., *Sci. Et Techno.* 19 (2009) 26.
14. Kamel S., Dassi L., Zouari K., *Hydrol. Sci. J.* 713 (2006) 730.
15. Tardy Y. S.A.R.L., *Elements édit.* (1980) pp 109.
16. Tweed S., Leblanc M., Cartwright I., Guillaume FG., Leduc C., *Hydrol. Sci. J.* 257 (2011) 275.
17. Farid I., Zouari K., Abid K., Ayachi M., *African. Earth. Sci.* 16 (2012) 27.
18. Edmunds W M., Guendouz A H., Mamou A., Moula A., Shand P., Zouari K., *Appl. Geochem. J.* 805 (2003) 822.
19. Farid I., Zouari K., Kallali A., *Water. Sci. J.* 255 (2012) 274.
20. Benbrahim F., *Caractérisation hydrogéologique, hydrochimique et géothermique des systèmes aquifères du Sud-ouest tunisien*. Thèse de doctorat, Université de Sfax, Tunisie (2013) pp 117.
21. Rodier J., Beuffr H., Bournaud M., Broutin J. P., Geoffray Ch., Kovacsik G., Laport J., Pattee E., Plissier M., Rodi L., Vial J., *L'analyse de l'eau, eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer.* 7e édition. Ed. Dunod, (1984).

(2016) ; <http://www.jmaterenvirosci.com/>

Prénom : Cherifa

Nom : BERKANI

Diplôme

Doctorat LMD en Ecologie et Environnement

Intitulé

TRAÇAGE CHIMIQUE ET ISOTOPIQUE DES EAUX DE SOURCES POUR LA CONNAISSANCE DES AQUIFERES DU MASSIF DE L'AURES. KHENCHELA-ALGERIE.

Résumé

L'origine de la salinité des eaux des aquifères Crétacé et Plio-quaternaire de la région des Aurès, constitue un enjeu pour l'exploitation et la mobilisation des ressources en eau souterraines. Où les populations ne disposent que d'un accès ponctuel à la qualité des eaux souterraines, via des prélèvements effectués dans des puits, forages et au niveau des sources.

L'évaporation et le caractère endoréique du bassin, l'accroissement démographique et l'extension des superficies irriguées sont les contraintes naturelles et anthropiques qui peuvent conduire à la salinisation des masses d'eau.

Une approche pluridisciplinaire intégrant la géologie, l'hydrochimie et une analyse statistique multivariée a été entreprise pour caractériser et contrôler les sources et les mécanismes de minéralisation des eaux.

Des traceurs environnementaux, notamment certains éléments traces (Br^- , Li^- et Sr^+) sont utilisés pour mieux différencier l'origine des saumures.

Les principaux phénomènes géochimiques naturels intervenant dans l'acquisition de la charge saline sont liés à l'interaction eau-roche (dissolution des minéraux évaporitiques), à l'échange cationique et à l'évaporation, l'activité anthropique est une autre source de salinisation des eaux induite par l'homme.

la géochimie isotopique a permis d'apporter des informations capitales concernant l'origine des eaux du massif nord des Aurès. Ce sont des eaux d'origine météorique.

Mots clé : Aurès, Khenchela, Eau de source, Minéralisation, Salinité, évaporites, traceurs chimiques, traceurs isotopiques.

Présidente :	Kenza KADI	MCA, Université de Khenchela
Examineurs :	Fethi BAALI	Professeur, Université de Tébessa
	Moussa HOUHAMDI	Professeur, Université de Guelma
	Slimane KACHI	Professeur, Université de Guelma
Rapporteur :	Belgacem HOUHA	Professeur, Université de Khenchela
Invité :	Chemseddine FAHDI	Professeur, Université de Tébessa