

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

Ministry of Higher Education and Scientific Research
ABBES LAGHROUR University Khenchela
Faculty of Natural and Life Sciences
Department of Ecology and Environment



وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
جامعة عباس لغرور خنشلة
كلية علوم الطبيعة والحياة
قسم البيئة والمحيط

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

Par
Benmoussa Amel

Intitulée

**Caractérisation physico-chimique,
Géothermique et Microbiologique des sources
thermales des hauts plateaux de l'Est Algérien**

Soutenue le : 25/03/2021

Devant le jury composé de

Président	KADI Kenza	Professeur, Université de Khenchela
Rapporteur	HOUHA Belgacem	Professeur, Université de Khenchela
Examineur	HAMLI Sofia	M.C , Université de Khenchela
Examineur	HOUHAMDI Moussa	Professeur, Université de Guelma
Examineur	KACHI Slimane	Professeur, Université de Guelma

Année universitaire 2019-2020

Dédicace

Je dédie ce modeste travail à :

Mes chers parents

En témoignage de profond amour, de grand reconnaissance et pour tous les sacrifices que vous avez consentis pour mon éducation et mon bonheur.

Vous êtes les êtres les plus chers à mon cœur, aucun mot ne pourra exprimer ma gratitude, mon amour et mon estime pour vous.

Mon très cher épouse qui m'a toujours encouragé et soutenu tout au long de ce Project

Mon ange « Amir » Que dieu te protège et que l'avenir te réserve tout le bonheur et la belle vie

Mon frère et mes Sœurs

Mes chers petits neveux et nièces

A tous les membres de ma famille petits et grands

Remerciements

Au terme de ce travail, je remercie avant tout Allah, tout puissant, de m'avoir donnée la force et la patience et de m'avoir guidé pour l'accomplissement de ce travail.

Tout d'abord, j'exprime ma profonde gratitude à mon encadreur Pr. HOUHA Belgacem, pour avoir accepté de diriger mon travail, et qui a été mon guide et mon appui avec son soutien et ces conseils pour réussir ce projet. Merçi pour votre simplicité et vos grandes qualités humaines.

Mon respect et mes plus sincères remerciements aux membres du jury, Pr. KADI Kenza, Dr. HAMLİ Sofia, Pr. KACHI Slimane et Pr. HOUHAMDI Moussa, qui m'ont fait un immense honneur en acceptant de participer à l'évaluation de mon travail.

Je dois également exprimer une profonde gratitude à mon père qui n'a jamais cessé de m'encourager et qui m'a accompagné et aidé durant toute les sorties d'échantillonnage que j'ai affecté.

Mes remerciements s'adressent aussi au personnel d'ANRH de Constantine, spécialement Mr. Khalid Souhil pour son estimable aide pour acquérir les données nécessaires à la réalisation de ce travail.

Mes vifs remerciements vont également à mes collègues Doctorants et les enseignants de l'université de Khenchela pour leurs conseils et orientations.

Je remercie enfin mes amies et tous ceux et toutes celles qui ont contribué à la réussite de ce travail, qu'ils trouvent ici l'expression de ma gratitude.

Résumé

La Source thermale de Hammam Sokhna se trouve à une vingtaine de Km au Sud - Est d'El Eulma au Sud Sétifien, Il s'agit d'une vaste dépression relativement plane sur la limite Nord d'un Lac salé (Chott El Baida). Une série d'analyses chimiques et isotopiques (O^{18} et H^2) des aquifères réalisées dans la région de Hammam Sokhna, un grand bassin sédimentaire situé dans le sud de Sétif, rempli de dépôts Mio-Plio-Quaternaire, qui reposent sur des calcaires jurassiques et crétacés, montrent que la nappe superficielle constituée d'eaux thermales regroupe des eaux aux signatures isotopiques les plus appauvries. La recharge est assurée par de l'eau météorique avec un effet d'altitude. La recharge des eaux souterraines se déplaçant dans des formations carbonatées et karstifiées est assurée par de l'eau météorique qui a subi une légère perte évaporitique.

L'application des différents diagrammes a permis de constater que le faciès chimique des eaux est de type chlorurée sodique. Les diagrammes binaires montrent que la minéralisation de l'eau est contrôlée par les processus de dissolution-précipitation des minéraux et par l'échange de cations. La caractérisation bactériologique indique que la qualité de ces eaux est généralement bonne.

Mots clés : Eau thermale, Hydrochimie, isotope, Hammam Sokhna, Algérie

Abstract:

The Hammam Sokhna thermal springs is located about twenty km south - east of El Eulma in South Sétifien. It is a large relatively flat depression on the northern limit of a salt Lake (Chott El Baida).

A series of chemical and isotopic analyses (O^{18} and H^2) of aquifers performed in the Hammam Sokhna area, a large sedimentary basin located in southern Setif, filled with Mio-Plio-Quaternary deposits, which rest on Jurassic and Cretaceous limestones, show that the superficial water table made up of thermal waters regroups waters with the most impoverished isotopic signatures. The recharge is ensured by meteoric water with an altitude effect. The recharge of groundwater moving in carbonate, karstified formations is ensured by meteoric water that underwent a slight evaporitic loss. The application of the various diagrams has shown that the chemical facies of the Hammam Sokhna area water is of the sodium chloride type.

The binary diagrams show that the water mineralization is controlled by mineral dissolution-precipitation processes and by cation exchange. Bacteriological analysis indicates that this water has a good overall quality.

Keywords: Thermal springs, hydrochemistry, isotope, Hammam Sokhna, Algeria

ملخص

تقع ينابيع المياه الحموية لحمام السخنة على بعد عشرين كيلو متراً جنوب شرق العلمة جنوب ولاية سطيف، وهو منخفض كبير مسطح نسبياً على الحدود الشمالية للبحيرة المالحة (شط البيضاء). تم إجراء سلسلة من التحليلات الكيميائية والنظائر المشعة (H^{-2} و O^{-18}) لطبقات المياه الجوفية في منطقة حمام السخنة، وهو حوض رسوبي كبير يقع في جنوب سطيف، مليء برواسب الميوليبوريباي المتراكمة على الأحجار الجيرية والطباشيرية والتي توضح أن الطبقة السطحية المكونة من المياه الحرارية تجمع المياه الأكثر فقراً من حيث النظائر المشعة. يتم ضمان التغذية بواسطة مياه الأمطار مع تأثير الارتفاع. يتم إعادة شحن المياه الجوفية التي تتحرك في التكوينات الكربونية والكارستية بواسطة مياه الأمطار التي تعرضت لخسارة طفيفة في التبخر. وقد أظهر تطبيق الرسوم البيانية المختلفة أن السمات الكيميائية للماء هي من نوع كلوريد الصوديوم. توضح الرسوم البيانية الثنائية أن تمعدن المياه يتم التحكم فيه عن طريق عمليات تفكك المعادن وهطول الأمطار وتبادل الكاتيونات. يشير التحليل البكتريولوجي إلى أن هذه المياه ذات جودة إجمالية مقبولة.

الكلمات المفتاحية: مياه حموية – هيدروكيمياي – النظائر المشعة- حمام السخنة- الجزائر

Table des Matières

Liste des tableaux.....	
Liste des figures	
Liste des abréviations.....	
Introduction Générale	
Synthèse bibliographique.....	1
Introduction.....	1
1.Histoire.....	1
2.Définition.....	3
3.Classification.....	4
3.1.Selon la température	5
3.2.Selon la composition chimique.....	5
4.Système géothermal et flux géothermal.....	7
4.1.Origine de l'eau thermale.....	8
4.2.Fonctionnement des systèmes hydrothermaux en domaine continental.....	9
4.3.La désintégration radioactive.....	10
4.4. Le thermosiphon	12
5.Le gradient géothermique	15
6.L'utilisation des eaux thermales	15
6.1.Le thermalisme.....	16
6.2.La géothermie	17
 Chapitre I : Présentation du secteur d'étude et contexte Géologique	
I.1. Situation géographique du secteur d'étude.....	19
I.2. Aspects géomorphologique régionale.....	22
I.3. L'hydrologie	22
I.3.1 Caractéristiques du bassin versant.....	24

I.4. Contexte géologique	25
I.4.1. Aspect géologique régionale	25
I.4.2. Aspect géologique locale.....	28
I.4.2.1. Ensemble parautochtone et autochtone Hodnéens	28
I.4.2.2. Formations Telliennes	31
I.4.2.3. Ensemble allochtone Sud-Sétifien.....	31
I.4.2.4. Glacis polygéniques nappant les reliefs :	36
I.4.2.5. Alluvions actuelles et récentes :	36
I.4.2.6. Sols de sebkhas ; chotts :	36
I.4.2.7. Sols salés non inondables :	36
I.4.2.8. Formations dunaires (lunettes) :	36
I.4.3. Lithologie.....	36
I.4.4. Tectonique	37
I.5. Hydrogéologie	38
I.5.1. Aperçu sur l'hydrogéologie de l'ensemble sud-sétifien	38
I.5.2. Les formations aquifères de l'ensemble sud-sétifien	40
I.5.2.1. Extension du Trias	40
I.5.2.2. Aquifère du Crétacé inférieur	40
I.5.2.3. Aquifère du Crétacé moyen et supérieur	40
I.5.2.4. Aquifère du Mio-Plio-Quaternaire	40
I.6. Piézométrie	41
I.7. Sols et Végétation	42
Conclusion	43
 Chapitre II : Cadre Climatique	
Introduction.....	44
II.1. Aperçu générale sur le climat de l'Algérie et de la région d'étude.....	44
II.2. Paramètres climatique	45

II.2.1. Précipitation	46
II.2.2. Température	48
II.3. Synthèse Climatique.....	49
II.3.1. Diagramme ombrothermique de GAUSSEN et BAGNOULS	49
II.3.2. Indice d'aridité de De. Martonne	50
II.3.3. Climagramme d'EMBERGER.....	51
II.4. Bilan hydrologique	52
II.4.1. L'évaporation	53
II.4.2. Evapotranspiration potentielle (ETP) :.....	53
II.4.2.1. Calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP).....	53
II.4.2.2. La formule de THORNTHWAIT.....	53
II.4.3. Calcul de l'évapotranspiration réel (ETR)	54
II.4.3.1. Méthode de TURC :	54
II.4.3.2. Méthode de THORNTHWAIT :	54
II.4.4. Interprétation du bilan hydrique.....	57
II.4.5. Calcul du ruissellement	57
II.4.6. Estimation de l'infiltration	58
Conclusion	59

Chapitre III : Hydrochimie ET Géochimie Isotopique

III.1. Matériels et méthodes	60
III.1.1. Techniques de mesures et d'analyses insitu	60
III.2. Analyseur Paramètre physique avec un multi-paramètre portable Consort C931	60
III.3. Techniques de mesures et d'analyses au laboratoire	62
III.3.1. Analyse des éléments majeurs par La chromatographie ionique.....	64
III.3.1.1. Historique.....	64
III.3.1.2. Repères historique de la chromatographie ionique.....	64
III.3.1.3. Définition de la chromatographie ionique	65

III.3.1.4. Mise en fonctionnement.....	66
III.3.2. Analyse les éléments mineurs par Spectrophotométrie D'Absorption Atomique.....	68
III.3.2.1. Définition.....	69
III.3.2.2. Méthodes de préparation des échantillons.....	69
III.3.2.3. Cellules de mesure.....	70
III.3.2.4. La procédure d'analyse.....	70
III.3.2.5. Le dosage de l'élément mineur de SiO ₂ par la méthode de la colorimétrie de molybdate.....	71
III.3.2.5.1. Les réactifs.....	71
III.3.2.5.2. La procédure.....	71
III.4. La représentation simplifiée des caractéristiques chimiques des eaux.....	71
III.4.1. Diagramme de Piper.....	72
III.4.2. Diagramme de Schoëller et Berkalov.....	73
III.5. Mesure isotopique de l'oxygène 18 et le deutérium.....	74
III.5.1. La méthode de la mesure.....	74
III.5.2. Calibration.....	77
III.5.3. Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène.....	78
III.6. Hydrochimie.....	81
III.6.1. Etude analytique des paramètres physico-chimiques.....	81
III.6.2. Paramètres physiques.....	81
III.6.3. Etude analytique des paramètres chimiques majeurs.....	83
III.6.3.1. Le Calcium (Ca ²⁺).....	84
III.6.3.2. Le magnésium (Mg ²⁺).....	85
III.6.3.3. Le sodium (Na ⁺).....	85
III.6.3.4. Le potassium (K ⁺).....	85
III.6.3.5. Les Chlorures (Cl ⁻).....	86
III.6.3.6. Les sulfates (SO ₄ ⁻²).....	86
III.6.3.7. Les Bicarbonates (HCO ₃ ⁻).....	87

III.6.3.8. Les nitrates (NO_3^-)	87
III.6.4. Classification des eaux et représentations graphiques :	87
III.6.4.1. Le faciès chimique des eaux échantillonnées	88
III.6.4.2. Diagramme de Piper	88
III.6.4.3. Diagramme de Schoeller-Berkaloff	89
III.6.5. Acquisition de la minéralisation	90
III.6.5.1. Relations binaires	91
III.6.5.1.1. Relations des éléments majeurs en fonction de chlorure	91
III.6.5.1.2. Rapports caractéristiques des éléments majeurs	92
III.6.5.2. Indice de Saturation	94
III.6.6. Analyse en composantes principale (ACP)	95
III.7. Géochimie isotopique	99
III.7.1. Les Isotopes de la Molécule d'Eau ou Isotopes de l'Environnement	99
III.7.1.1. Notion de base	99
III.7.1.2. Les isotopes stables de la molécule d'eau : Oxygène-18 et deutérium	99
III.7.1.3. Composition isotopique des molécules d'eau	99
III.7.2. Mesure isotopique de l'oxygène 18 et le deutérium	100
III.7.2.1. La méthode de la mesure	100
III.7.2.2. Unités de mesure	100
III.7.3. Rapports isotopiques	100
III.7.4. La Notation δ	101
III.7.5. Qu'est-ce que le fractionnement isotopique ?	101
III.7.6. Enrichissement / Appauvrissement de l'eau	102
III.7.7. Droite globale des eaux météoriques (DGEM)	103
III.7.8. Application de la relation $\delta^{2}\text{H} / \delta^{18}\text{O}$	104
III.7.9. Présentation des données et traitement analytique des résultats isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{2}\text{H}$	105
III.7.10. Corrélation entre $\delta^{2}\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines de Hammam Sokhna	106

III.7.11. Corrélation entre teneurs en isotopes stables et teneurs en chlorures.....	110
--	-----

Chapitre IV : Géothermométrie

Introduction.....	112
IV.1. Types de gisements géothermiques	113
IV.2. Principe de la géothermométrie chimique	114
IV.3. Principaux paramètres caractérisant la ressource géothermale.....	116
IV.4. Type de géothermie	117
IV.4.1. La géothermie haute énergie :.....	117
IV.4.2. La géothermie basse énergie.....	117
IV.4.3. La géothermie très basse énergie.....	117
IV.4.4. Géothermie roche chaude sèche (HDR).....	117
IV.4.5. Forage Géothermique	118
IV.5. La géothermie dans le monde	118
IV.6. La géothermie en Algérie	119
IV.7. Gradient géothermique	119
IV.8. Perte de chaleur.....	121
IV.9. Les géothermomètres.....	122
IV.9.1. Géothermomètre silice.....	122
IV.9.2. Géothermomètre Na/K.....	122
IV.9.3. Géothermomètre Na-K-Ca.....	123
IV.9.4. Les géothermomètres isotopiques.....	124
IV.10. Application des géothermomètres chimiques.....	125
IV.11. Calcul de la profondeur.....	126
IV.12. Avantages et inconvénients du géothermomètre	127

Chapitre V : Etude Bactériologique

Introduction.....	128
V.1. La qualité des eaux souterraines	128
V.2. Qualité bactériologique	128
V.3. Indicateurs de contamination bactérienne :.....	129
V.3.1. Recherche et dénombrement des germes indicateurs de contamination fécale	129
V.3.1.1. Recherche et dénombrement des coliformes totaux et coliformes fécaux.....	129
V.3.1.2. Recherche et dénombrement des streptocoques fécaux (<i>Enterococcus</i>)	131
V.3.1.3. Recherche et dénombrement des spores des bactéries anaérobies sulfito-réductrices (<i>Clostridium</i>).....	133
V.3.2. Recherche des germes pathogènes.....	134
V.3.2.1. Recherche de <i>Salmonella</i>	134
V.3.2.2. Recherche de <i>Shigella</i>	135
V.3.2.3. Recherche de <i>Vibrio</i> cholérique.....	135
V.3.2.4. Recherche des <i>Staphylococcus</i> à coagulase positive dans les eaux.....	136
V.3.2.5. Recherche des <i>Pseudomonas</i>	137
V.3.3. Tests complémentaires.....	138
V.4. Echantillonnage d'eau pour les analyses bactériologiques	139
V.5. Résultats :	140
Conclusion générale.....	141
Références bibliographique.....	

Liste des figures

Figure.1 : à gauche Hérodote le père du thermalisme, à droite Aristote	2
Figure.2 : La Terre Une source permanente de chaleur	12
Figure.3 : Schéma de la circulation des eaux thermales.....	13
Figure.4 : Les différents types de géothermie	18
Figure.5 : Localisation géographique de la zone d'étude	20
Figure.6 : Carte géologique de la région de Hammam Sokhna.....	21
Figure.7 : La subdivision hydrologiques et réseau hydrographique de la région de Sétif	23
Figure.8 : Bassin hydrographique d'El Eulma et limites du sous bassin de Chott El Beida	25
Figure.9 : Structure générale de la chaîne des Maghrébides dans le cadre Alpin de la Méditerranée occidentale	25
Figure.10 : Les différentes unités de la chaîne des Maghrébides en coupe	27
Figure.11 : Situation actuelle des plates-formes sétifiennes et constantinoises par rapport aux domaines des zones externes de la chaîne alpine d'Algérie nord-oriental... ..	28
Figure.12 : Colonne lithostratigraphique du massif de Hadjar Labiod	30
Figure.13 : Log lithostratigraphique de l'échelle inférieure de Djebel- Kalaoun	33
Figure.14 : Corrélation des séries typiques de l'ensemble allochtone sud-sétifien.....	34
Figure.15 : A : Courbe du SEV étalon. B: Coupe géo-électrique au niveau de djebel Youssef dans le Sud sétifien. C: Coupe structurales schématisées du Sud sétifien	37
Figure.16 : Carte piézométrique du secteur d'étude	45
Figure.18 : Variation des précipitations annuelles	47
Figure.19 : Variation mensuelle des précipitations	47
Figure.20 : Variation des Températures mensuelles	49
Figure.21 : Diagramme ombrothermique de la station de Sétif	50
Figure.21 : Climagramme d'EMBERGER	52

Figure.22: Echantillonnage Dans les sources moins chaudes	63
Figure.23: Échantillonnage Lorsque la température élevée	63
Figure.24 : le dispositif de la filtration à 0.45µm	64
Figure.25: La chromatographie ionique Dionex 120	66
Figure.26 : La spectrophotométrie d'absorption atomique SAA	68
Figure.27 : Schéma Principe de la spectrophotométrie d'absorption atomique.....	71
Figure.28 : Diagramme de Piper	72
Figure.29: Diagramme de Schoëller et Berkalov	73
Figure.30 : Spectromètre de masse Delta-V et leur équipement	74
Figure.31 : Schéma de principe du GasBench	74
Figure.32 : GasBench (auto échantillonneur) en mise en marche	75
Figure.33 : Schéma de la fiole et du transfert du gaz	76
Figure.34 : Schéma de principe du piège à eau	77
Figure.35 : Chromatogramme type du Delta-V Visualisation du bruit de fond avant analyse	78
Figure.36 : Variation de la conductivité en fonction de la minéralisation	83
Figure.37: Classification des eaux selon diagramme de Piper	89
Figure.38 : Représentation graphique des facies chimiques sur diagramme de Schoeller-Berkaloff.....	90
Figure.39 : Relation entre les éléments majeurs et les chlorures	92
Figure.40 : Rapports Caractéristique entre les éléments majeurs	93
Figure.41 : Variation de l'indice de saturation des minéraux	94
Figure.42 : Valeurs propres	96
Figure.43 : ACP. Espace des variables et espace des individus F1-F2	97
Figure.44 : ACP. Espace des variables et espace des individus F1-F3	98
Figure.45 : Le fractionnement isotopique à l'équilibre et cinétique	101
Figures.46: Variations de la composition isotopique de l'oxygène au cours du cycle avec effets de latitude et d'altitude	101

Figure.47 : Relation $\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs $\delta^{2}\text{H}$ ‰ dans les eaux naturelles (Fontes, 1976).....	104
Figure.48 : Diagramme $\delta^{2}\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines du bassin de Hammam Sokhna	108
Figure.49 : Diagramme Profondeur vs $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines du bassin de Hammam Sokhna	109
Figure.50 : Diagramme température des eaux vs $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines du bassin de Hammam Sokhna	109
Figure.51 : Diagramme chlorures vs $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines du bassin de Hammam Sokhna	111
Figure.52 : Carte du gradient géothermique de l'Algérie de Nord	120
Figure.53 : Carte du gradient géothermique de l'Algérie du Nord	121

Liste des tableaux

Tableau.1: Classification des eaux thermales	5
Tableau.2 : Forages et leurs coordonnées dans le bassin de Hammam Sokhna	22
Tableau.3 : coordonnées de la station météorologique Sétif.....	45
Tableau.4 : Répartition annuelle des précipitations (mm), (1981-2010)	46
Tableau.5 : Moyenne mensuelle des précipitations (mm) (1981-2010)	47
Tableau.6 : Moyennes mensuelles des températures en °C (1981-2010)	48
Tableau.7 : Indice d'aridité de De. Martonne	51
Tableau.8 : Classement en fonction de l'indice d'aridité de De. Martonne.....	51
Tableau.9 : Bilan Hydrique de Thornthwaite de la station de Sétif	56
Tableau.10: La précision de l'appareil Consort C931	59
Tableau.11 : travaux de laboratoire et appareillage	61
Tableau.12: le laboratoire qui a concouru le présent travail. Tableau 11 : travaux de laboratoire et appareillage	61
Tableau.13: résultats des analyses chimiques et isotopiques des eaux du bassin de Hammam Sokhna.....	80
Tableau.14 : Analyse en composantes principale (ACP).....	95
Tableau.15 : Corrélations entre les variables et les facteurs	96
Tableau.16 : Teneurs en isotopes stables $\delta^2\text{H}\%$ et $\delta^{18}\text{O}\%$ des eaux souterraines du bassin de Hammam Sokhna. Mai 2017.....	104
Tableau.17 : Températures des gisements hydrothermaux calculés par les différents géothermomètres	126
Tableau.18 : Estimation de profondeur de réservoir	127
Tableau.19 : Analyse bactériologique des eaux de Hammam Sokhna	140

Acronymes et abréviations

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques

ACP : Analyse en Composantes Principale

ADEME : Agence de l'environnement et de la maîtrise de l'énergie

AIEA : Agence Internationale de l'Energie Atomique

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

CE : Conductivité Electrique

CNRA : Centre de Recherche Nucléaire d'Alger

CDER : Centre de Développement des Energies Renouvelables

CGG : Compagnie Générale de la Géophysique

DGEM : Droite Globale des Eaux Météoriques

DLEM : Droite Locale des Eaux Météoriques

EGS : Enhanced Geothermal System

GMWL : Global Meteoric Water Line

GNIP : Global Network For Isotopes In Precipitation

GLR : Gas Liquid Ratio

HDR : Hot Dry Rock

IEA : International Energy Agency

IRMS : Spectrométrie de masse à rapport isotopique

OMS : Organisation Mondiale de la Santé

Ph : Potentiel Hydrogène

SASS : Système Aquifère du Sahara Septentrional

SEV : Sondage électrique Vertical

V- SMOW : Vienna- standard Mean Ocean Water

U : Uranium

Th : Thorium

Introduction générale

Les eaux thermales constituent une mémoire qui apporte en surface des indications sur le réservoir profond, leurs études géochimiques représente un outil de reconnaissance, qui de manière complémentaire aux autres approches (géologique, géophysique, hydrodynamique, ...), permet de mieux déterminer leurs origines, le circuit souterrain et les mélanges éventuels avec les eaux froides superficielles et les interconnexions avec les eaux de surface.

De nombreux travaux et études ont été menées par leurs auteurs (Dib Adjoul, 1985), (Isaadi, 1992.1996), (Bouchareb-Haouchine,1993), (Blavoux 2004), (Athamena, 2007), (Fekraoui, 2007), (Houha, 2007), (Berkani2016, et2017), (Boudoukha,2009), (Chenakar Hichem, 2019), sur les sources thermales, afin de déterminer les caractéristiques, physique, chimique isotopiques, microbiologique et thérapeutique de ces sources.

Le fonctionnement du circuit hydrothermal commence par l'infiltration des eaux de pluies surtout l'impluvium et l'enfoncement de l'eau infiltrée jusqu'à de grandes profondeurs; l'acquisition de la température et la minéralisation et leur remontée vers la surface est assurée par le flux géothermique depuis le manteau, la désintégration radioactive et la présence d'un drain ascendant (couche redressée, grande fracture-faille verticale, surface de chevauchement...) dont le principal moteur de l'écoulement est la différence d'altitude entre les aires d'alimentation et d'émergence; enfin il est aussi permis d'estimer le potentiel géothermique et la profondeur des gisements hydrothermaux (blavoux2004).

Le présent travail s'inscrit dans le sillage des travaux antérieurs sur les eaux thermales en matière de discrimination de l'origine de la recharge, du fonctionnement d'un circuit hydrothermal et d'acquisitions de température et de minéralisation. L'objectif, est une caractérisation géochimique, isotopique et microbiologique des eaux thermales du bassin de Hammam Sokhna et l'estimation de leur potentiel géothermique par l'utilisation conjointe d'outils chimique et isotopique. Afin de répondre à ces préoccupations et à un certain nombre de questionnement inhérents aux eaux thermales, nous allons adopter un plan de travail qui s'articule en 5 chapitres.

Ce travail est structuré autour de cinq principaux chapitres :

Une synthèse bibliographique ;

1. Géologie et géométrie de l'aquifère
2. Hydro climatologie
3. Hydrochimie et géochimie isotopique

4. Géothermométrie
5. Microbiologie des eaux

Chapitre I : l'objectif de ce chapitre est délimiter la zone d'étude et d'évaluer les différents contextes géologiques, ainsi qu'un aperçu hydrogéologique qui permettra l'identification des différents aquifères et la typologie des nappes de la région d'étude.

Chapitre II : est consacré à l'hydro-climatologie, afin de définir les caractéristiques climatiques du bassin et le type de climat, tout en s'appuyant essentiellement sur les relevés de précipitations et de températures effectuées dans les stations du bassin.

Quantifier les réserves par l'établissement et le calcul du bilan hydrique pour pouvoir s'exprimer réellement sur les masses d'eau du bassin, sont-elles déficitaires ou excédentaires pour tout besoin d'un aménagement en matière de gestion des eaux.

Chapitre III : l'hydrochimie, qui constitue la partie clé de ce travail, reposera sur le traitement analytique et statistique des données par l'interprétation des résultats d'analyses chimiques des eaux du bassin, par la cartographie et représentation graphique des résultats en vue de caractériser les principaux aquifères, déterminer l'influence du contexte géologique sur la géochimie des eaux souterraines et définir les principaux faciès chimiques.

L'analyse statistique des données est utilisée pour discriminer et hiérarchiser les processus responsables de l'acquisition de la minéralisation des eaux.

L'hydrologie isotopique repose sur le traçage isotopique des eaux échantillonnées à l'aide des isotopes stable de la molécule d'eau (Deutérium²Hetl'Oxygène¹⁸O), afin de définir l'origine des masses d'eaux et d'éventuels mélanges.

Chapitre IV : réservé au domaine de la géothermie avec un aperçu sur la géothermie dans le monde et en Algérie.

Une estimation des températures atteintes dans le gisement hydrothermal à l'aide de géothermomètres chimiques et isotopiques, comme indicateur possible des températures des eaux en profondeur pour se chauffer et remonter en surface.

Chapitre V : est consacré à l'étude de la qualité microbiologique des eaux.

Enfin, une conclusion générale termine la thèse.

Synthèse bibliographique

Synthèse bibliographique

Introduction

L'eau est un enjeu vital pour la planète car elle est indispensable pour la survie des deux règnes, animal et végétal comme aussi, les eaux thermales aujourd'hui, **demeurent une alternative complémentaire aux solutions thérapeutiques classiques. Il s'agit d'une médecine sans douleur.**

Les ressources en eau, utilisées pour nos divers besoins, proviennent des eaux dites de surface (ruissellement des eaux de pluie, écoulement des cours d'eau) que l'on peut en partie stocker dans des barrages et retenues de diverses tailles, et des eaux souterraines accumulées par les nappes aquifères, alimentées également par l'infiltration d'une partie des eaux de pluie. Ces dernières totalisent en Algérie un volume moyen annuel de 18 milliards de m³ /an (Morgan Mozas & Alexis Ghosn. État des lieux du secteur de l'eau en Algérie d'Ipemed ; 2013).

Les sources thermominérales ont été considérées jusqu'à une époque récente comme des phénomènes surnaturels auxquels les cultures et les civilisations ont attribué un caractère sacré ; l'évolution des connaissances et l'utilisation de diverses disciplines scientifiques ont permis d'appréhender ces phénomènes et de comprendre leurs fonctionnements hydrogéologiques.

L'Algérie est un pays riche en sources thermales, le recours à l'action curative des eaux thermales est une tradition plus que millénaire en Algérie. Autrefois mise en valeur par les romains, elles sont aujourd'hui pour la plupart d'entre elles laissées à l'abandon. Les plus réputées en termes de qualité et de beauté se trouvent à l'Est Algérien.

I.1. Histoire

L'homme porte un intérêt particulier aux sources thermales depuis des millénaires. Dans les temps anciens, la présence de sources chaudes ne trouvait d'explications que dans les croyances religieuses, il y verra pendant longtemps une manifestation du divin (Duriez, 2006). Les civilisations anciennes vénèrent les sources thermales, ils sont crus qu'elles ont été des phénomènes surnaturels et avaient un pouvoir de guérison (La Moreaux and Tanner, 2001).

Les origines du thermalisme remontent à l'époque gallo-romaine. On date les premiers usages de l'utilisation des eaux chaudes pour un usage médical, aux alentours de l'an 3000 avant J.C. L'histoire des bains commence dans l'Antiquité avec le gymnase grec. Avec l'introduction des zones d'eau et bains pour l'hygiène dans le programme, le gymnase prend un contexte

social et architectural primordial dans les premières formes de bains communales dans l'Antiquité.

A l'époque de la Grèce antique, le thermalisme devient un véritable fait social et culturel. Il est considéré alors comme une pratique hygiénique et souvent curative où santé de l'âme et santé du corps sont intimement liées. A partir du VII^{ème} siècle avant J.C., il conduira les civilisations grecques à bâtir des temples, parfois exclusivement dédiés aux soins ("Asclépios"), à proximité des nombreuses résurgences thermales que compte leur territoire. (Duriez, 2006).

Les Romains popularisent à leur tour les cures thermales en édifiant un réseau de plus de 100 stations sur le pourtour méditerranéen. Les légions de l'empire se voient offrir des cures rémunérées après les grandes campagnes de conquêtes en Europe, en Asie et en Afrique. Des riches romains ont construit des villas et des maisons thermales en Italie « Baïes » où à la douceur du climat s'ajoutaient les eaux thermales dont l'efficacité était désormais appréciée à l'enseigne de la science médicale Hellénistique. (Abane, 2011).

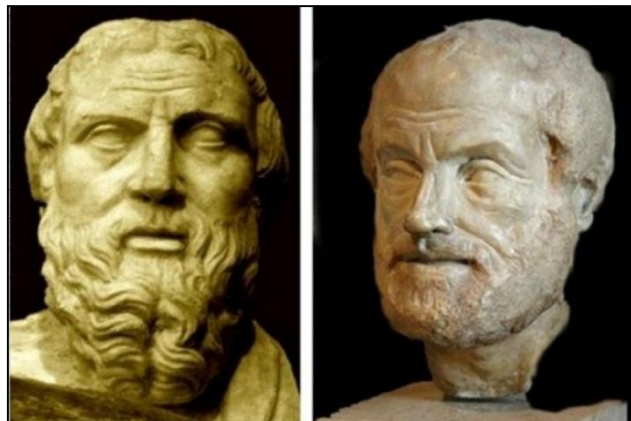


Figure.1 : à gauche Hérodote le père du thermalisme, à droite Aristote

Dans la culture islamique, l'homme peut être revitalisé de diverses façons : par la purification de quelques organes du corps, par la prière ou par les bains

Le hammam est considéré comme complémentaire à la mosquée, Les Turcs ont également accordé aux hammams une attention particulière. Ils construisirent dans les villes plusieurs bains disposant d'installations permettant un stockage de l'eau de source pouvant être chauffée à la demande et distribuée à l'intérieur (Boughlali, 2003).

Au XIX^{ème} siècle, l'Empire et les guerres Napoléoniennes assurent un nouvel essor à la ville. Napoléon à son retour d'Egypte y fait édifier un hôpital thermal pour traiter les dermatoses de

ses soldats. Au XX^{ème} siècle, les eaux thermales acquièrent un nouvel intérêt pour l'homme. Les systèmes géothermaux représentent une ressource énergétique qui, bien que modeste, a l'avantage d'avoir un faible impact sur l'environnement.

Aujourd'hui, les progrès réalisés dans le domaine des sciences expliquent l'origine de ces eaux chaudes non plus considérées comme remède mais comme moyen de détente et de relaxation favorable à la guérison. Au cours des siècles, le sens du mot « thermalisme » a donc dérivé pour ne plus considérer aujourd'hui que son aspect médicinal, popularisé par les cures. D'un point de vue médical, il est plus juste d'employer le mot crénothérapie (du grec "crenos" : source) qui englobe l'ensemble des soins d'hydrothérapie dispensés aux curistes dans les stations thermales. A l'heure où les énergies renouvelables sont plus que jamais sollicitées, l'utilisation de la géothermie se révèle très rentable dans de nombreux pays où les conditions géologiques et hydrologiques sont favorables à la formation de systèmes géothermaux. C'est en particulier le cas dans les régions volcaniques où le gradient géothermique est élevé. (Chenakar, 2019).

Le recours à l'action curative des eaux thermales est une tradition plus que millénaire en Algérie (Amarouche-Yala et Al 2015), la présence de trois petites stèles *Aquae Thibilitanae* (Hammam Meskhoutine) remonte à la période punique. En Mauritanie césarienne, huit cités furent construites autour des sources : *Aquae Mauretaniae* césariennes (Hammam Righa), *AquaeAlbae* en Mauritanie Sétifienne, *Aquae Numidia*e (route d'Hippone Carthage), *AquaeSirenses* (Hammam Bou-Hanifia), *aqua flaviana*e (Hammam Elsalhine, Khenchela). Dans ces cités romaines se côtoyaient des bains, des thermes publics et privés dans les résidences des dignitaires. Dès la chute de l'Empire romain, les thermes furent abandonnés et détruits. (Boughlali, 2003).

2. Définition

D'un point de vue étymologique, « Thermes » en latin *Thermós θερμός*, mot qui signifie « chaud » (Furgault, 1824). Il n'existe pas définition officielle aux eaux thermales. Dans le domaine de l'hydrogéologie, plusieurs définitions se sont succédé. L'Abbé Paramelle en 1856 définit une eau thermale comme « une eau de source présentant tous les degrés de chaleur depuis l'eau bouillante, qui est de 100°C, jusqu'à la tempérée ». Gosselin et Schoeller (1939) précisent que « une eau thermale est une eau souterraine dont la température est d'au moins de 5°C supérieure à la température moyenne des sources ordinaires ». Egalement elles sont considérées par différents auteurs Castany et Margat ; Pomerol et Ricour ; Marjat, comme des eaux qui se distinguent des autres eaux locales par leur composition chimique et/ou leur

température, les définitions associent couramment ces deux caractères ainsi que leurs propriétés thérapeutiques ou sanitaires (Canellas et Blavoux, 1995).

La température des eaux du sol et du sous-sol suit les variations de la température de l'air avec un décalage temporel et un amortissement qui augmente avec la profondeur. Au-delà de 1.50 m les variations temporelles sont assez faibles et rapidement en dessous de cette profondeur, la température peut être considérée comme constante (sauf cas particulier comme certains systèmes karstiques). Donc les eaux thermales sont des eaux dont la température est supérieure à cette valeur régionale. On distingue les eaux thermales de basse enthalpie (basse température) et les eaux thermales de haute enthalpie (Vincent, 2008).

Aujourd'hui la majorité des auteurs reprennent cette définition et s'accordent à dire qu'une eau est thermale quand sa température à l'émergence est supérieure d'au moins 5°C à la température moyenne annuelle de l'air (Bakalowicz et al, 1987), ou 10F°~ 6C° (LaMoreaux et Tanner, 2001), celle-ci même qui impose la température des eaux superficielles de l'écorce terrestre. Une eau thermale n'est donc pas nécessairement minérale et vice-versa mais les eaux sont très souvent thermales et minérales car la minéralisation et le réchauffement des eaux souterraines sont intimement liés (Thiébaud, 2008).

3. Classification

Selon la température à l'émergence, différents types de minéraux seront dissous ; raison pour laquelle, il existe de nombreuses classifications des eaux thermale. Certain nombre sont basés sur l'origine géologique des sources, autres sur les propriétés physiques et autres en fonction de la composition chimique et composition minérale (LaMoreaux and Tanner, 2001).

Moret, a proposé une classification des sources thermales en fonction de quatre critères : le type d'émergence, l'origine des eaux, la cause de la remontée et l'origine de la température
Tableau.1 (Moret, 1946).

Tableau.1 : Classification des eaux thermales

Type d'émergence	Origine des eaux	Cause de la remontée	Origine de la température
<ul style="list-style-type: none"> • Diaclases • Failles • Filons • Contact sédimentaire • Plissement • Griffon diffus 	<ul style="list-style-type: none"> • Vadose • Juvénile • Mixte 	<ul style="list-style-type: none"> • Pression hydrostatique • force expansive de la vapeur d'eau • Gaz en suspension • Différence de densité capillarité 	<ul style="list-style-type: none"> • Gradient Géothermique • Volcanisme • Réactions Physico-chimiques • Exothermiques

3.1. Selon la température

Les eaux thermales sont classées selon leur température d'émergence en quatre classes (Issaadi., 1992) :

- **Eaux hypothermales**

Des eaux dont la température à l'émergence est inférieure à celle de la partie supérieure de la zone d'homothermie ou à la température moyenne interannuelle du lieu d'émergence plus 4°C.

- **Eaux métriothermales**

Ce sont des eaux dont la température à l'émergence est inférieure à 30°C mais supérieure à celle des eaux hypothermales.

- **Eaux mésothermales**

Ce sont des eaux dont la température à l'émergence est entre 30°C et 50°C.

- **Eaux hyperthermales**

Ce sont des eaux dont la température à l'émergence supérieure à 50 °C et inférieure à 100 °C.

Ces températures élevées témoignent une origine profonde de ces eaux.

3.2. Selon la composition chimique

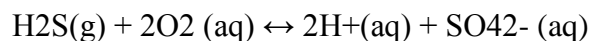
La composition chimique des eaux thermales dépendra largement de la composition des de pluie infiltrées, la température (solubilité), le pH, et la géologie de l'aquifère et les rochers par laquelle l'eau remonte à la surface (lessivage). Cette classification basée sur la composition en sels minéraux caractéristiques, c'est-à-dire sur la présence et l'importance de divers anions et cations puisque les sels sont entièrement dissociés dans l'eau (Température).

- **Les eaux sulfurées sodiques de type pyrénéen (Na-H₂S)**

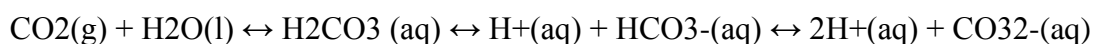
Il s'agit d'eaux riches en sulfures et autres composés soufrés ayant différents niveaux d'oxydo-réduction, circulent dans les massifs granitiques fracturés et qui sont en contact avec des terrains métamorphiques primaires imperméables. Leur circulation se fait à grande profondeur (5 à 7km) et leur température à l'émergence est de l'ordre de 60 à 80°C. Leur caractéristique sulfurée provient de l'altération de la pyrite et leur minéralisation est relativement faible. La présence de sulfures, notamment d'hydrogène sulfuré, même à l'état de traces, induit une odeur très caractéristique.

- **Les eaux sulfurées calciques de type alpin (Ca-H₂S)**

On trouve ces eaux au niveau des zones marquées par les évaporites, caractérisent les fluides superficiels par l'infiltration d'eaux météoriques formées par la condensation de gaz géothermaux près de la surface (< 100 m), proviennent également du lessivage de terrains sédimentaires du secondaire et du tertiaire, pendant leur parcours, elles s'enrichissent en sulfates qui sont ensuite transformés en sulfures par réduction bactérienne. Ce groupe d'eaux thermales n'est pas très homogène car certaines peuvent également s'enrichir en halite. Eau dans la composition de laquelle prédomine le soufre, ce qui donne un parfum caractéristique des œufs putréfiés. L'ion dominant sulfate de ces eaux se forme par oxydation de l'hydrogène sulfuré dissous :



Cette réaction couplée à la dissolution du dioxyde de carbone :



Conduit à la création d'eaux acides, dont le pH est généralement inférieur à 2.

- **Les eaux sulfatées calciques et magnésiennes (Ca-Mg-SO₄)**

Ces eaux ne comportent que des sulfates mais pas de soufre réduit, elles proviennent de la dissolution des sulfates dans le sol ; leur concentration en calcium est limitée par la solubilité du sulfate du Ca⁺ et Mg⁺. Ces eaux sont marquées par leur circulation dans les dépôts triasiques et remontent en surface par l'intermédiaire de grandes failles. Pour ces eaux, les sulfates ne sont pas ou peu transformés en sulfures.

- **Les eaux chlorurées sodiques fortes (Na-Cl)**

Elles proviennent de la dissolution de l'halite Na-Cl est en concentration parfois très importante, proche de la saturation. Ces eaux fortement minéralisées et typiquement la

signature de fluides géothermaux issus de réservoirs profonds, le plus souvent associées aux systèmes géothermaux de haute température. Elles se manifestent le plus souvent sous forme de sources chaudes et geysers. Le pH de ces eaux fluctue autour d'un pH neutre. Le principal gaz dissous est le dioxyde de carbone. L'hydrogène sulfuré y est également présent, mais en quantité bien inférieure.

- **Les eaux carbogazeuses (Na-HCO₃-CO₂ ou Ca-HCO₃-CO₂)**

L'élément de base est l'ion bicarbonate HCO₃, et elles contiennent du CO₂ d'origine profonde, libéré par des fractures ouvertes et caractérisées par leur dégagement carbo-gazeux et une minéralisation spéciale. Ce CO₂ peut être produit par exemple par la décomposition de calcite à haute température qui libère le gaz. Ce groupe illustre bien l'absence de parallélisme entre la composition chimique et l'activité thérapeutique. Elles sont bicarbonatées sodiques ou bicarbonatées calciques.

4. Système géothermal et flux géothermal

Système géothermal est terme général décrivant les transferts de chaleur naturels dans un volume confiné de la croûte terrestre où la chaleur est transportée depuis une "source" jusqu'à la surface, mais le système hydrothermal est un type de système géothermal où le transfert de chaleur depuis la source se fait par convection, impliquant des fluides météoriques et parfois des fluides magmatiques. Les liquides impliqués sont relâchés en surface et mélangés aux eaux météoriques pour le réalimenter. Un système hydrothermal se compose d'une source de chaleur, d'un réservoir associé à des fluides hydrothermaux, d'un environnement permettant la recharge du système et d'une zone de transfert de chaleur en surface (Hochstein and Browne, 2000).

Les systèmes hydrothermaux se concentrent dans les régions du globe où l'on observe un flux thermique important différent du flux thermique moyen local et l'existence de roches perméables ou fracturées. Les rifts, les rides océaniques, les frontières de plaques et les régions de volcanisme récent ou actuel sont des lieux privilégiés pour l'observation des manifestations hydrothermales.

Les études menées sur les aquifères hydrothermaux profonds depuis le début du XX^{ème} siècle ont démontré que le circuit souterrain des eaux thermales s'intègre dans le mouvement global des eaux souterraines (Henley et al. 1984). Les réservoirs hydrothermaux sont donc des aquifères particuliers, se positionnant à l'interface entre domaine externe et interne de l'écorce terrestre.

Outre leur intérêt énergétique et médicinal, ils sont susceptibles de contenir une part de fluides d'origine profonde porteurs d'informations concernant la composition de leur milieu d'origine, milieu difficilement accessible (Duriez, 2006).

Les seules conditions nécessaires pour la mise en place de ces systèmes sont d'une part des structures géologiques particulières favorisant une circulation rapide de l'eau en profondeur, et d'autre part une source de chaleur, c'est à dire un flux géothermique relativement important. Un système hydrothermal peut être défini comme un objet géologique constitué de trois principaux éléments : (1) une roche perméable, (2) une source de chaleur et (3) de l'eau :

(1) La roche perméable est celle qui contient le réservoir géothermal. N'importe quel type de roche peut servir d'encaissant pour un réservoir géothermal, cependant sa nature va jouer un rôle fondamental lors des réactions fluides-roches et donc dans la détermination de la composition finale des eaux géothermales et des gaz.

(2) La source de chaleur va dépendre étroitement du cadre géologique et tectonique. Elle peut être fournie soit par un magma en contexte de volcanisme actif, soit dans des zones tectoniquement actives par processus de surrection du soubassement à haute température. Dans le premier cas le système géothermal reste constamment un système de haute température alors que dans le second cas le réservoir peut être de basse comme de haute température.

(3) L'eau est l'élément qui va véhiculer par convection la chaleur depuis le réservoir vers la surface de la terre. Dans les systèmes hydrothermaux, l'eau est principalement d'origine météorique et plus rarement d'origine marine. Celle-ci s'infiltré depuis la surface et circule quel que soit le contexte à des profondeurs de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres dans la croûte. Par conséquent, les caractéristiques qui permettent de distinguer les systèmes hydrothermaux des autres systèmes hydrogéologiques sont la présence d'eau et de roches anormalement chaudes à relativement faible profondeur. En surface, ces circulations hydrothermales se manifestent le plus souvent par la présence de sources thermales (Finizola, 2002).

4.1. Origine de l'eau thermale

Sources thermales sont des phénomènes géologiques qui se produisent dans les cinq continents (Olivier et al, 2008). Les sources thermales proviennent soit de l'activité plutonique récente (origine volcanique) ou l'infiltration des eaux de précipitation dans la croûte terrestre, à travers un réseau de fractures du sol et du sous-sol, ou des roches

perméables (origine météorique) (LaMoreaux et Tanner, 2001). Les eaux thermales souvent liées à des zones relativement actives au niveau tectonique, différents auteurs se sont posé la question de l'origine « juvénile » de l'eau. Selon cette hypothèse, l'eau résulterait de la condensation des vapeurs d'eau échappées des magmas. La cuisson en profondeur des roches d'origine superficielles, hydratées, conduit en effet à la libération de vapeur d'eau. Différentes études ont montré que cette origine « juvénile » était nulle ou insignifiante dans la plupart des cas (Vincent, 2008). Généralement, pour les eaux d'origine météorique, la température augmente à un taux d'environ 2 à 3 C° par 100 m (gradient géothermique) (Press et Siever, 1986). Les températures élevées des sources thermales témoignent d'une circulation d'eau très profonde à travers les failles, Mais aussi par les réactions exothermiques de la réduction des sulfates (Kompani-Zare et Moore, 2001). On retiendra donc qu'en général, l'eau thermale participe à la circulation générale du cycle de l'eau (Vincent, 2008), sauf les eaux thermales d'origine profonde communément appelées eaux juvéniles. Elles résultent de la condensation progressive d'émanations gazeuses du magma se refroidissant pendant leur remontée. Elles émergent essentiellement dans des régions volcaniques du fait de leur relation plus ou moins directe avec les zones magmatiques. Ces eaux sont piégées lors du refroidissement de l'écorce terrestre et par conséquent n'ont jamais participé à un cycle hydrogéologique (Sanders, 2006).

Un autre type d'eau d'origine mixte, entre des eaux juvéniles d'origine profonde et des eaux vadoses superficielles, il s'agit de relation hydraulique inter-nappe, et on parle dans ce type de relation de phénomène de la drainance peut s'exercer selon des directions opposées dans un même aquifère : lorsqu'une nappe alimente en eau une nappe superficielle.

4.2. Fonctionnement des systèmes hydrothermaux en domaine continental

Un circuit hydrothermal correspond à un écoulement d'eau à travers des structures géologiques souterraines qui lui permet d'acquérir une température et une minéralisation élevées. En domaine continental, ce parcours peut être décomposé en trois grandes étapes (Blavoux, 1998 ; Blavoux, 2009 ; Ouali 2006).

L'infiltration d'eau de pluie sur une aire d'alimentation, aussi appelée impluvium, à partir de laquelle l'eau peut circuler à travers les roches jusqu'à des structures conductrices ;

L'enfoncement de l'eau infiltrée jusqu'à une grande profondeur se fait grâce à un réseau de percolation perméable (fissures et fractures dans les roches cristallines ou couche sédimentaire poreuse et/ou microfissurée et captive). Un écoulement lent dans ces structures

permet à l'eau d'atteindre un équilibre thermique et géochimique avec la roche encaissante, ce qui est à l'origine de l'élévation de sa température et de sa minéralisation ;

La remontée de l'eau profonde vers la surface est permise par la présence d'un drain ascendant (couche redressée, grande fracture-faille verticale, surface de chevauchement...) qui vient interrompre le parcours souterrain. La température et la minéralisation des eaux acquises en profondeur sont conservées si la remontée des eaux est rapide et si ces eaux ne sont pas mélangées avec des eaux plus superficielles dans la zone d'émergence.

Le principal moteur de l'écoulement est la différence d'altitude entre les aires d'alimentation et d'émergence. Un dénivelé important permet en effet la poussée de l'eau à une grande profondeur puis sa remontée en surface, en compensant la perte de charge au cours du parcours souterrain. La baisse de la densité de l'eau, due à l'augmentation importante de sa température, et les dégagements de gaz carbonique, provoqués par une baisse de pression de l'eau lors de la remontée, sont d'autres facteurs pouvant accentuer l'effet moteur (Blavoux, 2004).

La température atteinte par les eaux souterraines dépend de la profondeur maximale du circuit et du gradient géothermique local. En effet, les formations géologiques de la croûte continentale sont soumises à un flux de la chaleur d'origine terrestre issue du manteau. Une forte quantité de chaleur est stockée dans le noyau et le manteau du globe: le flux géothermique.

Une partie de ce flux de chaleur résulte des désintégrations d'atomes radioactifs

Une forte quantité de chaleur est stockée dans le noyau et le manteau du globe et se propage à travers la croûte continentale. En présence d'un flux de chaleur élevé, les eaux souterraines se réchauffent et se transforment en eau thermale. Par contre, la plus grande partie de la chaleur dans la croûte provient de la radioactivité de certaines roches qui la compose. (Chenakar, 2019).

4.3. La désintégration radioactive

La désintégration des éléments radioactifs, comme l'uranium, le thorium et le potassium, représente à elle seule plus de 90% du flux de chaleur terrestre, les 10% du flux de chaleur restants emble être dû à :

1. La chaleur dégagée par réaction chimique exothermique à l'intérieur de la croûte ;
2. La friction au niveau des failles qui sont causées par les tensions tectoniques ;
3. La chaleur dégagée par cristallisation ou solidification des roches en fusion au cours du refroidissement

La production de chaleur à l'intérieur de la Terre est due à la décroissance des éléments radioactifs comme l'uranium, le thorium et le potassium.

Le gradient géothermique, le gradient géothermique observé dans la croûte continentale varie largement d'un endroit à un autre, bien que la valeur normale soit de l'ordre de $3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, néanmoins certaines régions enregistrent plus de $100^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ comme c'est le cas à Larderello (Italie), alors que d'autres sites ne dépassent pas $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ comme c'est le cas pour Padoue (Italie), (S. Ouali, 2006). Le Sahara algérien présente dans son ensemble un gradient géothermique moyen de l'ordre de $4^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Dans la partie septentrionale du Sahara, le gradient géothermique est de l'ordre de $3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Une forte anomalie géothermique est bien mise en évidence dans la partie occidentale du Sahara dans les régions de Béchar, Beni Abbès et Timimoune, cette zone est anormalement chaude, le gradient atteint plus de $6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. (S. Ouali 2006).

Le gradient géothermique entre la surface et la profondeur dépend donc du flux géothermique local ainsi que de la conductivité des roches traversées et, dans une moindre mesure, de la topographie et des variations paléoclimatiques, (Kolhetal, 2001). D'autre part, la carte du gradient géothermique (Kazi-Tani, 1986), montre que la source thermique de Hammam Sokhna, est située sur la zone à forte anomalie géothermique ($4\text{à}4.5^{\circ}\text{C}$). Il s'avère donc que cette source thermique émerge dans une zone où toutes les conditions géophysiques et géothermiques sont favorables (Boudoukha, 2015) alors que les sources thermales de Hammam Essalihine (Khenchela) présentent un gradient de l'ordre de $4.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. (Houha ; 2007).

En présence d'un flux de chaleur élevé, les eaux souterraines se réchauffent et se transforment en eau thermique.

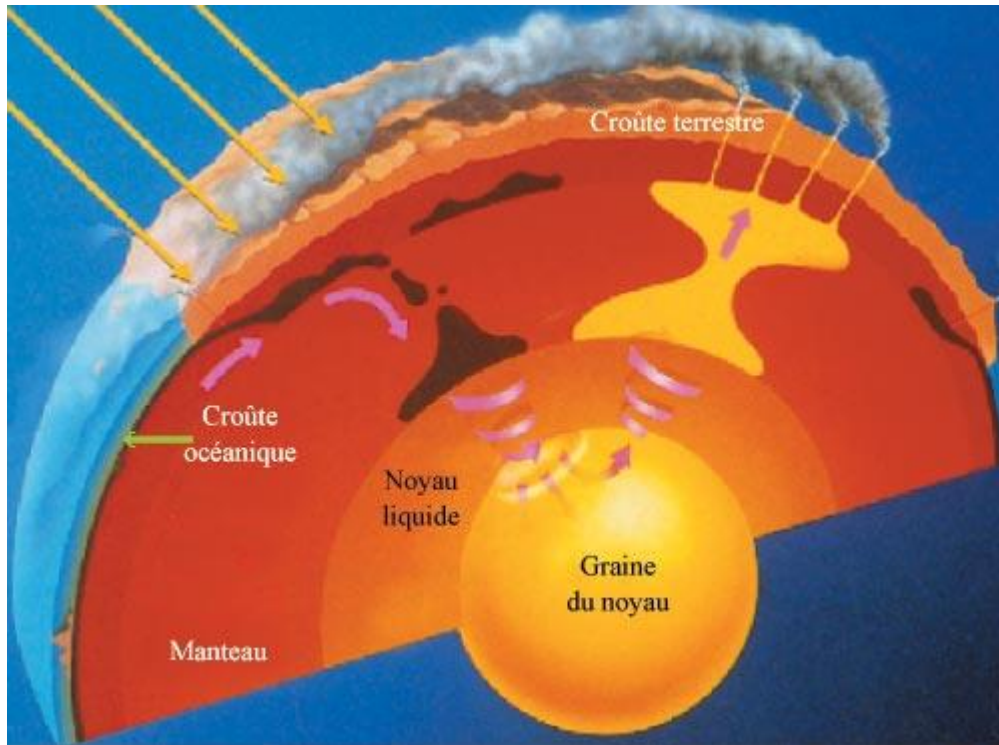


Figure.2 : La Terre Une source permanente de chaleur

4.4. Le thermosiphon

Blavoux (1995) considère que les eaux thermales sont majoritairement alimentées par les eaux météoriques et l'origine juvénile proposée par Moret (1946) peut donc être rejetée. Les sources thermales se différencient alors en fonction de deux critères : le mode de réchauffement des eaux et le moteur de la remontée des eaux vers la surface, ce circuit correspond à un écoulement d'eau à travers des structures géologiques souterraines qui lui permet d'acquérir une température et une minéralisation élevées. Afin de subdiviser les systèmes géothermaux, cinq critères sont généralement utilisés : (a) la source de chaleur, (b) la nature de l'encaissant, (c) la température du réservoir, (d) l'état d'équilibre du réservoir et (e) le type de fluide. Le thermosiphon est constitué d'un circuit. La zone d'alimentation peut être située en altitude. Ce parcours (Fig.3) peut être décomposé en trois grandes étapes (Blavoux, 2009 ; Sonney, 2010) :

1. Recharge de l'aquifère : L'infiltration d'eau de pluie sur une aire d'alimentation, aussi appelée *impluvium*, à partir de laquelle l'eau peut circuler à travers le sol jusqu'à des structures conductrices, avant de rejoindre le réservoir chaud per descendum. L'utilisation des isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O , ^2H) permet à H. Craig (1963) de démontrer que la plupart des eaux thermales ont une origine météorique.

2. Séjour de l'eau dans le réservoir thermal : L'enfoncement de l'eau infiltrée jusqu'à une grande profondeur se fait grâce à un réseau de percolation perméable (fissures et fractures dans les roches cristallines ou couche sédimentaire poreuse et/ou microfissurée et captive). Un écoulement lent dans ces structures permet à l'eau d'atteindre un équilibre thermique et géochimique avec la roche encaissante, ce qui est à l'origine de l'élévation de sa température et de sa minéralisation (Doublet, 2016). En profondeur, les fluides géothermaux contiennent les espèces réduites du soufre dont la précipitation conduit à des minéraux sulfurés tel que la pyrite (FeS_2), pyrrhotite (FeS), galène (PbS), sphalérite (ZnS), chalcopryrite (CuFeS_2), etc., souvent associés à des gisements métallifères. La source de chaleur des systèmes géothermaux prend son origine à la fois dans l'énergie potentielle de gravité accumulée lors de la formation de notre planète et dans la désintégration des éléments radioactifs, principalement U, Th and K. Au sein même des réservoirs géothermaux, les assemblages de minéraux se formant entre 150 et 350°C comprennent généralement quartz, calcite, illite, chlorite, adularia, avec parfois épидote, anhydrite et wairakite. (Finizola, 2002).

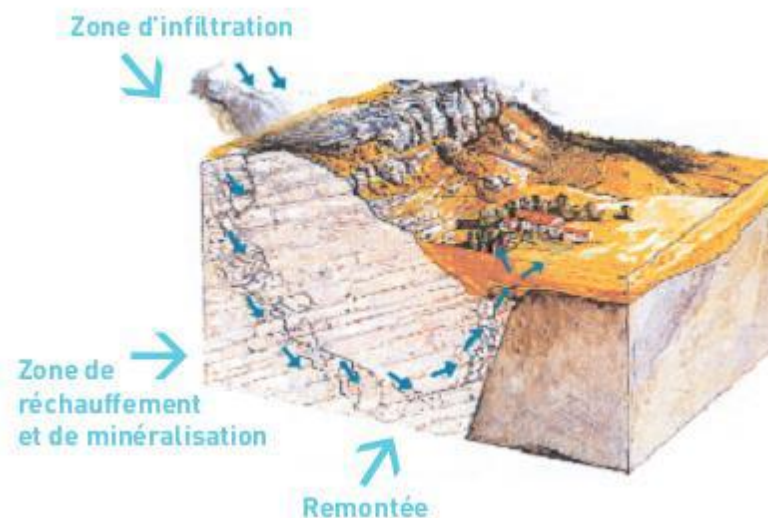


Figure.3 : Schéma de la circulation des eaux thermales (Houha.,2007 in Chenakar2019).

L'eau voit ses conditions de pression et de température modifiées et acquiert ses propriétés physico-chimiques par équilibre au contact de l'encaissant au fur et à mesure qu'elle se réchauffe. A partir d'environ 30 à 50 m de profondeur, la température augmente sous l'effet du flux géothermique interne. Le gradient géothermique dépend de la valeur du flux terrestre et de la conductivité des roches selon l'équation (Thiébaud, 2008) :

$$q = -k \frac{dt}{dz} \text{ Loi de Fourier}$$

Avec :

q : le flux géothermique en W/m²

k : la conductivité thermique des roches en W/m/°C

$\frac{dt}{dz}$ le gradient géothermique en °C/m

3. La phase ascendante : La troisième et dernière étape du trajet souterrain de l'eau thermale est pour le moins atypique si l'on se réfère aux lois classiques de l'hydraulique. La remontée rapide vers la surface se fera par l'intermédiaire de zones de forte perméabilité telles que des failles, diaclases, filons ou contacts sédimentaires. Le moteur de cette remontée peut être de trois types (Thiébaud, 2008) :

- La pression hydrostatique : Le flux ascendant hydrothermal est donc lié à la différence d'altitude entre l'aire d'alimentation de l'aquifère et la zone d'émergence est le principal moteur de l'écoulement qui va créer une différence de charge suffisante pour faire remonter les eaux vers la surface. On parle de système en U ou de siphon (thermosiphon). Mais bien souvent en plus du rôle joué par le gradient hydraulique
- La présence de gaz dissous : les eaux thermales peuvent contenir des gaz dissous. Ils proviennent soit d'émissions depuis les chambres magmatiques (CO₂, H₂, N₂) soit de phénomènes superficiels (comme la réduction des sulfates par les bactéries par exemple) libérant de l'H₂S ou du CO₂. La présence de ces gaz dissous va accélérer la remontée vers la surface. En effet, lorsque la pression diminue au moment de la remontée, les gaz dissous sont libérés sous forme libre et ceci provoque une diminution de densité du fluide alors constitué de deux phases : liquide et gazeuse (Valles, 2008).
- La différence de densité de l'eau chaude : L'augmentation de la température de l'eau au fond de l'aquifère engendre une baisse de sa densité et de sa viscosité, ceci favorise aussi la remontée des eaux vers la surface mais constitue rarement une condition suffisante.

Les systèmes hydrothermaux sont généralement identifiables sur le terrain par diverses manifestations de surface telles que les zones fumeroliennes, dépôts hydrothermaux,

minéraux d'altération, ou eaux anormalement chaudes comme les sources thermales, geysers ou lacs acides. L'ensemble de la circulation souterraine s'explique à la fois par le principe des vases communicants et par le phénomène de thermosiphon, favorisé ou non par des effets de gas-lift (Arnórsson, 2000).

4.5. Le gradient géothermique

L'eau thermique peut atteindre des profondeurs importantes avant de remonter à la surface, et la température en surface est connue, et lorsque les perturbations liées aux effets climatiques sont ôtées, les températures augmentent avec la profondeur. Il est généralement admis que, pour l'eau d'origine météorique, la température augmente à un taux d'environ 2 à 3 C° par 100 m, c'est ce qui s'appelle gradient géothermique (Press et Siever, 1986), donc, la température atteinte par les eaux souterraines dépend de la profondeur maximale du circuit et du gradient géothermique local. L'existence d'un gradient de température à l'intérieur de la terre induit un transfert d'énergie de l'intérieur vers la surface de la terre.

Le gradient géothermique est en moyenne de 1°C/33m (ou 0,03°C/m) (Burger et al, 1985) et va être modifié par différents facteurs que l'on peut dissocier en facteurs externes et internes. Les facteurs externes ne modifient pas la valeur du flux géothermique et regroupent : la nature des roches encaissantes, la topographie, l'érosion, les variations paléo-climatiques et les circulations d'eau. Les facteurs internes vont modifier la valeur du flux géothermique. D'après Finizola (2002), les phénomènes responsables de cette modification sont : le magmatisme actif ou récemment actif (cénozoïque), la tectonique (menant à un amincissement de la croûte) et le métamorphisme profond. Expérimentalement, le taux d'écoulement de chaleur à travers une unité de surface d'un solide est proportionnel au gradient normal de la température (loi de Fourier).

La température et la minéralisation des eaux acquises en profondeur sont conservées si la remontée des eaux est rapide et si ces eaux ne sont pas mélangées avec des eaux plus superficielles dans la zone d'émergence.

6. L'utilisation des eaux thermales

L'utilisation des eaux thermales à des fins récréatives est naturellement déterminée par leur composition chimique (Bouri et al, 2008), comme on peut les utiliser pour baigner (Hammam), et dans certains cas pour le chauffage domestique, l'agriculture, l'aquaculture, eau potable et extraction des éléments rares (Petraccia et coll., 2005). Leur potentiel énergétique

(ressources géothermiques) (Saibi, 2009) et leur importance socio-économique varié au fil du temps.

6.1. Le thermalisme

Le thermalisme, médecine naturelle par excellence, puise ses origines il y a de cela plusieurs milliers d'années. Dès l'époque d'Aristote des petites stations thermales reçoivent malades et pèlerins car le sacré se mêle intimement au sanitaire, les auteurs se retrouvent pour dire que le mot latin balneum dérive du grec βαλανεϊον, il désigne alors des bains publics indépendants (Fouché, 2011). L'époque gallo-romaine reste la période faste du thermalisme, où les thermes publics représentent des constructions importantes et de grande classe, et des hôpitaux militaires où l'on soignait les séquelles des blessures des soldats (Laoussadi, 1997). De nos jours, le thermalisme représente une thérapie complémentaire dans le traitement de plusieurs maladies. Les établissements thermaux sont ainsi fréquentés par des patients curistes mais aussi par des sujets sains qui cherchent le repos et la relaxation loin du rythme stressant de la vie quotidienne.

La crénothérapie du Grec krênê (source) et therapeia (soins) est la médecine que la terre nous a donnée (Traissac et Al, 2002). La crénothérapie n'a pas d'âge... Elle reste, en effet, la plus ancienne thérapeutique naturelle qui ait résisté à l'épreuve du temps. Elle a pu contempler les grandes découvertes de la médecine, cliniques ou thérapeutiques, s'intègre à son tour dans le thermalisme qui associe la cure de boisson, la cure externe, mais aussi un ensemble de facteurs comme le climat, la diététique, la relaxation, le repos, le tout constituant la thérapie par la cure thermale. De fait, lors d'une cure thermale, tous les moyens médicaux et sanitaires sont mis au service du curiste. Ce dernier bénéficie alors sur toute la durée de la cure thermale d'une surveillance médicale, effectuée par un médecin spécialiste ; les soins sont dispensés par des spécialistes (kinésithérapeutes, hydrothérapeutes...). (Chenakar, 2019).

Le thermalisme utilise la crénothérapie et structure pendant trois semaines la prise en charge du patient en cure thermale. Des essais cliniques ont montré que des traitements par crénothérapie, sous différentes formes (spa, bains utilisant différentes sortes d'eau, etc.) pourraient engendrer des améliorations de la qualité de vie, de l'amplitude des mouvements, de la capacité fonctionnelle, de l'index de gravité de la maladie, ainsi que des diminutions des douleurs et de la médication, et ont déjà évalué l'effet des traitements thermaux pour les principales indications par la crénothérapie en rhumatologie (Zhang, 2014 ; Masuda et al., 2005). Les pathologies des voies respiratoires chroniques (asthmatique) (Feix, 2014), dermatologie (Seite, 2013) ; psychologie (Dubois et al., 2008) et autres maladies. En bref, les

cures thermales sont un moyen médical efficace, retardant l'heure de la chirurgie et représentant un des traitements de plusieurs pathologies (Chenakar, 2019).

6.2. La géothermie

La consommation d'énergie a augmenté d'environ 40% ces vingt dernières années (d'après l'IEA, International Energy Agency) et la demande reste toujours croissante alors que les ressources majoritairement exploitées comme les énergies fossiles sont épuisables et polluantes. A l'heure où les politiques internationales s'accordent pour affirmer la nécessité d'augmenter l'utilisation des énergies renouvelables, les aquifères hydrothermaux apparaissent plus que jamais comme une solution alternative promise à un grand avenir.

Le terme géothermie provient du grec « Gê » et « thermos », signifiant respectivement : la Terre et la chaleur. La géothermie peut se définir comme étant la technique qui consiste à puiser dans le sous-sol ou dans les roches, les calories qui y sont contenues, afin de les rendre disponibles en surface pour des applications de chauffage ou de production d'électricité.

Différentes sources de chaleurs sont à l'origine de la chaleur interne de la Terre (Caron et al, 2003) : la radioactivité, la chaleur initiale, la chaleur de différenciation et les mouvements différentiels. La perte de chaleur totale à la surface de la Terre est estimée à environ 46TW (Jaupart et al, 2007).

L'extraction de la chaleur de la terre pour la production d'électricité peut se faire d'une manière naturelle quand on a un réservoir géothermique naturellement productif. Mais elle peut être aussi exploitée dans une zone a priori non aquifère en faisant une injection d'un fluide caloporteur dans un ou plusieurs puits d'injection à une profondeur suffisante et en extrayant dans un autre puits de production ce fluide réchauffé lors de son passage le long de l'échangeur de chaleur souterrain (fabrication d'un réservoir géothermique artificiel). C'est le concept actuellement dénommé « Enhanced Geothermal System (EGS) », ou initialement appelé « Hot Dry Rock (HDR) » (Moussa, 2013).

Selon les ressources géologiques (nappes superficielles ou profondes, utilisation du sol) ainsi que le niveau de température, différents types de géothermie peuvent être distingués, auxquels correspondent différents usages (Fig.4).

***La géothermie très basse énergie :** Cette géothermie exploite certains aquifères superficiels de 0 à 600 mètres de profondeur ou sols (systèmes fermés jusqu'à 200 mètres) dont la température est inférieure à 30°C. Elle est destinée au chauffage et au rafraîchissement des locaux par l'intermédiaire d'une pompe à chaleur.

***La géothermie basse énergie :** Cette géothermie exploite certains aquifères profonds situés entre 1600 et 2000 mètres de profondeur et dont la température est comprise entre 30 et 150°C. Cette exploitation se fait soit par échange direct de chaleur, soit par l'intermédiaire d'une pompe à chaleur pour alimenter les réseaux de chaleur à des fins de chauffage urbain, industriel, thermalisme ou encore pour la balnéothérapie.

***La géothermie moyenne et haute énergie :** Cette géothermie exploite la chaleur issue de roches fracturées en profondeur en moyenne à 250°C au-dessous de 2000 mètres de profondeur à des fins de production d'électricité.

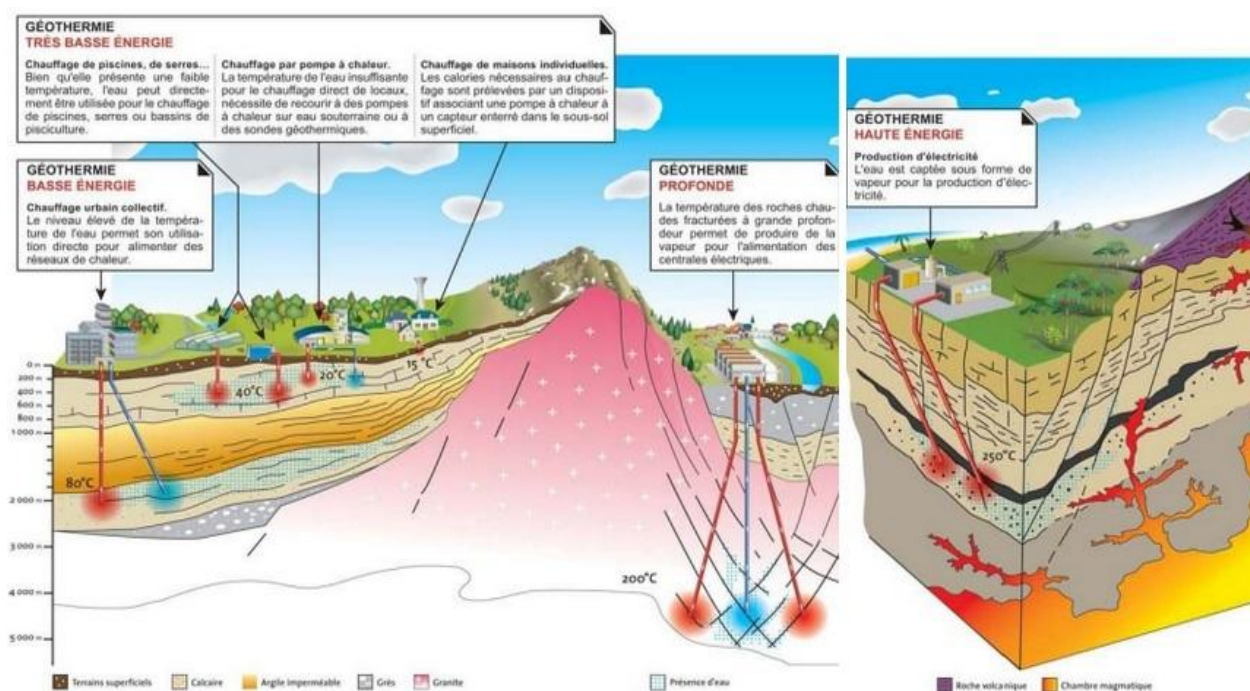


Figure.4 : Les différents types de géothermie (ADEME-BRGM, 2016)

Chapitre I

Situation géographique et contexte géologique

Chapitre I : Situation géographiques et contexte géologiques

I.1. Situation géographique du secteur d'étude

La wilaya de Sétif se situe dans les hautes plaines de l'Est Algérien, elle occupe une position centrale et constitue un carrefour entouré de six wilayas, limitée au Nord par la chaîne des Babors, au Sud par le contrefort des monts orientaux du Hodna « le Massif de Boutaleb », à l'Est par la plaine de Tadjanet et à l'Ouest par la plaine de Bordj Bou Arreridj et elle occupe une position prédominante parmi les wilayas des hauts plateaux de l'Est avec une superficie de 6.549.64Km². Les hautes plaines Sétifiennes font partie du Grand ensemble des hautes plaines constantinoises qui s'étendent dans le Nord-Est Algérien. Cette région est le siège de plusieurs manifestations thermales exploitées dès l'époque romaine pour leurs propriétés curatives et qui sont considérées comme des eaux à vertus thérapeutiques de bonne qualité et compte parmi les plus connues en Algérie Orientale.

Le domaine qui a fait l'objet de notre étude appartient au sud sétifien (région de hammam Sokhna), le village de Hammam Sokhna se trouve à une vingtaine de Km au Sud - Est d'El Eulma dans la wilaya de Sétif (fig.5), aux coordonnées Lambert suivantes :

X : 780.600 Km Y : 302.200 Km Z : 884m

Il s'agit d'une vaste dépression caractérisée par la présence de deux lacs salés, Chott El Baida et Sebket Sokhna se trouvant respectivement au Sud et au Nord du village de Hammam Sokhna. Cette dépression est entourée par une série de reliefs appartenant à l'ensemble allochtone Sud Sétifien.

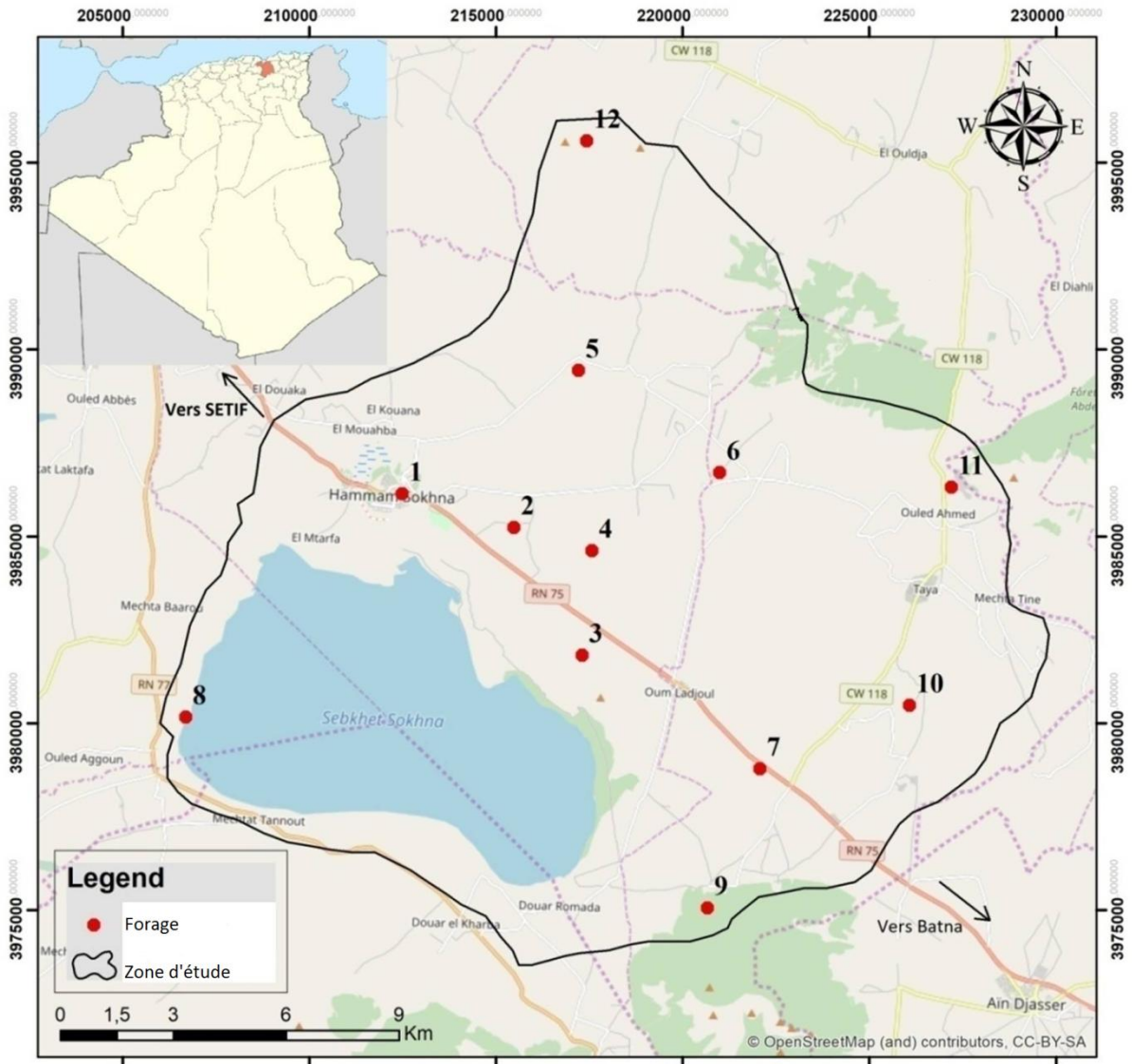


Figure.5 : Localisation géographique de la zone d'étude

Les eaux thermales de Hammam Sokhna émergent dans une vaste plaine moi-Plio-Quaternaire à la faveur d'une faille, avec la présence d'un affleurement Triasique à 6 Km de la station thermale. (Fig.6).

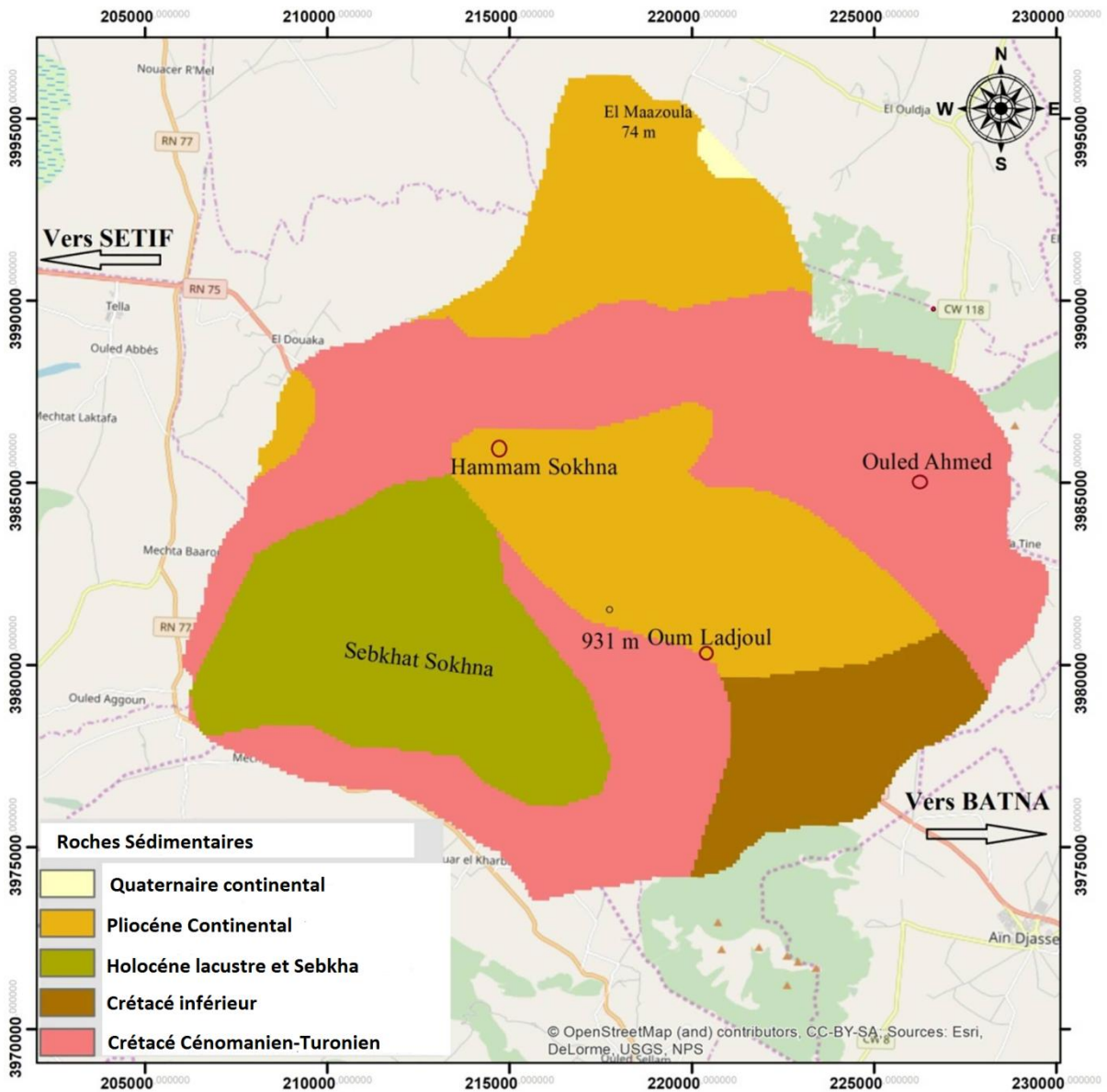


Figure.6 : Carte géologique de la région de Hammam Sokhna

Tableau.2 : Forages et leurs coordonnées dans le bassin de Hammam Sokhna.

N°	NOMS	X(m)	Y(m)	Z(m)	PROF(m)	NS(m)
1	Forage MGHU	780599	302396	882	103	28,700
2	Forage NOUI Mustapha	780492	302384	880	120	28,010
3	Forage APC-Hammam Sokhna	780423	302491	881	87	27,87
4	Forage ARABMABROUK	780402	302207	883	95	27,870
5	Forage ARABAZEDDINE	780412	302373	882	60	28,500
6	Forage AZEMLAID	780784	301867	881	100	29,500
7	Forage C/RMOUDJAHIDINE	780796	302317	879	105	27,300
8	PUITSSEBKHA-BAIDABORDJ	775211	296070	880	25	12,500
9	Forage AGMEROUEL-OumLaadjoul-	789465	291874	912	216	132,500
10	Forage BIRTACHEMA-TAYA	794515	297634	894	150	67,000
11	Forage DJEBELFERTAS-TAYA	795260	303520	940	220	124,000
12	Forage DJEBELTNOUITT–BirLahrech-	784920	312134	972	250	187,000
13	Forage DJEBELCHEBKA–HammamSokhna	790167	307163	991	301	128,000

I.2. Aspects géomorphologique régionale

Les hautes plaines sétifiennes sont de vastes étendues aplanies. La présence de lacs salés tels que Sebket El Hamiet, Chott El Bazer, Chott El Fraim et Chott El Baida, est une caractéristique de cette région dont l'altitude moyenne est de 940m. Dans cette vaste étendue occupée par des plaines et de dépressions fermées, se dressent quelques reliefs isolés et nus qui sont, d'Ouest en Est, Djebel Zdim (1160m), Djebel Youssef (1196m), Djebel Braou (1263m), Djebel ou Koudiat Tella (1018m) et Djebel Tnoutit (1192m). Ces hauteurs ne se couvrent de végétation, qu'après les premières pluies de printemps, changeant, quelques temps après, le paysage jauni par les siroccos. Autour des Chotts et Sebka, ce sont parfois de larges étendues formées de sels qui sont visibles. Les formations Plio-Quaternaires qui sont essentiellement constituées d'argiles rouges, de conglomérats, de calcaire blanc friable et d'une croûte calcaire superficielle, correspondraient, selon L.Ginsburg (1956) à des périodes successives de grandes pluies et de sécheresse. (Source : ANRH)

I.3. L'hydrologie

Du point de vue hydrographiques ; les conditions topographiques et géomorphologiques subdivisent le périmètre des Hautes Plaines Sétifiennes en trois bassins versants (Hautes Plateaux Constantinoises, Soummam et Kebir Rhumel) avec deux systèmes d'écoulement l'un endoréique et l'autre exoréique (Fig.7).

Les ressources en eau sont constituées par des retenues collinaires qui assurent la totalité des besoins en eau. Le réseau hydrographique dans la région de Sétif est assez dense, il est constitué essentiellement par l'Oued Rummel à l'Est, l'Oued Bousellam (affluent de l'Oued Soummam) à l'Ouest, qui ont un régime d'écoulement permanent.

La conjonction des phénomènes topographiques et la semi-aridité du climat ont donné naissance à un phénomène d'endoréisme qui se traduit par la présence des cuvettes fermées (sebkhas). Ces dépressions s'expliquent essentiellement par la tectonique, leur présence étant facilitée par l'existence probable des formations évaporitiques triasiques en profondeur. La pré dominance de dépôts détritiques (conglomérats, graviers et sable), rend assez favorable l'emmagasinement des eaux et le développement de nappes phréatiques. Certains des oueds n'atteignent pas les exutoires, ils suivent la pente dont ils participent à l'alimentation des nappes ou ils vont s'évaporer. (Source, ANRH).

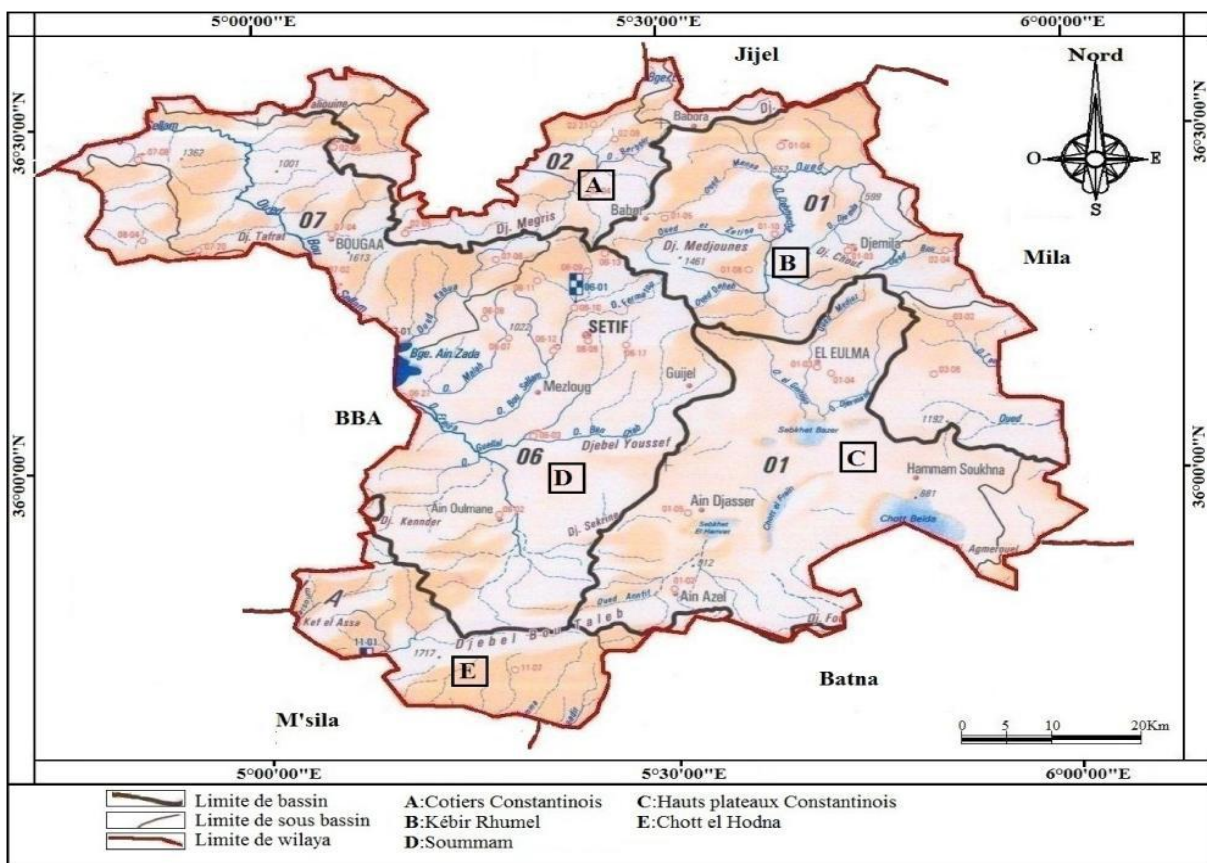


Figure.7 : La subdivision hydrologiques et réseau hydrographique de la région de Sétif (Extrait de la carte des bassins versants d'Algérie de l'A.N.R.H.2004).

I.3.1. Caractéristiques du bassin versant

Le bassin versant des hauts plateaux constantinois qui porte le code 07 et qui s'étend sur une superficie de 9615km², est divisé en 07 sous bassins.

Ce bassin versant à la particularité de contenir plusieurs bassins endoréiques, occupés par des chotts et sebkhas. Le chevelu hydrographique est assez développé sur la partie sud du bassin ; les principaux Oueds, tous situés justement dans cette partie, à l'exception d'Oued Ain Oulméne, sont :

Oued Boulafrais, Oued El Ahmer, Oued Ain Oulméne, Oued Maarouf, Oued Chemora, Oued El Madher et Chaabet Ezzoubia.

Le sous bassin d'El Eulma n'enregistre aucun Oued important, il couvre une superficie de 1598 Km². Ce sous bassin qui contient les principaux Chotts et Sebkhas de la région (Chotts El Beida, Chotts El Fraim, Chotts El Bazer et Sebkhet El Hamiet) est caractérisé par un réseau hydrographique peu dense et une absence d'écoulement important. (Fig.8).

Ce dernier sous bassin est lui-même partagé en 06 sous bassins, nous nous intéressons particulièrement au sous bassin de Chotts El Beida et où se trouve la source thermale de Hammam Sokhna.

Au sein du bassin versant, que la zone de hammam Sokhna enregistre les valeurs les plus basses, avec des valeurs inférieures à 10 mm. La valeur moyenne annuelle des écoulements superficiels est de 19.6 mm (ANRH 2005). Les quelques cours d'eaux existants, déversent leur eau dans les Chotts.

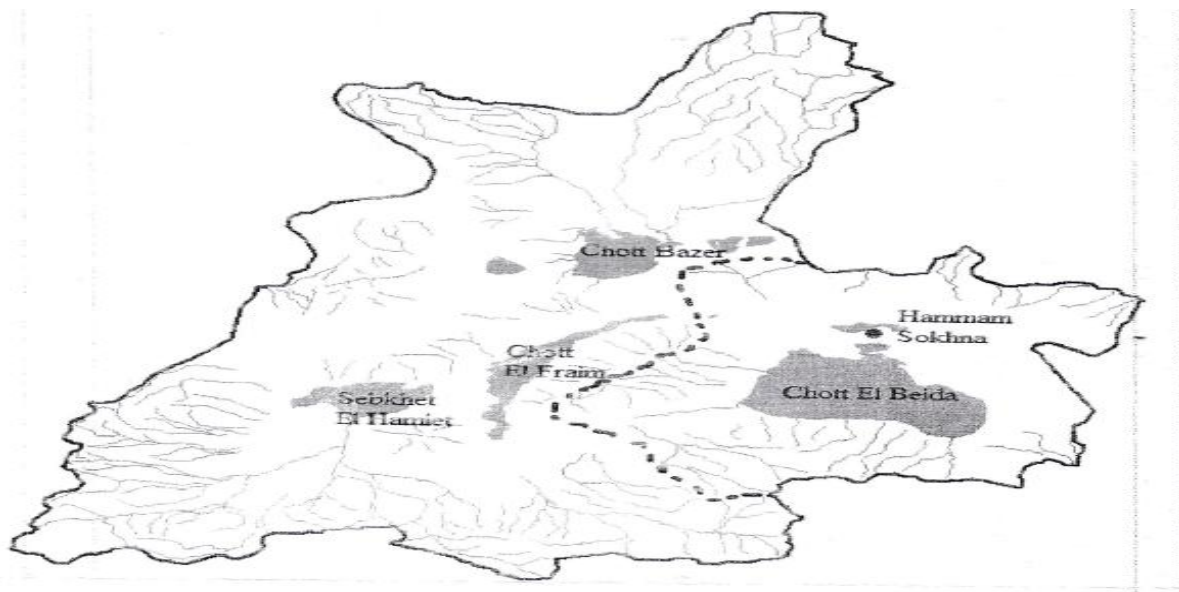


Figure.8 : Bassin hydrographique d'El Eulma et limites du sous bassin de Chott El Beida (Source : ANRH)

I.4. Contexte géologique

I.4.1. Aspect géologique régionale

L'aire étudiée appartient à la chaîne Alpine qui constitue l'ossature des reliefs de toute l'Algérie septentrionale au Nord de la flexure saharienne. Cet orogène n'est lui-même qu'une partie des chaînes qui ceinturent la méditerranée occidentale depuis les Îles des Baléares. (Fig.9).

Le domaine orogénique maghrébin, d'âge Cénozoïque, comporte le Tell-Rif (Maghrébides) et les Atlas. Le Tell-Rif est interprété classiquement comme une chaîne de type alpin, c'est-à-dire résultant de la fermeture de la Téthys maghrébine ; les Atlas, à l'inverse, sont compris comme des orogènes intracontinentaux.



Figure.9 : Structure générale de la chaîne des Maghrébides dans le cadre Alpin de la Méditerranée occidentale (D'après Durand-delga et Fontboté, 1980)

Le domaine alpin est composé du Nord au Sud par les éléments suivants :

- l'Atlas Tellien qui est une zone complexe constituée de nappes mises en place au Miocène inférieur. Des bassins néogènes tardifs comme le Chéelif et le Hodnase sont installés sur ces nappes ;
- les Hauts Plateaux, avant-pays alpin, à couverture sédimentaire réduite, où les processus locaux de distension ont permis la formation de bassins intra - montagneux comme ceux de Telagh et de Tiaret ;
- l'Atlas saharien qui est né d'un long sillon subsidés pincé entre les hauts plateaux et la Plate-forme Saharienne. Au Mésozoïque, ce sillon fut comblé par une puissante série sédimentaire (7000 à 9000 m). Durant le Tertiaire, une tectonique compressive réactive les structures extensives antérieures en failles et structures inverses aboutissant à la formation de cette chaîne montagneuse.

Le domaine tellien correspond au domaine des nappes (domaine allochtone). (Fig.10),

Ce domaine montre :

- zone interne qui est composée de massifs cristallophylliens métamorphiques (gneiss, marbres, amphibolites, micaschistes et schistes) et d'un ensemble sédimentaire paléozoïque (Ordovicien à

Carbonifère) peu métamorphique. Au niveau du Nord Est de l'Algérie ce socle affleure largement entre Jijel et Skikda.

Il est par endroits recouvert en discordance par des dépôts détritiques (principalement des molasses conglomératiques) d'âge Oligocène supérieur–Miocène inférieur, appelés Oligo-miocène Kabyle.

Le socle kabyle est bordé au sud par les unités mésozoïques et cénozoïques de la Dorsale Kabyle appelée parfois « chaîne calcaire ». Elle apparaît au Nord de Constantine (Djebel Sidi Dris) jusqu'au Sud d'Annaba (Zit Emba).

La dorsale kabyle se présente sous forme d'écaillés d'âge permo-triasiques à Eocène moyen (Lutétien).

Du point de vue lithologique, ces formations comprennent des calcaires du Lias et de l'Eocène, des dolomies du Trias au Lias inférieur et des grès du Permo-Trias ;

- zone des flyschs qui est constituée par des nappes de flyschs crétacés paléogènes qui affleurent dans les zones littorales sur 800 km de long, entre Mostaganem et Bizerte (Tunisie).

Du Nord au Sud deux grands groupes de flyschs sont présents, les flyschs maurétanien et les flyschs massylien auxquels s'ajoutent un troisième groupe de flyschs plus récent, les flyschs numidiens d'âge Oligocène supérieur -Burdigalien inférieur. A l'échelle du Nord Est de l'Algérie le flysch numidien ou nappe numidienne affleure largement au Sud Est de Annaba, au Sud de Skikda et à l'Est de Constantine. Il est constitué de niveaux gréseux d'âge oligocène terminal - aquitanien, épais de plusieurs centaines de mètres reposant sur des argilites versicolores oligocènes ;

- zone externe qui est constituée par :

- un ensemble de nappes allochtones non métamorphiques appelées nappes telliennes à matériel marno - calcaire d'âge Crétacé moyen à Eocène ;

- des séries allochtones métamorphiques, reconnues depuis la frontière algéro-marocaine jusqu'à Annaba. Elles sont constituées par des formations mésozoïques parfois paléozoïques portant des traces de déformations accompagnées de schistosités et dont les soubassements peuvent être considérés comme autochtones ou para-autochtones. A l'Est, nous avons les massifs des Babors et leurs équivalents orientaux qui affleurent au Sud de Texana: Djebel Safia et la bordure occidentale du massif de l'Edough ;

- l'autochtone et le para-autochtone des zones externes, des témoins de socle sont connus au Djebel Edough qui comporte des gneiss, des micaschistes satinés, puis des calcaires et des dolomies métamorphiques et des roches basiques variées.

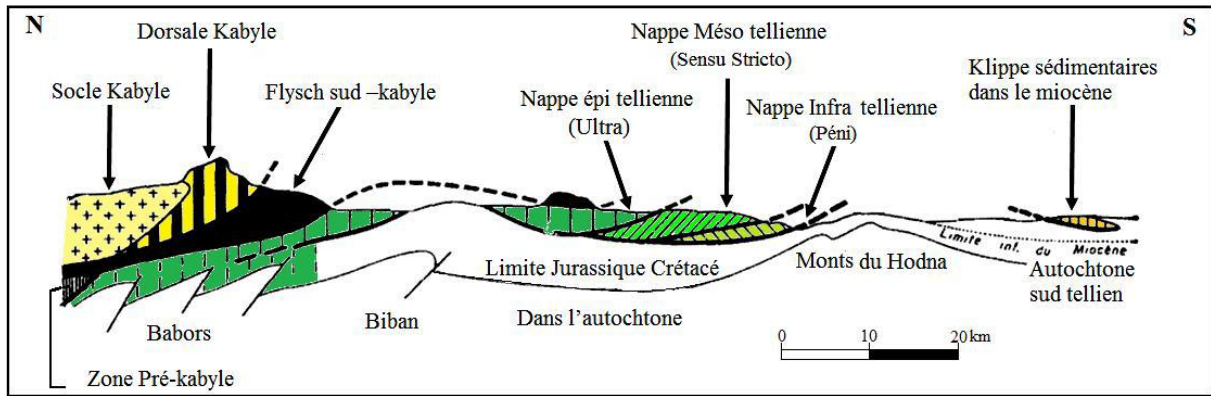


Figure.10 : Les différentes unités de la chaîne des Maghrébides en coupe (D'après M. Durand Delga, 1969).

Dans la plateforme sétifienne, nous pouvons y distinguer plusieurs unités (Fig.11)

- Les nappes néritiques constantinoises à l'Est ;
- Les nappes de l'ensemble allochtone sud-sétifien à l' Ouest ;
- Les séries de l'unité inférieure du Djebel Kalaoun forment un jalon entre la plateforme allochtone et l'autochtone Hodnéens.

En ce qui concerne les formations paraautochtones et autochtones, elles sont représentées par les Djebels Kenneder et Mzaita des monts du Hodna. Ces massifs constituent le début de l'atlas Saharien qui développe ses grandes structures plissées et faillées jusqu'aux portes du désert.

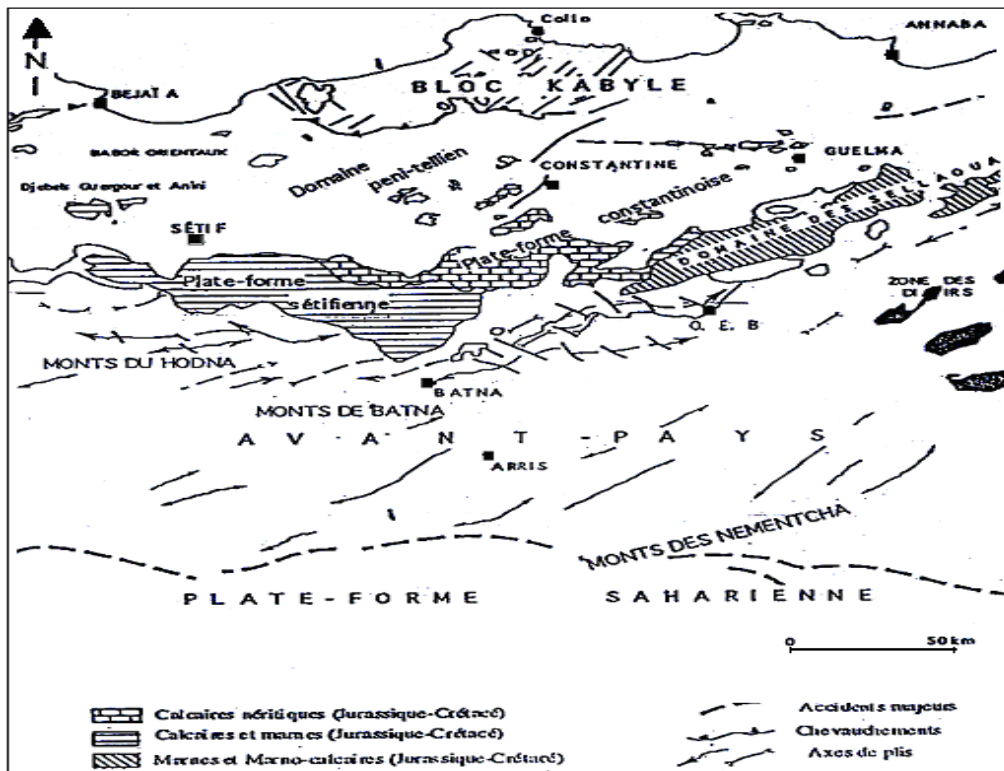


Figure.11 : Situation actuelle des plates-formes sétifienne et constantinoise par rapport aux domaines des zones externes de la chaîne alpine d'Algérie nord-orientale (Vila, 1980)

I.4.2. Aspect géologique locale

Dans ce contexte nous présentons la litho-stratigraphie et les structures des domaines de la région de Sétif afin de nous aider de connaître les différents affleurements.

I.4.2.1. Ensemble parautochtone et autochtone Hodnéens

Trias : Il affleure en masses, sans aucune stratification. Dans ces masses divers éléments sont reconnaissables calcaires dolomitiques sombres, dolomies noirâtres, cargneules jaunâtres, argiles bariolées, gypses rosés ou blancs, des grès verdâtres à ciment argileux et des roches vertes altérées à tendance ophitique. Les principaux affleurements du Trias sont situés près du Djebel Gouzi, de Koudiat El Bassour qui constitue un ensemble de petits mamelons au Nord d'Ain Azel (au milieu de la plaine).

Lias carbonate massif : c'est une masse essentiellement dolomitique avec au sommet quelques niveaux de calcaires à silex et des dolomies à nodules siliceux. Cette série affleure sur une centaine de mètres d'épaisseur. Il s'agit de Lias moyen à inférieur à Toarcien.

Lias supérieur (Toarcien) : ce sont des marnes blanchâtres avec des plaquettes calcaires et des marno-calcaires grumeleux en petits bancs de 2 mètres. L'ensemble ne dépasse pas une vingtaine de mètres, comme faunes on a des *Lytoceras* et *Bélemnite* associés à des Foraminifères (*Nodosaria* sp).

Jurassique moyen : il est dans l'ensemble pélagique, calcaires noduleux rouges et marnes à Ammonites. Ce sont d'abord une centaine de mètres de calcaires argileux, puis 40 mètres de couches marneuses, puis 50 mètres de dolomies et en fin de la série se termine par 40 mètres des formations marneuses à nombreuses intercalations de calcaires à *Bélemnites* et *Cancellophycus* (*Dogger*).

Jurassique supérieur : il est représenté par les marnes et calcaires marneux calcaires fins à Saccocomidés, bio micrites à *Calpionelles* et à *Pygopes*. La série débute par 150mètres de marnes à nombreuses intercalations de micrites. Au-dessus, on a 100 mètres de micrites en petits bancs datés du Portlandien. On y trouve comme faune des *Saccocoma*, des *Radiolaires* et *Ostracodes*.

Néocomien : cette formation n'est visible qu'au pied du *Djebel Mahdjouba*. Ce sont des marno-calcaires et des marnes, au-dessus se développent des argiles, des marnes et surtout des petites. L'épaisseur peut atteindre 300 mètres. Comme faune, on a *Alectryoniaceae*, débris de *Pygope*. Ammonites ; le sommet de la série est daté du Valanginien par la présence de *Phylloceras* sérum.

Barrémien : la lithologie du Barrémien est très variée, on y rencontre des dolomies, des grès roux, des intercalations argileuses et marneuses, des calcaires divers. Le Barrémien n'est caractérisé que dans l'anticlinal du *Djebel Mahdjouba*, *Djebel Fourhal* ; l'épaisseur varie entre 650 à 700 mètres. Les calcaires à algues (*Salpingo porellamuelhbergiri* et à *Nautiloculina*, des niveaux Lurnachelliques ont livré près de *Kherzet Youssef*.

Aptien : l'Aptien est composé d'une formation marneuse et d'une formation carbonatée. Aptien marneux : cette formation de 60 à 80 mètres d'épaisseur à dominante marneuse avec des intercalations d'argiles verdâtres dures et de petits bancs de grès et de calcaires marneux. Les marnes ont livré *Exogyra latissima* et *Toucasiacarina*.

Aptien Carbonaté : la série commence par une barre dolomitique de 10 à 15 mètres d'épaisseur, se poursuit par des calcaires en gros bancs bien lités riches en Rudistes à Huîtres et à Orbitolines. L'ensemble a une épaisseur de 300 à 350 mètres. Au *Djebel Mahdjouba* (anticlinal) et dans le col Tifelouine (série renversée), les derniers 100 mètres sont des calcaires riches Miliolites et en *Ovalveoline reichii*.

Albien-Cénomaniens : l'Albien inférieur n'a pas été caractérisé. Au *Djebel Hadjar Labiod*, le *Vraconien* (80 à 100m) repose directement sur l'Aptien calcaire ; il est constitué par un ensemble de calcaires en petites dalles de grès et de marnes gréseuses jaunes à *Nautilus élégant*. Au-dessus, on a des intercalations de calcaires marneux en plaquettes et enfin au sommet, le Cénomaniens marneux

épais de 250 à 300 mètres avec une très riche faune de Lamellibranches et de débris d'Echinides. (Fig.12).

Cénomaniens supérieur et Turonien : barre calcaire très développée au pied du Djebel Mahdjouba et dans la série de Tifelouine. A la base des calcaires dolomitiques à rognons de silex clairs et à lits de chailles blanches ou beiges contiennent *Pseudorhepydionina dubia*, c'est le Cénomaniens supérieur (100 m). Au-dessus des marnes et des calcaires dolomitiques à débris représentent le Turonien (100m).

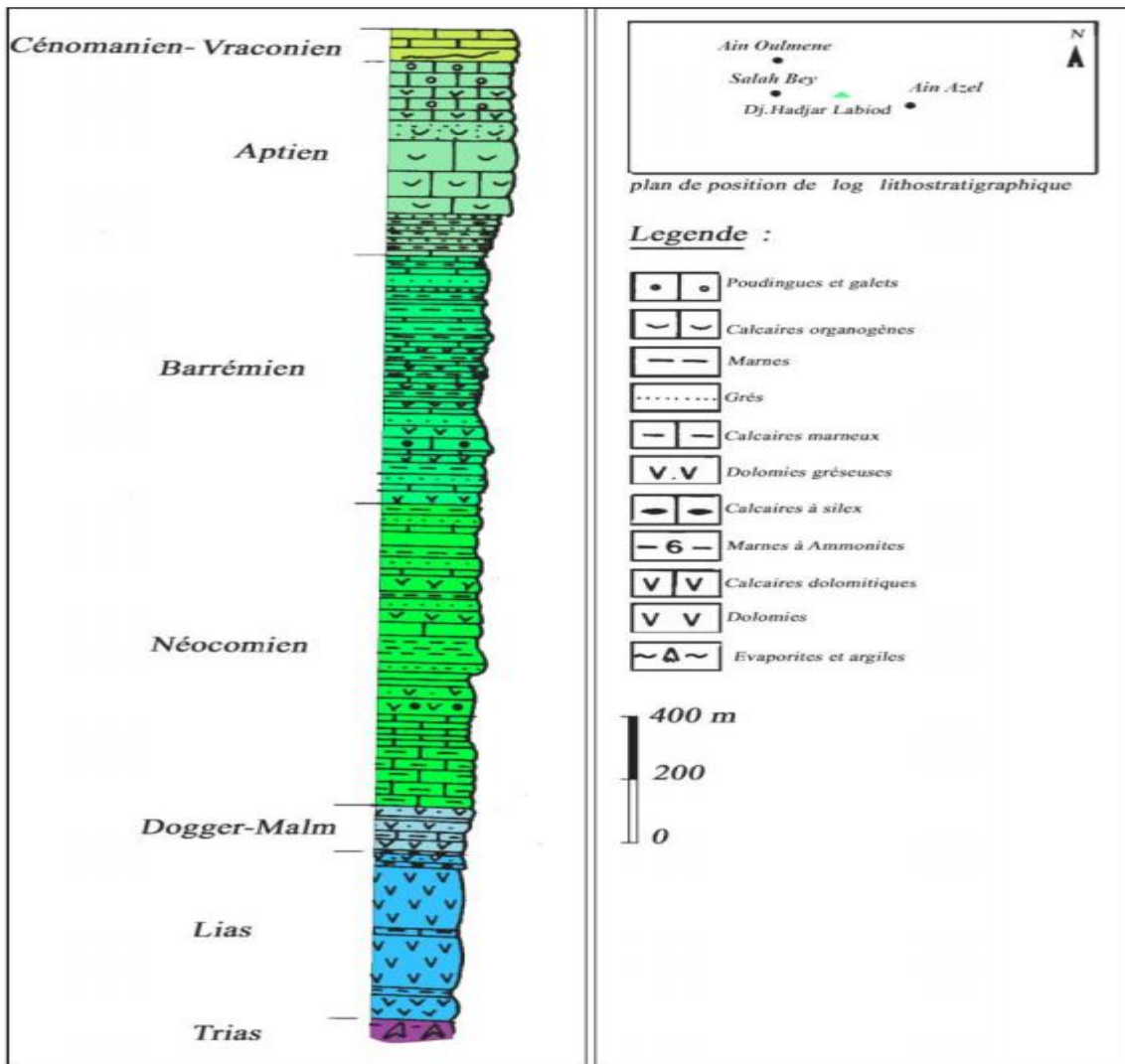


Figure.12 : Colonne lithostratigraphique du massif de Hadjar Labiod (Compilation faite par A. Boutaleb, 2001 à partir des travaux de J. Glaçon, 1967 ; R.Guiraud, 1973 ; J.M.Vila, 1980).

Sénonien Inférieur : la série ne dépasse pas 150 mètres d'épaisseur et montre des marnes jaune-verdâtres, sableuses à petits galets roulés (grès, silex) et une barre de quelques mètres de calcaires à galets dans les marnes. La série se rencontre à la périphérie du Djebel Otsmane et l'anticlinal Ouled Tebben.

Sénonien supérieur : il débute par une série marneuse avec des intercalations lumachelliques, puis vient le Maestrichtien avec des calcaires. L'ensemble ne dépasse pas 350-400 mètres, la microfaune benthonique est très abondante avec *Orbitoides média*. Cette série n'est pas visible dans notre région d'étude.

Dano-Paléocène à Yprésien : ce sont les "marnes Suessoniennes" (Savornin, 1920) correspondant aux marnes argileuses noirâtres, avec des rares intercalations de lumachelles, avec *Exogyra-overwegi*.

Oligo-Miocène : cette formation n'a été repérée que dans le Col de Tifelouine. Ce sont des couches rouges d'argilites et de conglomérats.

Miocène : le Miocène forme une longue bande depuis le Kef Munchar jusqu'au Sud du Djebel Tafourer. C'est une série complexe avec des bancs de poudingues. Des calcaires gréseux, des grès blancs, des marnes grises, des argiles à gypses, des marnes jaunes et des calcaires. Cette complexité provient des caractères lenticulaires de la plupart des niveaux ; l'épaisseur du Miocène varie de 200 à 250 mètres surtout au Djebel Tifalouin.

I.4.2.2. Formations Telliennes

Cette série inférieure de Djebel Kalaoun dessine un anticlinal sur le versant Sud du Djebel Kalaoun sous la masse de dolomie. Les dolomies à grains fins, de puissance environ 100 mètres, constituent le cœur de l'anticlinal. Le Malm en bancs métriques est composé de bio micrites à Calpionelles. La base de la série est composée de calcaires fins à Radiolaires et *Saccocoma* datant le Kimméridgien – Portlandien. L'ensemble ne dépasse guère une dizaine de mètres.

Berriasien à Valanginien : il s'agit d'un ensemble bien lité de calcaire fin en petits bancs de 5 à 60 cm dont l'épaisseur est de 150 à 200 mètres. Ces calcaires sont à patine claire, blanche ou jaunâtre ; la cassure a les mêmes teintes. *Tintinnopsella longa*, *Calpionellites darderi* ont daté le Valanginien inférieur, le Berriasien daté à *Tintinnopsella* Carpatique.

I.4.2.3. Ensemble allochtone Sud-Sétifien

Cet ensemble fait l'objet de notre étude, il correspond aux séries des Djebels Youssef, Brao, Tnoutit, Sekrine, Tafourer, Agmeroual, Ecaille de Ain Lahdjar, Koudiat Tella et séries supérieures du Djebel Kalaoun. (Fig.14).

Lias : il est composé de marnes à Ammonites, calcaires et dolomies. Au DrâaAkhenchoub, on a une dizaine de mètres de marnes verdâtres à jaunâtres à petits bancs de calcaires (Ammonites). Le Lias calcaro-dolomitique peut dépasser la centaine de mètres d'épaisseur. Au Djebel Tafourer, on a retrouvé des Ammonites du Toarcien (*Pseudogrammoceras*).

Dogger : c'est une formation de calcaires marneux fins à patine claire à cassure grise d'une épaisseur de 250 à 300 m avec à la base des niveaux gris bleus à rognons de silex roux. Ces niveaux contiennent des débris de Lamellibranches, Echinodermes (spicules). On y rencontre aussi des calcaires marneux lités.

Jurassique moyen et supérieur : les dolomies jurassiques englobent de vastes lentilles de calcaires gris à grains fins en bancs de 20-50 m avec débris d'Ammonites ; épaisse de 150 m. Au sommet on a une masse dolomitique azoïque.

Jurassique supérieur : le passage Crétacé Jurassique est marqué par un faciès carbonate graveleux beige à polypiers sur une épaisseur de 20 mètres à Djebel Tafourer. On note la présence de niveaux de débris de Gastéropodes silicifiés riches en Dasycladacés; le sommet n'a qu'une masse de calcaire massif en gros bancs de 80mètres d'épaisseur.

Néocomien : les faciès du Néocomien sont variables d'Ouest en Est ; il s'agit d'une série à dominante argileuse mais riche en intercalations carbonatées, notamment, des calcaires à algues et Ammonites. La série commence presque toujours par un hard ground. Savornin (1920) a signalé au Djebel Guestar la présence des Ostracodes. L'épaisseur du Néocomien atteint en général une centaine de mètres.

Barrémien : c'est une formation complexe composée de calcaires, dolomies, et de grès avec de minces intercalations argileuses ou marneuses. Cette série a une épaisseur de près de 500 mètres. Cet étage est représenté au Djebel Youssef (série chevauchante et série chevauchée) et constitue la totalité du Djebel Tnoutit. C'est une série calcaro-dolomitique et gréseuse à grosses barres dolomitiques rousses de 25 à 30 mètres d'épaisseur.

Aptien : l'Aptien débute par des calcaires bien lités en gros bancs de 50 cm à 2 m; à patine rousse ou brune, cassure beige ou grise, et des calcaires à Orbitolines et couches à Ovalveoline reicheli au sommet. La microfaune est abondante et indique l'Aptien avec Mésorbitolina Texana. Dans cette formation dominant les marnes jaunâtres très caractéristiques, datée par Paléo-bitorbitolina lenticularis. L'épaisseur de la formation varie de 250 m à 300mètres.

Albien-Vraconien : argiles, marnes jaunes, grès et biosparites à Melobesiées. Les marnes contiennent des Echinides (Hemiaster batnensis, Hétérodiaderna Libycum).

Cette série ne saurait excéder la soixantaine de mètres d'épaisseur.

Cénomaniens supérieur-Turonien : il s'agit d'une série de calcaires fins ou graveleux à Miliolidés en bancs de façon assez dispersée par fracturation. Au Nord du Djebel Kalaoun et au Nord-Ouest de Djebel Tafourer on a une épaisseur de 100 à 120 mètres, alors que près de Djebel Braou l'épaisseur

n'est plus que de 50 mètres. La microfaune des calcaires est riche avec *Chrysalidina gradata*, *Cunueolina pavonia*. (Fig.13).

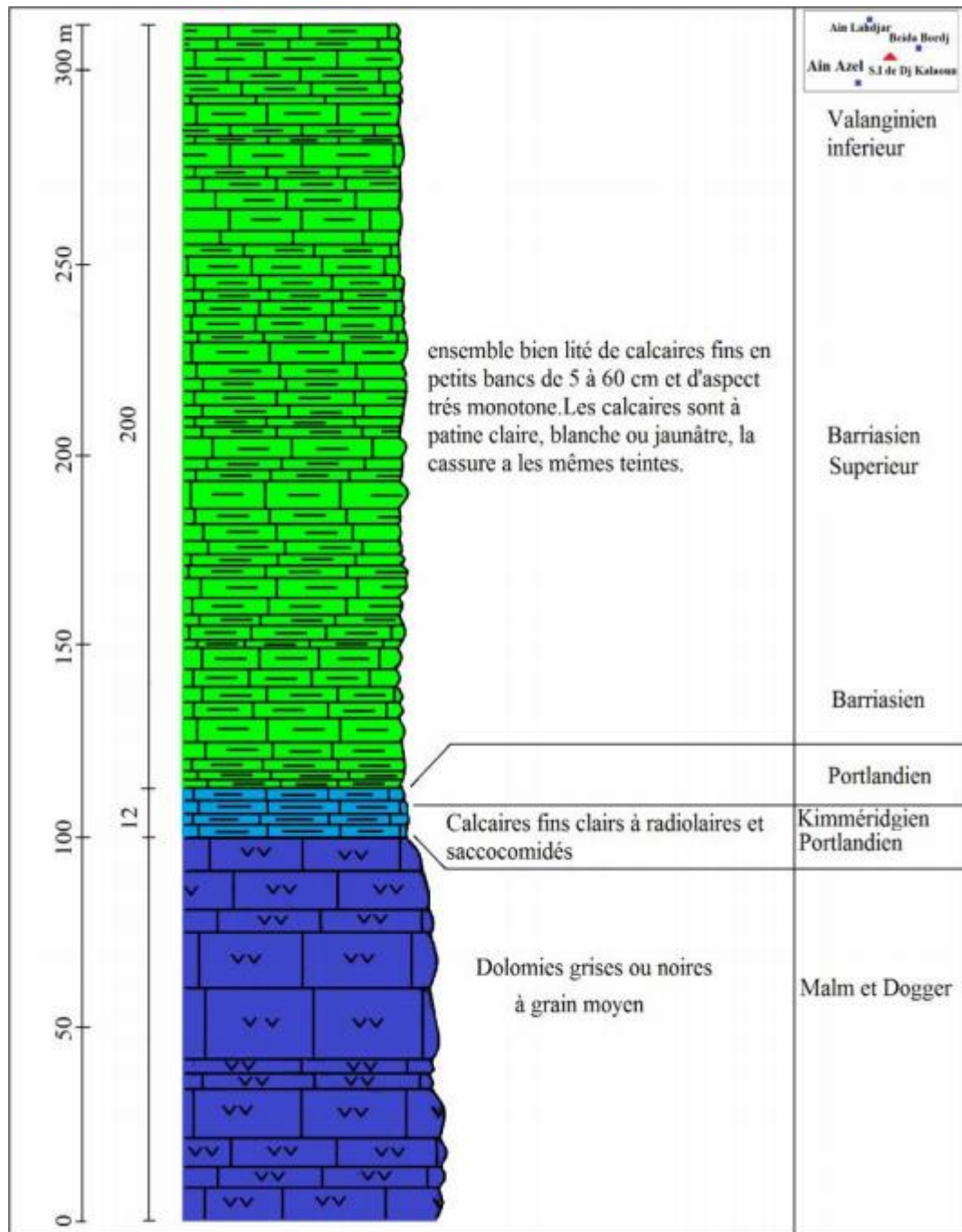


Figure.13 : Log lithostratigraphique de l'écaïlle inférieure de Djebel Kalaoun (J.M.Vila, 1980).

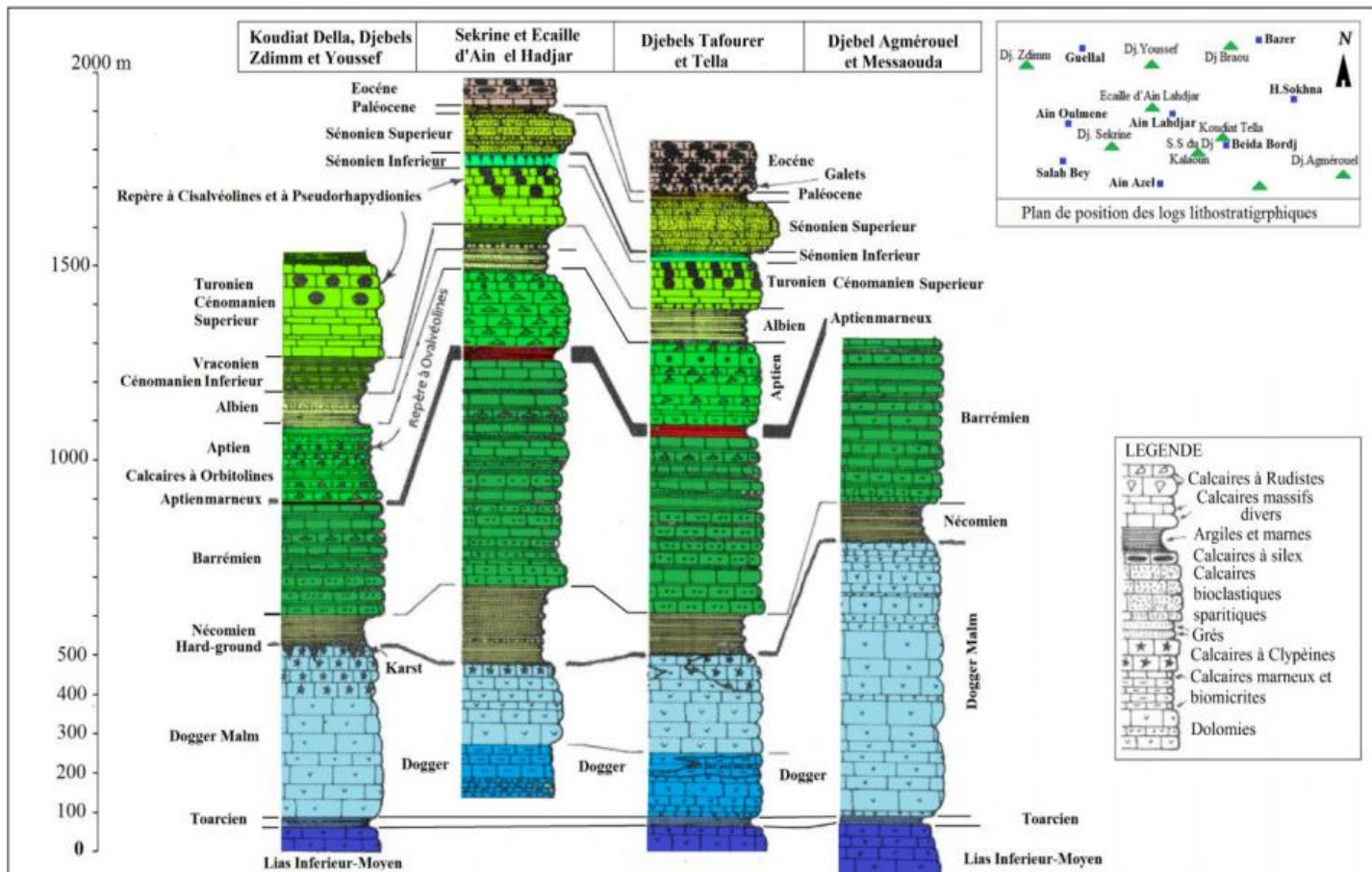


Figure.14 : Corrélation des séries typiques de l'ensemble allochtone sud-sétifien (D'après J.M. Vila, 1980)

Sénonien supérieur : le Sénonien supérieur affleure au Nord de Djebel Sekrine, au Djebel Kalaoun, et à la Koudiat Tella. Il est composé d'une centaine de mètres de calcaire roux, parfois gréseux en banc de 1 à 2 mètres. Les calcaires sont à cassure brillante car il s'agit de biosparites à Orbitoides, Bryozoaires et Echinodermes. L'épaisseur est de 100 mètres. La microfaune rencontrée est *Rotalia* sp et *Globotruncana* sp.

Paléocène : ce sont des marnes à débris d'*Exogyra overwegi* et des argiles brunes jaunâtres d'épaisseur 40 m, en surface, grises en profondeur gypsifères avec de petits bancs de calcaire marneux. Les marnes n'ont fourni que des Ostracodes et comme microfaune *Globogérina* et *Globorotalia*. On note également des niveaux de phosphates.

Eocène : ce sont des calcaires blancs biosparitiques et détritiques (quartz et galets de silex noirs) surmontés de calcaires massifs à Thersitées (*Hemithersitea ventricosa* et de Gastropodes). Cette formation a une épaisseur variable à Oum Ladjoul 100 m alors qu'à Ain Lahdjar et Beida Bordj elle est de 50 mètres.

Miocène : il est marin, transgressif à conglomérats, grès roux, argiles et marnes à Huitres. Le Miocène débute par des conglomérats rougeâtres et ravine son substratum (pendage de la discordance avoisine 30°). Il repose sur le Barrémien et au-dessus des calcaires gréseux roux et des biosparites. La série se termine par marnes jaunâtres ou rosées (200-250 mètres d'épaisseur) à gros débris d'Ostréa crassissima.

Mio-pliocène continental : C'est un ensemble très complexe de formations continentales occupant de vastes espaces sur notre région d'étude. Ce sont des conglomérats à gros graviers surmontés d'argiles grises-rougeâtres à niveaux micro conglomératiques avec un niveau de lignites d'une épaisseur de près de 40 mètres. Au-dessus de cette série, on a des argiles et des marnes parfois gypsifères alternant surtout vers le haut avec quelques niveaux de calcaires lacustres à Hélix sebsenilis (en bancs de faible puissance ou en plaquettes). L'épaisseur varie entre 150 et 200 mètres. Au sommet, la série devient très variable avec de grosses intercalations lenticulaires de poudingues grossiers, des argiles à lentilles de lignites friables, des lits gréseux gypsifères à petits bancs minces de calcaires. Cet ensemble peut atteindre une puissance de 150 à 200 mètres d'épaisseur. Enfin la série se termine par des dépôts Fluviolacustres de composition variable : poudingues, calcaires stratifiés, lentilles de cailloutis non cimentés, argiles noires, argiles rutilantes, sur une épaisseur de moins de 150 mètres (probablement du Pliocène).

Villafranchien :

Le villafranchien est composé de calcaires lacustres, sols à croûtes, cailloutis fluviaux. Ces formations sont caractéristiques des Hautes Plaines Sétifiennes. Elles sont datées à Ain Bouchent et Ain Hanech au Nord de la ville d'El Eulma dans des conglomérats situés sous les calcaires, par des restes abondants de vertébrés. Ces niveaux sont ravinés par des argiles rouges, puis dessus on a des marnes (rouges) qui surmontent en légère discordance les calcaires lacustres. On a une épaisseur de l'ordre de 10 à 15 mètres. Le long des tranchées routières et de la voie ferrée Alger- Constantine, on observe une zonation avec à la base un horizon tuffacé calcaire précédant une croûte calcaire qui a parfois 2 à 3 mètres d'épaisseur. Cette zonation atteignant parfois une puissance de l'ordre de 10 mètres. On note une déformation des croûtes Villafranchiennes (accident Quaternaire) entre la Koudiat Dourdour et la terminaison Nord du Djebel Tella.

I.4.2.4. Glacis polygéniques nappant les reliefs : on note un glacis ancien encroûté constitué de cailloutis roulés de teinte brun rougeâtre à morphologie typique de glacis, visible uniquement aux environs d'Ain Lahdjar (d'âge Amirien). Les glacis polygéniques nappant les reliefs constituent la forme de relief caractéristique des Hautes Plaines Sétifiennes. Près des plaines, les glacis présentent des pentes faibles, qui augmentent vers le Djebel et butent sur une rupture de pente (knik). Ils sont recouverts d'un matériel élastique, très fragmenté vers le bas devenant plus anguleux et plus grossier. Les traces d'encroûtement sont très fréquentes en profondeur.

I.4.2.5. Alluvions actuelles et récentes : ce sont des sables, des limons, des graviers et des cailloutis. Ces formations ne sont développées que le long des Oueds.

I.4.2.6. Sols de sebkhas ; chotts : ce sont des vases salées qui garnissent la Sebkhet El Hamiet, le chott El Frain et le Chott El Beida. Ces vases sont périodiquement inondables surtout pendant la saison des pluies et recouvertes par des croûtes salines pendant la saison sèche. La végétation est réduite à de rares touffes de salsolacées. La récolte de sel purement artisanale n'est pratiquée qu'à la périphérie du chott El Frain.

I.4.2.7. Sols salés non inondables : ce sont des limons salés à végétation typique d'halophyte correspondant à des sols hydro-morphes incultes.

I.4.2.8. Formations dunaires (lunettes) : ce sont des amas éolisés de sables calcaires et de poussières limoneuses mêlés à des débris coquilliers (Gastéropodes) ou végétaux qui témoignent d'une époque d'aridité plus marquée.

I.4.3. Lithologie

La région est caractérisée par la présence de deux terrains le Quaternaire et le mio-pliocène.

Le Quaternaire est formé par :

- Des sols salés de Sebkhha périodiquement inondables formés par de la vase ;
- Des alluvions anciennes et des formations de pente correspondant à la terre arable qui s'est installée sur des placages limoneux, de couleur brune et peu ou pas calcaire ;
- Des glacis polygéniques qui sont des surfaces très faiblement pentées et c'est la forme la plus caractéristique des hautes plaines sétifiennes ;
- Des calcaires lacustres, des conglomérats et des marnes du villafranchien qui sont bien représentés à Koudiat Dour à la limite Nord de la source de Hammam Sokhna ;

Mio-pliocène formé par Des sables, des cailloutis, des conglomérats, des limons, des argiles rouges à gypse et des marno-calcaires.

I.4.4. Tectonique

L'analyse structurale de la région de Sétif, laisse apparaître quatre phases tectoniques :

- Une phase priabonienne ;
- Deux phases Miocène
- Une phase post-tortonienne

Cette dernière phase est responsable de l'orographie actuelle. Elle a abouti au comblement des bassins mio-pliocène alimentés par les reliefs environnants à la suite de deux phases successives de tension et de compression affectant l'édifice de nappe tortonienne et les assises villafranchiennes en les faillant intensivement, créant ainsi le relief actuel. (Fig.15).

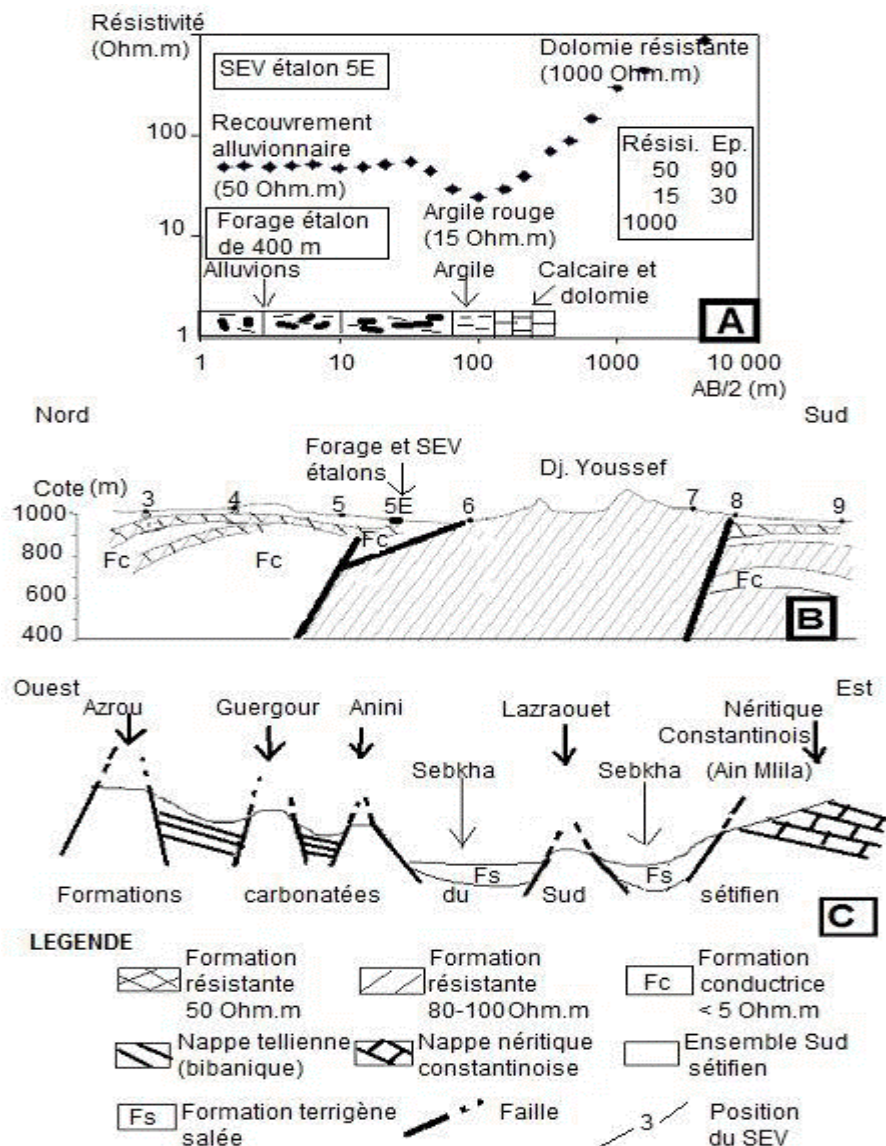


Figure.15 : A : Courbe du SEV étalon. B : Coupe géoélectrique au niveau de djebel Youssef dans le Sud sétifien. C : Coupe structurales schématique du Sud sétifien.

A : Standard curve of vertical electrical sounding. B: Geoelectrical cross-section at Djebel Youssef in the South Sétif. C : Schematic structural cross-section of South Sétif.

I.5. Hydrogéologie

Les formations carbonatées de l'ensemble sud-sétifien, constituent le seul aquifère potentiel karstifié des hautes plaines sétifiennes. Cet aquifère est actuellement exploité par des forages d'une profondeur moyenne de 200 m.

I.5.1. Aperçu sur l'hydrogéologie de l'ensemble sud-sétifien

a. Djebels Guergour et Anini

La région des Djebels Guergour et Anini est caractérisée par un réseau de fractures très dense et très complexe, et par la présence d'un réseau karstique comblé par des sédiments ferrifères avec l'absence d'exutoire important. Toutes ces caractéristiques assurent la présence d'un important aquifère en profondeur.

b. Djebels Youssef, Braou et Tnoutit

L'étude tectonique montre l'existence d'écaillés carbonatées fracturées à faible pendage vers le Nord, très favorable à la formation d'un aquifère. En effet, les forages implantés sur le flanc nord du Djebel Youssef et surtout du Djebel Guettar ont donné de très bons débits pour des profondeurs qui ne dépassent pas les 200 m alors que ceux du flanc Sud se sont avérés non productifs. Ainsi, un forage de 350 m qui a été implanté au Sud-Ouest sur le flanc n'a donné qu'un débit dérisoire de l'ordre de 3 l/s.

La même constatation peut se faire pour le Djebel Braou où sur les trois forages implantés sur le glacis de ce massif, les deux implantés sur le flanc sud sont positifs alors que celui implanté sur le flanc Est n'a donné que 2 l/s pour une profondeur de 200 m. On signale également que le Djebel Tnoutit n'a été prospecté que sur son flanc ouest où le forage a été satisfaisant.

En ce qui concerne le thermalisme dans cette région, on signale l'existence de trois points :

- le premier sur le flanc nord-ouest de Djebel Youssef où la température de l'eau dans certains puits atteint 35 °C ;
- le deuxième dans la région de Djebel Braou où on a remarqué une anomalie de température de l'eau supérieure à 25 °C (Boudoukha 1998);

- le troisième au Sud Est de Djebel Tnoutit appelé Hammam Sokhna ou l'eau est à 45 °C qui est probablement liée à une flexure très récente qui verticalise non loin du Mio- Pliocène à Koudiat Dourdour où la croûte Villafranchienne est déformée.

c. Région de Ain Lahdjar, Djebels Kalaoun, Tella et Tafourer

On sait qu'en profondeur, se trouve le prolongement de ces formations et qu'elles ne présentent aucun exutoire notable sauf la source de Ain El Baida. Ceci laisse supposer l'existence d'aquifères profonds installés dans les niveaux carbonatés fracturés de ces massifs. En effet, l'exécution d'un certain nombre de forages dans la région de Djebel Kalaoun, Tella, ont été satisfaisants.

D'autre part, Chott El Baida est installé dans une vaste cuvette limitée au Nord par Koudiat Dourdour, à l'Ouest par Djebel Tella, au Sud par Djebel Tafourer et à l'Est par Djebel Agmeroual. Cette disposition ne pourrait correspondre qu'à un exutoire naturel commun à ces massifs calcaires limitrophes, d'une part, et du débit important d'artesianisme de la source de Hammam Sokhna, d'autre part. (Athamena, 2006).

d. Djebel Sekrine

La présence de niveaux carbonates fractures favorise la présence d'aquifères comme l'a montré le dernier forage fonce dans la région. La température de l'eau est anormalement élevée, elle atteint les 40 °C. On signale également la présence d'une source thermale appelée Hammam Ouled Yelles ou la température de l'eau est de 42 °C. La partie Nord-Est laisse affleurer les marnes qui excluent la présence de l'eau.

e. Djebels Agmeroual, Tissourane et Messaouda

La nature carbonatée et subtabulaire des séries affleurantes sur la feuille de Ain Djasser permet d'envisager l'existence en profondeur de ressources importantes en eau.

Cette interprétation est étayée par la présence d'un faible pendage vers le Nord de ces massifs et d'une morphologie karstique typique de la vaste dalle carbonatée de Djebel Mestaoua. Il faut noter également la présence d'un certain nombre de sources à fort débit notamment celle de Zana et probablement des sources sous-alluviales, ce qui explique la présence de zones marécageuses permanentes plus au Nord.

I.5.2. Les formations aquifères de l'ensemble sud-sétifien

I.5.2.1. Extension du Trias

Cette carte peut être divisée en deux grandes parties :

- la première partie occupe l'extrême Sud, celle-ci est pratiquement sans Trias et sans chevauchement malgré la présence de grands accidents rectilignes.
- la seconde partie occupe le centre et le Nord. Les charriages de cette zone peuvent être divisés en deux catégories :
 - des charriages relativement exempts de Trias représenté par Djebel Youssef, Braou, Tnoutit et Chou Tine ;
 - la zone des nappes avec Trias occupant la partie sud de Djebel Tnoutit et la zone des Chotts au Sud qui coïncide avec le front sud sétifien le plus méridional.

I.5.2.2. Aquifère du Crétacé inférieur

Les formations carbonatées du Crétacé inférieur (Aptien – Barrémien) sont localisées dans les zones du Sud et même dans les zones du centre et du Nord, en dehors du recouvrement des nappes triasiques.

Ces zones sont les seules où les calcaires crétacés inférieurs peuvent être exploités du fait qu'elles sont soit exemptes de Trias ou que le Trias y est relativement profond.

I.5.2.3. Aquifère du Crétacé moyen et supérieur

Les formations du Crétacé moyen et supérieur peuvent aussi offrir des possibilités aquifères surtout dans la zone du Sud.

Ces formations peuvent être les calcaires du Sénonien supérieur ou les calcaires cénomaniens ou turoniens. Dans les nappes du Nord ; on aura affaire principalement aux calcaires sénoniens et dans les écaillles centrales et du Sud plus probablement aux calcaires du Crétacé moyen. Ces horizons sont parfois épais et peuvent présenter une surface d'alimentation suffisante.

I.5.2.4. Aquifère du Mio-Plio-Quaternaire

Le premier système aquifère est en réalité une aquifère multicouche du Mio-Plio-Quaternaire, constitué par les conglomérats, les grés et les calcaires lacustres. Cet aquifère de faible profondeur est traversé par de nombreux puits et forage. Les formations Miocènes traversées ont une profondeur qui varie de 40m à 45m en moyenne.

Les coupes faites selon les différents profils (C.G.G 1973), montrent un niveau superficiel relativement résistant (15 à 50 Ω .m) que l'on peut attribuer au niveau basal du Mio-Plio-Quaternaire. Ce niveau présente une allure subhorizontale qu'on ne peut confondre avec les formations du substratum, mais il reste toujours peu épais (50 m en moyenne) et la profondeur de son mur dépasse

rarement les 50 m. L'étude de l'extension de ce niveau à travers le terrain à partir des différents profils électriques (C.G. G 1973), nous a montré que cet aquifère est absent au niveau des Chotts et des Sebkhas. En effet, toute la zone comprise entre Sebkhet Bazer, Chott El Fraim, Sebkhet El Hamiet et Chott El Baida voit l'absence de ce niveau. Le mur de ce niveau correspond à un niveau conducteur dont la résistivité apparente varie entre 3 et 10 Ω .m et la cote absolue varie entre 620 et 955 m.

L'alimentation de cette nappe est assurée principalement par les infiltrations de surface et parfois par la nappe profonde sous-jacente. (Athamena, 2006).

I.6. Piézométrie

La direction et le sens d'écoulement des eaux souterraines présentent une grande analogie avec celles des eaux superficielles, (c'est à dire en direction des chotts et sebkhas).

Les lignes de partage des eaux souterraines coïncident avec celles des eaux superficielles.

a. Sens d'écoulement

L'écoulement des eaux souterraines se fait en direction des chotts et sebkhas. L'analyse de l'écoulement à l'échelle des différents sous bassins versants nous montre que toutes les eaux convergent vers ces dépressions fermées (Sebkha de Bazer, Chott El Beida). (Fig.16).

b. Axes de drainage

L'écoulement des eaux souterraines bien qu'il soit de type convergeant présente plusieurs axes de drainage. Les plus importants étant :

- Dans le sous bassin de Bazer, plusieurs axes de drainage de directions N-S, NW-SE et NE-SW, à filets convergents vers la dépression fermée (Sebkha de Bazer).
- Dans les autres sous bassins versants, l'interprétation de la carte piézométrique montre également plusieurs axes de drainage en direction des lacs. (Fig.16).
- La direction et le sens d'écoulement des eaux souterraines présentent des analogies nettes avec celle des eaux de surface.
- La ligne de partage des eaux de surface coïncide sensiblement avec celle des eaux souterraines.
- L'alimentation s'effectue à partir des djebels (Jurassique, Crétacé, Eocène).
- Les zones de drainage (ou dépressions de la surface piézométrique) sont de deux types :
 - + Evaporation (courbes piézométrique fermées) pour les chotts, sebkhas, etc.
 - + Les Oueds ont un effet de drainage lors de la période d'étiage. (Demdoum, 2010).

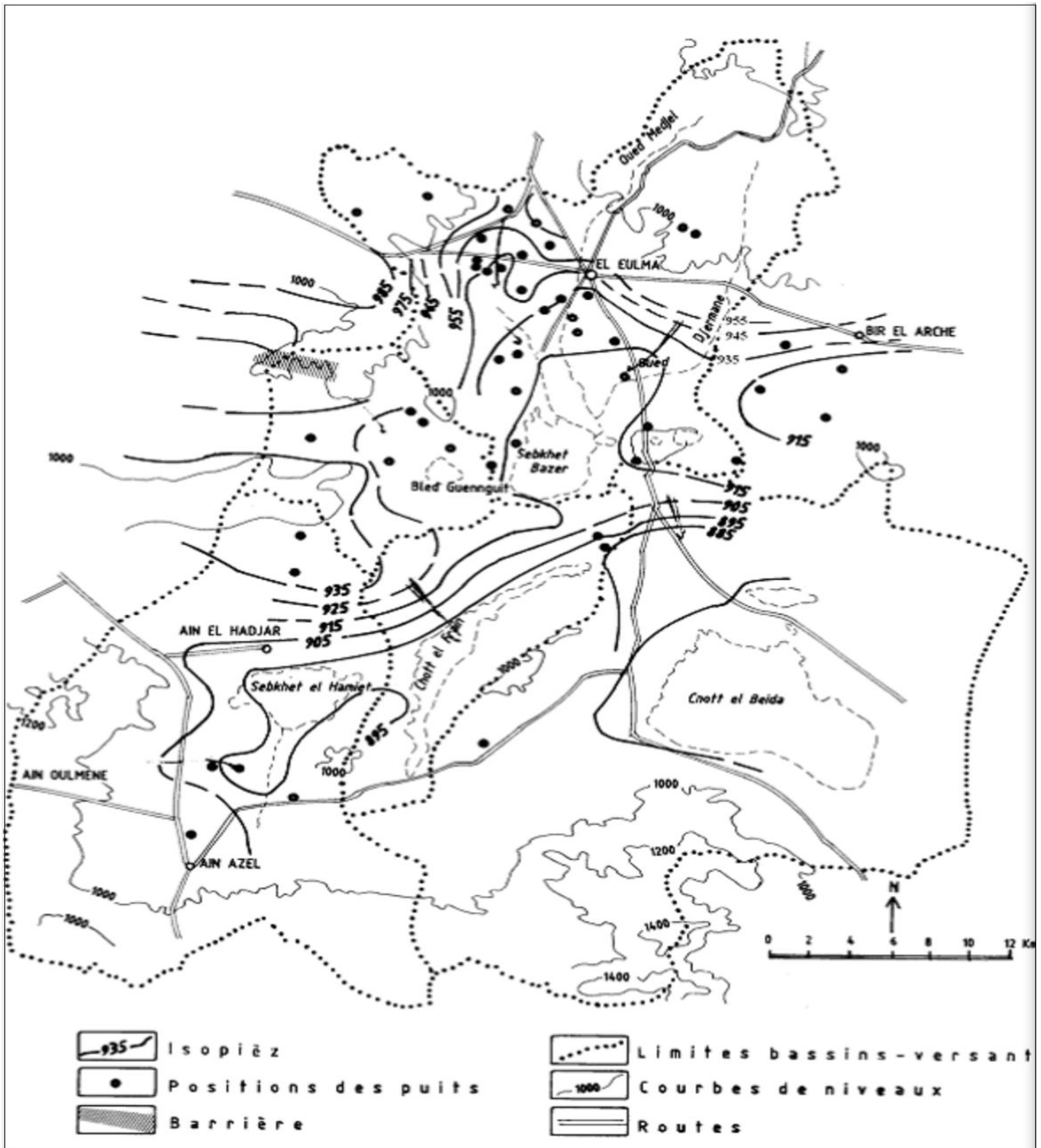


Figure.16 : Carte piézométrique du secteur d'étude, donnée 2006 (A. Demdoum, 2010)

I.7. Sols et Végétation

Le paysage est faiblement penté, à grandes étendus, sans reliefs et de teinte généralement marron. Les cultures sont généralement limitées aux céréales ayant un rendement médiocre. Les agglomérations sont concentrées au niveau de trois villages dont le plus important est celui de Hammam Sokhna.

Conclusion

Du point de vue structurale, les massifs constituant la série Sud-Sétifienne, présentent trois types de relations : au Sud ils recouvrent anormalement les formations plissées de l'allochtone atlasique ; au niveau des hautes plaines Sétifiennes, ils présentent des accidents tangentiels internes jalonnés de Trias et correspondant à des nappes (écailles) chevauchantes vers le Sud ; au Nord, les formations des Djebels Anini et Guergour apparaissent en fenêtre sous la nappe de Djemila. A partir de ces arguments, J.M.Vila (1980) considère que les formations Sud-Sétifiennes appartiennent au domaine de l'allochtonie dont il trace les limites.

L'ensemble allochtone Sud Sétifien de lithologie carbonatée d'âge Jurassique et Crétacé est observé dans Djebels Kalaoun et Sekrine. Une étude litho stratigraphique de la région de Sétif permet d'identifier deux formations.

La première est une formation carbonatée et gréseuse d'environ 700 m d'épaisseur de porosité de fracture constituée par la formation Barrémien.

La seconde est une formation alluvionnaire d'une épaisseur de 250 m qui correspond au Mio-Plio-Quaternaire constituée de sable, gravier, galet, grès, argile et conglomérat et de porosité d'interstice.

L'aperçu hydrogéologique montre que la région d'étude renferme de bons aquifères qui peuvent être exploitables dans le futur.

L'écoulement des eaux souterraines se fait en direction des dépressions fermées (Chotts et Sebkhass), et la ligne de partage des eaux de surface coïncide sensiblement avec celles des eaux souterraines.

Chapitre II

Cadre Climatique

Introduction

Le cycle souterrain de l'eau et le climat sont étroitement liés. L'évolution du climat à une influence déterminante sur la variation de l'ensemble des réserves et les fluctuations des nappes d'eau souterraines qui s'alimentent par infiltration directe et se décharge par évaporation au cours de la saison en pays aride et semi-aride. Le climat intervient par sa composition hydrique (pluviométrie), qui régit fortement le régime des eaux souterraines et superficielles.

Cette partie est considérée faire une synthèse climatique qui permettent d'établir un bilan hydrique nécessaire pour comprendre le fonctionnement d'un système hydraulique en examinant les facteurs climatiques important tels que la température, les précipitations, l'évapotranspiration, donc avoir une estimation des volumes d'eaux susceptibles transiter par les nappes d'eaux profondes et la recharge des aquifères souterrains en eau qui demeure sensible aux changement climatique.

II.1. Aperçu générale sur le climat de l'Algérie et de la région d'étude

THINTHOIN, définit le climat comme l'ensemble des phénomènes météorologiques (Température, Précipitations, Vent, Pression atmosphérique) qui caractérise l'état moyen de l'atmosphère et de son évolution dans un lieu donné. C'est un élément essentiel dans l'étude des différentes régions du monde et c'est aussi le facteur qui se place en Amont de toute étude relative au fonctionnement des écosystèmes écologiques.

D'après SELTZER et THINTOIN, le climat de l'Algérie relève du régime méditerranéen avec deux saisons bien tranchées, une très sèche, l'autre relativement humide.

Ce climat, tend vers une aridité de plus en plus accentué, il se concrétise non seulement par le régime pluviométrique, mais aussi par les fortes températures estivales entrainant une intense évaporation.

Le Nord-Est Algérien est la région la plus variées du pays sur le plan climatique (Mebarki, 2005), est une vaste région, marquée par un fort contraste climatique. (Fig.17).

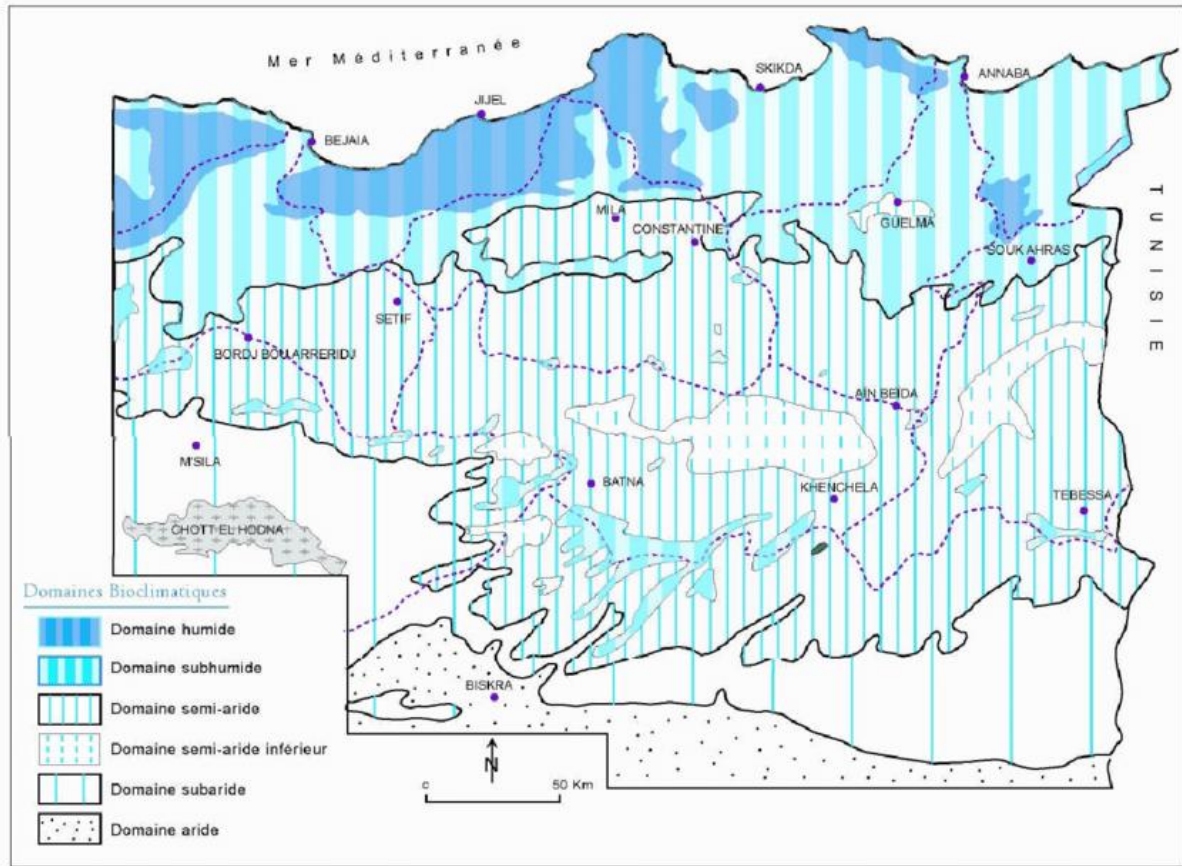


Figure 17 : Carte simplifiée des zones bioclimatiques de l’Est algérien (Établie d’après Côte M., 1998a)

Les hautes plaines sétifiennes sont soumises à un climat de montagnes semi-arides : chaud pendant le jour et froid la nuit. La période pluvieuse s’étale de septembre à avril (station d’EL Eulma et Sétif). Les mois de juillet et août enregistrent les températures les plus élevées et c’est au mois de janvier que la moyenne des températures est la plus basse (A. Demdoun, 2010).

II.2. Paramètres climatiques

Pour l’étude climatique de notre région nous avons basé sur les données d’observations d’une période de 29 ans (1981-2010) de la station météorologique de Sétif située selon les coordonnées suivantes:/

Tableau.3 : coordonnées de la station météorologique Sétif

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)
Sétif	36° 11’N	05° 19’E	1009 m

II.2.1. Précipitation

Toutes les formes d'eau qui tombent sur la surface de la terre sont appelées précipitations. Les précipitations soient de la neige, de la pluie, du verglas ou de la grêle dépendent de la température de l'air à travers lequel l'eau tombe.

Nous nous intéressons dans cette étude uniquement aux précipitations liquides (pluies), qui constituent le facteur primordial dans la détermination du régime climatique, car il constitue la principale entrée des systèmes hydrologiques.

Le tableau ci-dessous présente la variation des quantités annuelles de pluie.

Tableau.4 : Répartition annuelle des précipitations (mm), (1981-2010)

Années	P (mm)	Années	P (mm)
1981	303.7	1996	442.9
1982	563.2	1997	402.4
1983	200.1	1998	465.3
1984	523.1	1999	384.5
1985	410.8	2000	331.2
1986	432.3	2001	251.3
1987	320	2002	400.1
1988	424.6	2003	605.3
1989	403	2004	441.8
1990	397.8	2005	375.5
1991	401.2	2006	356
1992	505.2	2007	449.4
1993	319.9	2008	419.4
1994	273	2009	384.4
1995	422.4	2010	407.4

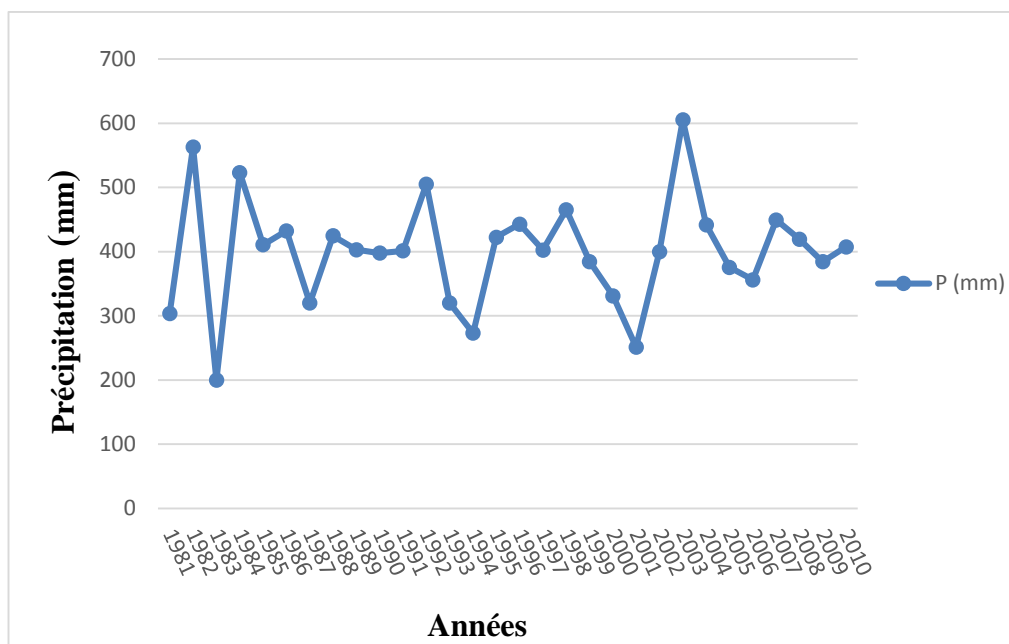


Figure.18 : Variation des précipitations annuelles

L'analyse des données pluviométriques (Fig.18), montrent que les pluies atteignent son maximum 605 mm en 2003 avec une année de sécheresse 200 mm en 1983.

Tableau.5 : Moyenne mensuelle des précipitations (mm) (1981-2010)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Août
P_{moy}	41.55	32.28	34.93	47.09	40.34	32.45	35.07	40.9	45.94	21.47	12.25	15.33

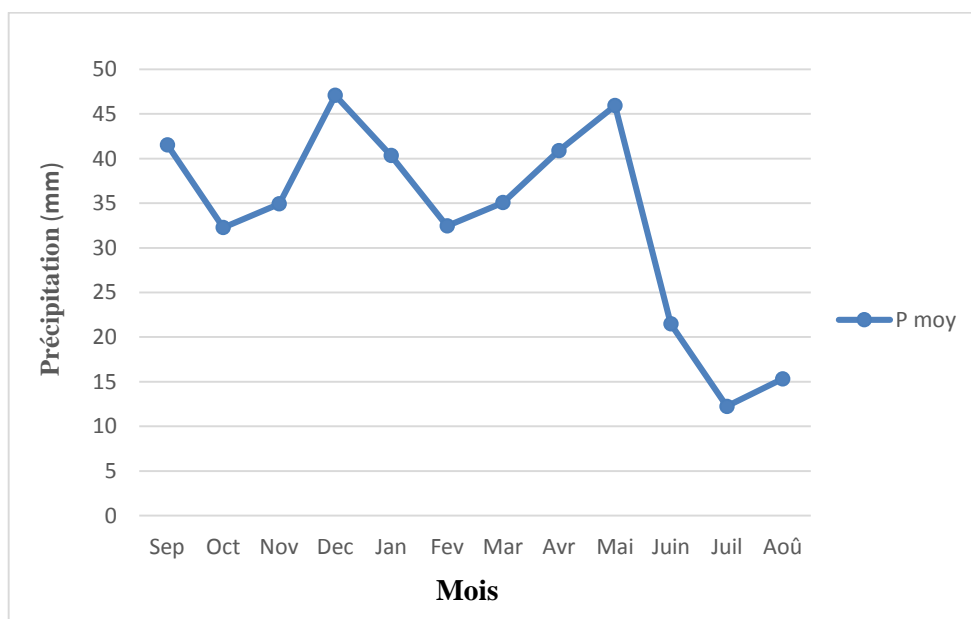


Figure.19 : Variation mensuelle des précipitations

Le régime pluviométrique de la région de Sétif présente une certaine variabilité, la moyenne la plus basse enregistré durant les mois de Juillet et Août avec 12.25 mm et 15.33 mm, alors que les mois les plus arrosés sont septembre, décembre et mai avec des moyennes mensuelles de : 41.5 mm, 47 mm et 45.9 mm. (Fig.19).

II.2.2. Température

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, 1984).

La température est l'un des éléments majeurs ayant un grand impact sur le climat, car il entre dans l'estimation du bilan hydrologique et permet de quantifier l'évaporation et par conséquent les conditions d'alimentation des aquifères profonds et la concentration des sels dissous dans leurs eaux et de préciser les limites de la thermalité.

Les données des températures durant la période (1981-2010) sont représentées sur le tableau suivant :

Tableau.6 : Moyennes mensuelles des températures en °C (1981-2010)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Aoû	Total
T_{min} (°C)	15.44	11.41	6.04	2.73	1.7	2.25	4.33	6.74	11.24	16.01	19.63	19.25	9.73
T_{max} (°C)	27.04	21.37	14.52	10.36	9.64	11.18	14.33	17.37	23.02	29.4	33.51	32.82	20.38
T_{moy} (°C)	21.24	16.39	10.28	6.54	5.67	6.71	9.33	12.05	17.13	22.7	26.57	26.03	15.05

T_{min} : Températures moyennes minimales mensuelles et annuelles

T_{max} : Températures moyennes maximales mensuelles et annuelles

T_{moy} : Températures moyennes mensuelles et annuelles

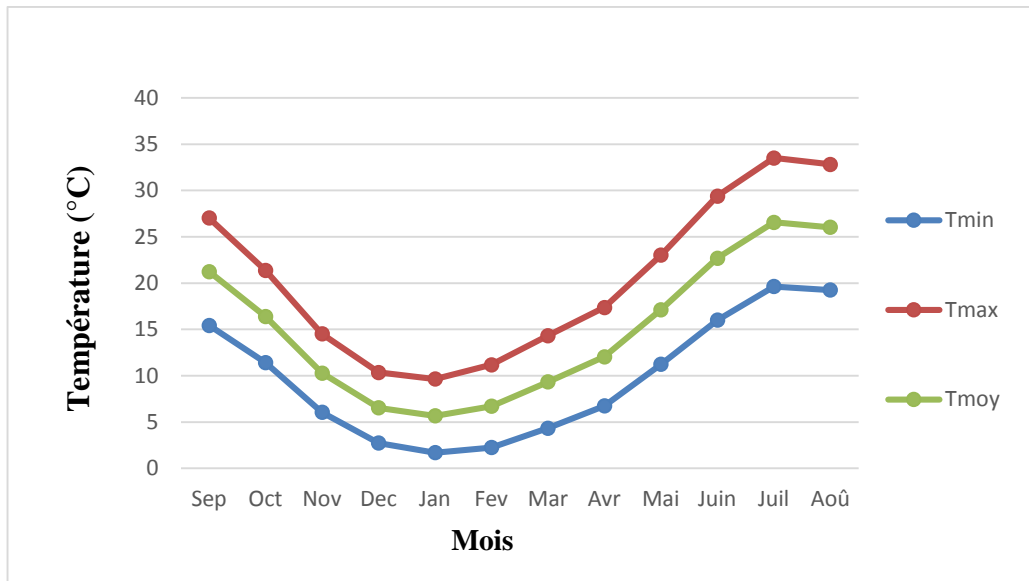


Figure.20 : Variation des Températures mensuelles

La figure 20, montre que, la température moyenne la plus basse enregistrée au mois de Janvier 1.7°C, alors que la température moyenne la plus élevées est de 33.51°C enregistré au mois de Juillet, la température moyenne annuelle est de 15.05°C.

II.3. Synthèse Climatique

En région méditerranéenne, les indices les plus utilisés pour la caractérisation des climats et bioclimats sont le quotient pluviométrique d'EMBERGER et le diagramme ombrothermique de GAUSSEN et BAGNOULS.

Une courbe ombrothermique, c'est la combinaison entre les facteurs pluviométriques (P) et les facteurs thermiques (T). L'avantage de ces courbes, nous permet de mettre en évidence les deux périodes sèche et humide.

II.3.1. Diagramme ombrothermique de GAUSSEN et BAGNOULS

Le diagramme ombrothermique de Gausсен et Bagnouls indique l'importance des saisons sèches en durée et en intensité en tenant compte de l'emplacement de la courbe des températures moyennes par rapport à celle des précipitations.

Selon Gausсен une période sèche est une période pendant laquelle les précipitations totales inférieures ou égales au double de la température : $P \leq 2T$ (période sèche).

Une période humide est une période pendant laquelle les précipitations totales égales au double de la température : $P=2T$.

Avec ; P : précipitations moyenne mensuelle en mm.

T : température moyenne mensuelle en °C.

Le diagramme ombrothermique de la station étudiée est illustré dans la figure.21.

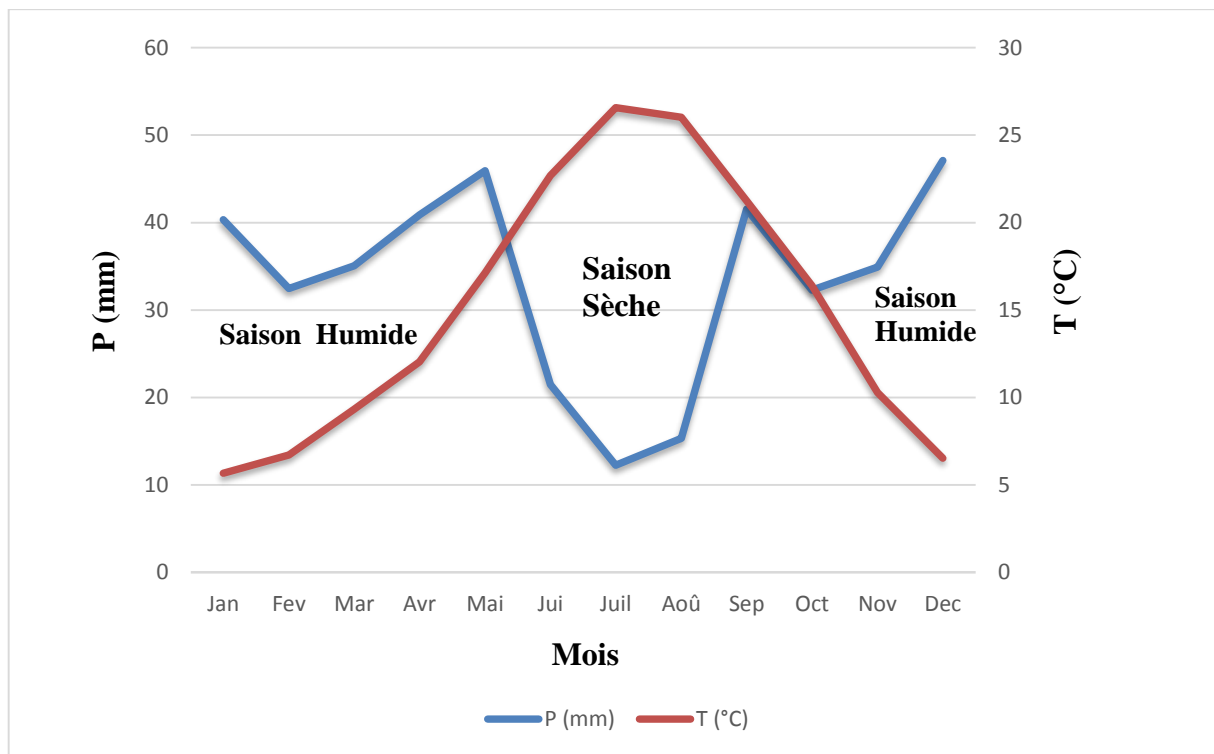


Figure.21 : Diagramme ombrothermique de la station de Sétif

Le diagramme pluviométrique (dans lequel les températures sont portées en échelle double de précipitation) (fig.21), montre l'existence de deux périodes au cours de l'année, une période humide qui s'étend de mi-octobre au mois de Mai, et une période déficitaire (sèche) se succède de mois de Juin à la mi-octobre, caractérisée par des températures élevées et des précipitations minimales.

II.3.2. Indice d'aridité de De. Martonne

Cet indice proposé par De Martonne en 1923 est fondé sur le régime des précipitations et sur les températures, il est calculé par la formule suivante :

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

Où :

I : indice d'aridité annuel de De. Martonne ;
 P : précipitations moyennes annuelles (mm) ;
 T : température moyenne annuelle (°C).

La valeur de l'indice d'aridité calculé selon la formule de De. Martonne sont portées dans le tableau suivant :

Tableau.7 : Indice d'aridité de De. Martonne

Station	P (mm)	T (°C)	I
Sétif	399.6	15.05	15.95

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

Tableau.8 : Classement en fonction de l'indice d'aridité de De. Martonne

Classement d'indice d'aridité	Type de climat
$I < 5$	Climat hyperbolique
$5 < I < 7.5$	Climat désertique
$7.5 < I < 10$	Climat steppique
$10 < I < 20$	Climat semi-aride
$20 < I < 30$	Climat tempéré
$I > 30$	Climat humide

Selon la valeur de cet indice, la zone d'étude est une zone ayant un climat semi-aride.

II.3.3. Climogramme d'EMBERGER

Le quotient pluviométrique « Q₂ » d'EMBERGER est une expression synthétique du climat méditerranéen en tenant compte de la moyenne annuelle des précipitations et des températures maximales et minimales.

Q₂ est calculé par la formule suivante :

$$Q_2 = \frac{2000 P}{M^2 - m^2}$$

Avec :

P : Précipitations annuelles en mm ;

M : Moyenne des températures maximales du mois le plus chaud en degré absolu ($^{\circ}\text{k}$) ;

m : Moyenne des températures minimales du mois le plus froid en degré absolu ($^{\circ}\text{k}$),

($T^{\circ}\text{k} = T^{\circ}\text{C} + 273,2$)

Le résultat de calcul quotient pluviométrique est : $Q_2 = 43.19$, la valeur Q_2 est portée sur le Climagramme d'EMBERGER.

Donc le Climagramme d'EMBERGER indique que notre zone d'étude est située dans l'étage bioclimatique Semi-aride frais, (Fig.21).

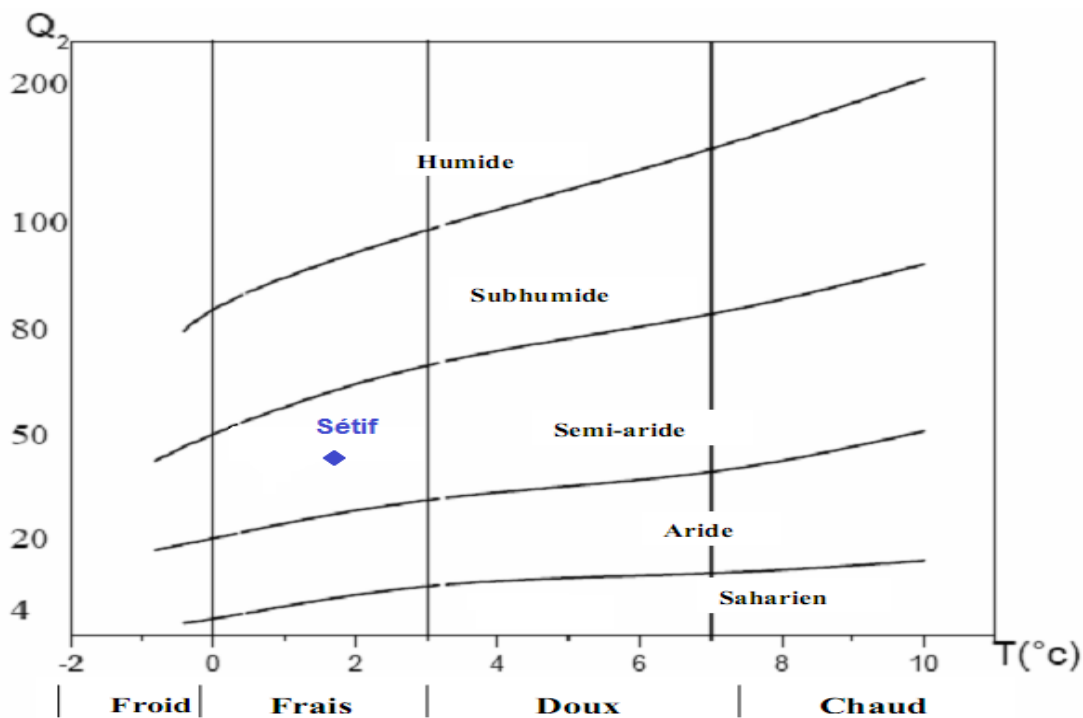


Figure.21 : Climagramme d'EMBERGER

II.4. Bilan hydrologique

La connaissance du bilan hydrologique d'une région consiste à évaluer la répartition des précipitations entre l'écoulement, l'infiltration et l'évaporation. Selon la disponibilité des données climatiques (Précipitations p, Températures T).

Pour déterminer le bilan hydrologique de la zone d'étude, les principaux paramètres à calculer sont : l'infiltration, le ruissèlement et l'évapotranspiration.

Le bilan hydrologique sera établi pour les données de la station de Sétif.

II.4.1. L'évaporation

L'évaporation est la restitution de l'eau par l'atmosphère sous forme de vapeur à partir de la surface du sol, quelle que soit sa nature (Sol, végétaux, eau libre). Elle est donc un élément très important pour l'établissement du bilan hydrologique, et dépend de plusieurs paramètres : la température, les précipitations, l'humidité de l'air, le couvert végétal. On distingue : l'évapotranspiration potentielle (ETP) et l'évapotranspiration réelle (ETR).

II.4.2. Evapotranspiration potentielle (ETP) :

L'évapotranspiration potentielle est la consommation d'eau, sous l'action conjuguée de l'évaporation de l'eau du sol et de la transpiration de la plante. Il s'agit de la perte d'eau d'un couvert végétal en plein développement sous les conditions optimum d'alimentation en eau sans l'influence d'aucun facteur limitant.

II.4.2.1. Calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Pour estimer l'évapotranspiration potentielle, on utilise des méthodes basées sur des variables climatiques. Cependant le choix dépend principalement du type de données climatiques disponibles et du type de climat de la région. Les formules empiriques qu'on utilise sont : THORNTHWAIT et ANRH₂₀₀₂.

II.4.2.2. La formule de THORNTHWAIT

La formule de calcul de l'évapotranspiration potentielle selon THORNTHWAIT tient compte de l'indice thermique et de la température moyenne mensuelle. Elle s'écrit sous la formule suivante :

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

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

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

$$a = (1.6/100) I + 0.5$$

Où :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle en mm ;

T : température moyenne mensuelle du mois considéré en ° C ;

I : Indice thermique annuel ;

i : indice thermique mensuel ;

a : Coefficient en fonction de l'indice I ;

K : Coefficient de correction, qui dépend du temps et de l'altitude ;

II.4.3. Calcul de l'évapotranspiration réel (ETR)

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

Pour la détermination de ce paramètre à l'échelle annuelle, on utilise les formules empiriques de TURC et de COUTAGNE.

II.4.3.1. Méthode de TURC :

La formule de TURC est en fonction de la température moyenne annuelle et de la hauteur moyenne des précipitations annuelles. Elle s'écrit :

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

Où :

ETR : Evapotranspiration réelle annuelle en mm.

P : Précipitation moyenne annuelle, en mm ;

L = 300 + 25 T + 0,05 T³: pouvoir évaporant de l'atmosphère;

T : Température moyenne annuelle, (en °C) ;

II.4.3.2. Méthode de THORNTHWAIT :

Cette méthode fait ressortir quatre paramètres : ETP, ETR, déficit agricole (DA) et l'excédent(EX). A partir de ce dernier paramètre on aboutira au ruissellement et à l'infiltration. Tous ces paramètres, reposent sur l'estimation de la réserve facilement utilisable (RFU).

La RFU est la qualité d'eau emmagasinée dans la couche pédologique et qui est facilement utilisable par les plantes, pour son bon fonctionnement physiologique.

La réserve facilement utilisable RFU est calculée par la formule de Hallaire (1960) donnée ci-dessous :

$$RFU = \frac{1}{3} Da * He * Pr$$

Où :

RFU : la réserve facilement utilisable (m) ;

Da : densité apparente du sol prise égale à 1,4 ;

He : capacité de rétention prise égale à 0,3 ;

Pr : profondeur des racines prise égale à 0,4 m.

La RFU ainsi calculée pour la région est égale à 56 mm.

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

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

- 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 apparait 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 méthode de Thornthwaite est la plus appropriée pour de tels calculs car elle contient un facteur de correction K qui intègre la durée d'insolation.

Le bilan hydrologique, selon la méthode de Thornthwaite, pour la station de Sétif est porté dans le tableau suivant :

Tableau.9 : Bilan Hydrique de Thornthwaite de la station de Sétif

	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Jui	Juil	Août	Année
P (mm)	41.55	32.28	34.93	47.09	40.34	32.45	35.07	40.90	45.94	21.47	12.25	15.33	399.6
T (C°)	21.24	16.39	10.28	6.54	5.67	6.71	9.33	12.05	17.13	22.7	26.57	26.03	/
i	3.40	6.03	2.97	1.50	1.20	1.56	2.57	3.78	6.45	9.88	12.53	12.15	64.02
K	1.03	0.96	0.83	0.83	0.86	0.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	/
ETP (mm)	56.67	43.95	21.62	13.57	12.14	14.10	24.29	33.76	53.79	72.48	86.62	79.38	512.37
P-ETP	-15.12	-11.67	13.31	33.52	28.2	18.35	10.78	7.14	-7.85	-51.01	-74.37	-64.05	/
RFU (mm)	0	0	13.31	46.83	56	56	56	56	48.15	0	0	0	332.29
ETR (mm)	41.55	32.28	21.62	13.57	12.14	14.10	24.29	33.76	45.94	21.47	12.25	15.33	288.3
EX (mm)	0	0	0	0	28.2	18.35	10.78	7.14	0	0	0	0	64.47
DA (mm)	15.12	11.67	0	0	0	0	0	0	0	51.01	74.37	64.05	216.22

II.4.4. Interprétation du bilan hydrique

L'analyse des résultats du bilan hydrique de Sétif calculé par la méthode de Thornthwaite (tableau.6), montre que :

A l'échelle annuelle, la valeur moyenne de l'ETP est de (512.37 mm), cependant la valeur maximale de l'ETP est révélée au mois de Juillet, alors que le minimum est enregistré en période hivernale (Dec, Jan, Fév), en expliquant ça par les hautes températures durant la période estivale avec une faible valeur de précipitation.

A l'échelle mensuelle l'examen de l'ETP montre l'existence de deux saisons, l'une pendant laquelle P sont supérieurs ou égales à l'ETP ($P \geq ETP$) de mois de Novembre à Avril, et la seconde on a l'inverse $P < ETP$ allant de mois de Mai à Octobre.

Pendant la saison froide, les P couvrent les besoins d'ETP et permettent la formation des RFU.

La RFU (réserve facilement utilisable), commence à reconstituer à partir de mois de Novembre pour atteindre son maximum (56 mm) de Janvier à Avril, période pendant laquelle il ya un surplus d'eau se manifestant par un écoulement.

La RFU se vide progressivement à partir de Mois de Mai jusqu'à ce qu'elle soit totalement épuisée au mois de Juin, cette épuisement se traduit par l'apparition d'un déficit agricole (Da) qui s'étale du mois de Juin jusqu'au mois d'octobre.

II.4.5. Calcul du ruissellement

Ces eaux sont généralement constituées d'eau pluviales, c'est-à-dire les eaux de pluies et de fonte des neiges, qui ruissellent à la surface du sol et se jettent dans des cours d'eaux.

Le ruissellement correspondant la part des précipitations qui s'écoulent directement sur le sol lors des précipitations, c'est un surplus d'eau n'ayant pas réussi à s'infiltrer dans le sol ou à s'évaporer.

Pour déterminer le bilan hydrologique, il est nécessaire d'évaluer le ruissèlement dans le but d'apprécier l'importance de l'érosion mécanique et chimique qui affecte la surface de la terre.

La formule de TIXERONT-BERKALOFF permet d'estimer le coefficient de ruissèlement (R).

$$R = \left[\frac{P^3}{3[ETP]^2} \right]$$

Avec :

R : ruissèlement en (mm) ;

P : précipitation moyenne annuelle en (mm) ;

ETP : évapotranspiration potentielle en (mm) ;

L'application numérique de la formule à donner le résultat suivant : $R = 81\text{mm}$.

II.4.6. Estimation de l'infiltration

L'infiltration désigne le mouvement de l'eau pénétrant dans les couches superficielles du sol et du sous-sol, sous l'action de la gravité et effets de la pression, elle renouvelle les stocks d'eau souterraine et entretient le débit de l'écoulement souterrain et sortant après circulation dans les formations hydrogéologiques perméables du sous – sol.

La lame d'eau infiltrée est souvent déduite à partir des autres paramètres à l'aide de La formule de bilan globale : $P = R + I + ETR$

Donc on aura : $I = P - R - ETR$

Avec :

P : précipitation moyenne annuelle en mm ;

R : Ruissellement annuel en mm ;

I : l'infiltration efficace moyenne annuelle en mm ;

ETR : évapotranspiration réelle annuelle calculée selon la formule de THORNTHWAITE en mm.

Le résultat de calcule de l'infiltration directe à partir du sol est égale à 30.3 mm.

Conclusion

L'analyse des données climatiques montre que la région d'étude est caractérisée par un climat semi-aride, avec des précipitations moyennes annuelles ne dépassent pas les 400 mm par ans.

La région d'étude se caractérise par deux périodes climatiques, une période froide et pluvieuse qui s'étend du mois de novembre jusqu'au mois de mai où les précipitations mensuelles dépassent 30 mm, et la température minimale peut atteindre 0 °C. Et une période chaude et sèche qui s'étend de juin à octobre, divisée en deux intervalles

- Une phase comprend les mois de juillet-août, très sèche.
- Une seconde comprend les mois de juin et septembre-octobre, avec des Précipitations moyennes et des températures douces.

La température moyenne annuelle est de 15°C, le mois le plus froid est le mois de Janvier avec une température moyenne de 5.6°C.

L'évapotranspiration potentielle (ETP) annuelle et l'ETR calculé par la méthode de Thornthwaite est respectivement : 512.37 mm et 288.3 mm.

De plus, le bilan hydrique est déficitaire avec un déficit agricole annuel de l'ordre de 216 mm qui s'étale sur une période de 5 mois.

Un ruissellement et une infiltration respectivement de 81 mm et 30.3 mm, Cette dernière contribue à l'alimentation de la nappe superficielle à partir de la surface.

Le surplus de la valeur de saturation des réserves en eau du sol constitue l'excédent (EX = 64.47 mm), qui va être disponible pour l'alimentation de l'écoulement de surface et des nappes profondes.

Chapitre III

Hydrochimie et géochimie

isotopique

III.1. Matériels et méthodes

III.1.1. Techniques de mesures et d'analyses insitu

Certains paramètres peuvent évoluer pendant le transport des échantillons au laboratoire et il est toujours préférable de faire ces déterminations sur le terrain. La Température d'un échantillon peut changer après le prélèvement et l'information sera erronée. Il faut donc prévoir des mesures rapides après chaque collecte de l'échantillon en question. De même les paramètres tels que, le potentiel d'hydrogène (pH), la conductivité électrique mesurée à 25°C (CE), la température et, doivent être mesurés insitu.

La mesure de ces paramètres repose souvent sur des méthodes de précision inférieure à celle des méthodes de laboratoire mais l'intérêt de la mesure immédiate peut être prépondérant compte tenu des variations susceptibles qui pourraient intervenir durant le transport et la conservation en laboratoire. Par ailleurs, ces mesures sont aussi nécessaires lors d'une conservation prolongée de l'échantillon.

III.2. Analyseur Paramètre physique avec un multi-paramètre portable Consort C931

a. Description

Cet appareil est construit selon les dernières technologies et ne nécessite aucun entretien particulier. Il est équipé d'un nouveau système « anti-encrassement », les sondes Consort C931 permettent de mesurer 3 paramètres simultanément : **PH, Température, Conductivité.**

Tableau10 : La précision de l'appareil Consort C 931

pH	0.....14
Conductivité	0...2000 mS/cm
Temperature	-30...+130°C

b. Les Modes Opérateur

b. 1. Mesure de pH

1. Sélectionnez [pH] en appuyant sur MODE. L'affichage indique immédiatement la valeur mesurée selon l'étalonnage précédent. Pour étalonner, appuyez sur CAL.
2. Rincez les électrodes avec de l'eau distillée et immergez les dans le premier tampon. Choisissez [ETALONNER], appuyez sur CAL et suivez les instructions sur l'écran.
3. Rincez les électrodes avec de l'eau distillée et immergez les dans la solution à mesurer. Lisez la valeur donnée.

- Après usage, rincez toujours les électrodes avec de l'eau distillée et immergez les dans une solution de 3...4MKCl.

La mesure avec des électrodes à point de zéro anormal :

- Sélectionnez [E0 = xmV] et appuyez sur CAL.
- Entrez le point de zéro de l'électrode et appuyez sur CAL.
 - Appuyez sur \hat{e} pour changer la résolution de 0,1 à 0,001 pH.

b. 2. Mesure de température

- Sélectionnez [°C] en appuyant sur MODE. Quand aucun Pt 1000 n'est branché, corriger la compensation manuelle de la température et continuer en appuyant sur MODE. Pour étalonner, appuyez sur CAL.
- Plongez le Pt 1000 dans une solution de température connue. Ajustez à cette température et appuyez sur CAL.

b.3. Mesure de conductivité

- Sélectionnez [S/cm] en appuyant sur MODE. L'affichage indique immédiatement la valeur mesurée selon l'étalonnage précédent. Pour étalonner, appuyez sur CAL.
- L'affichage indique les trois standards en mémoire (1413 μ S/cm, 12.88mS/cm, 111.8mS/cm). Choisissez les valeurs désirées ou entrez manuellement des valeurs spéciales et appuyez sur CAL. Mettez les standards non-utilisés hors service.
- Choisissez la température à laquelle toutes les futures mesures seront référées et appuyez sur CAL.
- Décidez si la compensation automatique de température (ATC) doit être appliquée oui ou non et appuyez sur CAL.
- Après l'avoir rincée avec la solution étalon, plongez la cellule dans cette solution. La température de la solution n'est pas importante mais elle doit être entre 0°C et 30°C. N'oubliez jamais de compenser manuellement la température, si vous n'utilisez pas le Pt 1000 ! Choisissez [ETALONNER], appuyez sur CAL et suivez les instructions sur l'écran.
- Après avoir rincé plusieurs fois la cellule avec la solution à mesurer, plongez-la dans cette solution et lisez la valeur donnée par l'appareil.
- Après usage, toujours rincez la cellule et immergez la dans de l'eau distillée (ajouter un peu de détergent pour bien conserver la surface de platine dans une condition optimale).

III.3. Techniques de mesures et d'analyses au laboratoire

Les travaux de laboratoire sont concernés les analyses chimiques aussi bien des éléments majeurs. Les paramètres mesurés et les appareils utilisés sont donnés dans le tableau suivant :

Tableau.11 : travaux de laboratoire et appareillage

Paramètres mesurés	Moyen de mesure
Eléments majeurs	La chromatographie ionique
Eléments mineurs	Spectrophotométrie D'Absorption Atomique
Les isotopes	Spectromètre de masse Delta-V

- **Les analyses chimiques :**

Les analyses chimiques ont concerné :

✓ **Pour les éléments majeurs :**

-les cations: Na⁺, K⁺, Ca⁺, Mg⁺⁺

-Les anions: Cl⁻, SO₄⁻, HCO₃⁻, NO₃⁻

✓ **Les éléments mineurs :** SiO₂, Fe, S et Pb⁻

✓ **Les isotopes :** ¹⁸O, ²H

Les analyses chimiques des eaux et la détermination de leur teneur ont d'une grande importance car elles permettent d'avoir une idée sur la nature des formations géologiques traversées par ces eaux.

Tableau 12 : le laboratoire qui a concouru le présent travail.

Eléments chimiques	Laboratoire
Na,K,Ca,Mg,Cl,SO ₄ ,HCO ₃ ,NO ₃ , SiO ₂ ,Fe,S et Pb	ANRH Constantine
¹⁸ O, ² H	CRNA

a. Flaconnage et échantillonnage

Collecter les échantillons dans des flacons en polyéthylène à haute densité qui ont été nettoyés soigneusement avec de l'eau désionisée ensuite plusieurs fois avec de l'eau à échantillonner. Ne pas nettoyer les flacons avec des acides forts ou des détergents car ils

laissent des traces d'ions sur les parois. Ces ions peuvent interférer avec les analyses Si les échantillons ne sont pas analysés le même jour que leur collecte, les filtrez avec des filtres de $0.45\mu\text{m}$ immédiatement après leur collecte, sinon des bactéries dans l'échantillon peuvent faire changer la concentration des ions avec le temps. Réfrigérer les échantillons à 4°C pour minimiser l'activité bactérienne. Analyser les échantillons contenant des nitrites ou des sulfites (éléments fugaces) dès que possible. Les nitrites s'oxydent en nitrates et les sulfites en sulfates et donc les concentrations mesurées de ces ions se trouvent supérieures. La plupart des échantillons qui ne contiennent pas de nitrite et de sulfite peuvent être réfrigérés pendant au moins une semaine sans de modifications notables dans la concentration des ions. Tous les prélèvements sont faits sous eau.

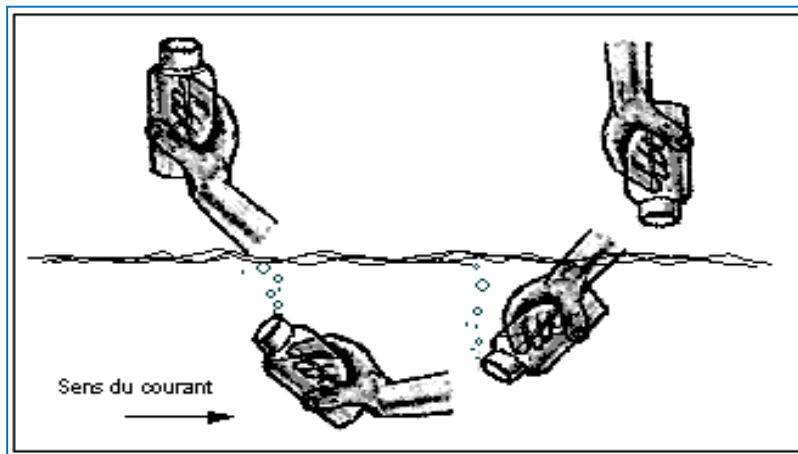


Figure. 22 : Echantillonnage Dans les sources moins chaudes

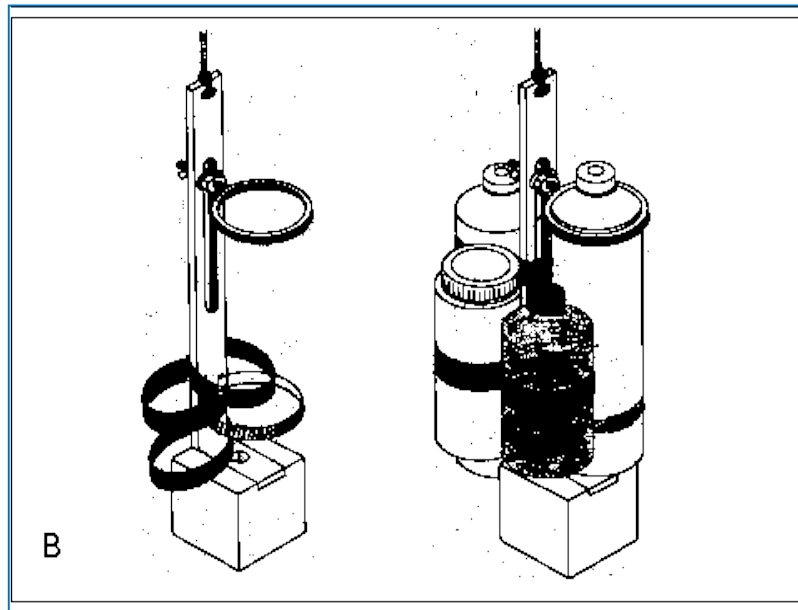


Figure.23 : Échantillonnage Lorsque la température élevée

b. prétraitement

Filtrer les eaux souterraines et les eaux de rejet sous $0.45\mu\text{m}$ avant leur injection. Avant l'injection, prétraiter les échantillons qui peuvent contenir à haute concentration des espèces interférentes en utilisant les cartouches on GuardDionex.



Figure.24 : le dispositif de la filtration à $0.45\mu\text{m}$

c. dilution

Les concentrations des espèces ioniques dans différents échantillons peuvent varier d'un échantillon à l'autre, aussi aucun facteur de dilution ne peut être recommandé pour tous les échantillons d'un même type. Dans quelque cas (par exemple beaucoup d'échantillons d'eau) les concentrations sont suffisamment basses pour qu'une dilution ne soit pas nécessaire.

Utiliser de l'eau désionisée ou de l'éluant pour diluer l'échantillon. La dilution par l'éluant minimise l'effet du pic négatif de l'eau en début de chromatogramme.

III.3.1. Analyse des éléments majeurs par La chromatographie ionique

III.3.1.1. Historique

Cette technique récente est apparue dans les années 70 grâce à Small, Stevens et Bauman (DOW CHEMICAL) et le terme "chromatographie ionique" désignait alors la séparation d'ions inorganiques par une détection conductimétrique. A l'heure actuelle, ce terme regroupe toutes les méthodes de dosage d'ions (organiques ou pas) par chromatographie en phase liquide, quel que soit le mode de séparation et de détection.

III.3.1.2. Repères historique de la chromatographie ionique

1971 : Première utilisation pour la chromatographie ionique

1972 : Première utilisation de la chromatographie ionique chez Dow Chemical

1972 : Premier prototype de chromatographie ionique utilisant une cellule de conductivité

1975 : Le premier rapport de recherche en chromatographie ionique et publié « par Small, Stevens et Bauman dans » *Analytical Chemistry*.

1975 : Dionex Corporation est créée sous la licence Dow.

1975 : Premier chromatographe ionique commercialisé.

1977 : Premier symposium EPA sur l'analyse par chromatographie ionique pollution de l'environnement.

1977 : Small, Stevens et Bauman reçoivent le prix de la Conférence de Pittsburgh pour l'avance la plus significative en chimie analytique appliquée.

III.3.1.3. Définition de la chromatographie ionique

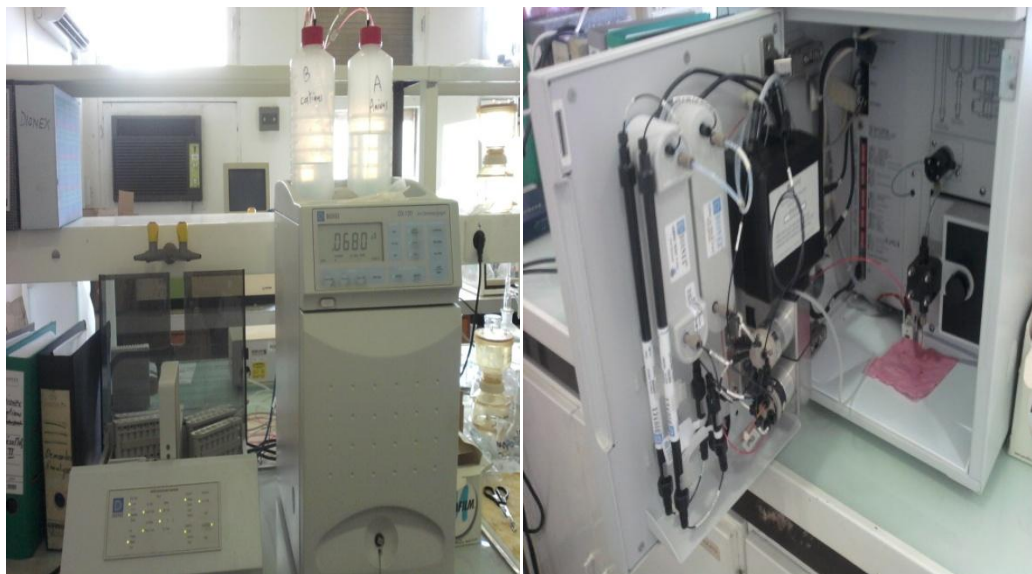
C'est une technique analytique qui permet l'analyse qualitative (par séparation des espèces présentes) et quantitative des espèces ioniques présentes dans un échantillon liquide dépourvu de matières en suspension.

D'un point de vue analytique, cette technique est devenue intéressante grâce aux progrès réalisés que l'on peut regrouper en 4 catégories :

- meilleurs composants chromatographiques,
- résines échangeuses de plus grande efficacité,
- échantillons de faible volume,
- détection automatique.

De part les très nombreuses configurations possibles, la chromatographie ionique désigne plus un ensemble de méthodes de dosage des espèces ioniques qu'une séparation seule. Mais la configuration la plus fréquente demeure la détection des anions couplée à une

Détection conductimétrique. Néanmoins, nous verrons que d'autres moyens de séparation et de détection sont possibles, en sachant que pour un appareil donné, on ne peut trouver plusieurs configurations simultanées. (Gouiadia, 2008).



Vue générale

vue à l'intérieur

Figure.25 : La chromatographie ionique Dionex 120

III.3.1.4. Mise en fonctionnement

a. Démarrage du système

1- Appuyer sur le bouton de mise sous tension sous le panneau frontal de control. La version du microprocesseur s'affiche brièvement et ensuite est affiché la valeur de l'offset de conductivité.

Voici les conditions à la mise sous tension :

- Le **DX-120** est en mode Local
- La pression sur l'éluant, la pompe et le **SRS** sont en **OFF**
- Le stabilisateur thermique **DS4** (s'il est installé) est en **ON**
- Les vannes d'injection et de choix de colonne sont dans leur dernière position sélectionnée.
- La valeur de l'offset est remise à zéro.

2- Appuyer sur l'interrupteur sur l'avant de la pompe pour mettre sous tension la pompe.

3- Appuyer sur **Eluent Pressure** pour pressuriser les réservoirs.

4- Appuyer sur **Pump** pour démarrer la pompe.

5- appuyer sur SRS pour mettre sous tension le SRS. L'écran affiche brièvement le courant d'électrolyse en mA.

6- Appuyer sur **Flow Rate** et vérifier que le débit de la pompe est correct. Si nécessaire, tirer sur le bouton sur la face avant de la pompe et le tourner vers la droite ou la gauche pour augmenter ou diminuer le débit est correct, repousser le bouton.

7- Appuyer sur **Offset Cond** pour afficher la valeur de l'offset.

8- Attendre que le système s'équilibre pendant 15 à 20 min. l'écran affiche la valeur du bruit de fond de la conductivité (la conductivité de l'éluant avant l'injection de l'échantillon). Appuyer sur **Auto Offset** pour mettre à zéro la valeur de bruit de fond.

Si un **DS4** est installé, la stabilisation du système doit aussi inclure le temps nécessaire au DS4 pour atteindre la température de travail. Le chauffage du DS4 se fait à la vitesse de 1°C/min. la ligne de base ne pourra se stabiliser que lorsque le DS4 aura atteint la température du DS4 apparait en bas de l'écran.

- **LO CELL TEMP** apparait et la température sélectionnée clignote quand le **DS4** est en dessous de celle-ci.

- **CELL TEMP** apparait et la température sélectionnée s'arrête de clignoter quand le **DS4** a atteint celle-ci.

- **CELL TEMP HI** apparait et la température sélectionnée clignote quand le **DS4** est en dessous de celle-ci.

La figure suivante montre l'écran lorsque toutes les étapes sont complètes et que le **DX-120** est prêt pour l'injection de l'échantillon.

b. Injection de l'échantillon

On peut injecter l'échantillon quand le DX-120 est en mode local. Le logiciel **Peak Net** peut aussi être utilisé pour actionner la vanne d'injection.

C. Fonctionnement sous le contrôle de Peak Net :

- Quand le DX-120 est connecté à une station **Peak Net** via l'interface DX-LAN, le logiciel peut commander le DX-120 et contrôler les fonctions suivantes :

- Sélectionner les positions de la vanne d'injection de choix de colonne.

- Mettre en fonctionnement la pompe, la puissance du SRS et la pression sur les flacons.

- Mettre en fonctionnement la pompe, la puissance du SRS et la pression sur les tampons.

- Faire un Auto offset.

- Sélectionner l'unité de pression affichée sur l'écran.
- Contrôler les signaux de sortie **TTL1** et **TTL2**
- Contrôler les sorties d'alimentation

d. Optimiser la température de compensation

Le **DX-120** est conçu par la compensation de température pour stabiliser les lectures de conductivité en corrigeant les variations de températures qui se produisent lors d'une analyse.

e. Maintenance

- Maintenance journalière
 - Vérifier le compartiment intérieur pour détecter d'éventuelles fuites ou dépôts cristallin.
 - Nettoyer les dépôts, isoler et réparer les fuites. Nettoyer les dépôts avec de l'eau désionisée.
 - Vérifier le container d'évacuation s'il est plein
- Maintenance hebdomadaire
 - Une fois par semaine, vérifier les tuyaux d'air
 - Vérifier la jonction entre la tête de pompe et le corps métallique de la pompe pour détecter d'éventuelles fuites. Les frictions normales peuvent engendrer de minimes fuites d'éluant qui graduellement contaminent le piston métallique. Si des fuites se produisent remplacer les joints de pompe. (Gouiadia, 2008).

III.3.2. Analyse les éléments mineurs par Spectrophotométrie D'Absorption Atomique



Figure.26 : La spectrophotométrie d'absorption atomique SAA

III.3.2. 1. Définition

La spectrophotométrie d'absorption atomique est essentiellement une méthode d'analyse quantitative qui convient beaucoup mieux à la détermination des traces qu'à celle des composants majeurs. Elle présente de nombreux avantages : haute sensibilité, grande spécificité, influence négligeable de la composition du milieu analysé, rapidité, faible quantité de substance nécessaire (1 ml de la solution peut suffire) et facilité de préparation des solutions étalons.

Les inconvénients majeurs de cette technique sont les suivants : nécessité d'utiliser pour chaque élément à doser une source caractéristique, technique d'analyse destructrice, domaine d'application limité presque exclusivement aux métaux, nécessité d'avoir des concentrations assez peu élevées et nécessité enfin de faire passer l'échantillon en solution. (Rodier et al, 1984)

La méthode est

- Quantitative
- Relative : il faut donc faire une courbe d'étalonnage.

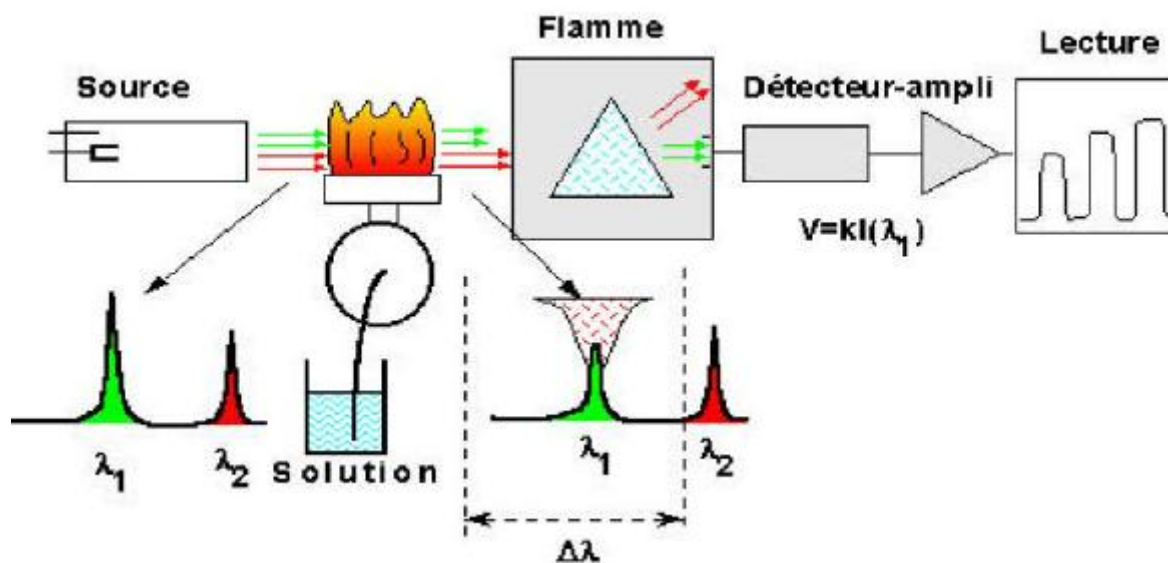


Figure.27 : Schéma Principe de la spectrophotométrie d'absorption atomique. (Cherchali, 2008)

III.3.2.2. Méthodes de préparation des échantillons

Pour accéder à des atomes libres, il existe plusieurs moyens suivant l'état du produit, mais il faudra de toute façon en détruire une partie. Il faudra de plus que le nombre d'atomes obtenus soit représentatif de leur proportion dans le produit pour pouvoir rendre un résultat quantitatif. Il existe plusieurs méthodes d'obtention d'atomes libres à partir d'échantillons :

* chauffer l'échantillon de telle sorte que l'énergie thermique dissocie les particules (atomes, ions ou molécules). Dans bien des cas, il faudra un chauffage énergétique et une température élevée pour obtenir des atomes isolés

* soumettre l'échantillon à un bombardement d'électrons ou d'ions : arc ou étincelle électrique ou pulvérisation cathodique (métaux et alliage) dans lesquels les atomes seront alors excités et ionisés, ce qui conduira plutôt à une spectrométrie d'émission.

* chauffer l'échantillon dans un four à très haute température ou l'introduire dans une flamme ou un plasma capables de dissocier les particules Dans ce cas, pour des raisons techniques, il est préférable d'introduire une solution obtenue à partir d'une dissolution de l'échantillon (introduction plus faible et plus fidèle de l'échantillon, préparation d'étalons identiques aux échantillons, suppression d'interactions possibles et mal connues à haute température...).

III.3.2.3. Cellules de mesure

Les cellules d'absorption les plus utilisées en spectrométrie sont **la flamme** et le **four graphite** qui sont capables, à partir d'éléments présents en solution, de fournir des atomes libres en proportion suffisante pour utiliser la technique d'absorption.

Mais pour notre cas la cellule d'absorption qu'on a utilisée c'est la flamme puisque les éléments mineurs on a mesurés sont détectés facilement par la flamme.

- **La flamme :**

Lorsqu' on utilise la flamme, on nébulise la solution grâce à un capillaire et une venturi qui fournit un fin aérosol de la solution (gouttelettes de quelques microns de diamètre), entraîné dans la flamme par les gaz qui l'alimentent.

Il faut noter que seulement quelques pour-cent de la solution se retrouvent dans la flamme et qu'après des phénomènes complexes de vaporisation, dissociation recombinaison, on obtient une proportion plus ou moins forte d'atomes libres susceptibles d'absorber le rayonnement.

C'est pour cela que l'on est obligé de préparer des étalons ayant une composition (une matrice) aussi voisine que possible que celle des échantillons afin de maîtriser au mieux les phénomènes physico-chimiques (nébulisation, vaporisation, réactions chimiques) qui interviennent dans l'obtention des atomes libres à l'état fondamental. (Cherchali, 2008)

III.3.2.4. La procédure d'analyse

Le dosage du lithium à l'aide de la technique appelée « spectrophotométrie d'absorption atomique à la flamme ». L'échantillon est transféré dans un Vial et placé sur l'échantillonneur automatique de l'appareil. L'échantillon à analyser est aspiré dans une flamme où l'élément présent est réduit à leur état d'excitation fondamental.

Le faisceau d'une lampe à cathode creuse contenant l'élément à doser est dirigé vers la flamme où l'élément présent absorbe l'énergie de la lampe proportionnellement à sa concentration.

III.2.5. Le dosage de l'élément mineur de SiO₂ par la méthode de la colorimétrie de molybdate

III.2.5.1. Les réactifs

A- HCl.

B- Le molybdate d'ammonium: 10g (NH₄)₆ MO₇ O₂₄. 4H₂O.

C- Acide oxalique :10g C₂H₂O₄, 2H₂O dilué dans 100 ml de l'eau distillée.

D- Le standard de Si :1000 ppm Si (SiCl₄ dans la solution de NaOH), standard (Merck).
(Gouiadia, 2008)

III.2.5.2. La procédure

Pour 50 ml de l'échantillons ou 25ml, ajouter rapidement 1 ml ou ½ ml de l'HCl. Et 2 ml d'une solution de molybdate d'ammonium. Puis, agiter bien la solution (environ 6 fois) et attendre 5 à 10 minutes. Ensuite, ajouter 1,5 ml ou 0.75 ml de la solution d'acide oxalique et bien mixer pour mesurer après 5 minutes.

***Pour calculer :**

Si (ppm)

Ppm (SiO₂) = 0.40 ⇒ pour SiO₂ = diviser par 40.

III.3. La représentation simplifiée des caractéristiques chimiques des eaux

L'interprétation des analyses chimiques reposent sur la cartographié hydro-chimiques pour illustrer le faciès chimique des eaux et remonter leur origine. Cette représentation utilise des diagrammes puisés dans le logiciel qui s'appelle **DIAGRAMME** initié par le docteur Roland SIMMLER du laboratoire d'hydrogéologie de l'université d'Avignon.

Le recours à des diagrammes et graphiques divers est donc assez fréquent et utile en hydrochimie.

III.3.1. Diagramme de Piper

Le diagramme de Piper permet de représenter le faciès chimique d'un ensemble d'échantillons d'eaux.

Il est composé de deux triangles équilatéraux à la base surmontés d'un losange au milieu permettant de représenter le faciès hydro-chimiques des eaux par rapport à la concentration relatives des cations et des anions. Ce type de diagramme est particulièrement adapté pour étudier l'évolution du faciès des eaux lorsque la minéralité augmente ou bien pour distinguer des groupes d'échantillons.

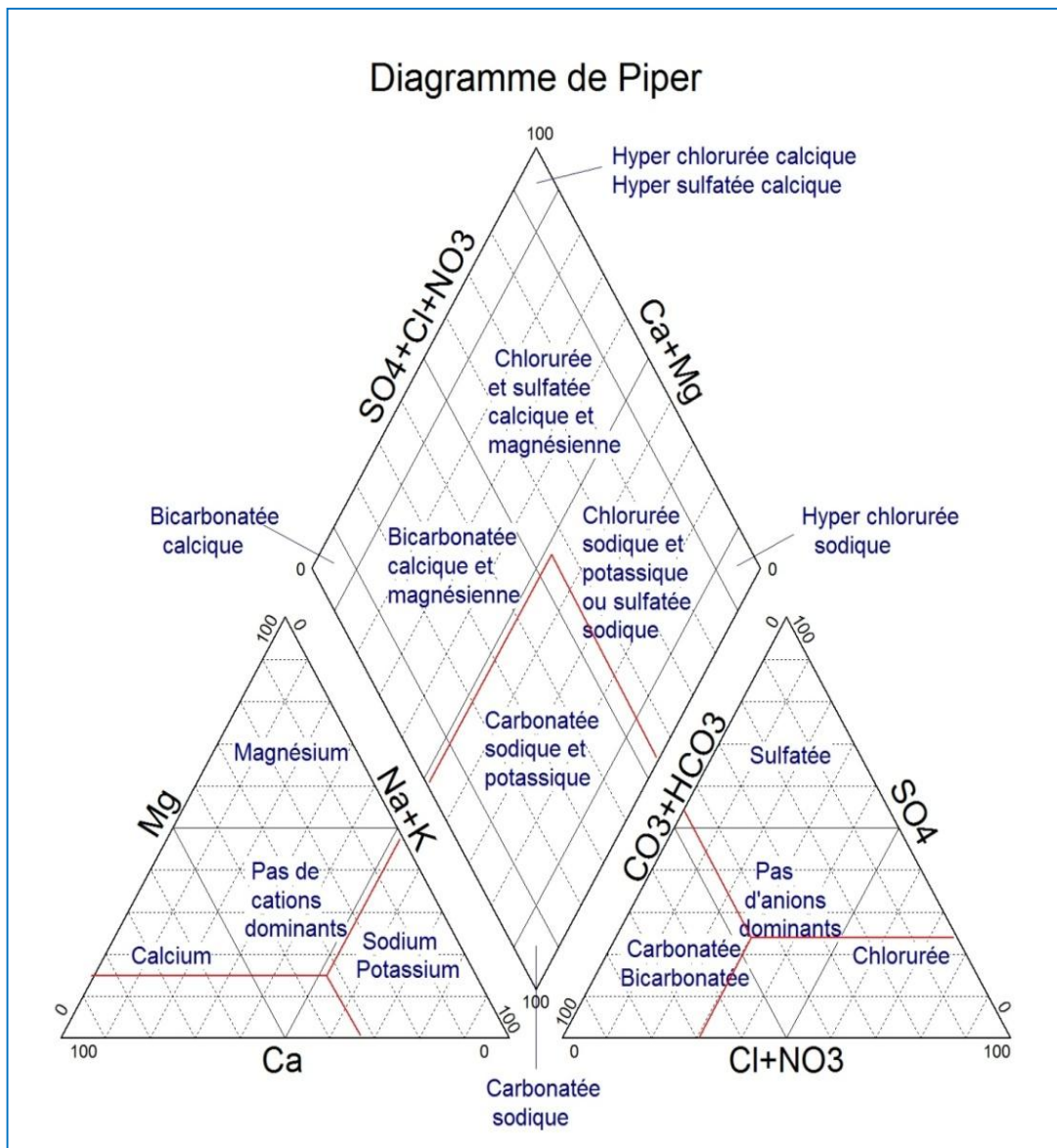


Figure.28 : Diagramme de Piper

III.3.2. Diagramme de Schoëller et Berkalov

Le diagramme de Schoëller-Berkalov permet de représenter le faciès chimique de plusieurs eaux. Chaque échantillon est représenté par une ligne brisée. La concentration de chaque élément chimique est figurée par une ligne verticale en échelle logarithmique. La ligne brisée est formée en reliant tous les points figurant les différents éléments chimiques.

Un groupe d'eau de minéralité variable mais dont les proportions sont les mêmes pour les éléments dissous, donnera une famille de lignes brisées parallèles entre elles. Lorsque les lignes se croisent, un changement de faciès chimique est mis en évidence.

Il est ainsi possible de visualiser le faciès chimique, comme pour le diagramme de Piper, mais aussi la minéralisation de l'eau (sa charge dissoute), ce qui est appréciable.

Toutefois, la visualisation du faciès est moins aisée qu'avec le diagramme de Piper.

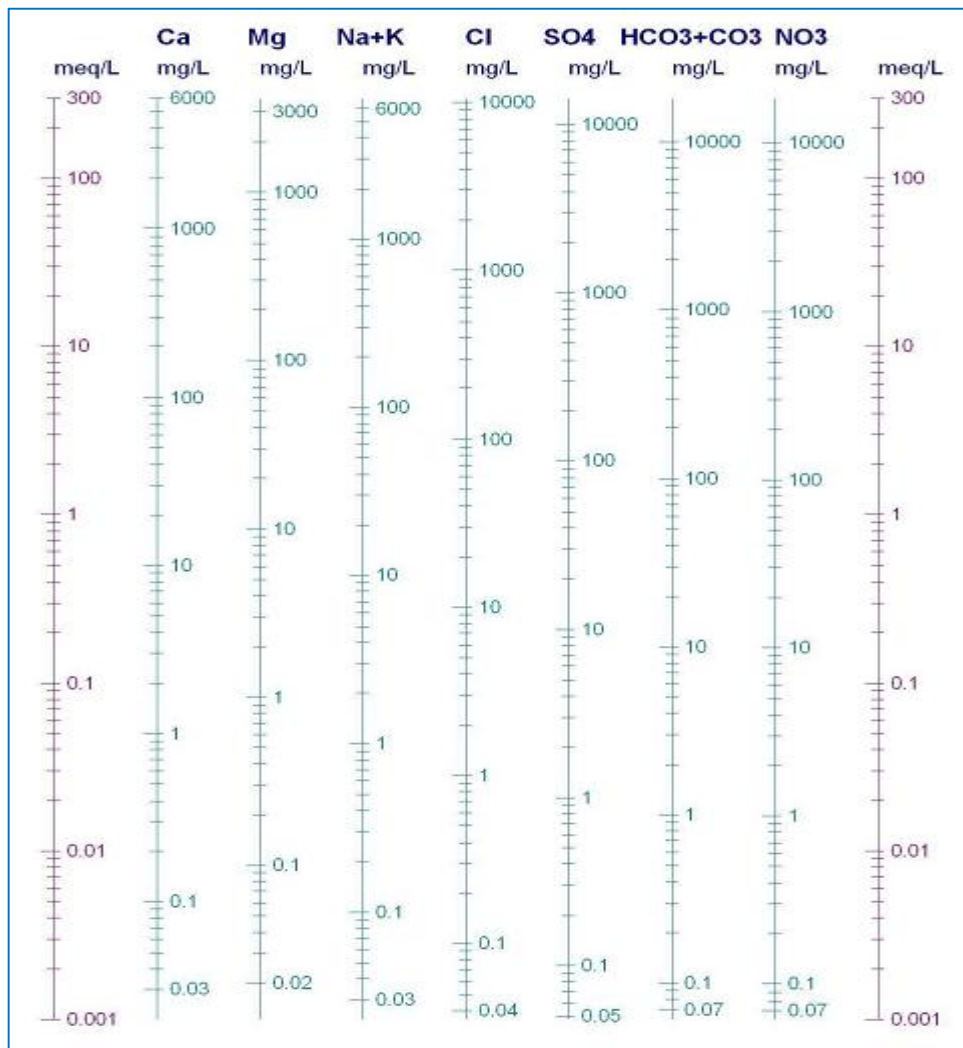


Figure.29 : Diagramme de Schoëller et Berkalov

III.4. Mesure isotopique de l'oxygène 18 et le deutérium

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

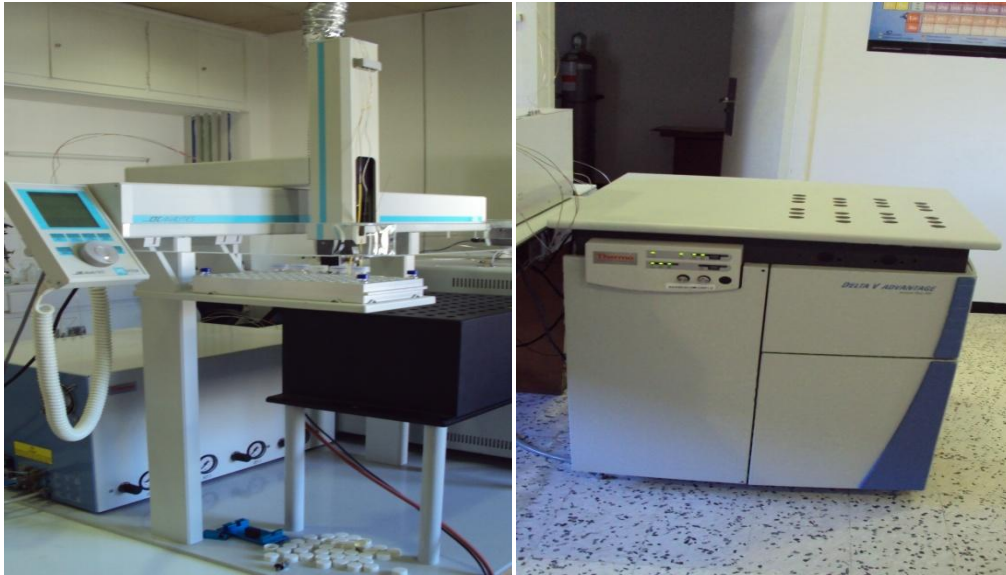


Figure.30 : Spectromètre de masse Delta-V et leur équipement.

III.4.1. La méthode de la mesure

Au préalable, on procède à une équilibration au niveau du GasBench (auto échantillonneur), entre l'eau de l'échantillon et le CO₂ ou l'eau et l'H₂ en fonction de ce que l'on voudra mesurer, à savoir **18O** (phase CO₂) ou **D** (Deutérium) en phase H₂.

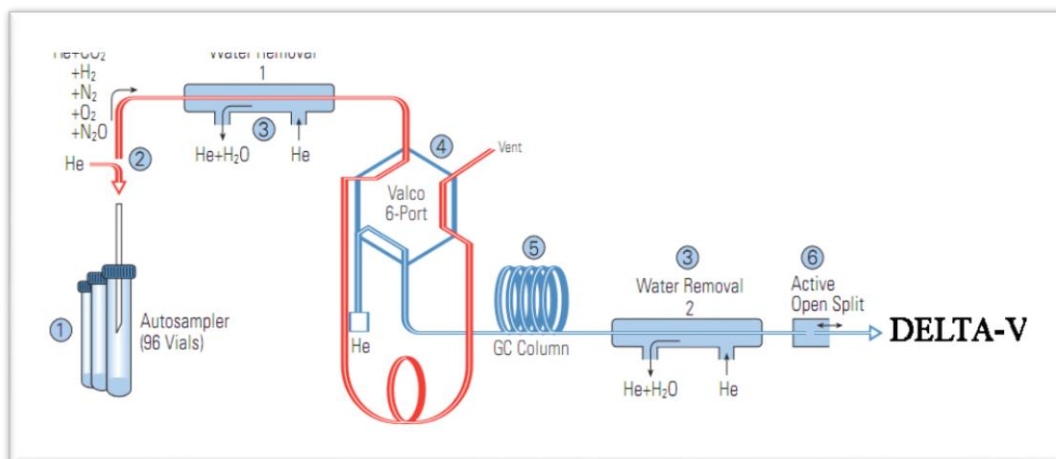


Figure.31 : Schéma de principe du GasBench. (Cherchali, 2008)

(1). On a pris **200 µl** d'eau introduite dans une fiole (Labco Exaitener) de 12.5ml que l'on place dans un banc thermostaté dont la température est maintenue à **25°C**. Une fois toutes les fioles remplies d'eau (selon la séquence adoptée 40 ou 96)

(2). On fait venir au-dessus de l'eau, par le biais d'une seringue qui pénètre dans le bouchon (en silicone) de la fiole, un gaz de mélange **He-CO₂** ou **He-H₂**, dont les proportions de mélange sont définies par le constructeur C'est l'opération de **flushing** (lavage) qui dure **10mn**. Celle-ci consiste à « évacuer » de la fiole toutes les impuretés existantes sur la paroi et au-dessus de l'eau.

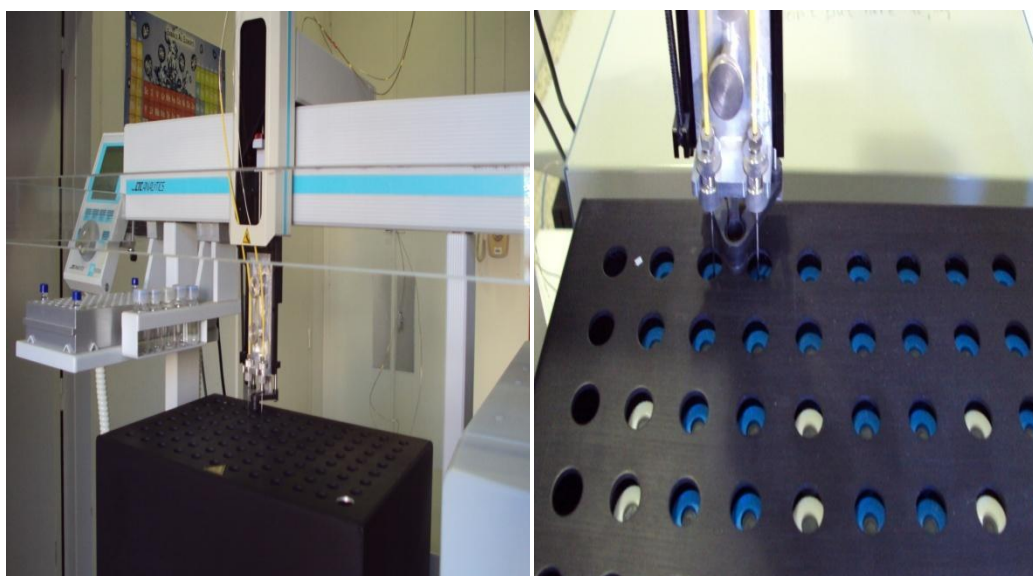


Figure.32 : GasBench (auto échantillonneur) en mise en marche

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.

(3). Puis on procède à une **équibration 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'équibration 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'équibration,

(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.

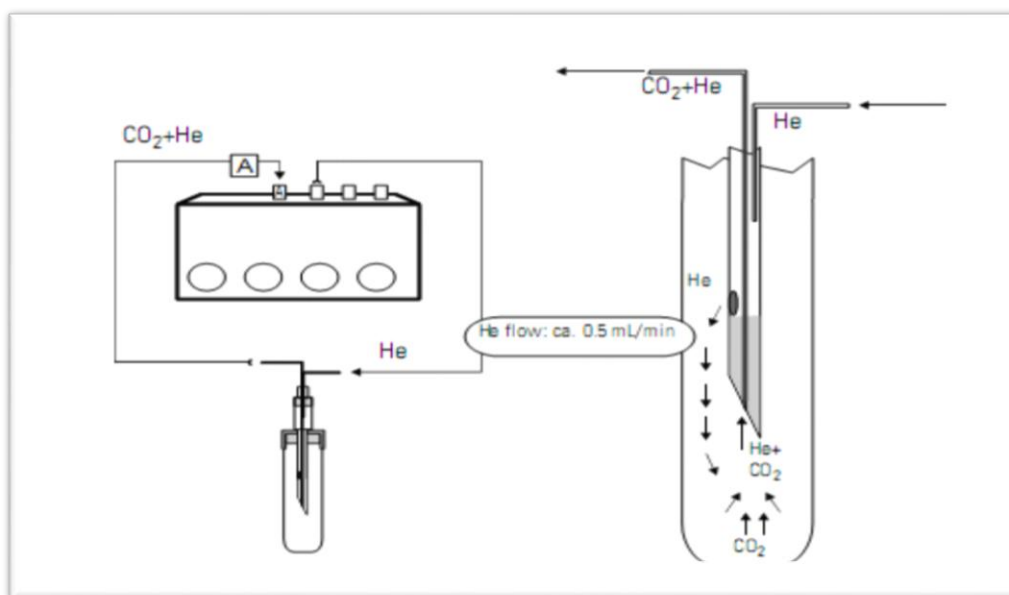


Figure.33 : Schéma de la fiole et du transfert du gaz. (Cherchali, 2008)

(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**. (Dib, 2009)

(7). A la sortie de la colonne chromatographique, les gaz passent par un deuxième piège à eau qui va retenir l'eau résiduelle (Fig.34).

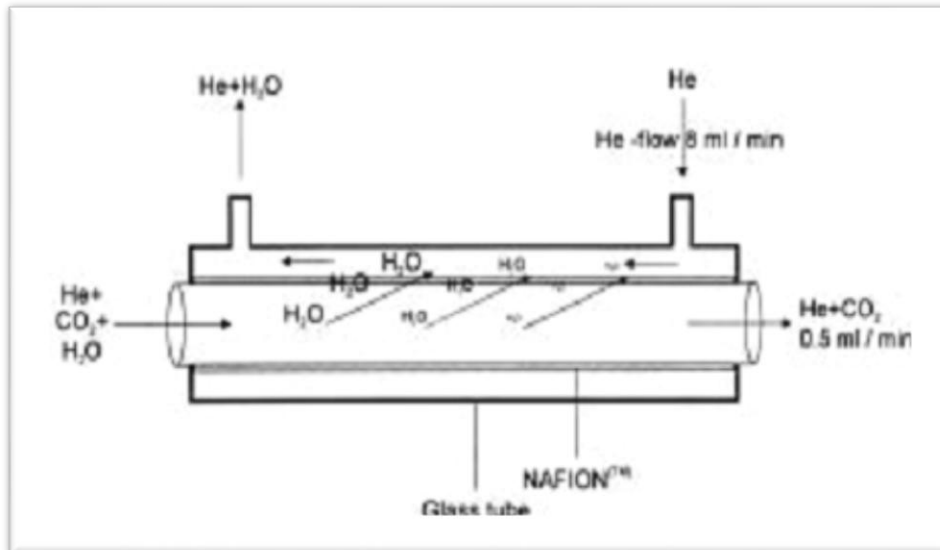


Figure.34 : Schéma de principe du piège à eau. (Cherchali, 2008)

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 $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ ou en δ^2H .

III.4.2. 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.

Dans le cas qui nous concerne cette calibration a été réalisée moyennant l'utilisation de trois standards de référence tels que préconisés par l'AIEA, à savoir le VSMOW2, le SLAP2 et le GISP. De la même manière, nous avons utilisé d'autres standards de travail (de l'USGS) et des échantillons de l'AIEA (de croisement international, *WICO 2002 IAEA report*) qui nous ont permis de vérifier le calage des mesures effectuées, leur valeur en ^{18}O et HD étant connue.

Au total, 18 échantillons d'eau ont été analysés en ^{18}O et D, selon différentes géométries (volume utilisé) en retenant cependant celle de 200 μ l, car impérativement préconisée pour l'analyse en $\delta^{18}O$. 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 (Fig.35) 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.

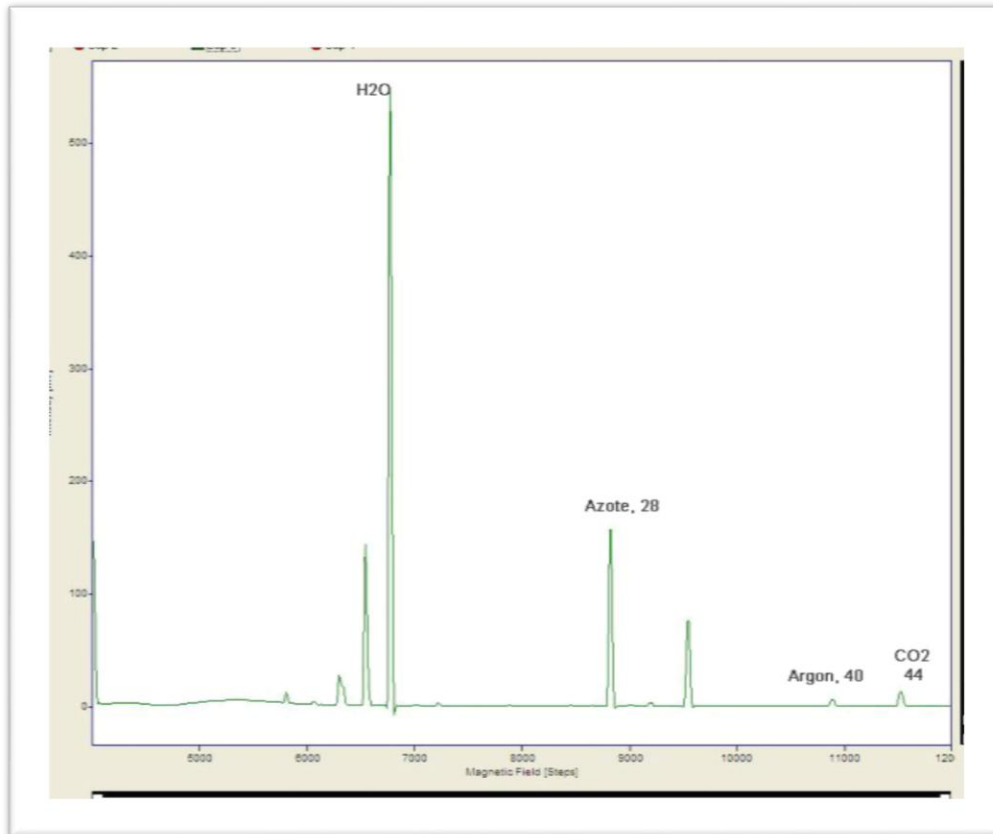


Figure.35 : Chromatogramme type du Delta-V Visualisation du bruit de fond avant analyse.
(Cherchali, 2008)

III.4.3. Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène

Approche méthodologique

Les techniques isotopiques ont été très vite introduites dans les études hydrogéologiques tout juste après la fin de la 2ème guerre mondiale et suite aux développements décisifs qu'a connu la spectrométrie de masse (spectromètre de Nier). Dès 1955 en effet, le laboratoire d'Ottawa commença à émettre les 1ères analyses en isotopes stables (^{18}O et ^2H). Il allait être suivi par d'autres laboratoires dont celui de l'AIEA, celui de Pretoria et de Thonon-les-Bains (1963). Ce dernier ayant malheureusement fermé ces portes que récemment en 2005 pour faute de budget.

En fait et dès le début, les sciences de l'eau allaient non plus s'appuyer sur les moyens de l'hydrogéologie physique et sur l'analyse hydrochimique mais également sur les moyens qui allaient être mis en œuvre par cette nouvelle technique et qui se devaient d'être différents des techniques ordinaires. Les grandeurs à mesurer seront pour les isotopes stables les très légères différences de masse (IRMS), pour les isotopes instables, la radioactivité totale (compteurs à gaz, spectromètres à scintillation liquide), les désintégrations radioactives (spectrométrie alpha ou gamma) ou alors les rapports absolus (TIMS). Le principe de l'introduction et de l'utilisation des techniques isotopiques dans les sciences de l'eau était de pouvoir s'adresser à n'importe quel milieu sans pour autant être limité dans l'espace et le temps (*Fontes, J.C. ;1976*), (*in Azzaz et al, 2008*). Ainsi, grâce aux isotopes de l'environnement, on pouvait on étudier tout type d'aquifère, de surface, souterrain (englobant les systèmes poreux, fissuré et karstique), les circuits géothermiques. La connaissance des eaux souterraines passant par la compréhension des phénomènes contrôlant les eaux de précipitation, l'Agence Internationale de l'Energie Atomique, AIEA a, pour se faire, initié le GNIP, *Global Network for Isotopes in Precipitation*. Le « *Gnip* » consiste en un programme de surveillance des eaux de précipitation à l'échelle mondiale et ce par l'intermédiaire de stations de référence⁵ dispersées à travers les cinq continents.

Aussi, la mise en application des techniques isotopiques est rapidement devenue une nécessité et s'est vite répandue dans l'étude de grands aquifères en particulier pour les pays situés en zone aride. On citera parmi ces études :

1. L'étude du grand bassin artésien d'Australie,
2. L'étude de l'aquifère des grès de Nubie qui est partagé par l'Egypte, le Soudan, le Tchad et la Libye,
3. L'étude du système aquifère du Sahara Septentrional (SASS) commun à l'Algérie, la Tunisie et la Libye.

En Algérie différentes études faisant intervenir les techniques isotopiques ont été effectuées ou sont en cours d'exécution. Elles seront maintenant intégrées dans ce qui est appelé le Schéma Directeur de l'Eau, récemment développé par le Ministère des Ressources en Eau. Ce schéma a pour but la généralisation de l'utilisation de l'outil isotopique pour une meilleure appréciation des phénomènes régissant l'écoulement des eaux souterraines en zone aride et semi-aride. Depuis leur introduction à la fin des années 1940 début des années 1950, le nombre de laboratoires utilisant les techniques isotopiques se sont multipliés, et les techniques les plus utilisées dans les études des ressources en eau sont ^{18}O , ^2H , ^3H , ^{13}C , ^{14}C , ^{15}N , ^{34}S , ^{87}Sr , ^{86}Sr . Par ces techniques on doit être en mesure de pouvoir :

1. -Identifier et évaluer les zones de recharges,
2. -Identifier les eaux anciennes (utilisées comme eaux potables en régions arides).
3. -Evaluer les mélanges entre différents types d'eaux.
4. -Evaluer les échanges entre l'eau et la matrice.
5. -Identifier les climats anciens (coquilles, eaux).
6. -Remonter aux paléo températures.
7. -Détecter l'origine de la pollution.
8. -Déterminer l'origine de la salinisation.

Les méthodes d'application les plus courantes font appel au deutérium, à l'oxygène 18 et au tritium de la molécule d'eau, ainsi qu'aux isotopes du carbone des carbonates dissous.

III.5. Hydrochimie

La chimie des eaux thermales a suscité l'intérêt et l'attention de nombreux chercheurs dans le monde au cours de ces dernières années. La chronologie des études des sources thermales a subi une évolution fulgurante; elle a commencé par des études physico-chimiques (le traçage chimique), pour connaître une eau et arriver à son apogée grâce aux isotopes de la molécule d'eau (traçage isotopique) (Razack et Dazy, 1990, Chiodini et al., 1995, Fara et al., 1999, Gemici et al., 2002, Gudmundsson et Arnórsson, 2002 Gökgöz et Tarcan, 2006, Issaadi, 1992, Bouchareb-Haouchine, 2012, Belhai et al, 2015) (chnakar2019).

III.5.1. Etude analytique des paramètres physico-chimiques

Les résultats d'analyses chimiques en éléments majeurs et mineurs et isotopiques effectuées sur les échantillons prélevés des 13 points d'eau de la zone d'étude en Mai 2017 sont reportés dans le tableau suivant :

Tableau.13 : Résultats des analyses chimiques et isotopiques des eaux du bassin de Hammam Sokhna. Mai 2017

Nom des échantillons	18O	2H	T°C	PH	C.E(µs/cm)	résidu sec	O2 dissous	Ca (mg/l)	Mg(mg/l)	Na(mg/l)	k(mg/l)	HCO3(mg/l)	SO4(mg/l)	Cl(mg/l)	NO3(mg/l)	SiO2(mg/l)	TH	TAC	S	Pb	Fe
Forage C/R moudjahidine	-8,89	-59,1	43	7,21	3680	2370	2,9	206,4	58,57	505	12	280,6	350	930	0	/	76	23	162,6	0	/
Forage Azzem Laid	-8,8	-59	43	7,07	5060	3248	4,2	291,6	77,05	664	14	274,5	500	1300	0	/	105	22,5	89,075	0	/
Forage Arab,A	-8,83	-59,5	45	7,12	3440	2212	4,4	119,28	55,9	456	11	311,1	358	800	0	/	73	25,5	54,02	0	/
Forage Arab,M	-8,88	-58,8	45	7,24	3430	2206	3,8	187,6	57,83	463	11	286,7	330	800	11	/	71	23,5	34	0	/
Forage Apc	-8,88	-58,7	43	7,84	3240	2088	4,8	111,72	49,06	444	11	268,4	380	700	0	/	67	22	22,96	0	/
Forage Noui,M	-8,76	-58,9	43	7,6	3930	2686	3,6	323,6	38,59	449	11	298,9	380	1000	0	/	97	24,5	/	/	/
Forage MGHU	-8,71	-58,8	44,5	7,14	3490	2362	4,2	197,4	59,15	464	11	256,2	430	800	0	26,1	74	21	14,33	0,004	/
Forage Agmerouel	-8,21	-54,6	21	7,4	1830	1194	5,5	129	57,03	171	5	305	248	275	7	/	56	25	250	0	2,335
Forage Bir Tachema Taya	-7,71	-53,6	17	7,54	1690	1110	6,2	111,2	62,92	146	3	298,9	294	210	5	/	54	24,5	138	0	77,98
Forage djebel Fertas Taya	-6,5	-43,6	25	7,68	1050	774	4,9	76,54	32,8	100	4	225,7	158	135	8	/	32,8	18,5	144	0,028	7,77
Forage Djebel Tnoutit	-7,27	-49,6	21	7,24	1190	792	6,7	114,6	34,47	93	1	237,9	114	170	53	/	43	19,5	158	0	0,028
Forage djebel Chebka	-5,41	-37,7	16	7,1	1030	694	1,4	72,57	36,6	95	2	274,5	50	160	7	/	33,4	22,5	/	/	/
Puits Sebkhha Baida-Bordj	-8,46	-55,9	27	7,18	74000	60076	4,9	6915,8	170,48	100040	24	256,2	10000		0	/	1800	21	262	0	/

III.5.2. Paramètres physiques

a. La température

La température est un paramètre intéressant dans l'étude des eaux elle joue un rôle très important dans la solubilité des minéraux.

Les eaux thermales sont de températures et surtout de compositions minérales très variables, les sources ordinaires de bonne qualité ont une température constante égale à la température moyenne annuelle de l'air du lieu où elles jaillissent. Elles sont donc plus chaudes que l'air ambiant en hiver et plus fraîches en été.

Les sources thermales ont, elles aussi, une température stable mais toujours supérieure à la température moyenne de l'air du lieu où elles émergent. Alors que l'eau pure est sans saveur, les eaux thermales ont fréquemment un goût parfois salé qui traduit la présence de substances dissoutes. Cette présence est confirmée en général par un dépôt de concrétions plus ou moins importantes au point d'émergence et par les analyses.

Selon **Léon Moret**, une source thermominérales est une source dont l'eau est souvent chaude et tient en dissolution des principes susceptibles d'agir efficacement sur la santé humaine.

Selon H. Schoeller les eaux thermales sont des eaux dont la température à l'émergence est supérieure à la température moyenne annuelle de l'air plus 4°C au lieu de l'émergence, et selon **Dib**, celle du sol plus de 2°C.

Les températures mesurées in situ au niveau des forages varient entre 16 °C et 25°C pour les eaux froides, le reste des points sont des eaux chaudes avec des températures voisines comprises entre 43°C et 45°C, avec une valeur moyenne de 44°C, les températures élevées témoignent d'une origine profonde de ces eaux (Athamena, 2006).

Ces dernières traduisant des eaux mésothermales selon la classification de P. Verdeil (1986) et A. Issaâdi (1992), ces valeurs caractérisent un thermalisme faible à moyen, appelé également thermalisme de basse enthalpie (Arnórsson 2000).

b. Le pH

Le pH dépend de l'origine des eaux, de la nature géologique du substrat. Il résume la stabilité de l'équilibre établi entre les différentes formes de l'acide carbonique et il est lié au système tampon développé par les carbonates et les bicarbonates.

Dans notre secteur d'étude le pH des points d'eau oscille entre une valeur minimale de 7.07 et une valeur maximale de 7.84, ces valeurs observées révèlent que le pH est neutre à légèrement alcalin.

c. La conductivité électrique

Rodier et al. (2009), signalent que la variation de conductivité est induite par la présence dans le milieu d'ions qui sont mobiles dans un champ électrique. Cette mobilité dépend de la nature des ions dissous et de leur concentration, tels que les ions de calcium (Ca^{2+}), de sodium (Na^+), de chlorures (Cl^-), des bicarbonates (HCO_3^-) ... etc. Généralement, la conductivité électrique augmente avec la concentration des ions en solution et la température (Dib, 2009).

Les résultats des mesures qu'on a effectuées au niveau des forages de la région de hammam Sokhna indiquent une conductivité électrique allant de 1030 $\mu\text{S}/\text{cm}$ comme une valeur

minimale à 5060 $\mu\text{S}/\text{cm}$ comme une valeur maximale, Notons aussi que la conductivité électrique des eaux de puits de Sebkhha Baida-Bordj est de 74000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Les valeurs mesurées de la conductivité électrique des eaux indiquent une minéralisation élevée surtout celle des forages d'eau chaude, cela traduit la grande solubilité des sels à des grandes températures. (Fig.36).

Les valeurs relativement élevée de la conductivité électrique de l'eau et de la minéralisation témoignent d'un apport salin important.

Les sources thermales les plus minéralisées sont en relation directe avec les sédiments gypso-salins du trias si répandu en Algérie (Gigue, 1940 ; Fekraoui et al, 1999), donc les valeurs indiquent que les eaux de la région de hammam Sokhna sont minéralisées et auraient traversé les terrains triasiques gypso-salifères.

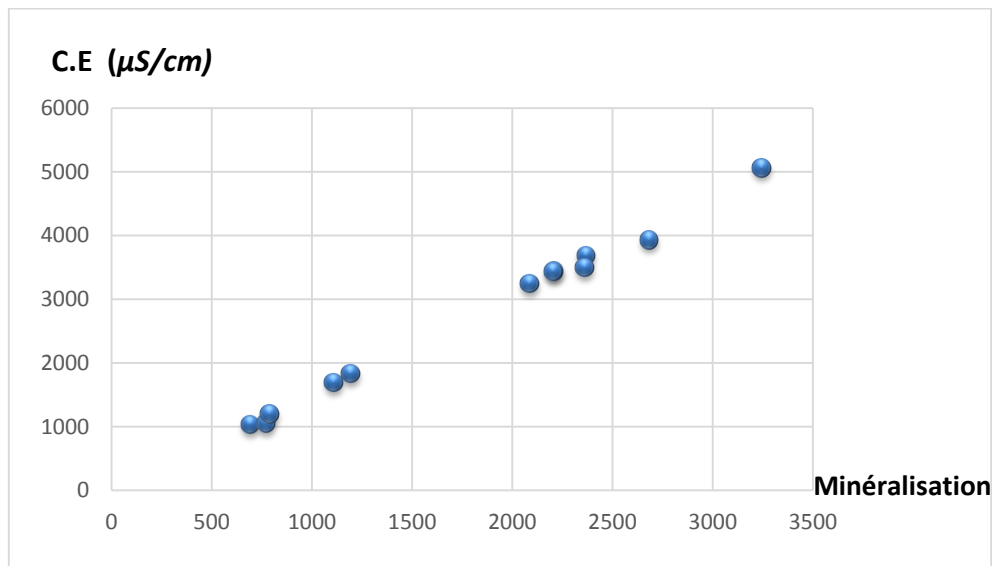


Figure.36 : Variation de la conductivité en fonction de la minéralisation

III.5.3. Etude analytique des paramètres chimiques majeurs

C'est en circulant dans les micros fissures des roches que les eaux en dissolvent certains composants. La dissolution est facilitée par la chaleur ambiante et par la durée du contact entre l'eau et la roche.

Quant au gaz carbonique, accompagnateur fréquent des eaux thermales, il provient des zones profondes de l'écorce ou du manteau terrestre, à quelques dizaines ou centaines de kilomètres sous nos pieds. Dans ces profondeurs, le gaz carbonique est présent à l'état d'inclusion dans les cristaux des roches. Les mouvements géologiques, en déformant ou en écrasant celles-ci, libèrent le gaz qui monte alors vers la surface pour se dissiper dans l'atmosphère. Au cours de sa migration, il peut rencontrer l'eau thermale, et s'y dissoudre jusqu'au moment où, quand la

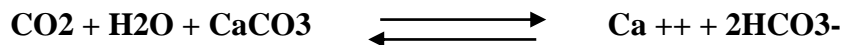
pression diminue, il commence à se dégager sous forme de bulles, contribuant ainsi à l'accélération de la remontée de l'eau. En d'autres endroits, il chemine seul en empruntant des failles et les drains secs. (Athamena, 2006).

Les eaux thermales proviennent des précipitations infiltrées dans le sol mais elles se distinguent des eaux de source par un trajet souterrain beaucoup plus long et beaucoup plus profond qui leur a permis d'acquérir la température et la composition chimique unique qui lui donne à chacune son originalité. Les éléments chimiques dits majeurs correspondent aux anions et cations qui constituent de façon prépondérante la minéralisation des eaux. (Athamena, 2006).

III.5.3.1. Le Calcium (Ca^{2+})

Le calcium est élément de la dureté, il est généralement l'élément dominant dans les eaux naturelles.

Sa dissolution résulte principalement de l'infiltration des eaux de surface à travers les formations carbonatées et même lors de leur séjour à l'intérieur de ces formations. Cette dissolution est due à la présence du gaz carbonique dans l'eau, le gaz provient de l'atmosphère, et des couches superficielles du sol, en raison de l'activité bactérienne selon la réaction :



Le calcium peut provenir aussi des formations gypsifères ($\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$), il est aussi prédominant dans les eaux thermominérales circulant en milieu calcaire. Il peut exceptionnellement atteindre des teneurs élevées dans des eaux thermominérales carbogazeuses au contact des roches cristallines basiques.

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.

Les teneurs en calciums des eaux étudiées varient entre 72.57 mg/l comme valeur minimale au niveau de F1 (Djebel Chebka), et 323.6 mg/l comme valeur maximale enregistrés au niveau de F7 située à Hammam Sokhna centre.

Ces concentrations indiquent que ces eaux sont influencées par la dissolution des formations carbonatées et les formations gypseuses. (Athamena, 2006).

III.5.3.2. Le magnésium (Mg^{2+})

C'est un élément aussi de la dureté totale, résultant principalement de la dissolution des dolomies, des calcaires dolomitiques et des marnes dolomitiques soit des roches cristallines ou métamorphique par hydrolyse des minéraux silicatés ferromagnésiens (olivines, micas...) toujours exacerbée dans les eaux carbogazeuses.

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 par l'eau de mer ou du lessivage des minéraux magnésiens.

La variation du magnésium dans les eaux souterraines est due à l'influence des formations carbonatées telles que les calcaires, d'une part, et les formations salifères d'autre part comme les argiles et les marnes qui sont riches en Mg^{++} (Dib, 2009).

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

Les teneurs en magnésium varient entre 32.8 mg/l et 77.05 mg/l, ces concentrations indiquent que ces eaux sont influencées par la dissolution des formations carbonatées et les formations gypseuses.

III.5.3.3. Le sodium (Na^+)

L'origine de cet élément est liée principalement à la dissolution des formations salifères et à l'effet de la salinité marine. La plus importante source de sodium se trouve dans les évaporites (halite $NaCl$, mirabilite $NaSO_4 \cdot 10(H_2O)$).

Sur notre terrain, les teneurs en sodium varient entre 93 mg/l et 664 mg/l, les teneurs les plus élevées sont observées au niveau des forages de hammam Sokhna centre.

Ces concentrations témoignent d'un apport salifère à partir des formations évaporitiques liées aux Sebkhass qui se trouvent près de la source de Hammam Sokhna. (Athamena, 2006).

III.5.3.4. Le potassium (K^+)

Le potassium provient de l'altération des formations silicatées (gneiss, schiste), des argiles potassiques. En général le potassium dépasse rarement les 10 ou 15 mg/l dans les eaux naturelles.

Dans notre région d'étude les teneurs Potassium sont beaucoup moins abondantes que le Sodium, la teneur maximale observée est de 14 mg/l.

III.5.3.5. Les Chlorures (Cl⁻)

Les chlorures sont très répandus dans la nature généralement sous forme de sels du sodium (NaCl), de potassium (KCl) et de calcium (CaCl₂) (SEVESC, 2013). L'ion chlorure n'est pas adsorbé par les formations géologiques, reste très mobile et ne se combine pas facilement avec les éléments chimiques. Il constitue un bon indicateur de la pollution (Chaker et Slimani, 2014).

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, Sebkhas), 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. (Athamena, 2006). Généralement les eaux riches en chlore sont riches en sodium, parfois le calcium remplace le sodium.

Les teneurs en chlorures des points d'eau analysées varient entre 135 mg/l comme valeur minimale et 1300 mg/l comme valeur maximale, notons que les forages de Hammam Sokhna centre présentent les valeurs les plus élevées dans la zone d'étude.

Ces teneurs 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. Ces concentrations indiquent l'existence d'apports salifères à partir des formations évaporitiques liées à la Sebkha se trouvant près de Hammam Sokhna. (Athamena, 2006).

III.5.3.6. Les sulfates (SO₄²⁻)

La présence des ions sulfates dans l'eau est liée à la dissolution des formations gypseuses, à la dégradation de la matière organique dans le sol (Vieville, 1983) ainsi qu'à l'apport anthropique (origine agricole).

Les sulfates peuvent également provenir de la dissolution des minéraux sulfurés comme la pyrite ou la marcassite (Droubi et al, 1976)

La concentration en sulfates des eaux naturelles des terrains à faibles teneurs en minéraux sulfatés est généralement inférieure à 50 mg/l (soit 1,04 méq/l) (Rodier et al, 1984).

Les teneurs en sulfates des eaux étudiées varient entre 50 mg/l et 500 mg/l, ces valeurs montrent que la présence des sulfates est beaucoup plus liée aux formations gypseuses.

III.5.3.7. 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.

Les teneurs en HCO_3^- sont variables dans le secteur étudié, elles varient entre 225.5 mg/l et 305 mg/l, avec une valeur moyenne de 276.5 mg/l.

III.5.3.8. Les nitrates (NO_3^-)

Toutes les formes d'azote (azote organique, ammoniacque, nitrites) sont susceptibles d'être à l'origine des formations des nitrites par un processus d'oxydation biologique des nitrates, soit d'une oxydation incomplète de l'ammoniacque (NH_4^+), soit d'une réduction des nitrates sous l'influence d'une action bactérienne (phénomène de dénitrification).

L'apport de nitrates dans le sol, puis dans les eaux, est donc fortement lié à la quantité de matières organiques présente et aux conditions de milieu. Les actions anthropiques sont donc importantes : utilisation d'engrais azotés et de lisier. De même, les rejets de stations d'épuration ou plus simplement de latrines et fosses septiques représentent un apport en matières organiques susceptibles de produire des nitrates (Demdoum, 2010).

La teneur maximale des nitrates dans notre secteur d'étude est de 53 mg/l observée dans l'eau de forage de Djebel Tnoutit, on peut considérer cette valeur comme indice de pollution par l'utilisation des engrais organiques et inorganiques.

III.5.4. Classification des eaux et représentations graphiques :

Pour caractériser au mieux la géochimie de l'eau souterraine, différentes méthodes peuvent être appliquées. Par exemple, le diagramme de Piper (1944) et le diagramme de Gibbs (1970) ainsi que différents graphiques binaires, permettant de caractériser certains mécanismes hydrogéochimiques des eaux souterraines.

Ces méthodes d'analyse graphique combinées à des méthodes d'analyses statistiques multivariées permettent de faire une classification d'un grand nombre d'échantillons, tout en conservant la facilité des représentations graphiques classiques (Güler et al, 2002).

En outre, la représentation de la composition isotopique en isotopes stables et radioactifs aide à la distribution des échantillons par rapport à la droite de référence définie par Craig (1961) et de déterminer l'origine et l'âge de l'eau souterraine de la zone d'étude.

III.5.4.1. Le faciès chimique des eaux échantillonnées

La nature des eaux minérales, matière première du thermalisme, est inéluctablement chargée de l'histoire géologique du site à travers lequel les eaux ont cheminé pour arriver jusqu'à nous. De l'eau de pluie à sa résurgence en eau thermale, l'eau vit un parcours complexe dans les profondeurs de la terre. Elle se charge de tous les minéraux qu'elle a rencontrés au fur et à mesure de son long voyage avant qu'elle remonte en surface.

En effet, suivant la nature du sous-sols que l'eau rencontre, ce voyage peut durer quelques années, des centaines d'années, voire plusieurs milliers d'années.

La classification chimique des eaux minérales repose sur la présence majeure en sels minéraux et se compose de six groupes.

Pour classer et connaître les différents faciès chimiques auxquels appartiennent les eaux étudiées, plusieurs méthodes ont été définies par divers auteurs, Les deux graphiques, Schoeller-Berkaloff et Piper, sont les représentations des concentrations en ions majeurs les plus courantes.

III.5.4.2. Diagramme de Piper

Le principe de cette classification est simple et consiste à rapporter sur deux sous triangles, un pour les cations et l'autre pour les anions, les quantités en réaction exprimées en pourcentage de chaque anion et cation, ces points projetés sur le losange permettent de mettre en évidence les faciès chimiques.

Ce type de diagramme est particulièrement adapté pour étudier l'évolution du faciès des eaux lorsque la minéralité augmente ou bien pour distinguer des groupes d'échantillons.

Les résultats des analyses chimiques en ions majeurs exprimé en mg/l ont été également reportés sur le diagramme de Piper (Fig.37), qui montre que les eaux de la région de Hammam Sokhna évoluée depuis le pole chlorurée calcique vers un faciès majeur de type chloruré sodique au centre de Hammam Sokhna.

Les eaux de Hammam Sokhna, de part leur composition chimique pratiquement constante dans le temps, présentent un faciès stable « Chlorurée Sodique », cette composition chimique est néanmoins influencée par la présence des formations du Trias présents dans la région (Issaâdi, A. 1992).

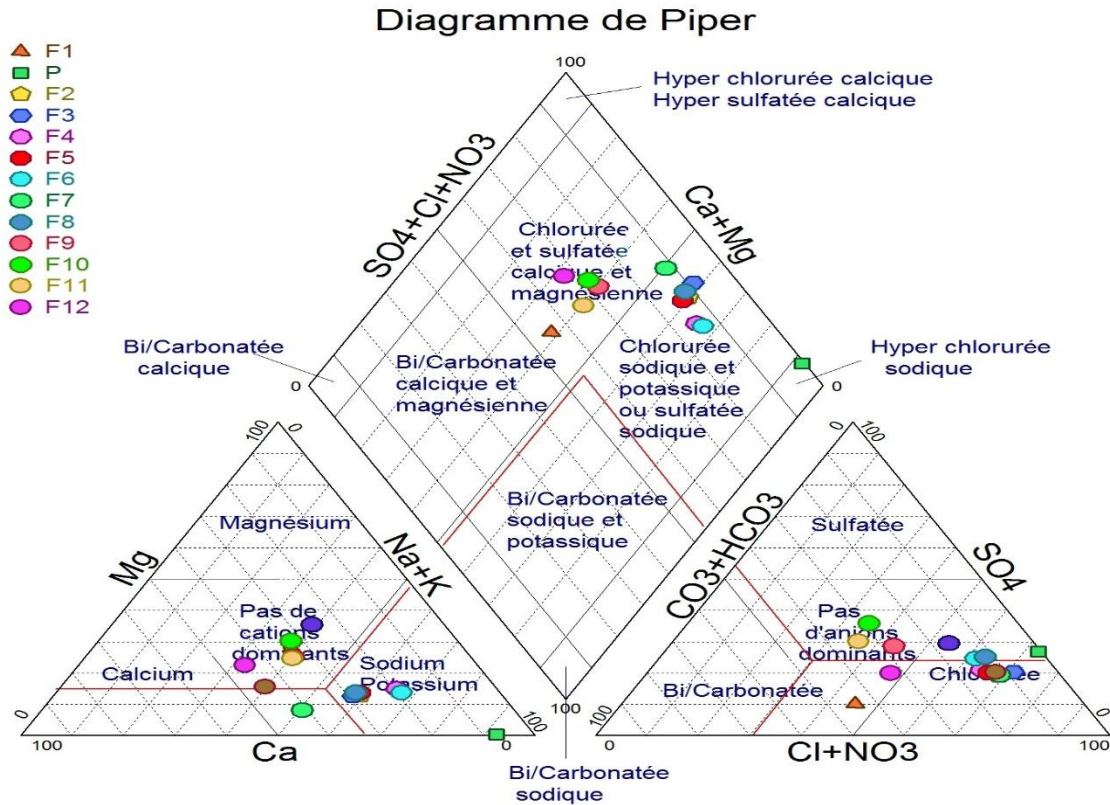


Figure.37 : Classification des eaux selon diagramme de Piper

III.5.3.1.2. Diagramme de Schoeller-Berkaloff

C'est une ancienne classification en semi logarithmique dit diagramme de Schoeller-Berkaloff. Ce dernier est le plus simple et le plus expressif des diagrammes, il est créé pour permettre la représentation graphique des analyses chimiques de plusieurs échantillons d'eau à la fois et la lecture rapide des caractéristiques chimiques de l'ensemble de ces échantillons. Le faciès chimique de l'eau analysée peut être donné par l'association des plus fortes concentrations côté anions et côtés cations.

Les résultats des analyses chimiques ont été portés sur les diagrammes semi logarithmiques de SCHOELLER-BERKALOFF où chaque composition chimique sera représentée par une ligne figurative. (Fig.38).

La répartition des ions caractérisée par une prédominance des ions de Sodium et de chlorure par rapport aux ions carbonatée.

Les teneurs élevées en Na et Cl sont le résultat des eaux ayant circulé longtemps dans des formations évaporitiques d'un part et d'une contribution des eaux de la Sebkhass par une invasion saline des eaux douces et à la dissolution des particules salines en provenance de la sebkha en période de sècheresse récurrentes et prolongées.



Figure.38 : Représentation graphique des faciès chimiques sur diagramme de Schoeller-Berkaloff

III.5.5. Acquisition de la minéralisation

Les contrôles de l'évolution hydrochimique des eaux souterraines dépendent en grand partie de la chimie de l'eau de recharge, de l'interaction de la matrice aquifère de l'eau, ou des deux, ainsi que du temps de séjour des eaux souterraines dans l'aquifère. Deux processus généraux contribuent à la génération de solutés dans les eaux souterraines : évaporation de la solution et la dissolution du carbonate (Garrels et Mackenzie, 1967). La chimie de l'eau en évolution dépend non seulement de la chimie en masse de la matrice, mais aussi du taux d'altération (Meybeck, 1987). Par conséquent, même des proportions relativement mineures des carbonates, l'évaporation peut influencer de manière significative la chimie de l'eau (Belkhiri et al, 2010). Par exemple, Ca^{2+} et Mg^{2+} proviennent d'altération de carbonates, de silicates et d'évaporites, Na^+ et K^+ d'altération des évaporites et de silicates, de HCO_3^- à partir de carbonates et de silicates, SO_4^{2-} et Cl^- à partir d'évaporites (Chen, 1987).

III.5.5.1 Relations binaires

III.5.5.1.1. Relations des éléments majeurs en fonction de chlorure

Pour mieux discriminer les processus de salinisation des eaux souterraines, nous avons utilisé les diagrammes croisés des concentrations des éléments majeurs avec l'ion chlore. 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 (Fidelibuset *al*, 1996). La disposition des différents points d'eaux analysés par rapport à la ligne de mélange eau douce-eau salée (eau de pluie-eau de mer) peut être de grande utilité pour identifier d'autres phénomènes qui sont annexés au processus de mélange (Fidelibuset *al*, 1996).

La relation entre Na^+ et Cl^- (Fig.39), montre que tous les points se trouvent au-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. Le graphe Ca contre Cl illustre bien ceci en montrant que les points sont au-dessus de la droite de mélange eau douce-eau salée (Belkoum *et al*, 2017).

La relation entre Mg et Cl montre que tous les points se trouvent au-dessous de la droite de mélange. L'appauvrissement en Mg traduisant l'absence des formations dolomitiques.

Le graphique SO_4^{2-} et Cl^- montre que tous les points se trouvent au-dessus de la droite de mélange eau douce - eau salée. L'enrichissement en sulfates serait apporté par la dissolution du gypse et le lessivage d'évaporites et par l'infiltration des eaux d'irrigation, chargées en sels et en fertilisants (Hamed *et al*, 2014 ; Touhari *et al*, 2014) ; facilitée par la faible profondeur de la nappe et la bonne perméabilité des terrains aquifères (Fidelibus *et al*. 1996 et El Achheb *et al*. 2002). La relation entre K^+ et Cl^- souligne que tous les points se trouve au-dessous de la droite de mélange eau douce-eau salée.

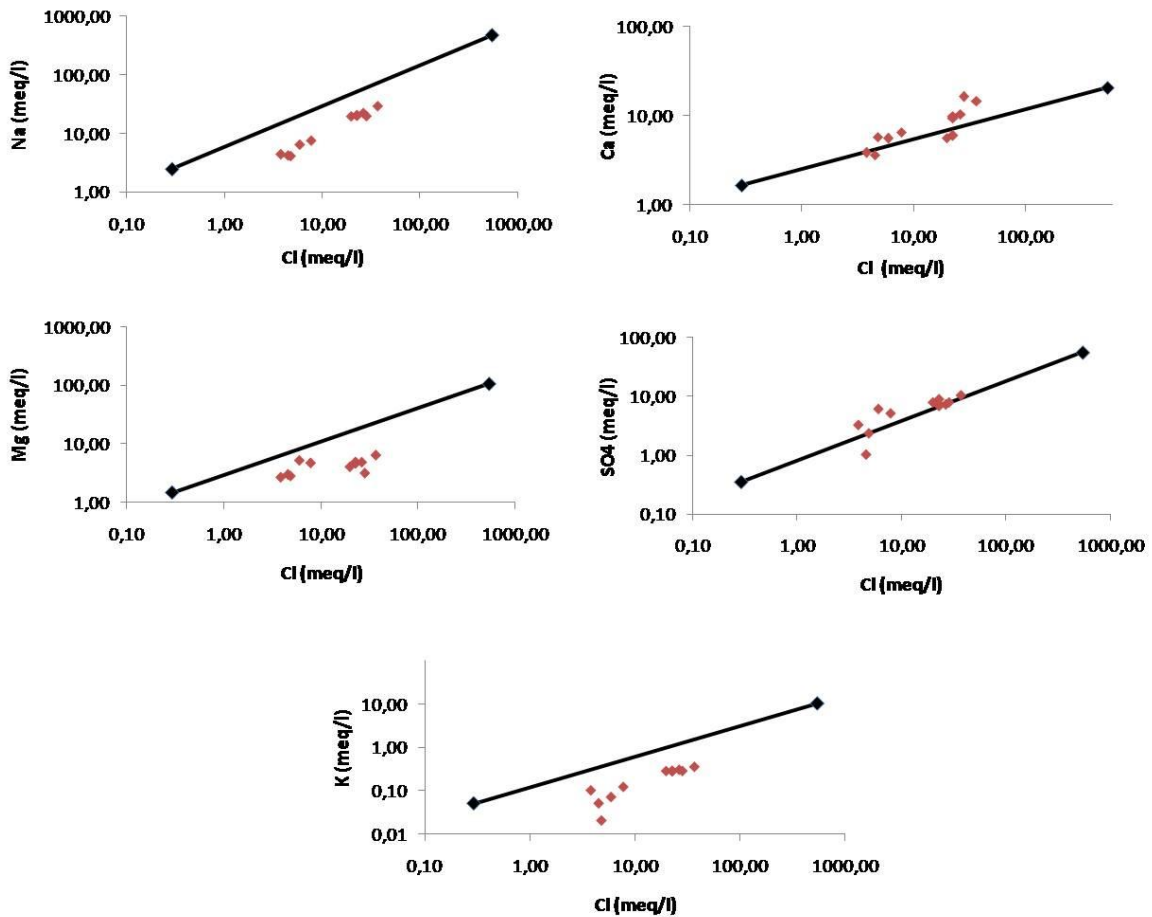


Figure.39 : Relation entre les éléments majeurs et les chlorures

III.5.5.1.2. Rapports caractéristiques des éléments majeurs

Pour comprendre les processus hydrochimique des eaux, nous avons utilisé les diagrammes de corrélation ionique réalisés en concentrations molaires des principaux éléments majeurs (Fig.40).

Dans les eaux naturelles, le sodium et les chlorures sont souvent liés à la dissolution de l'halite (NaCl). L'évolution du sodium est étudiée en fonction de teneur des chlorures, car ce dernier est considéré comme un traceur stable et conservatif des évaporites, très soluble, entrant rarement dans les précipitations salines, n'intervenant pas dans les phénomènes d'oxydoréduction et peu influence par l'intervention des bactéries. En plus son déplacement n'est pas retardé dans l'eau.

Le premier diagramme $\text{Na}^+ / \text{Cl}^-$ montre que la plupart des échantillons d'eau se trouvent sur la droite de pente égale à 1, traduisant la dissolution de l'halite. Par contre le reste des points montrent un excès en chlorure indiquent certainement une autre origine à partir de 16.5 meq/l de chlorures.

Le diagramme Ca / HCO₃ montre un excès des ions Ca par rapport aux HCO₃ ceci peut s'expliquer par un apport des ions Ca⁺ à partir de la dissolution des évaporites (gypse), (origine évaporitiques).

Le diagramme Ca / HCO₃+SO₄ montre une origine carbonatée du calcium, ceci n'est pas en contradiction avec le diagramme précédent. En effet Issaâdi (1992) à évoqué que le réservoir carbonaté des eaux thermales qui ont donné cet excès en calcium et lors de l'ascension de ces eaux en surface a induit la dissolution des formations évaporitiques.

Le diagramme HCO₃/ Ca+Mg montre un excès des ions Ca+Mg par rapport aux ions HCO₃ Ceci peut s'expliquer par un apport des ions Ca⁺ et Mg⁺ à partir de la dissolution des minéraux carbonatés, à savoir la calcite (CaCO₃), la magnésite (MgCO₃) et la dolomite (CaMgCO₃)₂.

Le diagramme SO₄/Ca montre une bonne corrélation entre ces deux éléments ce qui indique la présence des évaporites (Gypse et Anhydrite).

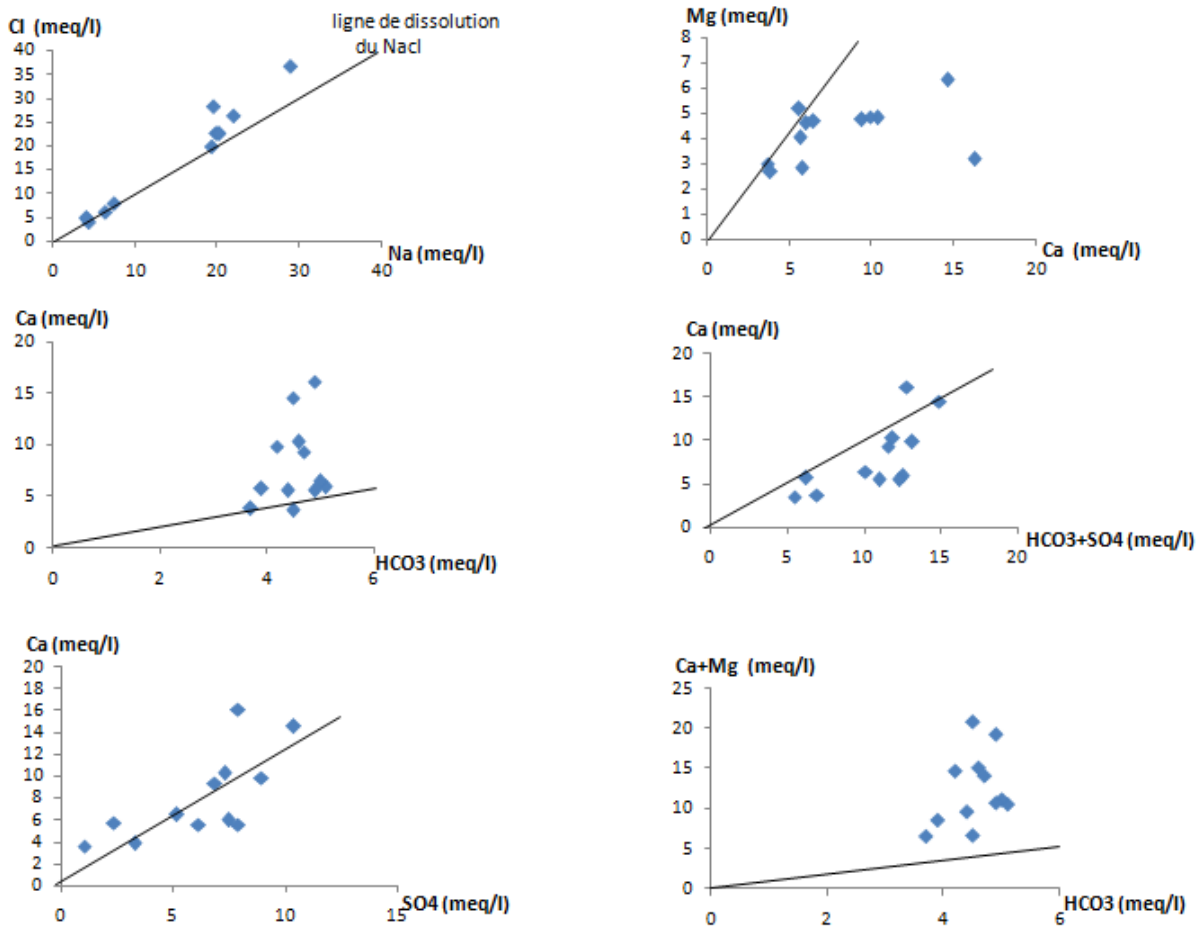


Figure.40 : Rapports Caractéristique entre les éléments majeurs

III.5.5.2. Indice de Saturation

Les interactions eaux-roche et les circulations des fluides sont reconnues comme les moteurs principaux de la mobilisation et du transport de la matière. Les chemins de transfert (pores, fissures, fractures) jouent un rôle primordial puisqu'ils conditionnent largement la distance et la vitesse de transport ainsi que l'évolution de la composition des fluides au cours de cheminement. Ainsi, la composition chimique des eaux souterraines reflète la composition minéralogique des roches de l'aquifère et peut être utilisé pour localiser les aires de recharge, l'origine des eaux souterraines (météorique, marine, fossile, magmatique et métamorphique) et des différents composés chimiques (carbonate, sulfate, nitrate et ammonium). Les compositions chimiques de l'eau peuvent aussi donner des informations sur les processus d'interaction eau-roche (Bencer et al, 2016).

L'étude des processus géochimiques qui sont à l'origine de la minéralisation des eaux souterraines dans la région de hammam Sokhna et leur saturation vis-à-vis des minéraux sont fondées sur le calcul des activités ioniques. (Bouhlassa et al. 2008). L'indice de saturation exprime le degré d'équilibre chimique entre l'eau et le minéral dans la matrice de l'aquifère considéré comme une mesure du processus de dissolution et/ou précipitation concernant l'interaction eau-roche (Drever, 1997).

L'utilisation du programme géochimique de PHREEQ, intégré dans le programme Diagramme des calculs hydrochimique (Smiler. 2005) nous a permis de calculer l'indice de saturation de l'anhydrite, de l'aragonite, de la calcite, de la dolomite, du gypse et de l'halite.

Les résultats significatifs de tous les échantillons d'eau souterraine analysés (Fig.41), montrent que ces eaux sont saturées vis-à-vis de la calcite, de l'aragonite et de la dolomite et sous-saturées vis-à-vis de l'halite, de l'anhydrite et du gypse. Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dans l'eau indique que seul les minéraux carbonatés tendent à précipiter, notamment sous la forme de calcite et de dolomite. Par contre les minéraux évaporitiques (gypse et halite) tendent à la dissolution.

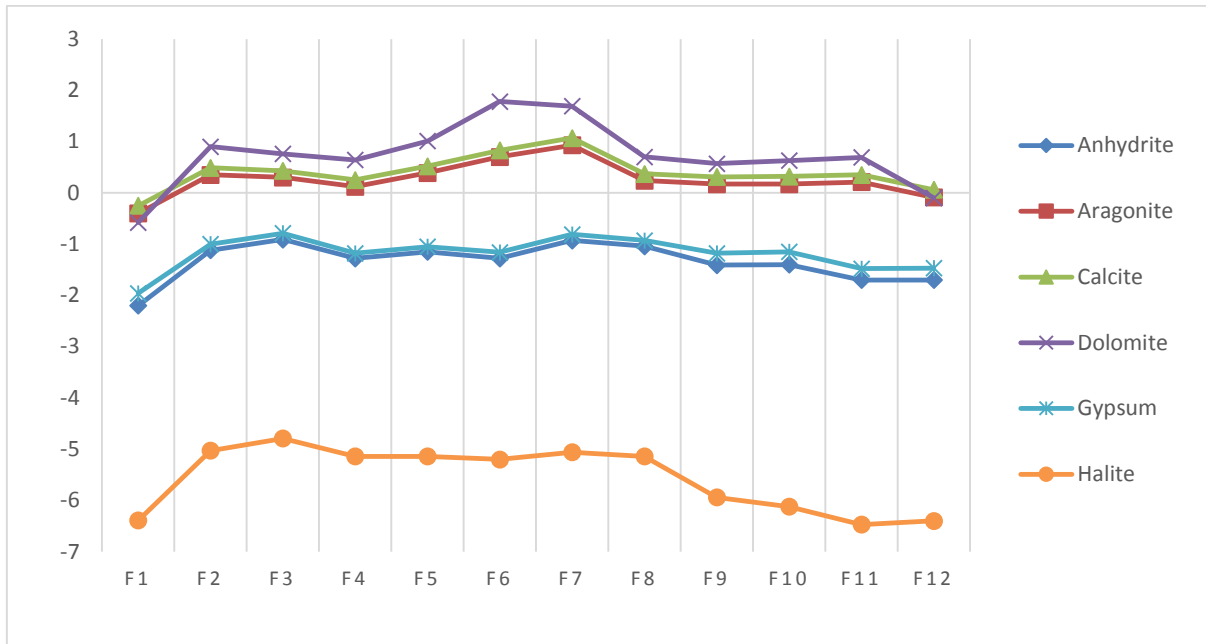


Figure.41 : Variation de l'indice de saturation des minéraux

III.5.6. Analyse en composantes principale (ACP)

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) est une méthode d'analyse statistique multidimensionnelle. Il s'agit d'une méthode factorielle linéaire qui traite des caractères numériques jouant tous le même rôle.

L'ACP permet de résumer les informations et de mettre en évidence les corrélations en projetant les nuages de points sur les axes factoriels. Le premier axe factoriel explique le plus grand pourcentage de la variance totale, le second axe F2 explique le plus grand pourcentage de la variance résiduelle. L'objectif est de chercher des liaisons entre variables afin d'identifier les groupes de familles de variables qui représentent le mieux les corrélations entre elle et de mettre en évidence des typologies de variables et d'individus et d'établir des groupes de variables et de ressemblances entre les individus.

Il s'agit donc d'un outil puissant d'aide à l'interprétation des données puisqu'il permet de prendre en considération simultanément tous les échantillons et toutes les variables, et leur inter-relation (Bakalowiez.1994).

Nous avons appliqué une analyse en composante principale (ACP) sur les données de 12 forages dans un espace de 11 variables quantitatives constituées de la température, du pH, CE et des éléments majeurs Calcium, magnesium, sodium, potassium, bicarbonates, sulfates, chlorures et nitrates. Par cette méthode nous cherchons à synthétiser l'information contenue dans un tableau croisant des individus et des variables quantitatives afin de déterminer les paramètres géochimiques expliquant la majorité des variations dans la série de données.

Tableau.14 : Analyse en composantes principale (ACP)

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
T°C	12	16,00	45,00	33,88	12,46
Ph	12	7,07	7,84	7,35	0,26
CE	12	1030,00	5060,00	2755,00	1333,87
Ca	12	72,57	323,60	161,79	81,11
Mg	12	32,80	129,00	57,66	26,17
Na	12	93,00	664,00	334,00	204,32
K	12	1,00	129,00	18,33	35,14
Cl	12	129,00	1300,00	594,50	410,90
SO4	12	50,00	500,00	289,42	141,95
HCO3	12	129,00	311,10	261,87	48,68
NO3	12	0,00	129,00	17,75	38,05

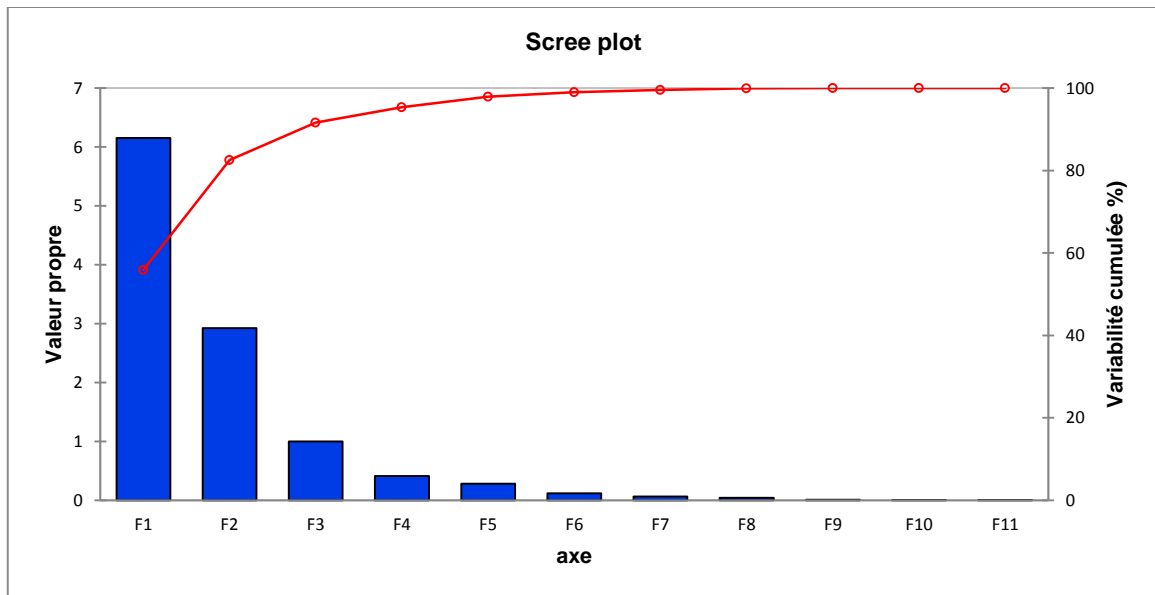


Figure.42 : Valeurs propres

	F1	F2	F3
Valeur propre	6,151	2,923	1,000
Variabilité(%)	55,921	26,569	9,092
%cumulé	55,921	82,490	91,581

Tableau.15 : Corrélations entre les variables et les facteurs:

	F1	F2	F3
T°C	0,894	0,189	0,123
Ph	-0,205	-0,150	0,964
CE	0,929	0,362	0,022
Ca	0,751	0,364	0,024
Mg	-0,187	0,922	-0,048
Na	0,951	0,265	-0,004
K	-0,447	0,872	0,086
Cl	0,967	0,224	-0,026
SO4	0,919	0,194	0,176
HCO3	0,689	-0,619	-0,108
NO3	-0,698	0,670	-0,031

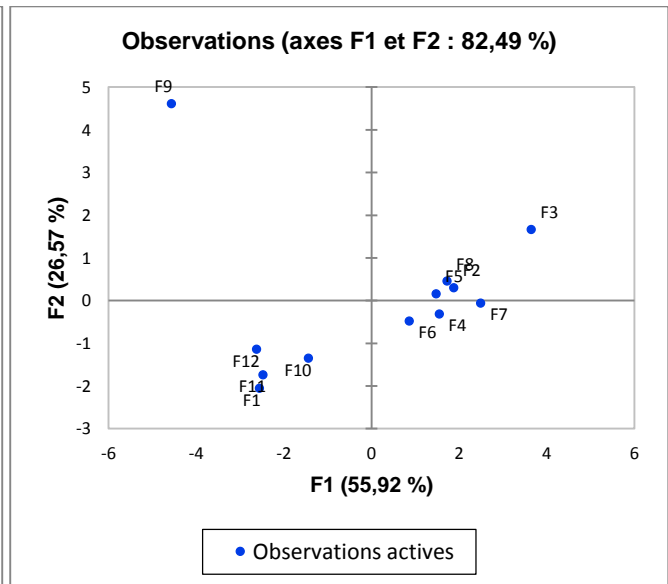
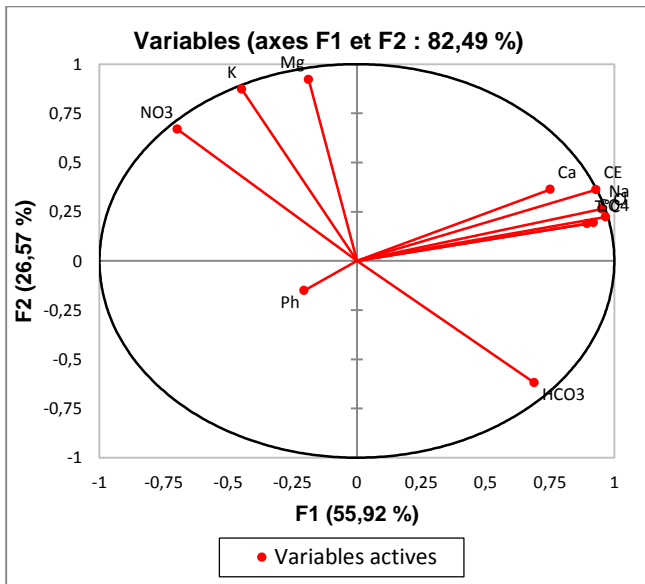


Figure.43 : ACP. Espace des variables et espace des individus F1-F2

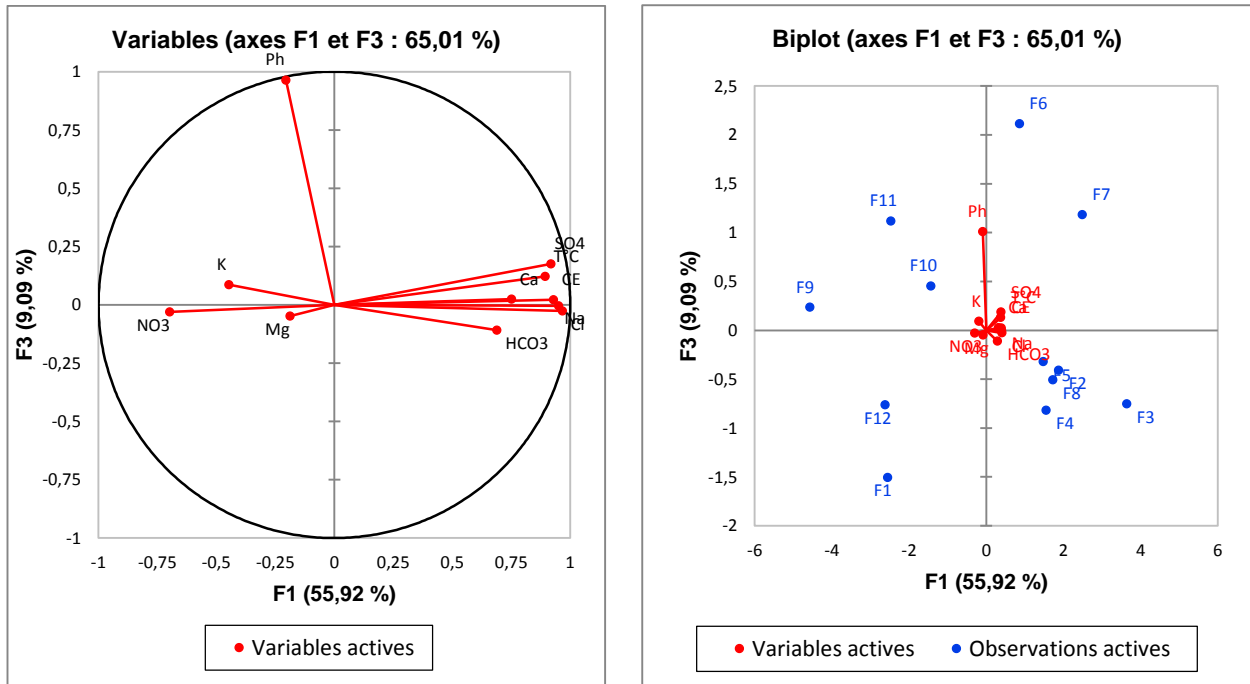


Figure.44 : ACP. Espace des variables et espace des individus F1-F3

L'étude du spectre des valeurs propres montre qu'il ya deux axes à retenir pour l'interprétation des résultats car ils représentent 82.49% de l'inertie totale.

L'axe F1 définit 55.92% de la variance expliquée, dans l'espace variable il apparait comme un facteur de minéralisation (Fig., 43), il regroupe les éléments de salinité (CE, Ca^{2+} , Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} et SO_4^{2-}).

L'axe d'inertie F2, représentent 26.56% de l'information, est définit positivement par : Mg, K, NO_3 , CE et Ca, et négativement par les bicarbonates, Il s'agit d'une opposition entre une eau chaude hautement minéralisée, avec des valeurs élevées du Résidu-sec, en relation avec l'aquifère profond des aquifères du Jurassique et du Crétacé, en opposition aux eaux superficielle du Plio-Quaternaire, qui sont faiblement minéralisées.

III.6. Géochimie isotopique

III.6.1. Les Isotopes de la Molécule d'Eau ou Isotopes de l'Environnement

III.6.1.1. Notion de base

L'ensemble des propriétés des isotopes ouvre un immense champ d'applications scientifiques, Ce rapport montre l'efficacité des méthodes isotopiques en hydrogéologie pratique. Seuls les isotopes dits « du milieu » seront abordés, et en particulier les isotopes constitutifs de la molécule d'eau. Le deutérium, le tritium, et l'oxygène-18 présentent en effet la particularité de faire partie des constituants intimes de chaque molécule d'eau. Ils constituent des traceurs « idéaux » des multiples mécanismes rencontrés dans les systèmes hydrologiques (AIEA, 1977).

Le principe de l'introduction et de l'utilisation des techniques isotopiques dans les sciences de l'eau était de pouvoir s'adresser à n'importe quel milieu sans pour autant être limité dans l'espace et le temps (in Azzaz et al, 2008). Ainsi, grâce aux isotopes de l'environnement, on pouvait étudier tout type d'aquifère, de surface, souterrain (englobant les systèmes poreux, fissuré et karstique), les circuits géothermiques.

III.6.1.2. Les isotopes stables de la molécule d'eau : Oxygène-18 et deutérium.

L'oxygène-18 et le deutérium sont des isotopes constitutifs de la molécule d'eau. Pour un même élément, le rapport de la quantité d'isotope lourd sur la quantité d'isotope commun (léger) peut être modifié au cours de changements de phase comme la condensation de l'eau des nuages, ou l'évaporation de l'eau des océans, le fractionnement isotopique, ce phénomène étant à la base des méthodes utilisant les isotopes stables en hydrogéologie.

III.6.1.3. Composition isotopique des molécules d'eau

Si l'on combine les isotopes stables de l'oxygène (^{16}O , ^{17}O et ^{18}O) et de l'hydrogène (^1H et ^2H), sans tenir compte du tritium instable, on obtient neuf espèces différentes de molécules d'eau, toutes ces espèces sont présentes dans les eaux naturelles, mais leurs proportions relatives varient fortement en fonction du fractionnement subi par l'eau considérée. L'eau de mer par exemple contient plus de molécules lourdes (constituées principalement d'isotopes à nombre de masse élevé) que l'eau douce.

III.6.2. Mesure isotopique de l'oxygène 18 et le deutérium

Les isotopes en hydrogéologie et hydrologie constituent des traceurs des espèces chimiques, auxquelles ils sont intrinsèquement liés, servant à l'identification des différents types d'eau et leurs conditions d'infiltration ; la définition des zones probables de recharges et de décharge ; les mélanges entre les masses d'eaux.

Les isotopes les plus utilisés en hydrologie et en hydrogéologie sont :

- les isotopes stables : Oxygène -18 (^{18}O), le deutérium (^2H) et le Carbone-13 (^{13}C),
- les isotopes radioactifs : Carbone-14 (^{14}C) et le tritium (^3H).

Les isotopes stables suivent la loi de la conservation de la matière, ils ne décroissent pas dans le temps. Leurs concentrations varient en fonction de l'état physique de l'eau et de l'espèce chimique en solution (Carbone-13). Dans ce qui suit notre intérêt porte sur les isotopes lourds ou de la molécule d'eau.

III.6.2.1. La méthode de la mesure

Au préalable, on procède à une équilibration au niveau du GasBench (auto échantillonneur), entre l'eau de l'échantillon et le CO_2 ou l'eau et l' H_2 en fonction de ce que l'on voudra mesurer, à savoir ^{18}O (phase CO_2) ou **D** (Deutérium) en phase 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.

III.6.2.2. Unités de mesure

La mesure absolue des concentrations en isotopes est généralement très coûteuse, et n'est la plupart du temps pas nécessaire. C'est pourquoi on mesure le plus souvent la différence relative entre la teneur en isotope de l'échantillon et la teneur en isotope d'un étalon où « standard » (la teneur étant le rapport atomique entre l'isotope lourd et l'isotope banal). Cette déviation par rapport à un standard, notée δ , est très faible et s'exprime en ‰.

III.6.3. Rapports isotopiques

Pour un même élément, le rapport de la quantité d'isotope lourd sur la quantité d'isotope commun (léger) ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $2\text{H}/\text{H}$) peut être modifié au cours de changements de phase comme la condensation de l'eau des nuages, ou l'évaporation de l'eau des océans. Ce rapport est très petit dans la mesure où l'isotope lourd est très rare.

III.6.4. La Notation δ

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 ^{18}O et ^2H 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.

III.6.5. Qu'est-ce que le fractionnement isotopique ?

Nous l'avons dit, étant donné la différence de masse entre les deux isotopes, ceux-ci ne vont pas avoir exactement la même réaction lors des processus physico-chimiques. Si on considère un océan au-dessus duquel flottent des nuages, il y a des processus d'évaporation qui se produisent de l'océan vers les nuages et qui permettent leur formation. Étant donné que l'oxygène 18 est plus lourd que l'oxygène 16, l'oxygène 18 s'évapore moins facilement. En terme physique, il s'agit d'une différence d'énergie d'activation permettant la vaporisation. L'énergie nécessaire à la vaporisation de l'oxygène 16 (en fait de l'eau contenant de l'oxygène 16) est plus faible que celle nécessaire à la vaporisation de l'oxygène 18 puisque la molécule H_2^{16}O est plus légère que celle d' H_2^{18}O .

Comme cette énergie de vaporisation est plus faible, pour une même température, l'énergie de vaporisation d' H_2^{16}O sera plus souvent atteinte que celle d' H_2^{18}O . Les nuages seront donc plus riches en H_2^{16}O qu'en H_2^{18}O donc plus riches en oxygène 16 qu'en oxygène 18. Il se produit donc lors de l'évaporation un fractionnement isotopique au profit de l'isotope léger. À l'inverse, la condensation et donc les pluies seront plus chargées en oxygène 18 qu'en oxygène 16 (fig.45).

Ceci explique par exemple que les nuages aient un $\delta^{18}\text{O}$ plus faible (comprendre plus négatif) que celui de l'océan puisque qu'il y a moins d'oxygène 18 dans les nuages.

Quand on regarde le trajet des nuages, ils vont globalement de l'équateur vers les pôles. Au niveau de l'équateur, ils se chargent en eau au cours de l'évaporation et l'eau des nuages a donc un $\delta^{18}\text{O}$ plus négatif que celui de l'océan. Au fur et à mesure de leur migration vers les pôles, il va y avoir des précipitations qui vont donc appauvrir le nuage en oxygène 18 (Puisque celui-ci précipite préférentiellement) : le $\delta^{18}\text{O}$ des nuages devient donc de plus en plus négatif de l'équateur vers les pôles. Le $\delta^{18}\text{O}$ varie donc avec la latitude (fig.46).

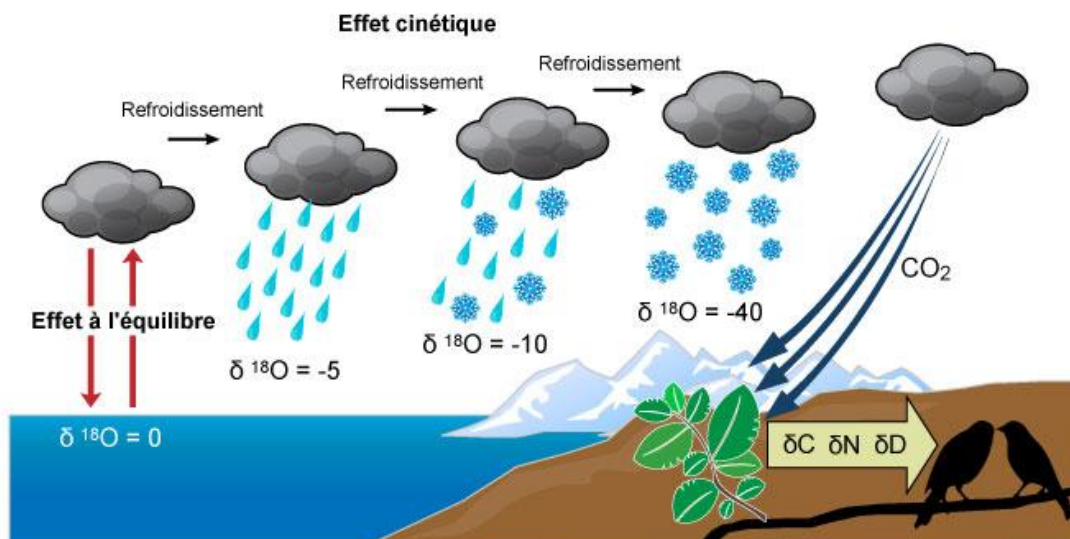
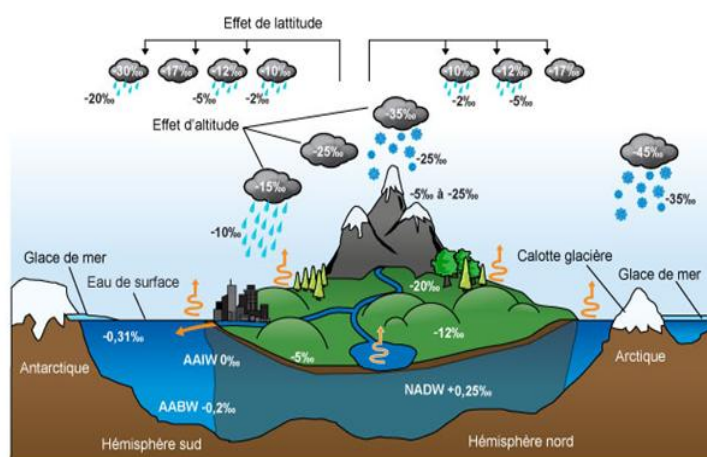


Figure.45 : Le fractionnement isotopique à l'équilibre et cinétique



Figures.46 : Variations de la composition isotopique de l'oxygène au cours du cycle avec effets de latitude et d'altitude

III.6.6. Enrichissement / Appauvrissement de l'eau

Cette terminologie est utilisée pour comparer les compositions en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ de différents types d'eaux météoriques dans une région donnée. Les eaux qui contiennent de forts $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ par rapport aux autres eaux de la région sont souvent considérées comme « enrichies », les eaux avec de faibles $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ 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.

III.6.7. Droite globale des eaux météoriques (DGEM)

La connaissance du signal d'entrée isotopique de l'aquifère est indispensable pour toute étude isotopique d'eaux souterraines. L'étalon utilisé pour le deutérium (^2H) et l'oxygène-18 (^{18}O), est le SMOW (Standard Mean Ocean Water) ou le Vienna SMOW. Les teneurs en espèces chimiques du SMOW, sont des standards fixés d'après l'analyse d'un échantillon moyen d'eau de l'Océan Atlantique, prélevé à la verticale d'un lieu situé à 0° de latitude et 0° de longitude, et dont la composition isotopique est :

$$\delta^{18}\text{O} = 0 \text{ ‰} \text{ et } \delta^2\text{H} = 0 \text{ ‰}$$

Le standard, VSMOW, est distribué par l'AIEA aux différents laboratoires qui sont appelés à exprimer les résultats d'analyses par rapport au VSMOW (Gonfiantini, 1974).

D'une façon générale, aussi bien sur terre que sur les océans, les teneurs en ^{18}O et ^2H des eaux de pluies vérifient la droite globale des eaux météoriques mondiale de Graig (1961) d'expression : $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10 \text{ ‰}$ vs SMOW, appelée GMWL (Global Meteoric Water Line), (fig.47).

Elle a été confirmée statistiquement par (Rozanski et al, 1993).

En fonction des conditions d'évaporation sur la surface des plans d'eau, particulièrement les océans, il peut exister localement une déviation par rapport à la droite globale. En effet, les eaux météoriques ne se situent pas toujours sur la DGEM.

Par ailleurs, à cause d'un fractionnement cinétique, la pente de la droite peut être plus faible (Friedman et al, 1962). La droite que l'on obtient à partir de la composition des eaux météoriques dans une région donnée est appelé Droite Locale des Eaux Météoriques (DLEM), (fig.47).

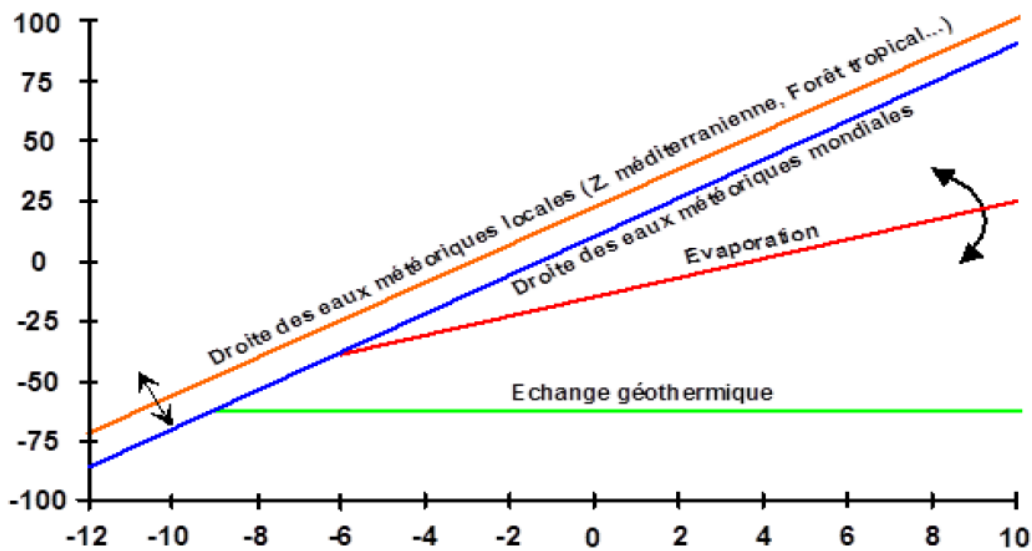


Figure.47 : Relation $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ vs $\delta^2\text{H} \text{ ‰}$ dans les eaux naturelles (Fontes, 1976)

III.6.8. Application de la relation $\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$

Les applications de cette corrélation sont variées en hydrologie et en hydro- environnement : la composition des eaux continentales, de surface ou souterraines en deutérium et oxygène-18, résultent de la composition isotopique des précipitations dans les zones d'alimentation. L'étude des isotopes stable ^2H et ^{18}O des eaux souterraines permet de retrouver l'origine des masses humides qui ont engendré les précipitations dans le cycle hydrologique (Fontes et al ; Fritz et Fontes, 1980). Yonge et al, (1989) et Joseph et al, (1989 et 1992) ont montré que la composition isotopique des eaux météoriques, dépend essentiellement de la distance du parcours effectué par la vapeur d'eau précipitée au-dessus des continents. Cette relation dépend également de l'effet de la température, lors de changement de phase vapeur/liquide et de l'importance du relief ou l'effet orographique (Fontes et Olivry, 1976 ; Grootes et al, 1989).

D'autres facteurs contrôlent la composition isotopique des précipitations tels que : les variations saisonnières, le mélange des masses d'air et l'effet de la quantité des précipitations (Rozanski et al, 1993). Dans les zones arides et semi arides, la composition isotopique diffère de celle des précipitations actuelles. En revanche, en zones humides, les eaux souterraines ont pratiquement la même teneur isotopique que celles des précipitations, ce qui confirme d'une recharge récente. Les faibles teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ suggèrent des précipitations

certifiant d'un climat plus froid ; il s'agit alors d'une paléo recharge (Fontes et Andrews, 1991).

III.6.9. Présentation des données et traitement analytique des résultats isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$

La composition isotopique des eaux souterraines présente une large plage de variation compte tenu de la profondeur de l'eau capturée et de la variation lithologique de la formation de l'aquifère.

Les teneurs en isotopes stables $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux échantillonnées en Mai 2017 sont mentionnés dans le tableau suivant :

Tableau.16 : Teneurs en isotopes stables $\delta^2\text{H}\text{‰}$ et $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ des eaux souterraines du bassin de Hammam Sokhna. Mai 2017.

NOMS	X (m)	Y (Km)	T	CE $\mu\text{S}/\text{cm}$	N,S (m)	Oxygene 18	2H	d-excess
Forage MGHU	780599	302396	44,5	3130	28,7	-8,71	-58,8	10,88
Forage NOUI Mustapha	780492	302384	43	3930	28,01	-8,76	-58,9	11,18
Forage APC - Hammam Sokhna	780423	302491	43	3240	27,87	-8,88	-58,7	12,34
Forage ARAB MABROUK	780402	302207	45	3430	27,87	-8,88	-58,8	12,24
Forage ARAB AZEDDINE	780412	302373	45	3440	28,5	-8,83	-59,5	11,14
Forage AZEM LAID	780784	301867	43	5060	29,5	-8,8	-59	11,4
Forage C/R MOUDJAHIDINE	780796	302317	43	3680	27,3	-8,89	-59,1	12,02
PUITS SEBKHA - BAÏDA BORDJ	775211	296070	27	74000	12,5	-8,46	-55,9	11,78
Forage AGMEROUEL - Oum Laadjoul-	789465	291874	21	1830	132,5	-8,21	-54,6	11,08
Forage BIR TACHEMA - TAYA	794515	297634	17	1690	67	-7,71	-53,6	8,08
Forage DJEBEL FERTAS- TAYA	795260	303520	25	1050	124	-6,5	-43,6	8,5
Forage DJEBEL TNOUTIT – Bir Lâhrech-	784920	312134	21	1190	187	-7,27	-49,6	8,56
Forage DJEBEL CHEBKA – Hammam Sokhna	790167	307163	16	1030	128	-5,41	-37,7	5,58

Les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont comprise entre -8.89 et -5.41‰ vs SMOW pour l'oxygène, avec une moyenne de -8.07 ‰ vs SMOW et entre -59.50 et - 37.7 ‰ vs SMOW pour l'hydrogène, autour d'une moyenne de -54,32 vs SMOW. Avec un excès en deutérium moyen de 10.67.

Les valeurs des contenus $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$, réparties grossièrement en deux groupes correspondant à des compositions pauvres et relativement riches en isotopes stables, permettent clairement de distinguer deux types d'eau d'origines et d'horizons différents, indiquant ainsi l'hétérogénéité des masses d'eau rechargeant l'aquifère.

Les valeurs les plus enrichies sont enregistrées au forage de Djebels Tnoutit et Chebka, d'où émerge de l'eau froide à basse température, tandis que les valeurs les plus appauvries sont mesurées sur l'eau chaude enregistrées sur les forages Arab et MGHU.

La composition isotopique des eaux souterraines des échantillons d'eaux prélevées affiche des teneurs en oxygène $\delta^{18}\text{O}$ ‰ qui s'établissent entre -8.89‰ vs SMOW et - 5.41‰ vs SMOW, avec une moyenne de -8.07‰ vs SMOW. Les teneurs en deutérium $\delta^2\text{H}$ oscillent entre -

59.50‰ vs SMOW et -37.7‰ vs SMOW, la teneur moyenne est de - 54,32‰ vs SMOW Avec un excès en deutérium moyen de 10.67.

La composition isotopique des contenus aqueux chauds contient des teneurs comprises entre - 8.89 et -8.71‰ vs SMOW, respectivement, avec une moyenne de -8.82 vs SMOW et entre -59.5 et -58.7‰ vs SMOW avec une moyenne de -58.97 vs SMOW.

Les teneurs en isotopes stables des eaux thermales à l'échelle du bassin de Hammam Soukhona sont appauvries, centrées autour de la valeur moyenne de $\delta^{18}\text{O} = -8.82\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -8.97\text{‰}$, le traitement statistique donne des coefficients de variation proche de 00.45% pour $\delta^{18}\text{O}$ et 00.77% pour $\delta^2\text{H}$. Ces valeurs statistiques montrent une distribution homogène et uniforme des teneurs isotopiques des eaux chaudes. Cette homogénéité spatiale des valeurs en isotopes stables fait du bassin de Hammam Sokhna un gisement hydrothermal bien protégé, exempt de tout autre mélange ou apport provenant d'un autre aquifère ou de l'extérieur (ADNANES.MOULLA et ADELHAMID GUENDOZ. 2003). Ce caractère homogène a également été trouvé dans les eaux du Sud tunisien en Tunisie (K. Abid 2009) et dans d'autres nappes de même dimension sises en zone aride, notamment en Egypte, en Libye, en Arabie Saoudite, au Soudan et en Australie (in Moulla 2003).

La composition isotopique de l'eau douce froide de la zone d'étude présente des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ comprises entre -8.46‰ et -5.71‰ vs SMOW avec une moyenne de -7.26‰ vs SMOW, et entre -55.9‰ et -37.7‰ vs SMOW avec une valeur moyenne d'environ -49.16‰ vs SMOW.

III.6.10. Corrélation entre $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines de Hammam Sokhna

Afin d'étudier l'origine des eaux souterraines et l'origine de la minéralisation des eaux des analyses isotopiques ont été effectuées dans le bassin de Hammam Sokhna au mois de Mai 2017 (tableau.16.).

Sur un graphe $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ il est possible de repérer les eaux d'origine diverse composant le système hydrogéologique étudié (eau de surface, eau souterraine jeune ou ancienne) et de détecter des processus influençant la composition isotopique (évaporation, sources, mélanges). Ceci est la base de l'utilisation des isotopes stables de la molécule d'eau en hydrogéologie.

La projection des teneurs isotopiques des eaux souterraines du bassin de Hammam Sokhna sur un diagramme croisé $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ (Figure.48), permet de distinguer deux principaux aquifères bien individualisés correspondant à des compositions isotopiques pauvres et sensiblement riches en isotopes stables. La distribution spatiale du nuage de points en isotopes stables est hétérogène et permet de discriminer deux masses d'eau d'origines différentes en rapport avec l'origine de la recharge.

Les eaux thermales sont situées sur la droite météorique mondiale dans le pôle des eaux très appauvries en isotopes lourds. Cette disposition traduit l'existence probable d'une réserve d'eau souterraine ancienne ; il s'agit d'un gisement hydrothermal, car l'appauvrissement en $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$, de ces eaux ne pourrait être expliqué par un effet d'altitude (infiltration à une altitude plus élevée que l'altitude moyen du bassin) : car le bassin de Hammam Sokhna appartient à la zone des hautes plaines, dont l'altitude, relativement plate, varie de 950 m à l'Ouest jusqu'à 750 m à l'Est. Il n'existe pas, en bordure immédiat de la zone d'étude de reliefs assez élevés, sauf quelques reliefs isolés le Djebel Yousef (1442 m) les précipitations qui se sont infiltrées se sont formées à une température inférieure à la température moyenne de formation des précipitations actuelles sur la région, le Djebel Braou (1263 m), le Djebel Tnoutit (1192 m), pour conduire à un tel appauvrissement.

Cet appauvrissement en $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ semblerait correspondre à un effet thermique et témoigne sans doute d'une moindre contribution des pluies actuelles à la recharge de la nappe profonde ; ce qui laisse supposer que les précipitations qui se sont infiltrées se sont formées, sous une période plus froide, à une température inférieure qui ne relèvent pas du cycle hydrologique actuel.

Cette hypothèse laisse supposer que la recharge de ce gisement hydrothermal s'est effectuée sous un climat différent, plus froid et plus humide que l'actuel, comme le suggère d'autres études (Fontes, 1983 ; Edmund et al., 2004, Bouchaib AMMARY, 2007 et Hamed Y 2010). Actuellement, les sources d'eau chaudes de Hammam Sokhna ont complètement tari et l'exploitation de l'eau chaude se fait par le biais de forages d'une centaine de mètres de profondeur chacun, réalisés au niveau des griffons (Boudoukha. 2012).

Les eaux froides, collectées dans les affleurements calcaires des collines au nord et au sud du bassin, font apparaître cependant un étirement du nuage de points vers des valeurs plus enrichies en isotopes lourds suivant une droite de pente 6.3 qui attestent d'un fractionnement isotopique qui marque l'effet de l'évaporation.

L'intersection de cette droite avec la droite météorique mondiale correspond à des valeurs de $\delta^{18}\text{O} = -7.9\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -54.6 \text{‰}$, indiquant l'influence de l'altitude sur les teneurs isotopiques des précipitations.

Le point rond rouge isolé sur la figure.48, qui se détache du reste, est obtenu dans un puits marqué comme eau très appauvrie en isotopes lourds. Il s'agit, probablement d'une remontée d'eau fossile par drainance ascendante, contaminées par les eaux de la Sebkha influencées.

Cependant, un faible excès en deutérium ($\delta^2\text{H}$) d'une valeur moyenne voisine de 11 renvoie à des précipitations générées par des nuages d'origine méditerranéenne (Hamed et al, 2014).

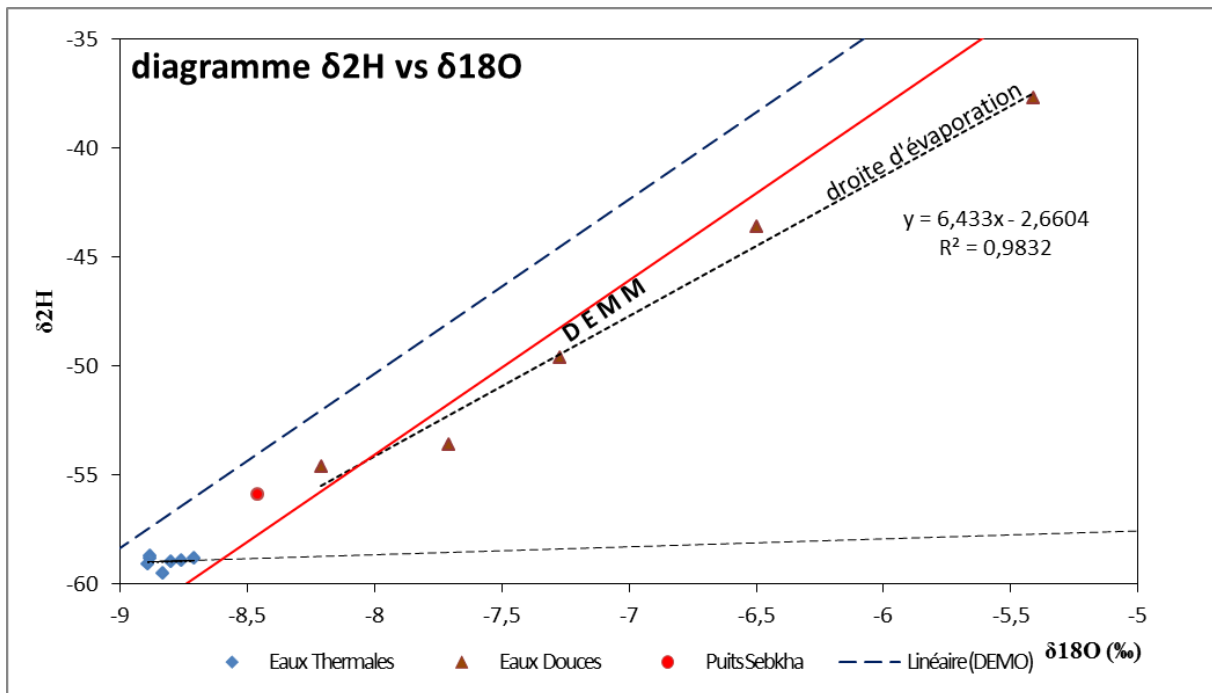


Figure.48 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines du bassin de Hammam Sokhna
Mai 2017.

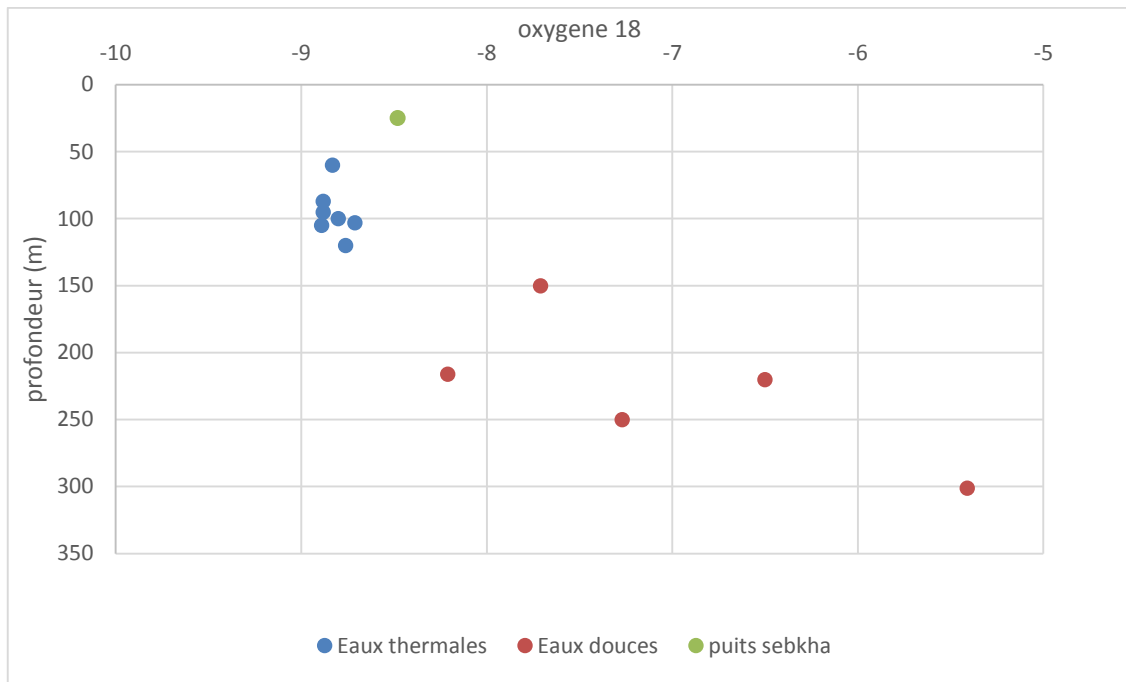


Figure.49 : Diagramme Profondeur vs $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines du bassin de Hammam Sokhna Mai 2017.

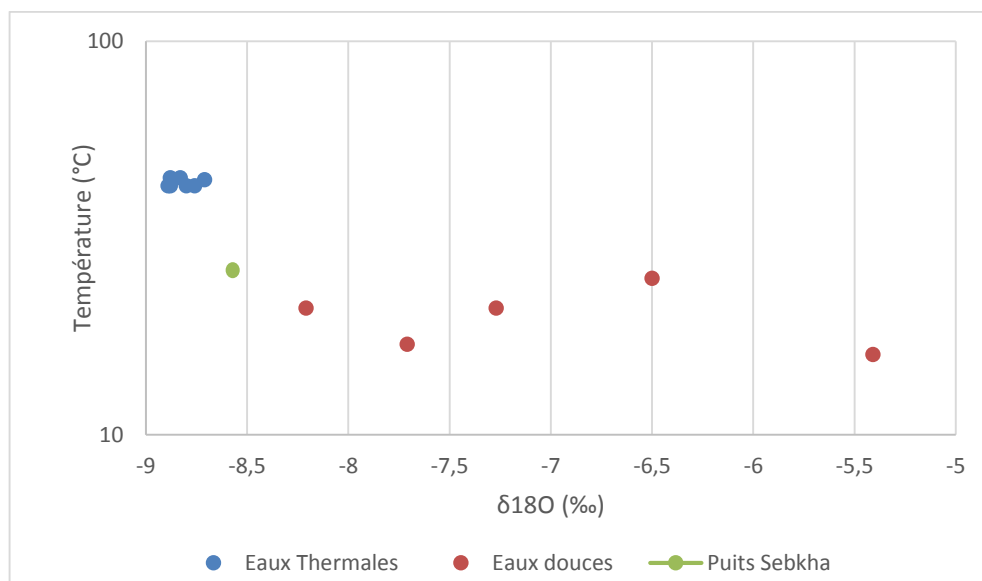


Figure.50 : Diagramme température des eaux vs $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines du bassin de Hammam Sokhna. Mai 2017.

III.6.11. Corrélation entre teneurs en isotopes stables et teneurs en chlorures

La corrélation entre les teneurs en chlorures et les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ est souvent utilisée pour déterminer l'origine de la minéralisation et reflète l'effet de processus variés comme par exemple discriminer une minéralisation liée à un mélange avec des eaux salées, eau de mer ou saumure (sebkha et Chotts), d'une minéralisation liée à l'évaporation ou encore d'une minéralisation liée à la dissolution des sels comme l'halite dans le cas d'une interaction eau roche accompagnée d'une augmentation de Cl. La figure.51, montre un étirement vertical des échantillons d'eaux chaudes avec absence de corrélation entre la concentration en chlorure et teneurs en $\delta^{18}\text{O}$. Cette relation indépendante entre les deux variables est qualifiée par un coefficient de corrélation très faible voire nul $r = 0.23$; ce qui laisse supposer que l'augmentation de la salinité des eaux dans cet aquifère n'est pas imputée à la concentration par évaporation. La charge saline des eaux thermales de Hammam Sokhna a donc pour origine essentielle la dissolution d'espèces minérales chlorurées en rapport avec l'halite contenue dans les inclusions évaporitiques et des mélanges par drainance ascendante d'eaux chaudes très profondes

Les eaux froides présentent une corrélation linéaire et font apparaître un étirement horizontal vers des valeurs plus enrichies en isotopes d'oxygène lourds, ce qui laisse supposer que les deux variables sont indépendantes, avec des concentrations constantes dans le sens des chlorures et des teneurs croissantes dans le sens des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$. Ce processus traduit une concentration des eaux par évaporation

Les eaux du puits Sebkha sont des eaux très profondes et très salées à cause du mélange avec des saumures (Sebkha).

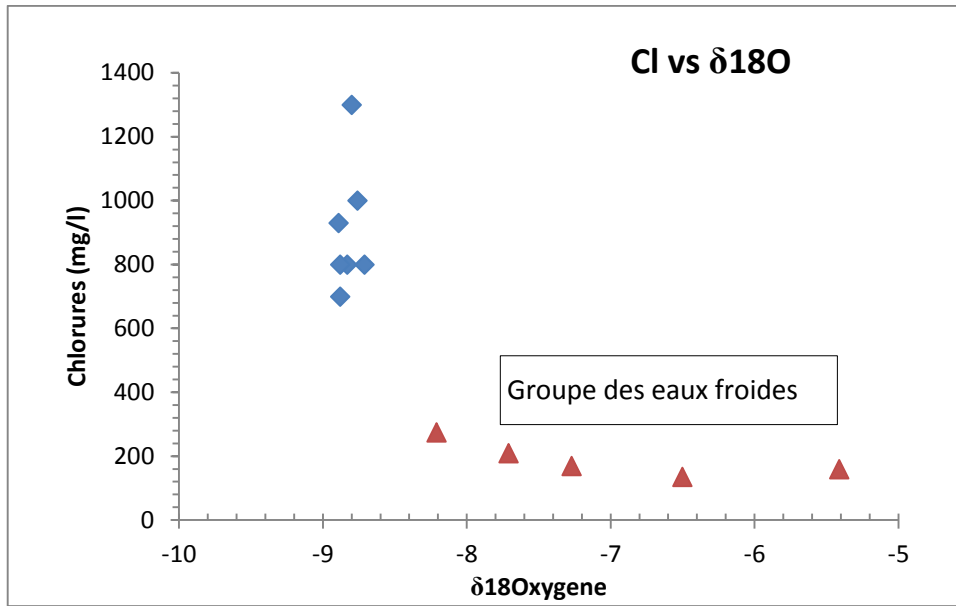


Figure.51 : Diagramme chlorures vs $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines du bassin de Hammam Sokhna. Mai 2017.

Chapitre IV

Géothermométrie

Chapitre IV. Géothermométrie

A l'heure où les politiques internationales s'accordent pour affirmer la nécessité d'augmenter l'utilisation des énergies renouvelables, les aquifères hydrothermaux apparaissent plus que jamais comme une solution alternative promise à un grand avenir. Les systèmes hydrothermaux se manifestent en surface, sous la forme de fluides de température élevée (sources thermales). Les eaux thermales ont des propriétés assez particulières leur conférant des caractéristiques bénéfiques pour le corps humain, dépendent principalement des roches dans lesquelles elles circulent (séjourner) au cours de son voyage souterrain. (Chenakar, 2019).

L'histoire de la géothermie est étroitement liée à celle de la création du globe terrestre, puis de ses changements progressifs. Notre planète a ainsi connu d'extraordinaires métamorphoses, surtout dans la première partie de sa formation. C'est à cette période que la Terre s'est structurée progressivement en différentes couches sphériques concentriques.

La géothermie s'intéresse à l'étude des phénomènes thermiques de la terre qui sont liés à la formation et à la composition du globe.

On désigne par géothermométrie les techniques chimiques ou isotopiques permettant d'estimer la température des fluides hydrothermaux en profondeur. Cette méthode de mesure indirecte permet de travailler sur les fluides en surface, sans appareillage particulier.

La terre est chaude. La chaleur terrestre qui se propage à travers la croûte continentale (appelé flux de chaleur) n'est pas homogène ; le flux de chaleur varie donc d'un endroit à un autre. (David Et cheverry, 2002)

En présence d'un flux de chaleur élevé les eaux souterraines se réchauffent et se transforment en eau thermale. Les eaux deviennent chaudes et remontent en surface sous différentes formes. Ces formes peuvent être : Geysers, Fumerolles et sources thermales (Ouali, 2005).

La mesure directe de la température aux émergences n'est pas un moyen fiable pour détecter une anomalie de chaleur en profondeur. En effet il existe une perte de température entre l'aquifère et la température mesurée au niveau de l'émergence causée par plusieurs facteurs parmi lesquels on peut citer :

- le refroidissement de ces eaux au cours de leur remontée vers la surface,
- les échanges thermiques avec les parois du circuit hydrothermal,
- le mélange avec les eaux froides de surface et de sub-surface. (Athamena, 2006).

IV.1. Types de gisements géothermiques

A travers le monde, il existe trois catégories de gisements géothermiques :

- Les gisements géothermiques des zones volcaniques récentes :

Ce type de gisement se caractérise par l'existence en profondeur d'une chambre magmatique très chaude (1300°C) (Christopher, H., Armstead, H., 1978) qui représente la source de chaleur naturelle. Cette chambre magmatique cède sa chaleur aux couches géologiques superficielles. Dans ce cas, les eaux sont très chaudes ; elles sont plus adaptées à la production d'électricité. Parmi les pays concernés par ce type de gisements, on peut nommer la Nouvelle-Zélande et l'Islande (Ouali, 2005).

- Les gisements des zones de plateforme continentales stables :

Recouvertes de terrains sédimentaires. Dans ce type de gisement il n'existe pas de source de chaleur particulière en profondeur, mais la chaleur est uniquement due au gradient géothermique. Dans ce cas les réserves sont généralement très profondes et leur exploitation nécessite la réalisation de forages. Ce type de gisements est rencontré en France (les bassins parisien et aquitain) et en Algérie (le bassin du Sahara septentrional.), (Ouali, 2005).

- Les gisements géothermiques des zones continentales actives :

Dans ce troisième cas, les eaux résultent de la circulation d'eau thermale à travers les failles et les discontinuités géologiques et arrivent en surface sous forme de sources. On retrouve ce type de gisement en Algérie, à travers les diverses sources thermales qui jaillissent au Nord, exemple : Hammam Bouhadjar (Ouali, 2005).

Suivant leurs thermalismes, ces gisements géothermiques sont classés en deux types de champs géothermiques :

a. Les champs hyperthermiques : Concernent la première catégorie de gisements correspondants aux gisements géothermiques des zones volcaniques récentes.

b. Les champs semi-thermiques : Concernent la deuxième et la troisième catégorie de gisements correspondant aux gisements des zones de plateforme continentales stables, recouvertes de terrains sédimentaires et aux gisements géothermiques des zones continentales actives. (Ouali, 2005)

IV.3. Principe de la géothermométrie chimique

La géothermométrie chimique a été créée pour contribuer à l'appréciation des températures atteintes dans les réservoirs géothermaux. Les méthodes de géothermométrie chimique permettent, à partir de l'analyse des eaux des sources chaudes, de calculer la température à laquelle elles ont été portées dans le sous-sol "au niveau de leur gisement".

Ces méthodes, mises au point pour la prospection de gisements d'énergie géothermique entre 1960 et 1980, ont donné lieu à de nombreuses publications et applications. Elles sont maintenant couramment utilisées dans les études ayant trait aux eaux chaudes dans des conditions parfois discutables, car si leur mise en œuvre est extrêmement simple, les résultats obtenus peuvent être totalement aberrants, si un travail de réflexion et d'interprétation n'a pas été réalisé au préalable sur la représentativité des échantillons d'eaux considérés. (Athamena, 2006).

Les eaux des gisements géothermiques, sont d'origine météorique ; les eaux de pluie infiltrées en profondeur dans le sous-sol, subissent un réchauffement sous l'influence du gradient géothermique local. La température maximale à laquelle elles ont été portées dans le sous-sol et la profondeur qu'elles ont atteinte sont donc liées.

Au cours de leur trajet souterrain sous l'effet de la température, de la pression et de la présence éventuelle de gaz, elles entrent en réaction avec les minéraux constitutifs des roches traversées, qui s'altèrent ; l'eau acquiert ainsi sa minéralisation au dépend de ces minéraux et, avec le temps, il s'établit un équilibre chimique qui est essentiellement fonction de la température atteinte. Par conséquent, si ces eaux arrivent à remonter jusqu'en surface sans que leur composition chimique n'ait été trop perturbée, elles peuvent fournir des indications qualitatives ou quantitatives sur le niveau de température auquel elles ont été portées dans le sous-sol. Celles-ci peuvent être extrêmement élevées ; des valeurs supérieures à 300°C ont été mesurées dans certains champs géothermiques. (Athamena, 2006).

Dans ces conditions deux cas de figures sont distingués dans les champs géothermiques, pouvant donner naissance à deux types de sources très différentes :

a) Les conditions de température et de pression permettent en profondeur la vaporisation de l'eau. Il y aura transfert de vapeur vers la surface en une succession d'épisodes vaporisation-condensation dans des aquifères moins profonds. L'eau entre en ébullition à une cote donnée dans le sous-sol, la vapeur remonte vers la surface et généralement se condense dans un aquifère superficiel ; les sources chaudes dans ce cas-là seront donc des eaux superficielles, réchauffées par injection de vapeur et leurs caractéristiques physiques et chimiques seront très particulières. Pour résumer, température parfois élevée, minéralisation peu élevée,

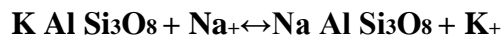
correspondant à une eau superficielle mais en présence de concentrations notables en substances volatiles qui ont migré avec la vapeur d'eau (B, Hg, As, ...). Ces indications chimiques seront plutôt de type qualitatif, renseignant simplement sur la présence probable d'eau à l'état de vapeur dans le sous-sol. Des sources de ce type se rencontrent dans les champs géothermiques et les régions de volcanisme actif.

b) Transfert d'eau chaude : Dans le cas le plus fréquent, l'eau n'entre pas en ébullition dans le sous-sol (sauf éventuellement près de la surface et, même dans ce cas, en général, la fraction de fluide correspondante est négligeable par rapport à la masse totale de fluide concernée) et la remontée vers la surface se fait sous forme d'eau liquide. Si la composition de l'eau n'est pas perturbée par des phénomènes secondaires au cours de sa remontée, la concentration de certains éléments dans les sources de surface pourra être reliée à la température à laquelle s'est établi l'équilibre entre eau et minéraux altérés au niveau du gisement ; ces éléments peuvent sous certaines conditions servir de géothermomètres chimiques. (Athamena, 2006).

Selon G. Michard, la mise au point de géothermomètres s'intéressera aux réactions suffisamment lentes, surtout à basse température, pour que l'équilibre atteint en profondeur ne risque pas d'être modifié au cours de la remontée et, en même temps, suffisamment rapides, pour que l'équilibre soit atteint dans le réservoir. La nature de la roche réservoir étant le plus souvent inconnue au départ de l'étude, les géothermomètres chimiques doivent concerner des minéraux suffisamment **ubiquistes** pour que l'on puisse supposer à priori leur présence. Enfin il est souhaitable que la réaction envisagée ne soit pas trop compliquée et qu'elle ne fasse intervenir qu'un petit nombre d'éléments.

Dans ces conditions, il existe essentiellement deux minéraux ou associations minérales intéressants à cet effet :

- la silice, ubiquiste, dont la solubilité augmente rapidement avec la température ;
- le couple feldspath potassique - feldspath sodique (albite) dont le rapport de solubilité peut être représenté par la réaction :



Ces deux feldspaths n'étant pas miscibles, la loi d'action de masse correspondante montre que le rapport Na/K ne dépend que de la température. En toute rigueur ce rapport dépend également de la pression, mais l'influence de ce paramètre est faible devant l'influence de la température.

IV.4. Principaux paramètres caractérisant la ressource géothermale

➤ **La Porosité** : c'est une caractéristique intrinsèque des terrains ; elle est égale au rapport du volume des vides sur le volume total de la roche ; elle s'exprime en pourcentage. La porosité totale d'une roche est très variable : de 1 à 50 %. Elle renseigne sur le volume d'eau qu'est susceptible de contenir une roche, mais ne permet pas de connaître le volume qu'elle pourra libérer.

➤ **La Perméabilité** : c'est une notion dynamique qui implique la présence d'eau. Elle représente l'aptitude que possède un milieu à se laisser traverser par un fluide sous l'effet d'une différence de pression. Elle s'exprime par le coefficient de perméabilité K , en mètres par seconde, lié au débit de fluide par unité de surface de roche traversée V et au gradient de pression exercé par le fluide dP/dx , par la relation :

$$V = K dP / dx$$

➤ **La Transmissivité** : ce paramètre est égal au produit de la hauteur productrice h par la perméabilité moyenne sur cette hauteur. Elle s'exprime en m^2/s . Ce paramètre est fondamental pour déterminer la productivité d'un aquifère.

➤ **La Pression statique du gisement** : la pression statique du gisement correspond à la pression de l'aquifère dans les conditions naturelles, sans pompage, ni réinjection. La pression en tête de puits est aussi fonction de l'altitude. Si celle-ci est positive, ce qui est souvent le cas, le puits sera artésien.

➤ **La Température** : la température est fonction du gradient de température local. La température en tête de puits est toujours légèrement inférieure à celle du réservoir, selon la profondeur et le débit exploité.

➤ **Caractéristiques physico-chimiques du fluide géothermal** : le fluide géothermal peut contenir en solution, des sels et des gaz dissous. Ces composés sont soit sous forme ionique (Na^+ , Ca^{+2} , SO_4^{-2} ...), soit sous forme moléculaire (O_2 , CH_4 , SiO_2 ...). La concentration d'un composé dissous s'exprime en g /L, p.p.m, ou mol / l. La composition chimique est parfois traduite en équivalent NaCl, exprimé en g /L.

D'autres indicateurs peuvent avoir un rôle dans l'exploitation :

- $PH = - \lg H^+$ dont le rôle est prépondérant dans certaines réactions ;
- Eh qui définit le caractère oxydant ou réducteur du fluide ;
- GLR ou « gas liquid ratio » qui mesure la quantité de gaz libéré par l'eau à pression atmosphérique.

➤ PB pression de point de bulle, pression au-dessous de laquelle il y a séparation de phase entre le liquide et les gaz dissous.

IV.5. Type de géothermie

L'exploitation de la géothermie dépend du type de gisement et du fluide géothermique existant, ainsi, se distingue trois types de géothermie dans le monde :

IV.5.1. La géothermie haute énergie :

La géothermie haute énergie, exploite les gisements de vapeur sèche ou humide (mélange eau et vapeur). Ces gisements se caractérisent par des températures supérieures à 150°C.

On rencontre cette géothermie haute énergie dans les régions volcaniques (volcans) et sismiques (frontière de plaques) ou le gradient géothermique est particulièrement élevé.

La géothermie haute énergie est destinée principalement à la production d'électricité. La vapeur, qui est puisée dans le réservoir géothermique, est déchargée dans une turbine, reliée à un alternateur pour la production d'électricité. La vapeur sèche est directement utilisée alors que la vapeur humide qui est plus fréquente nécessite l'utilisation d'un séparateur.

Un exemple de ce type de géothermie est donné par la centrale de bouillante en Guadeloupe-France.

IV.5.2. La géothermie basse énergie

La géothermie basse énergie se caractérise par une température comprise entre 30 °C et 150°C, elle est rencontrée à une profondeur moyenne de 1000 à 2500 m, dans les formations perméables remplies d'eau situées principalement dans les bassins sédimentaires de grandes dimensions. Elle est destinée principalement au chauffage urbain et au chauffage de serres.

IV.5.3. La géothermie très basse énergie

La géothermie très basse énergie est rencontrée à de faibles profondeurs (nappes phréatiques) ou la température est de l'ordre de 10 à 30 °C. Elle est utilisée entre autre pour la pisciculture, l'horticulture et le séchage de produits agricoles.

IV.5.4. Géothermie roche chaude sèche (HDR)

D'autres techniques en géothermie ont été mises, c'est la géothermie roche chaude sèche ou Hot Dry Rock ou la géothermie HDR.

La technique consiste d'abord à prospector les sites géothermiques favorables qui sont les sites renfermant des roches sèches en profondeur (moins de 6 Km), tels que les granites. De l'eau froide sous forte pression est injectée par la suite en profondeur dans des puits ou forages d'injection. L'eau élargit les fissures dans les massifs rocheux. Elle acquiert ainsi une forte quantité de chaleur, puis elle remonte en surface par un forage production. Avant de réinjecter cette eau dans le forage, ses calories sont récupérées et exploitées au niveau d'une centrale géothermique.

Le circuit ainsi formé peut produire une importante quantité d'énergie géothermique. Depuis vingt-cinq ans, plusieurs projets de recherches sont menés dans ce domaine surtout aux Etats-Unis, au Japon et en Europe.

IV.5.5. Forage Géothermique

L'exploitation de la géothermie nécessite l'existence en profondeur de la terre de deux paramètres importants la chaleur et l'eau. En effet c'est l'eau qui permet de véhiculer cette chaleur profonde en surface. L'eau contenue dans les réservoirs géothermiques est remontée à la surface grâce à un forage ; le plus fréquent est le forage Rotary. Si la pression dans le gisement est insuffisante pour que le forage soit artésien, la production peut s'établir par l'intermédiaire d'une pompe. Une fois l'eau géothermale utilisée, elle est soit rejetée dans l'environnement si l'eau n'est pas salée. Dans le cas contraire, est réinjectée dans la nappe d'origine à l'aide d'un puits de réinjection.

IV.6. La géothermie dans le monde

La plus ancienne application des sources thermales est la balnéothérapie. Elle fut utilisée par les grecs, les turques, les romains...etc.

Les plus importantes exploitations de la géothermie sont dans le domaine de la production d'électricité. En 1904, le prince Piero Ginori Conti promut cette industrie pour la première fois dans le monde à Larderello en Italie. C'est donc grâce à l'Italie qu'un élan considérable dans le domaine de l'exploitation de l'énergie géothermique a été accompli. Après un demi-siècle, la nouvelle Zélande commença alors la production de l'énergie géothermique ; suivi par la suite, par les États-Unis en Californie notamment et à San Francisco en particulier. Depuis, bien d'autres pays ont à leurs tours investis dans ce domaine, c'est le cas du Japon, du Mexique, du Salvador, de l'Islande et de la Turquie. (Ouali, 2005).

IV.7. La géothermie en Algérie

En Algérie, les études en géothermie ont été menées principalement sur le Nord Algérien ; parmi ces études on peut citer (Kedaid et al, 1988) ; (Rezig, 1992) ; (Rezig, 1991) ...etc.

Ces études montrent que le Nord de l'Algérie compte un nombre important de sources thermales. Près de 200 sources ont été inventoriées, elles sont réparties à travers tout le territoire Nord Algérien, majoritairement au Nord-Est.

Trois zones à fort gradient géothermique sont mises en évidence ; au Nord-Ouest, au Nord-Est et au centre-Nord de l'Algérie, plus particulièrement dans les régions d'Oran, de Kabylie et de Constantine.

En plus des nombreuses sources thermales dans le Nord du pays, il existe dans le Sud Algérien et plus exactement dans le Sahara septentrional une importante réserve en eau thermale qui est la nappe du continental intercalaire.

Aujourd'hui, bien que le potentiel géothermique soit très important dans notre pays, le domaine de l'exploitation reste limité et se restreint principalement à la balnéothérapie et aux utilisations domestiques.

Depuis 1990, une récente application de l'énergie géothermique a commencé dans le Sahara Algérien. C'est dans la région de Touggourt qu'une première installation d'équipements destinés aux chauffages des serres est assurée par l'équipe du laboratoire Thermique du C.D.E.R.

Bien que cette application ait donné de bons résultats, elle ne s'est pas encore généralisée et reste très modeste en rapport avec le potentiel géothermique du Sud Algérien. Il reste cependant à noter que l'exploitation de l'énergie géothermique peut être facilitée considérablement au Sud de l'Algérie grâce aux nombreux forages pétroliers qui traversent le sous-sol Saharien. (Ouali, 2005).

IV.8. Gradient géothermique

La température des roches augmente avec la profondeur, c'est ce qu'on appelle le gradient géothermique. Il varie selon les couches traversées. Les valeurs moyennes sont respectivement pour la croûte continentale de 3°C/100 m et pour le manteau de 1°C/100 m.

Le gradient géothermique observé dans la croûte continentale varie largement d'un endroit à un autre, bien que la valeur normale soit de l'ordre de 3°C/100 m, néanmoins certaines

régions enregistrent plus de $100^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ comme à Larderello en Italie ; alors que d'autres ne dépassent pas $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ comme à Padoue.

La carte du gradient géothermique (Fig.52), établie par N. Kazi Tani en 1974 à l'aide des diagraphies thermométriques continues et des relevés de températures donnent une approche globale du gradient géothermique de l'Algérie du Nord. Cette carte met en évidence deux secteurs à forte anomalie géothermique :

- le premier concerne le littoral oranais et la plaine de Macta ;
- le second concerne tout le secteur compris entre Skikda et Annaba et qui se poursuit vers le Sud jusqu'à Tébessa.

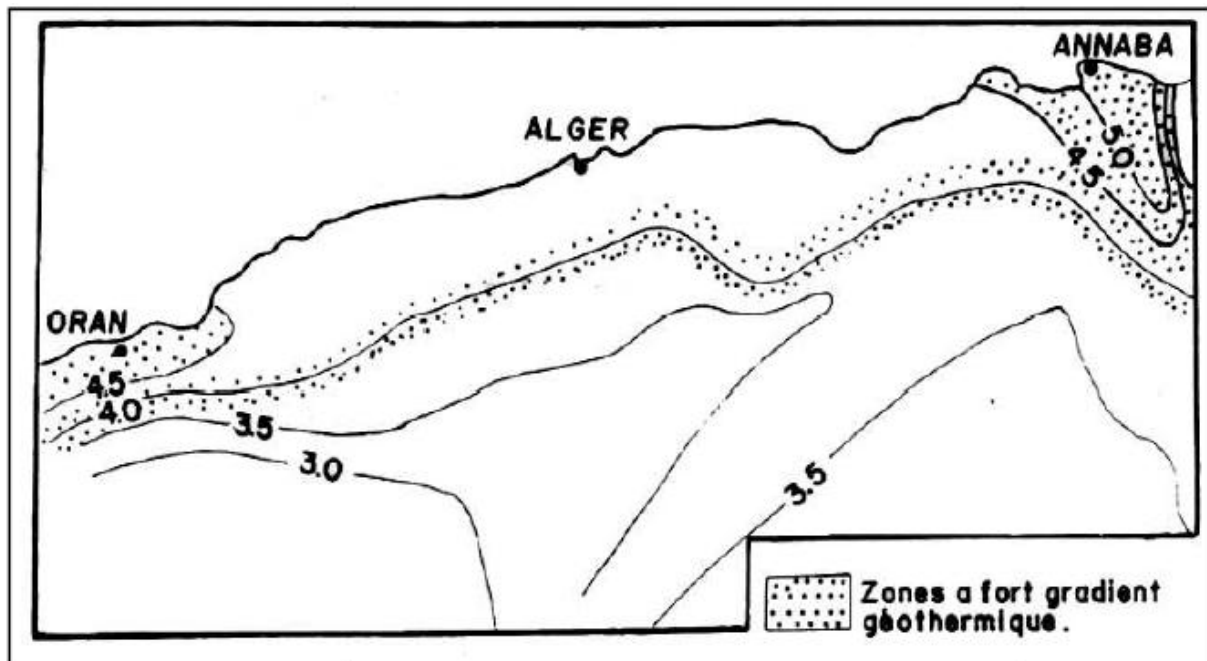


Figure.52 : Carte du gradient géothermique de l'Algérie de Nord d'après N. Kazi Tani (1974)

En raison de l'influence de la boue de forage sur l'appréciation de la valeur du gradient géothermique, A. Issaâdi et F.Z Haouchine (1994) ont procédé à la correction des données de base fournies par les sondages pétroliers utilisés pour évaluer le gradient géothermique. En effet, les résultats obtenus ont permis de dresser la carte du gradient géothermique moyen à travers l'Algérie du Nord (Fig.53). L'examen de cette carte permet de définir :

- à l'Est, un gradient qui évolue entre $2,68^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ et $4,22^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$;
- au centre, au droit de la zone bibanique un gradient supérieur à $5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$;
- à l'Ouest, le manque des données n'a pas permis à ces deux auteurs d'apporter les précisions souhaitées. Toutefois on peut observer des valeurs relativement élevées dans le bas du Chlef.

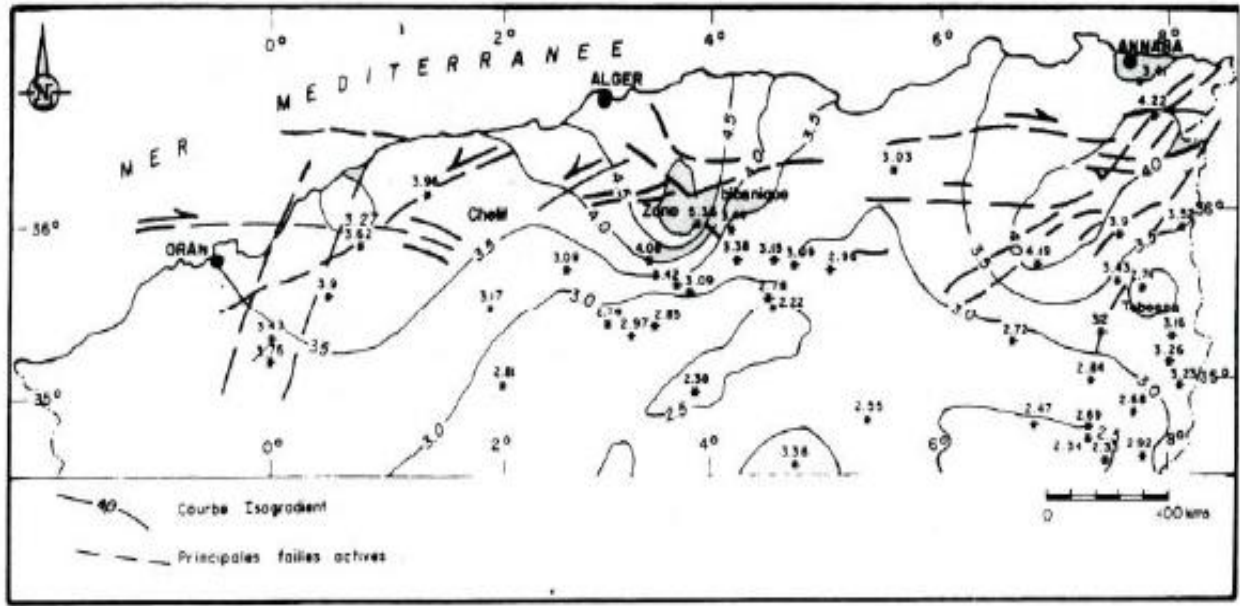


Figure.53 : Carte du gradient géothermique de l'Algérie du Nord d'après A. Issaadi et F.Z.Haouchine (1994).

La carte du gradient géothermique (Kazi-Tani, 1986), montre que la source thermique de Hammam Sokhna, est située sur la zone à forte anomalie géothermique (4 à 4.5°C). Il s'avère donc que cette source thermique émerge dans une zone où toutes les conditions géophysiques et géothermiques sont favorables (Boudoukha2015) alors que les sources thermales de Hammam Essalihine (Khenchela) présentent un gradient de l'ordre de 4.5°C/100m. (Houha, 2007).

IV.9. Perte de chaleur

Il est important de signaler que la température mesurée à l'émergence n'est pas forcément représentative de la température réelle du griffon, un refroidissement des eaux thermales ayant pu se produire au cours de leur remontée vers la surface par dégazage, échange thermique avec les parois du circuit hydrothermal, ou par mélange avec les eaux froides en surface ou en profondeur.

IV.10. Les géothermomètres

IV.10.1. Géothermomètre silice

La silice est l'un des constituants majeurs de l'écorce terrestre ; omniprésente dans les roches magmatiques, elle entre également dans la composition d'un certain nombre de roches sédimentaires (argiles, marnes, grès...). Les différentes variétés allotropiques de la silice (quartz, calcédoine et silice amorphe) se dissolvent en donnant naissance, à l'équilibre, à une variété monomère H_4SiO_4 . La réaction de solubilisation correspondante est indépendante du pH (jusqu'à $pH > 9,5$) et de la force ionique de la solution ; la mise en solution est donc essentiellement fonction de la température.

Ces différentes variétés allotropiques ne sont pas les seules sources de silice dissoute dans les eaux naturelles. Les feldspaths, les pyroxènes, les olivines libèrent également de la silice par action de l'eau. Très généralement ces minéraux sont beaucoup plus facilement altérables et dans la pratique, la limitation de la silice dissoute est obtenue par précipitation d'une variété allotropique de silice à partir d'une solution où se sont dissous feldspaths, olivines...etc.

On peut alors utiliser les concentrations en silice de ces dernières pour calculer leur température d'équilibre à partir des formules suivantes :

$$T = \frac{1309}{5,19 - \log SiO_2} - 273,15$$

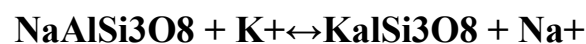
Où :

SiO_2 est exprimé en mg/l,

T est exprimé en °C.

IV.10.2. Géothermomètre Na/K

D.E. White (1970, 1965) puis A.J. Ellis (1970) ont mis empiriquement en évidence la relation entre le rapport Na/K et la température profonde de l'eau. Ils ont mis cette constatation en relation avec l'équilibre :



Les deux feldspaths n'étant pas miscibles, l'équilibre s'écrit en effet :

$$\frac{|Na^+|}{|K^+|} = K(T)$$

Les équations correspondantes sont :

A.J. Ellis (1970):
$$T = \frac{908}{0.700 + \log \frac{Na}{K}} - 273.15$$

R.O. Fournier (1979):
$$T = \frac{1217}{1.483 + \log \frac{Na}{K}} - 273.15$$

A.H. Trusdell (1975):
$$T = \frac{856}{0.857 + \log \frac{Na}{K}} - 273.15$$

Arnórsson (1983):
$$T = \frac{933}{0.993 + \log \frac{Na}{K}} - 273.15$$

Où :

Na et K sont exprimés en mg/l ;

T est exprimé en °C.

Ce géothermomètre est généralement utilisé pour estimer les températures élevées des eaux qui résident longtemps à de grandes profondeurs.

IV.10.3. Géothermomètre Na-K-Ca

Pour remédier à ces difficultés, R.O Fournier et A.H Trusdell (1973), ont proposé le géothermomètre Na-K-Ca, ces derniers ont fait intervenir en plus du sodium et du potassium, l'ion calcium provenant des plagioclases. Ce géothermomètre est applicable pour les eaux riches en calcium et dont les températures calculées par le géothermomètre Na/K sont anormalement élevées.

L'équation utilisée est :

Selon Fournier et Trusdell:

$$T = \frac{1647}{\log \frac{Na}{K} + \beta \left(\log \frac{\sqrt{Ca}}{Na} + 2,06 \right) + 2,47} - 273,15$$

Où :

Na, K, et Ca sont exprimés en mg/l.

T est exprimé en °C.

On essaye $\beta = 4/3$; si la température trouvée est supérieure à 100°C, on reprend le calcul avec pour $\beta = 1/3$.

IV.10.4. Les géothermomètres isotopiques

Le principe de base pour l'utilisation des isotopes est que la distribution des isotopes entre deux réactants participant à un équilibre est une fonction de la température.

Si l'équilibre a été établi et n'a pas été modifié, il est alors possible d'estimer la température en profondeur en se basant sur les compositions en isotopes stables de chaque réactant.

En géothermométrie, pour décrire les réactions équilibrées, on utilise le facteur de fractionnement α plutôt que la constante d'équilibre K. α est le rapport des teneurs isotopiques dans les deux composés à l'équilibre.

Il est identique à K si l'on écrit l'équation de façon à ce que l'échange isotopique ne mette en jeu qu'un seul atome (en choisissant les coefficients stœchiométriques appropriés).

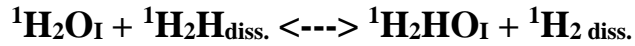
Rigoureusement, le coefficient α doit être exprimé en fonction des activités thermodynamiques et non pas des concentrations (les activités étant assimilables ici à des concentrations efficaces). Il est possible de calculer les coefficients de fractionnement théoriques de nombreuses réactions isotopiques à partir des données spectrographiques des fréquences de vibration moléculaire.

Pour tous les éléments sauf l'hydrogène, le facteur de fractionnement est proche de un pour toutes les réactions ayant lieu à des températures proches de celles des systèmes hydrothermaux. Le coefficient de fractionnement étant fonction de la température, il est possible de déterminer la température à laquelle la signature isotopique a été acquise par les différents composés.

Les isotopes du carbone ont été les premiers à être appliqués à la thermométrie des fluides hydrothermaux. Un des problèmes principaux de ces géothermomètres réside dans la

variation de composition isotopique que peut subir l'eau au cours de son trajet dans le système.

Arnórsson (1977 b) a étudié le géothermomètre hydrogène dissous / eau liquide sur des zones géothermales d'Islande. L'équilibre considéré fait intervenir le deutérium selon la réaction :



Les températures isotopiques obtenues ont été comparées aux températures calculées à l'aide de la composition en silice de l'eau (un géothermomètre non isotopique), et aux températures directement mesurées dans des forages. Quand les échantillons ont été prélevés directement d'émanations naturelles à la surface, les températures isotopiques étaient inférieures aux plus hautes températures mesurées dans les forages de la même zone géothermique. La température isotopique pourrait dans ce cas représenter la température de l'aquifère le plus proche de la surface. Il est également possible que le rapport isotopique d'équilibre ait été modifié au cours de la remontée et du refroidissement des fluides, donnant des températures isotopiques systématiquement trop basses. Quand les échantillons ont été prélevés directement dans les forages, les températures isotopiques étaient comparables aux températures mesurées au fond du forage, ou plus élevées.

IV.12. Application des géothermomètres chimiques

Afin d'accéder à la température maximale atteinte par l'eau dans le réservoir, à partir de sa composition chimique aux points d'émergence, nous avons utilisées des géothermomètres basés sur les éléments alcalins en solution.

L'application des géothermomètres Na/K et Na-K-Ca sur 7 forages d'eaux chaudes ont donnée des températures mentionnées dans le tableau suivant :

Tableau.17 : Températures des gisements hydrothermaux calculés par les différents géothermomètres

Géothermomètres	T (°C)	Na/k				Na-K-Ca
		a	b	c	d	
F1	43	118	119	72	83	72
F2	43	109	112	65	77	73
F3	45	119	120	73	85	81
F4	45	118	119	72	83	70
F5	43	121	121	75	86	81
F6	43	119	120	73	85	59
F7	44.5	118	119	72	84	69

(a) : (A.J. Ellis ,1970). (b) (R.O. Fournier, 1979). (c) : (A.H. Trusdell, 1975). (d) : (Arnórsson, 1983)
 (e) : (Fournier et Trusdell, 1973).

Après avoir estimé les températures des réservoirs par différents géothermomètres, on constate que les températures calculées par les géothermomètres Na/K (a et b) sont en générale plus élevées que celles obtenues par les géothermomètres Na/K (c et d) et Na-K-Ca.

IV.11. Calcul de la profondeur

La profondeur du réservoir est estimée en se référant à la carte de gradient géothermique et aux températures données par les géothermomètres, et cela en utilisant la formule :

$$P = ((T-T_a) * 100) / G$$

Avec :

P = Profondeur du réservoir en (m) ;

T = Température du réservoir estimée par la géothermométrie en (°C) ;

T_a= Température moyenne annuelle de l'air en (°C) ;

G = Gradient géothermique en (°C/100m).

Tableau.18 : Estimation de profondeur de réservoir

Profondeur (m)	P _(a)	P _(b)	P _(c)	P _(d)	P _(e)
F1	2288	2300	1266	1500	1266
F2	2088	2155	1100	1377	1288
F3	2300	2300	1288	1555	1466
F4	2288	2300	1266	1500	1222
F5	2355	2355	1333	1577	1466
F6	2300	2355	1288	1555	977
F7	2288	2300	1266	1500	1200

IV.13. Avantages et inconvénients du géothermomètre

Faisant intervenir un rapport de concentration, ce géothermomètre est insensible aux processus de concentration ou de dilution, en particulier au mélange avec des eaux superficielles qui sont le plus souvent très diluées par rapport aux eaux profondes.

Il est peu sensible aux conséquences d'un refroidissement éventuel et au contact de roches d'origine profonde ; les modifications d'alcalins sont faibles. Par contre, il n'en est pas toujours de même quand il y a un long contact avec des roches sédimentaires.

L'inconvénient le plus sérieux de ce géothermomètre est qu'il suppose l'équilibre atteint. Or il est souvent très difficile de montrer qu'il en est bien ainsi.

L'importance de l'erreur que l'on pourrait commettre est montrée par l'exemple des eaux de surface des régions granitiques ou volcaniques ; le rapport Na/K dans ces eaux est uniquement gouverné par la vitesse relative de dissolution des feldspaths calcosodique et potassique. Dans la majorité des cas, ce rapport est compris entre **30** et **3** ; l'application du géothermomètre dans ce cas conduirait à des températures allant de **145** à **500°C**.

Chapitre V

Etude Bactériologique

Introduction

L'eau est une ressource naturelle précieuse et essentielle pour de multiples usages. Son utilisation des fins alimentaires ou d'hygiène nécessite une excellente qualité physicochimique et microbiologique.

Les organismes pathogènes qui peuvent être présents dans l'eau sont très nombreux et variés. Leur présence est toujours liée à une pollution fécale de celle-ci. Cependant, il est difficile de les mettre en évidence, d'une part, parce qu'ils sont trop nombreux pour faire l'objet d'une recherche spécifique, et d'autre part, parce que leur identification demeure souvent difficile voire impossible (virus). De plus, leur durée de vie dans l'eau est parfois très courte.

L'analyse bactériologique est donc un outil incontournable de l'enquête sanitaire, car il permet de mettre en évidence la pollution fécale de l'eau. Elle permet également de contrôler l'efficacité des mesures de protection ou de traitement.

Le but de cette partie est considéré à faire une étude de la qualité bactériologique des eaux thermales de la région de Hammam Sokhna.

V.2. La qualité des eaux souterraines

Étant donné que les eaux souterraines sont généralement pures sur le plan bactériologique (UNICEF, 1999) elles constituent une meilleure solution que les eaux de surface en termes de génie sanitaire (Fiambsch, 1998). Dans la réalité, la qualité naturelle de l'eau souterraine ne concerne pas seulement les aspects sanitaires et techniques de l'eau potable. Il faut se souvenir en particulier que l'eau des nappes alimente les rivières et que, par conséquent, certaines propriétés chimiques et microbiologiques des eaux souterraines peuvent avoir des incidences sur la vie aquatique (Colin, 2004). Donc les qualités requises sont d'ordre bactériologique et physico-chimique.

V.3. Qualité bactériologique

C'est le paramètre le plus important de la qualité de l'eau potable. Elle se mesure par la présence d'organismes indicateurs de pollution : les Germes totaux et les Coliformes qui vivent normalement dans les intestins humains et animaux. Les bactéries indicatrices de contamination fécale sont les Coliformes connus sous le nom d'*Escherichia coli* (*E. coli*), des Streptocoques fécaux et les *Clostridium*s sulfite-réducteurs. Elles se multiplient très facilement et sont utilisées généralement comme germes tests de contamination fécale (Ahonon, 2011).

V.4. Indicateurs de contamination bactérienne :

Un bon indicateur de contamination est par définition une espèce ou group de bactéries qui présente certaines caractéristique d'un indicateur idéal Parmi ces indicateurs de contamination.

Les bactéries dans l'eau peuvent avoir trois origines différentes :

- Origine purement aquatique ;
- Origine terrestre ;
- Origine animale ou humaine : ce sont des germes de contamination ; le plus souvent fécale, parfois rhino-pharyngée dont la température de développement est au voisinage de 37°C et qui sont accoutumés à un milieu nutritif (matière fécale) riche en matière organique (Sayad, 2008).

V.4.1. Recherche et dénombrement des germes indicateurs de contamination fécale

Les indicateurs de contamination fécale permettent d'apprécier, avec plus ou moins de sûreté ou de précocité, le risque d'une contamination par des matières fécales pouvant véhiculer des microorganismes pathogènes (Rodier *et al.*, 2009).

V.4.1.1. Recherche et dénombrement des coliformes totaux et coliformes fécaux

Les coliformes sont des bacilles à Gram négatifs, aérobies ou anaérobies facultatif, non sporulés, ne possédant pas d'oxydase, capables de se multiplier en présences des sels biliaries et capables de fermenter le lactose avec production d'acides et de gaz en 24 à 48 heures à une température comprise entre 36 et 37°C (Carbonelle *et al.*, 1998 ; Camille, 2003).

Les coliformes fécaux, ou coliformes thermo-tolérants, sont un sous-groupe des coliformes totaux capable de fermenter le lactose à une température de 44°C. L'espèce la plus fréquemment associée à ce groupe bactérien est *Escherichia coli*, dans une moindre mesure, certaines espèces des genres *Citrobacter*, *Enterobacter* et *Klebsiella*. (Roux, 2003). La bactérie *E. coli* représente toutefois 80 à 90% des coliformes fécaux détectés bien que la présence de ces derniers témoigne habituellement une contamination d'origine fécale (Carbonelle *et al.*, 1998 ; Camille, 2003 ; Archibald, 2003).

Les *Escherichia coli* sont des coliformes thermo-tolérants ayant la particularité de produire de l'indole à partir du tryptophane présent dans le milieu à une température comprise entre 42 °C ± 2°C (Bourgeois et Leveau, 1980 ; Denis *etal.*,2007).

- **Mode opératoire**

La recherche et le dénombrement des coliformes et l'identification de *E coli* ont été effectués par la méthode du nombre le plus probable (NPP) appelée aussi la colimétrie. Cette méthode est une estimation statistique du nombre de microorganismes supposés être disséminés dans l'eau de manière parfaitement aléatoire (lois de Poisson qui détermine la probabilité d'apparition aléatoire des événements rares) (**Rejsek, 2002**).

Cette technique se fait en deux étapes consécutives :

- Le test présomptif : Réservé à la recherche des coliformes ;
- Le test confirmatif : Réservé à la recherche des coliformes fécaux et *E. coli* (**Lebres, 2002 ; Chaouch, 2007 ; Labres et al., 2008**).

a- Test de présomption

Il est effectué en utilisant le bouillon lactosé au pourpre de bromocrésol simple concentration (BCPL S/C). Tous les tubes sont munis d'une cloche de Durham pour déceler le dégagement éventuel du gaz dans le milieu (**Mouffok, 2001 ; Lebres, 2002**). Avant d'ensemencer les tubes, il faut vérifier qu'il n'y a pas de bulles d'air sous la cloche, pour éviter de fausser les résultats (**Joffin et Joffin, 1999**).

A partir de l'eau à analyser, porter aseptiquement :

- 50 ml dans un flacon contenant 50 ml de milieu BCPL D/C ;
- 5 fois 10 ml dans 5 tubes contenant 10 ml de milieu BCPL D/C ;
- 5 fois 1 ml dans 5 tubes contenant 10 ml de milieu BCPL S/C.

Chasser l'air éventuellement présent dans les cloches de Durham et bien mélanger le milieu et l'inoculum. L'incubation se fait à 37°C pendant 24 à 48 heures.

Seront considérés comme positifs, les tubes présentant à la fois :

- Un dégagement de gaz (supérieur au 1/10^{ème} de la hauteur de la cloche) ;
- Un trouble microbien accompagné d'un virage du milieu au jaune (ce qui constitue le témoin de la fermentation du lactose présent dans le milieu).

Ces deux caractères étant témoins de la fermentation du lactose dans les conditions opératoires décrites (**Labres et al., 2008**). La lecture finale se fait selon les prescriptions de la table du NPP.

b- Test de confirmation (test de Mac Kenzie)

Le test de confirmation est basé sur la recherche de coliformes thermo-tolérants parmi lesquels on redoute surtout la présence d'*Escherichia coli*.

Les tubes de BCPL trouvés positifs lors du dénombrement des coliformes feront l'objet d'un repiquage à l'aide d'une anse bouclée dans un tube contenant le milieu Schubert muni d'une cloche de Durham. Chasser l'air éventuellement présent dans les cloches de Durham et bien mélanger le milieu et l'inoculum. L'incubation se fait cette fois-ci au bain Marie à 44°C pendant 24 heures (**Labres et al., 2008**).

Seront considérés comme positifs, les tubes présentant à la fois :

- Un dégagement gazeux et ;
- Un anneau rouge en surface, témoignant la production d'indole par *Escherichia coli* après adjonction de 2 à 3 gouttes du réactif de Kovacs.

La lecture finale s'effectue également selon les prescriptions de la table du NPP en tenant compte du fait que *Escherichia coli* est à la fois productrice de gaz et d'indole à 44 °C, pendant 24 heures (**Labres et al., 2008**). Etant donné que les coliformes fécaux font partie des coliformes totaux, il est pratiquement impossible de trouver plus de coliformes fécaux que de coliformes totaux. Les résultats sont exprimés en germes par 100 ml d'eau analysé (**Labres et al., 2008**).

V.4.1.2. Recherche et dénombrement des streptocoques fécaux (*Enterococcus*)

Les streptocoques fécaux ou streptocoques du groupe « D » de la classification de Lancefield, sont considérés, d'une manière globale, comme étant des témoins de pollution fécale (**Mouffok, 2001**), du fait qu'ils ont tous un habitat fécal (**Rodier et al., 2009**).

- **Mode opératoire**

La recherche et le dénombrement des streptocoques fécaux dans les eaux, en milieu liquide par la technique du NPP, se fait en deux étapes consécutives :

- Le test présomptif : Réservé à la recherche présomptive des streptocoques ;
- Le test confirmatif : Réservé à la confirmation réelle des streptocoques fécaux à partir des tubes positifs du test de présomption (**Chaouch, 2007**).

a- Test de présomption

La recherche se fait en bouillon Rothe S/C (Bouillon à l'acide de sodium simple concentration) (Mouffok, 2001 ; Bricha *et al.*, 2007). A partir de l'eau à analyser, porter aseptiquement :

- 50 ml dans un flacon contenant 50 ml de milieu Rothe D/C ;
- 5 fois 10 ml dans 5 tubes contenant 10 ml de milieu Rothe D/C ;
- 5 fois 1 ml dans 5 tubes contenant 10 ml de milieu Rothe S/C.

Bien mélanger le milieu et l'inoculum. L'incubation se fait à 37°C pendant 24 à 48 heures (Labres *et al.*, 2008). Seront considérés comme présomptifs les tubes présentant un trouble microbien.

b- Test de confirmation

Le test de confirmation est basé sur la confirmation des streptocoques fécaux éventuellement présents dans le test de présomption (Lebres, 2002 ; Roux, 2003).

Après agitation des tubes positifs, prélever sur chacun d'eux successivement 3 oses bouclés (de 3 mm de diamètre) ou quelques gouttes par une pipette Pasteur, et les reporter dans des tubes du milieu Eva Litsky à l'éthyle violet et acide de sodium (Rodier *et al.*, 2009). Bien mélanger le milieu et l'inoculum. Incuber à 37 °C pendant 24 à 48 heures (Lebres, 2002). Seront considérés positifs les tubes présentant :

Un trouble due au développement bactérien ;

Une pastille violette (blanchâtre) au fond du tube (Lebres, 2002). Parfois, la culture s'agglomère au fond du tube en fixant le colorant et en formant une pastille violette (Rodier *et al.*, 2009).

La lecture finale s'effectue également selon les prescriptions de la table du NPP qui figure en annexe 2 (Lebres, 2002).

V.4.1.3. Recherche et dénombrement des spores des bactéries anaérobies sulfito-réductrices (*Clostridium*)

Les *Clostridium* sulfito-réducteurs sont souvent considérés comme des témoins de pollution fécale. La forme spore, beaucoup plus résistante que les formes végétatives des coliformes fécaux et des streptocoques fécaux, permettraient ainsi de déceler une pollution fécale ancienne ou intermittente (Rodier *et al.*, 2009).

La recherche et le dénombrement des spores des ASR dans l'eau se fait par la méthode d'incorporation en gélose en tubes profonds. A partir de l'eau à analyser :

- Transférer environ 25 ml dans un tube stérile, qui sera par la suite soumis à un chauffage de l'ordre de 75°C pendant 15 minutes, afin de détruire toutes les formes végétatives des bactéries anaérobies sulfito-réductrices éventuellement présentes. Un autre flacon rempli d'une autre eau servira de témoin de température ;
- Après chauffage, refroidir immédiatement le flacon destiné à l'analyse, sous l'eau de robinet. Répartir ensuite le contenu de ce tube, dans 4 tubes différents et stériles, à raison de 5 ml par tube ;
- Ajouter environ 18 à 20 ml de gélose Tryptose Sulfite Cyclosérine ou Tryptose Sulfite Néomycine ou encore gélose Viande Foie, fondue puis refroidie à 47 °C ± 1°C, additionnée de leurs additifs spécifiques ;
- Mélanger doucement le milieu et l'inoculum en évitant d'introduire des bulles d'air et de l'oxygène ;
- Laisser solidifier sur pailleasse pendant 30 minutes environ, puis incuber à 36 °C ± 2°C, pendant 44 ± 4 heures, dans le cas de la gélose Viande Foie (**Labres et al., 2008**).

La première lecture doit être absolument faite à 16 heures car très souvent les spores des bactéries anaérobies sulfito-réductrices sont envahissantes sinon on se trouvera en face d'un tube complètement noir rendant ainsi l'interprétation difficile voire impossible et l'analyse sera à refaire en utilisant des dilutions décimales de 10⁻¹ voire 10⁻². La deuxième lecture se fera à 24 heures. Dénombrer toutes colonies noires de 0,5 mm de diamètre, ayant poussé en masse et rapporter le nombre total des colonies dans les quatre tubes à 20 ml d'eau à analyser (**Labres et al., 2008**).

V.4.2. Recherche des germes pathogènes

Il existe une grande variété de bactéries pathogènes ou potentiellement pathogènes (opportunistes) pour l'homme dans tous les types d'eaux. Celles-ci vivent ou survivent dans l'environnement, soit provenant des rejets humains, éliminées par des sujets malades ou des porteurs sains, soit étant autochtones et pouvant s'adapter à l'homme (**Rodier et al., 2009**).

V.4.2.1. Recherche de *Salmonella*

Les *Salmonella* se divisent en deux grands groupes : les mineures et les majeures qui sont hautement pathogènes (Pechère *et al.*, 1982 ; Carbonelle *et al.*, 1988 ; Labres *et al.*, 2008).

- **Mode opératoire**

La recherche des *Salmonella* par filtration sur membrane nécessite une préparation au préalable, qui se déroule selon les étapes suivantes :

- Stériliser l'entonnoir gradué en acier inoxydable ainsi que la membrane poreuse à l'aide d'un bec Bunsen. Les refroidir tout de suite après, avec l'eau à analyser si on en dispose en quantité suffisante ou bien avec de l'eau distillée stérile ;
- Mettre en place de façon aseptique une membrane de 0,45 µ entre la membrane poreuse et l'entonnoir à l'aide d'une pince stérile. Fixer ce dispositif avec la pince correspondante ;
- Déposer ensuite 250 ml, 500 ml ou plus selon disponibilité jusqu'à 1 voire 5 litres d'eau à analyser, devant un bec Bunsen ;
- Actionner ensuite la pompe à vide pour absorber l'eau à travers la membrane ;
- Retirer la membrane à l'aide d'une pince stérile puis la placer dans un flacon contenant le milieu Eau Peptonée Tamponnée ;
- Bien mélanger le filtre dans le milieu, puis incubé ce dernier à 36 °C ± 2°C pendant 20 ± 2 heures. Cette étape représente l'enrichissement.
- Après l'incubation, procéder à l'isolement sur milieu Hektoen à incubé à 36 °C ± 2°C pendant 20 ± 2 heures.

- **Lecture et interprétation**

- Repérer les colonies caractéristiques.
- Faire une identification biochimique.
- Si nécessaire faire une identification antigénique basée essentiellement sur l'agglutination à l'aide des sérums de groupe OMA et OMB ou bien s'adresser à un laboratoire compétent en vue d'une confirmation.

V.4.2.2. Recherche de *Shigella*

Les Shigelles sont des *Enterobacteriaceae*, rencontrées exclusivement chez l'homme, en ne faisant partie d'aucune de sa flore commensale, elles sont toutes pathogènes et spécifiques du tube digestif (Berche *et al.*, 1988) ; éliminées par les selles et dispersées dans les sols et les eaux où elles ne survivent que pour peu de temps (Pechère *et al.*, 1982 ; Carbonelle *et al.*, 1988).

- **Conditions de culture**
 - **Milieus de culture utilisés**

Sur gélose ordinaire en 24 heures à 37°C, *Shigella* produit des colonies de taille moyenne (2 à 3 mm de diamètre), rondes, régulières et brillantes. Pour chercher du *Shigella*, à partir de l'échantillon mère on prélève 0,1 ml et on l'étale sur la surface des géloses Hektoen, SS et Mac Conkey par la méthode des quatre quadrants. L'incubation se fait à 35 – 37 °C pendant 18 - 24 heures.

- **Caractère biochimique**

Il se détermine par une galerie classique ou miniaturisée pour les *Enterobacteriaceae* avec laquelle elles se différencient par un ensemble de caractères négatifs.

V.4.2.3. Recherche de *Vibrio cholérique*

On entend par *Vibrionaceae*, des bactéries qui se présentent sous forme de bacilles à Gram négatifs droits ou incurvés (BGN), hautement pathogènes (Pechère *et al.*, 1982 ; Pilet *et al.*, 1987 ; Labres *et al.*, 2008). Il est responsable d'une maladie pestilentielle à tropisme digestif, qui se développe par pandémies (Berche *et al.*, 1988).

- **Mode opératoire**

Premier jour : Enrichissement primaire

L'enrichissement primaire s'effectue sur le milieu Eau Peptonée Alcaline (EPA) 10 fois contenant au préalable 50 ml de milieu, auquel on ajoute aseptiquement 450 ml d'eau à analyser au moment du prélèvement. Ce dernier sera par la suite incubé à $36 \pm 2^\circ\text{C}$ pendant 20 ± 4 heures.

Deuxième jour : Enrichissement secondaire et isolement

Après incubation, le flacon constituant l'enrichissement primaire fera l'objet d'un isolement sur gélose GNAB 1. L'incubation se fait à $36 \pm 2^\circ\text{C}$ pendant 20 ± 4 heures.

Troisième jour : Lecture des boîtes et identification

La boîte de gélose GNAB 1 subira une lecture en tenant compte du fait que les Vibrions se présentent le plus souvent sous forme de grosses colonies lisses, transparentes et très caractéristiques.

- **Identification morphologique et biochimique**

Les colonies sont très fines sur la gélose nutritive et jaunâtre sur la gélose hyperalcaline (**Patrick et al., 1988**). L'identification morphologique et biochimiques fait suite à :

- Observation à état frais (bacilles, mobilité) et après une coloration de Gram (bacilles Gram négatifs) ;
- Oxydase (+) ;
- Ensemencement sur un tube de TSI qui sera incubé à 37°C, 24 heures ;
- Ensemencement sur un tube de gélose nutritive inclinée qui sera incubé à $36 \pm 2^\circ\text{C}$ pendant 20 ± 4 heures qui servira à l'agglutination sur lame ;
- Faire une mini-galerie biochimique basée sur l'étude des acides aminés afin de différencier les *Vibrions*, des *Pleisiomonas* et des *Aéromonas* selon (**Labres et al., 2008**).

V.4.2.4. Recherche des *Staphylococcus* à coagulase positive dans les eaux

On entend par staphylocoques à coagulase positive, les bactéries qui se présentent sous forme de cocci à Gram positive, sphériques, isolées ou regroupées formant ainsi des grappes de raisin, possédant l'enzyme catalase et la coagulase (**Pechère et al., 1982 ; Carbonelle et al., 1988 ; Labres et al., 2008**). L'espèce type de ce genre est *Staphylococcus aureus*. Elle est pathogène et la plus redoutée.

- **Mode opératoire**

La recherche des Staphylocoques à coagulase positive ou plus particulièrement *Staphylococcus aureus*, par filtration sur membrane nécessite une préparation au préalable, qui se déroule selon les étapes suivantes :

- Stériliser l'entonnoir gradué en acier inoxydable ainsi que la membrane poreuse à l'aide d'un bec Bunsen. Les refroidir tout de suite après, avec l'eau à analyser si on en dispose en quantité suffisante ou bien avec de l'eau distillée stérile ;

- Mettre en place de façon aseptique une membrane de porosité nominale de 0,45 μ entre la membrane poreuse et l'entonnoir à l'aide d'une pince stérile. Fixer ce dispositif avec la pince correspondante ;
- Déposer ensuite aseptiquement 100 ml d'eau à analyser, Actionner ensuite la pompe à vide pour absorber l'eau à travers la membrane ;
- Retirer l'entonnoir puis transférer immédiatement et aseptiquement la membrane à l'aide d'une pince à bouts arrondis stérile, à la surface d'une plaque de gélose Chapman au mannitol préalablement préparée ;
- Cette dernière sera incubée couvercle en bas à $36 \pm 2^{\circ}\text{C}$ pendant 44 ± 4 heures.

- **Lecture et interprétation**

Après la période d'incubation spécifiée, les Staphylocoques à coagulase positive, en particulier *Staphylococcus aureus*, apparaissent sous forme de petites colonies lisses légèrement bombées à contours réguliers et pigmentées en jaune (fermentation du mannitol) ou en blanc (Labres *et al.*, 2008 ; Pechère *et al.*, 1982).

V.4.2.5. Recherche des *Pseudomonas*

On entend par *Pseudomonas aeruginosa*, une bactérie hautement pathogène et résistante à plusieurs antibiotiques. C'est une bactérie lactose négative, autrement dit dépourvue d'enzymes dégradant le lactose (Pechère *et al.*, 1982 ; Pilet *et al.*, 1987 ; Labres *et al.*, 2008).

- **Culture**

Une reconnaissance préliminaire au laboratoire permet d'identifier ses colonies sur les géloses de type Mac Conkey (géloses contenant entre autres du lactose) grâce à leur aspect de perles beiges, alors que les colonies de bactéries lactoses positives sont roses. Pour une identification assurée on recherche la présence des enzymes de type oxydase, la production des deux pigments pyocyanine et fluorescéine, et la température de croissance optimale à 42°C confirme l'identification (Labres *et al.*, 2008).

- **Confirmation**

- Coloration de Gram et examen directe entre lame et lamelle (état frais) qui permet d'observer la mobilité des germes.
- Recherche de la pyocyanine, pigment bleu caractéristique de *Pseudomonas aeruginosa*.
- Ensemencement à partir des colonies développées sur l'eau peptonée.

- Incubation à 37°C jusqu'à l'apparition de couleur verdâtre. Après l'ajout de 2 ml de chloroforme et agitation, la pyocyanine donne à ce dernier une teinte bleu (**Labres et al., 2008**).

V.4.3. Tests complémentaires

- **L'examen direct (Etat frais)**

Une méthode rapide consiste à observer entre lame et lamelle une suspension bactérienne sans fixation préalable par la chaleur ou l'alcool (**Denis et al., 2007**). Ce type d'examen permet l'observation des bactéries vivantes et la détermination de leur morphologie, leur mode de groupements, leur abondance et leur mobilité (**Delarras et Trébaol, 2003 ; Delarras, 2007**). Il se réalise suite à une observation au microscope optique à l'objectif $\times 40$ d'une goutte du liquide ou de la suspension microbienne à examiner déposée entre lame et lamelle (**Carbonelle et al., 1988**).

- **Coloration de Gram**

La coloration de Gram permet une observation grossière des cellules. Elle est irremplaçable pour différencier les bactéries Gram positif et Gram négatif. Elle se déroule en plusieurs étapes successives selon l'ordre suivant :

- Fixer le frottis, s'il s'agit d'une culture en milieu liquide, une goutte de bouillon sera prélevée à l'aide d'une pipette Pasteur, déposée sur lame, et étalée soigneusement. S'il s'agit d'une culture en milieu solide, une colonie bien isolée sera prélevée et mise en suspension dans une goutte d'eau distillée stérile ;
- Recouvrir le frottis de la solution de cristal violet. Laisser agir 1 minute ;
- Rejeter le colorant. Laver à l'eau ;
- Recouvrir la préparation de Lugol. Laisser agir 1 minute ;
- Rejeter le Lugol. Laver à l'eau ;
- Décolorer à l'alcool 95°. La durée de décoloration doit être adaptée à l'épaisseur du frottis ;
- Rincer à l'eau courante et recouvrir la lame de la solution de Fuchsine diluée. Laisser agir quelques secondes ;
- Rejeter la Fuchsine. Laver abondamment à l'eau, égouttée, sécher entre deux feuilles de papier buvard très propres (**Dégrément, 1998**).

Résultats : Les bactéries Gram positif sont bien colorées en violet, et les bactéries Gram sont colorées en rose (Carbonelle *et al.*, 1988 ; Boukrouma, 2008).

- **Le test de réduction du nitrate**

Les bactéries, lorsqu'elles possèdent un nitrate réductase, sont capables de transformer les nitrates (NO₃⁻) en nitrites (NO₂⁻) et éventuellement en azote (N₂) (Denis et al., 2007). Un bouillon nitraté est ensemencé avec la bactérie à étudier et incubé 18 heures à 37 °C. Après incubation, 3 gouttes d'une solution d'acide sulfanilique (Griess A) et 3 gouttes d'une solution de naphtylamine (Griess B) sont ajoutées au bouillon. Si une coloration rose fugace apparaît, les nitrates ont été réduits au stade nitrites. En l'absence de coloration, soit les nitrates ont été réduits au stade azote soit la bactérie ne possède pas de nitrate réductase.

V.5. Echantillonnage d'eau pour les analyses bactériologiques

Pour déterminer la qualité bactériologique des eaux thermales de la région de Hammam Sokhna, nous avons prélevé 6 échantillons des Forages d'eau thermale de Hammam Sokhna centre en période Mai 2017. Les analyses bactériologiques ont été effectuées dans un laboratoire de contrôle de Qualité.

Pour le prélèvement d'eau nécessaire à l'analyse bactériologique, nous avons utilisé des flacons en verre de 250 ml munis d'un cordon. Au moment du prélèvement, on ouvre le flacon et on l'introduit dans le puits à 30cm de profondeur, en prenant soin de ne pas contaminer l'échantillon. Ensuite on retire le flacon rempli d'eau. On détache le cordon et le flacon est refermé dans les conditions aseptiques requises jusqu'au moment de l'analyse.

Avant l'usage, les flacons doivent être soigneusement lavés, puis rincés à l'eau distillée.

Ensuite, les flacons seront stérilisés (Larpen, 1997).

Il est nécessaire d'utiliser des flacons propres, secs, étanches, à col large stérilisés par autoclavage à 121°C pendant 30 min ou encore à usage unique et stériles. Identifier immédiatement le produit avec une étiquette ou une référence. Si l'échantillon doit être transporté, il faut réduire au maximum le délai avant l'analyse. Il est souvent nécessaire de réfrigérer le produit au cours de son transport ; certains germes fragiles peuvent néanmoins disparaître au cours de cette réfrigération.

Résultats :

L'analyse des résultats montre, qu'en général que la qualité globale des eaux thermales de Hammam Sokhna est d'une qualité bactériologique bonne, Les résultats des analyses bactériologiques sont portés dans le tableau suivant :

Tableau.19 : Analyse bactériologique des eaux de Hammam Sokhna. Mai 2017

<i>Détermination</i>	<i>échantillons</i>						<i>Normes</i>
	1	2	3	4	5	6	
Coliformes totaux	Abs	Abs	Abs	Abs	Abs	Abs	≤ 10
Coliformes fécaux	Abs	Abs	Abs	Abs	Abs	Abs	Absence
Streptocoques	Abs	Abs	Abs	Abs	Abs	Abs	Absence
Clostridium sulfito-réducteurs	Abs	Abs	Abs	Abs	Abs	Abs	Absence

Conclusion Générale

Conclusion général

Le domaine qui a fait l'objet de notre étude appartient au sud sétifien (région de hammam Sokhna), le village de Hammam Sokhna se trouve à une vingtaine de Km au Sud - Est d'El Eulma dans la wilaya de Sétif.

Il s'agit d'une vaste dépression caractérisée par la présence de deux lacs salés, Chott El Baida et Sebket Sokhna se trouvant respectivement au Sud et au Nord du village de Hammam Sokhna. Cette dépression est entourée par une série de reliefs appartenant à l'ensemble allochtone Sud Sétifien.

Les eaux thermales de Hammam Sokhna émergent dans une vaste plaine moi-Plio-Quaternaire à la faveur d'une faille, avec la présence d'un affleurement Triasique à 6 Km de la station thermale.

L'aperçu hydrogéologique montre que la région d'étude renferme de bons aquifères qui peuvent être exploitable dans le futur.

L'écoulement des eaux souterraines se fait en direction des dépressions fermées (Chotts et Sebkhass), et la ligne de partage des eaux de surface coïncide sensiblement avec celles des eaux souterraines.

L'analyse des données climatiques montre que la région d'étude est caractérisée par un climat semi-aride, avec des précipitations moyennes annuelles ne dépassent pas les 400 mm par ans. La température moyenne annuelle est de 15°C, le mois le plus froid est le mois de Janvier avec une température moyenne de 5.6°C.

L'analyse hydrogéochimique des échantillons d'eau prélevé a révélé un faciès chimique de type Chloruré Sodique, la température de l'eau varie entre 43°C et 45°C pour les eaux chaudes.

Les valeurs relativement élevée de la conductivité électrique de l'eau et de la minéralisation témoignent d'un apport salin important, ces valeurs indiquent que les eaux de la région de hammam Sokhna sont minéralisées et auraient traversé les terrains triasiques gypso-salifères. Les teneurs en Cl⁻ et Na⁺ indiquent l'existence d'un apport salifère à partir des formations évaporitiques liées aux Sebkhass qui se trouvent près de la source de Hammam Sokhna.

L'utilisation d'un outil isotopique révèle que les forages capturant la nappe d'eau profonde et la plus évaporée sont différents des forages captant de l'eau souterraine chaude superficielle.

La corrélation entre les différents points permet d'obtenir la ligne d'évaporation d'eaux souterraines présentant une pente de 6,21, différente de celle des eaux météoriques globales. Ces valeurs enrichies peuvent également refléter une absorption par une récente recharge d'une zone externe dans la zone d'étude en faveur d'un milieu fissuré ou même karstifié.

La caractérisation bactériologique indique que la qualité bactériologique globale des eaux thermales de Hammam Sokhna est généralement bonne.

L'eau thermale est nécessaire pour le maintien de toute forme d'activité et constitue à ce terme une ressource vitale pour le développement durable. Pour y parvenir, la gestion durable des infrastructures de captage d'eau thermale et la prévention contre la pollution sont indispensables.

Références bibliographique

Abderrahmane Boudoukha et Malika Athamena : Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science, vol.25, n°2,2012, p.103-118.

Adnane. Moulla et Abdelhamid Guendouz: Algérie Etude des ressources en eau souterraines en zones arides (Sahara algérien) par les méthodes. Hydrology of the Mediterranean and semi-arid Regions (Proceedings of an international symposium held at Montpellier. April 2003). IAHS Publ.no.278.2003

Athamena, M. (2006) : Etude des ressources thermales de l'ensemble allochtone sud sétifien. Mém. Magistère. Univ. Batna, fac. sc. ing.

ANRH (2008) : Réalisation de Carte des ressources en eau souterraines du Nord de l'Algérie. Carte de Sétif au 1/200 000 ème.

ANRH (2008) : Réalisation de Carte des ressources en eau souterraines du Nord de l'Algérie. Carte de Barika au 1/200 000 ème.

Arnorson, S ; Sigurdsson, S. and Svavarsson, H. (1982) : The chemistry of geothermal waters in Ice land. I. Calculations of aqueous speciation from 0° to 370°C. Geochim. Cosmochim. Acta 46. Pp. 1515-1532.

B. Ngounou Ngatcha, J. Mudry, J.F. Aranyossy, E. Naahand.J. Sarrot Reynault, Contribution of geology, hydrogeology and environmental isotopes to the knowledge of "piezometric depressions" of the Grand Yaere (Northern Cameroon). Érudit Journals Revue des sciences de l'eau Volume 20, Number 1, 2007, pp.1-161

Beregh (2001) : Réalisation des couvertures géophysiques à travers les zones steppiques. 1ere phase. Etude géophysique par prospection électrique dans les hautes plaines sétifiennes. Wilaya de Sétif. Rapport ANRH, Alger.

Bouchareb-Haouchine, F.Z., (1993) : Apport de la géothermométrie et des données de forages profonds à l'identification des réservoirs géothermiques de l'Algérie du Nord. Thèse magister. IST/USTHB, Alger.

Bouchaib Ammary (2007) : Etude géochimique et isotopique des principaux aquifères du bassin Crétacé d'Errachidia et de la plaine de Tafilalet. Thèse de Doctorat d'état. Université Mohammed V Rabat.

Centre de Recherche Nucléaire d'Alger, 02BdF. Fanon, BP399Alger-Gare, 16000Alger, Algérie

Chenakar, Houha. V. Valles (2018) : Hydro geochemistry and geothermometry of thermal water from north-eastern Algeria. *Geothermics_Volume 75*, September 2018, Pages 137-145

Chenakar. Hichem. (2019) : Traçage chimique et isotopique des eaux des gisements hydrothermaux de l'est Algérien et leur potentiel en énergie renouvelable. Thèse de doctorat LMD. Université de Khenchela.

Chenaker. H, B. Houha, V. Valles 2016 : Isotope studies and chemical investigations of hot springs from North-Eastern Algeria, *J. Mater. Environ. Sci*, 2017, Volume 8, Issue 12, Page 4253-4263

C.G.G : Compagne générale de géophysique. (1973) : Etude par prospection géophysique sur les hautes plaines de Sétif. Ministère de l'hydraulique. ANRH. Algérie. 53 pages.

Craig. H. (1961) : Standard for representing concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science* 133 :1833–1834.

David Etcheverry. (2002) : Valorisation des méthodes isotopiques pour les questions pratiques liées aux eaux souterraines Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène, *Berichte des BWG, Serie Geologie – Rapports de l'OFEG, Série Géologie – Rapport de l'UFAEG, Serie Geologica No 2 – Berne 2002.*

Demdoun, A. (2010) : Etude hydrochimique et impact de la pollution sur les eaux de la région d'El Eulma. Mémoire doctorat d'état. Univ. Mentouri Constantine. Fac.sc.de la terre, géographie et aménagement du territoire.

Dib, H. (2008) : Guide pratique des sources thermales de l'Est algérien, Mémoire du service géologique national. ANGCM. Alger

ENEL, (1982) : Etude de reconnaissance géothermique du Constantinois Oriental. SONELGAZ, Rapport interne.

Fekraoui, A. (1992) : The short thermal manifestation of Ain Lahdjar, wilaya de Sétif. Intern. Conference on Industrial Uses of Geothermal Energy. Reykjavik, Ice land 2-4 September. 1992.

Fournier R.O. et A.H. Truesdell, (1973) : An empirical Na- K-Ca geothermometer for natural waters, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 5 : 1255–1275.

Ghebouli, M.S. et Bencheikh El Hocine (2008) : Origine de la salinité des eaux souterraines. Cas des Hautes Plaines Sétifiennes. (NE Algérie). Sciences et technologie A. N°28. pp. 37-40, 2008.

Giggenbach, W.F., (1991) : Chemical techniques in geothermal exploration. In : D'Amore, F. (coordinator), Application of geochemistry in geothermal reservoir development. UNITAR/UNDP publication, Rome, Italy, 119-142.

Ginsburg, L. (1956) : Observations sur le Pliocène et le Pléistocène du Plateau sétifien. Pub. Sc. De la carte géologique de l'Algérie. Nelle série Bull. N°13.

Gouiadia. 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. Thèse de Doctorat. Départ. Géologie, Uni. Annaba. 131 p.

Guigue. S. (1947) : Les sources thermo minérales de l'Algérie. Etude géochimique. T.II., Bull. Sce carte géol. Algérie.

Guiraud. R. (1973) : Evolution Post-Triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie. D'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse de Doctorat Sciences. Université de Nice.

Houha. B. (2007) : Etude du fonctionnement hydrogéochimique et salin d'un bassin semi-aride. remila-khenchela. Thèse de Doctorat. Université de Annaba. Algérie.

Issaadi. A. (1992) : Le thermalisme dans son cadre géostructural, apports à la connaissance de la structure profonde de l'Algérie et de ses ressources géothermales. Thèse de Doctorat d'état. IST. USTHB. Alger. 274 pages.

Issaadi. A ; et Bouchareb-Haouchine F.Z. (1997) : Estimation du flux de chaleur en Algérie du Nord à partir de la thermométrie silice. Bull. Ser. Geol. Algérie, 8, 29-39.

J. Mater. Environ. (2017): Isotope studies and chemical investigation of hot springs from North-Eastern Algeria. Sci, 2017, Volume 8, Issue12, Page 4253 4263. Journal of Materials and Environmental Sciences ISSN: 2028-2508

Kamel Abid ; et al (2009) : Caractérisation hydrogéochimique de la nappe du Continental Intercalaire (sud tunisien) Hydrological Sciences –Journal –des Sciences Hydrologiques, 54 (3) Juin 2009.

Mebarki. A. (2005) : Hydrologie des bassins de l'Est Algérien : ressources en eau, aménagement et environnement, Thèse de doctorat d'état en Hydrologie. Université Mentouri de Constantine, Algérie.

Mohamed Seghir, S. (1992) : étude des pointements gypso-salifères de la région de Ain Yaghout dans le môle de Ain M'lila par les méthodes gravimétriques et magnétiques. Mém. Ing. USTHB. 1992.

Nedjai. R. (1987) : Étude hydrogéologique et hydrochimique des eaux thermales du centre algérien (Nord), Thèse de doctorat en sciences de la terre/ Géochimie, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France

OMS, (2000) : Directive de qualité pour l'eau de boisson : Vol2 : critères d'hygiène et documentation à l'appui. Genève : OMS. p :1050.

ONIG : (Office National de l'Information Géologique). Catalogue des études géophysiques.

Ouali Salima, (2005) : Etude géothermique de Sud de l'Algérie, Mémoire de magistère, université de Boumerdès.

Rezig, M. (1991) : Etude géothermique du Nord-est de l'Algérie. Mém. DEA. Ac. de Montpellier. Université des Sc. Et techniques du Langue doc. France. Ministère de l'hydraulique. ANRH. Algérie. 53 pages.

Reed, M. and Spycher, N. (1984) : calculation of pH and minerale quilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution. Geochi. Cosmochim. Acta 48, 1479-1492.

Rodier. J, Beuffr H, Bournaud. M, Pattee. E (1984) : L'analyse de l'eau, eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer. 7e édition. Ed. Dunod.

Rodier. J, Legube. B, Merlet. N, Coll., (2009) : L'analyse de l'eau : Eaux naturelles, eaux résiduaires, eaux de mer. 9ème édition, Dunod, Paris, p : 50, 107,118.

Rodier. J, Legube. B, Merlet. N, (2005) : L'analyse de l'eau, eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer, chimie, physico-chimie, microbiologie, biologie, interprétation des résultats. Ed. Dunod, Paris, p : 1384.

S. Ouali, A. Khellaf1 et K. Baddari, Etude géothermique du Sud de l'Algérie 21 Centre de Développement des Energies Renouvelables, B.P.62, Route de l'Observatoire, Bouzaréah, Alger, Algérie. 2 Laboratoire de Physique de la Terre, Université de Boumerdès, 35000 Boumerdès, Algérie (reçue 02 Novembre 2004- accepté le 30 Octobre 2006).

S. Ouali, M. M. Hadjiat, A. Ait-Ouali, K. Salhiet A. Malek: Cartographie et caractérisation Des ressources géothermiques de l'Algérie Revue des Energies Renouvelables Vol. 21N°1(2018) 54-61.

Savornin, J. (1920) : Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. Bull. Sc. De la carte géologique de l'Algérie. 2ème série n°7.

SONATRACH : Direction Exploration (1987) : Profils sismiques ST 87 dans les hautes plaines Sétifiennes.

SONATRACH : Direction Exploration : Carte géologique de Bir El Ahrach (ex-Navarin) au 1/50 000 ème avec notice explicative.

SONATRACH : Direction Exploration : Carte géologique de Mezloug au 1/50 000 ème avec notice explicative.

SONATRACH : Direction Exploration : Carte géologique de Sétif au 1/200 000 ème.

SONAREM : Carte d'intensité du champ magnétique totale. Feuille de Sétif au 1/200000 ème.

SONAREM : Carte radiométrique (levé aérien). Feuille de Sétif au 1/200 000 ème.

Vila. JM. (1977) : Notices explicatives des cartes géologiques au 1/50000 d'EL Eulma, Bir El Arch, Ain Lahdjar et Ain Azel, édit-Sonatrach.

Vila. J.M. (1980) : La chaîne alpine d'Algérie orientale et les confins Algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat. Es Sc. Nat. Univ. Pierre et Marie Curie. Paris VI. 665 pages.

Wildi. W. (1983) : La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Revue de géodynamique et de géographie physique. Vol.2, Fasc.3, pp.201-297, Paris, (1983).

Zerdazi, A. (1990) : Etude gravimétrique : région Mole de Ain M'Lila. Carte de l'anomalie de Bouguer (1/500 000 ème). Institut de géophysique, université de Lausanne, France.

