

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE FRERES MENTOURI – CONSTANTINE 1 –

FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE DE LA GEOGRAPHIE ET
DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE
DEPARTEMENT DES SCIENCES GEOLOGIQUES

N° d'ordre :09/D3C/2022
Série :01/ScG/2022

THESE

Présentée pour obtenir le diplôme de Doctorat 3ème Cycle (LMD)

Option : HYDROGEOLOGIE

Les sources thermominérales de l'Est Algérien
Cas de la région de Constantine
«Approche hydrogéologique, géochimique et isotopique »

PAR
KOUADRA Riad

Devant le jury:

26/06/2022

Président	Marmi. R	Professeur	Université de Constantine -1-
Directeur de thèse	Demdoum. AS	Professeur	Université de Sétif -1-
Examineur	Chabour. N	Professeur	Université de Constantine -1-
Examineur	Baali. F	Professeur	Université de Tébessa
Examineur	Nouar. T	Professeur	Université de Guelma
Examineur	Bouaicha. F	MCA	Université de Constantine -1-

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	1
-----------------------------	---

PARTIE I : CONTEXTE ET METHODOLOGIE

Chapitre I : Contexte global de l'étude

I-1 Description générale de la région de Constantine	4
I-2 Géomorphologie et hydrographie	4
I-3 Climat et végétation.....	5
I-4 Hydroclimatologie	5
I-4-1 Précipitations.....	6
I-4-2 Températures de l'air	7
I-4-3 Relation « Précipitation –température »	9
a) Diagramme ombrothermique de GAUSSEN.....	9
b) Détermination de l'aridité (indice de De. Martonne)	10
I-4-4 Évapotranspiration	10
I-4-4-1 Évapotranspiration potentielle	10
I-4-4-2 Évapotranspiration réelle (ETR).....	12
a) Formule de TURC	12
b) Formule de Coutagne	13
c) Méthode du bilan de Thornthwaite.....	15
I-4-4-3 Etablissement d'un bilan hydrique (méthode de Thornthwaite).....	16
I-5 Contexte géologique et hydrogéologique	18
I-5-1 Historique des travaux.....	18
I-5-2 Géologie régionale	19
I-5-2-1 Domaine interne.....	19
I-5-2-2 Domaine des Flyschs	19
I-5-2-3 Domaine externe	21
a) Les séries telliennes	21
b) Les séries de l'avant pays allochtone	21
I-5-3 Analyse lithostratigraphique	22
I-5-3-1 La nappe néritique constantinoise.....	22
I-5-3-2 Les nappes telliennes	25
I-5-3-3 Les séries post-nappes.....	27
I-5-4 Tectonique de la région de Constantine	28
I-5-4-1 Les différentes phases tectoniques.....	28
a) La période tectogénique.....	28
b) La période post-tectogénique.....	28
I-5-5 La fracturation	29

I-5-6 La sismicité	31
I-5-7 Comportement hydrogéologique des diverses formations (description des aquifères).....	33
I-5-7-1 L'aquifère des calcaires néritiques du Crétacé	33
I-5-7-2 L'aquifère des accumulations fluvio-lacustres du Mio-Pliocène	33
I-5-7-3 L'aquifère des alluvions quaternaires	34
I-6 La géothermie	34
I-6-1 Généralité	34
I-6-2 La géothermie et l'énergie géothermique	34
I-6-3 Origine de la chaleur de la Terre	35
I-6-3-1 La désintégration des éléments radioactifs	35
I-6-3-2 Dissipation de l'énergie primitive	36
I-6-3-3 Chaleur de différenciation.....	36
I-6-4 Les modes de transferts de la chaleur interne de la Terre	37
I-6-4-1 La conduction.....	37
I-6-4-2 La convection.....	37
I-6-5 Le gradient géothermique.....	37
I-6-6 Le flux géothermique	39
I-6-7 Le gisement géothermique	39
I-6-8 La géothermie en Algérie	39
I-7 Le karst	40
I-7-1 Généralités.....	40
I-7-2 La karstification.....	40
I-7-3 La dissolution des carbonates.....	42
I-7-4 Structure et fonctionnement du système karstique.....	43
I-8 Conclusion	46

Chapitre II : Les sources thermominérales étudiées (présentation et méthodes analytiques utilisées)

II-1 Localisation et conditions géologiques d'émergences des sources thermominérales	48
II-1-1 Les sources thermales	48
II-1-1-1 Les eaux thermales de la zone Hamma-Bouziane	48
II-1-1-2 Les eaux thermales du Rocher de Constantine	48
II-1-1-3 Les eaux thermales de Salah Bey	48
II-1-1-4 Les eaux thermales d'Ain Tinne et Bouhama.....	48
II-1-1-5 Les eaux thermales de Telaghma-Hammam Grouz.....	50
II-1-1-6 Les eaux thermales de Beni Haroune	50
II-1-2 Les sources froides.....	52
II-1-2-1 La source de Bumerzoug	52
II-1-2-2 La source de Fésguia	52

II-2 Prélèvements et méthodes analytiques	53
II-2-1 In situ	53
II-2-2 Au laboratoire	53

PARTIE II: RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

Chapitre I : Géochimie des eaux souterraines

I-1 Introduction	55
I-2 Caractérisation hydrogéochimique des eaux	55
I-2-1 Fiabilité des données chimiques.....	55
I-2-2 Paramètres physico-chimiques	55
I-2-2-1 Températures des eaux aux émergences	55
I-2-2-2 La conductivité électrique.....	57
I-2-2-3 Le potentiel hydrogène (pH).....	58
I-2-3 Caractéristiques chimiques.....	58
I-2-3-1 Les éléments majeurs	58
a) Calcium et Magnésium	58
b) Sodium et Potassium	59
c) Les chlorures.....	60
d) Les Sulfates	61
e) Les Bicarbonates	62
I-2-3-2 Les facies chimiques	62
I-2-3-3 Les éléments traces	64
a) La Silice (SiO ₂).....	64
b) Le Strontium (Sr ²⁺)	66
c) Le Lithium (Li ⁺).....	66
d) Le Manganèse (Mn ²⁺) et le Fer (Fe)	67
e) Le Cuivre (Cu ²⁺) et le Zinc (Zn ²⁺)	68
I-2-4 Minéralisation des eaux thermominérales.....	68
I-3 L'analyse statistique multivariée	70
I-3-1 Matrice de corrélation	71
I-3-2 L'analyse en composantes principales (ACP)	71
I-3-3 La classification ascendante hiérarchique (CAH)	73
I-4 Indice de saturation.....	76
I-4-1 Le programme PHREEQC	76
I-4-2 Etat de saturation.....	77
I-5 Conclusion.....	77

Chapitre II : Etude des températures des eaux thermominérales

II-1 Introduction.....	81
II-2 Les géothermomètres chimiques.....	81

II-2-1 Les géothermomètres à silice.....	81
II-2-2 Les géothermomètres à cations.....	82
II-2-2-1 Géothermomètre Na/K.....	83
II-2-2-2 Géothermomètre Na-K-Ca.....	83
II-2-2-3 Géothermomètre K/Mg et Mg/Li.....	84
II-2-3 Résultats et discussion.....	84
II-3 Les modèles de mélanges.....	87
II-3-1 Le modèle de mélange du Chlore (Chloride mixing model).....	87
II-3-2 Le modèle de mélange de la silice (SiO ₂).....	88
II-4 Estimation des températures en profondeur à l'aide des indices de saturation.....	89
II-5 Estimation des profondeurs des réservoirs profonds à l'aide du gradient géothermique.....	89
II-6 Conclusion.....	89
 Chapitre III : Caractéristiques isotopiques des eaux thermominérales	
III-1 Introduction.....	93
III-2 Les isotopes d'éléments stables (¹⁸ O et ² H).....	94
III-3 Les isotopes radioactifs (³ H et ¹⁴ C).....	95
III-4 Modèle conceptuel de la circulation des eaux thermales dans la région de Constantine.....	97
III-5 Conclusion.....	97
 CONCLUSION GENERALE	 100
 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	 102

Liste des Figures

PARTIE I : CONTEXTE ET METHODOLOGIE

Chapitre I : Contexte global de l'étude

Fig. 1 Situation géographique de la région de Constantine.....	4
Fig. 2 Carte géomorphologique et de réseau hydrographique de la région de Constantine	5
Fig. 3 Carte des sous-bassins versant du Kerbir Rhumel	6
Fig. 4 Localisation des stations climatologiques étudiées.....	7
Fig. 5 Carte des sous-bassins versant du Kerbir Rhumel	8
Fig. 6 Variation des précipitations moyennes annuelles aux quatre stations	8
Fig. 7, 8 Variation des précipitations/températures moyennes mensuelles aux quatre stations	9
Fig. 9 Diagramme Ombro-thermique aux quatre stations (1990-2014)	11
Fig. 10 Varriation l'ETPc mensuelle calculés par la méthode de Thornthwaite.	11
Fig. 11 Varriation l'ETR selon la formule de Turc,Coutagne et de Thornthwaite (1990-2014).....	16
Fig. 12 a Les grands domaines d'origine alpine en méditerranée occidentale; b Les grands ensembles de l'édifice structural alpin de l'Algérie du nord orientale.	20
Fig. 13 Carte géologique de la zone d'étude (Vila 1980).....	23
Fig. 14 A et B coupes géologiques à travers des profils (AB et CD, voir Fig. 12, Vila 1980)	24
Fig. 15 Corrélation des séries néritiques Constantinoises des régions de Constantine et Oued El Athmania (Vila 1980)	26
Fig. 16 Carte de fracturation de la région de Constantine (Vila 1977, Souag 1985)	30
Fig. 17 a Carte de sismicité de Constantine (Abacha 2018).....	32
Fig. 17 b Une synthèse de sismicité de la région de Constantine (Abacha 2018).....	32
Fig. 18 Carte des frontières actives de plaques lithosphériques (Source : US Geological Survey)	35
Fig. 19 Évolution de la température interne de la Terre en fonction de la profondeur	38
Fig. 20 Carte mondial du flux de chaleur.....	38
Fig. 21 Paysage et morphologie karstiques (Bakalowicz 1999).....	41
Fig. 22 Bilan de l'équilibre calco-carbonique	43
Fig. 23a Systèmes karstiques binaires et unaires (Marsaud 1996) ; b Organisation du drainage en système vaclusien et jurassien (Marsaud 1996)	44
Fig. 24 Les différents compartiments hydrauliques d'un aquifère karstique (Smart et Friedrich 1986).....	44
Fig. 25 Modèle conceptuel de l'organisation spatiale des systèmes karstiques (Mangin 1975).....	45
Fig. 26 Schéma conceptuel du karst (Bakalowicz 2005, modifié d'après Mangin, 1975)	46
Chapitre II : Les sources thermominérales étudiées (présentation et méthodes analytiques utilisées)	
Fig. 27 Carte de répartition des sources d'eaux thermales et froides.....	49
Fig. 28 Coupe géologique des sources thermales d'El hamma Bouziane	50
Fig. 29 Photos de quelques sources thermales étudiées.....	51

Fig. 30 Coupe géologique passant par la source du Boumerzoug. (Durozoy 1960)	52
Fig. 31 Coupe géologique passant par la source de Fésguia (Durozoy 1960)	53

PARTIE II: RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

Chapitre I : Géochimie des eaux souterraines

Fig. 32 Variation de (a) la conductivité électrique, (b) la température des eaux de la région d'étude.	57
Fig. 33 Carte des teneurs en calcium (mg/L)	59
Fig. 34 Carte des teneurs en sodium (mg/L)	60
Fig. 35 Carte des teneurs en chlorure (mg/L).....	61
Fig. 36 Carte des teneurs en sulfate (mg/L)	62
Fig. 37 Carte des teneurs en bicarbonate (mg/L)	63
Fig. 38 (a) Diagramme ternaire Cl-SO ₄ -HCO ₃ , (b) Diagramme de Piper	64
Fig. 39 Faciès chimiques des eaux thermominérales selon la classification de Stabler	65
Fig. 40 Carte des teneurs en silice (mg/L).....	65
Fig. 41 Carte des teneurs en strontium (mg/L).....	66
Fig. 42 Carte des teneurs en lithium (mg/L)	67
Fig. 43 Diagramme: a Ca versus HCO ₃ ; b Ca versus SO ₄ ; c Ca+Mg versus HCO ₃ ; d (Ca+Mg)- (HCO ₃ +SO ₄) versus Na-Cl	69
Fig. 44 Diagramme: a (Ca+Mg)-(HCO ₃ +SO ₄) vs Na-Cl; b Ca/ (HCO ₃ +SO ₄) versus Na/Cl; c Na vs Cl ; d rapport Sr/Ca (‰).....	70
Fig. 45 a, b Projection des variables sur les axes F1-F2, F1-F3, respectivement ; c, d Projection des individus sur les axes F1-F2, F1-F3.	74
Fig. 46 Diagramme de Durov de trois groupes des eaux.	75
Fig. 47 Dendrogramme résultant de la classification hiérarchique de différentes eaux thermominérales	76
Fig. 48 : Indices de saturation pour (a) les eaux thermales, (b) les eaux froides de la région de Constantine.....	79

Chapitre II : Etude des températures des eaux thermominérales

Fig. 49 Températures estimées du réservoir basées sur des géothermomètres à cations	85
Fig. 50 Températures estimées du réservoir basées sur les géothermomètres de la silice	85
Fig. 51 Projection des eaux thermales sur le diagramme ternaire de Giggenbach, 1988.....	86
Fig. 52 Modèle de mélange enthalpie-chlorure pour les eaux thermales de la région de Constantine	87
Fig. 53 Modèle de mélange de la Silice pour les eaux thermales de Constantine.....	88
Fig. 54 Indices de saturation simulés appliquées aux sources thermales de la région de Constantine	91

Chapitre III : Caractéristiques isotopiques des eaux thermominérales

Fig.55 Diagramme δ ¹⁸ O-δ ² H pour les eaux thermominérales de la région de Constantine	96
Fig.56 Schéma hydrogéologique des massifs calcaires de la région de Constantine (Voute 1967).....	96
Fig.57 Modèle conceptuel de la circulation des eaux thermales dans la région de Constantine.....	99

Liste des tableaux

PARTIE I : CONTEXTE ET METHODOLOGIE

Chapitre I : Contexte global de l'étude

Tab.1 Calcul de l'indice d'aridité de De. Martonne.	10
Tab.2 Les coefficients de corrections (K) de chaque mois	12
Tab.3 Calcul de l'ETR par la formule de Turc	13
Tab.4 Les valeurs du déficit d'écoulement selon la formule de Coutagne	13
Tab.5 Calcul de l'ETP mensuelle selon la méthode Thornthwaite (1948)	14
Tab.6 Calcul de l'ETR par la méthode de Thornthwait	17
Tab.7 Calcul du ruissellement et infiltration moyen annuel.	18
Tab.8 Bilans énergétiques internes (Arevalo et al. 2009)	36

PARTIE II: RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

Chapitre I : Géochimie des eaux souterraines

Tab.9 Résumé statistique des paramètres hydrochimiques des eaux thermominérales	56
Tab.10 Matrice de corrélation des éléments chimiques analysés.....	72
Tab.11 Les valeurs propres et pourcentage de variance cumulé.	73
Tab.12 Corrélation variables-facteurs.	73
Tab.13 Concentrations moyennes des paramètres de différents groupes (Déterminé d'après CAH).....	62
Tab.14 Indices de saturations calculés des (a) sources thermales (b) sources froides dans la région d'étude.....	80

Chapitre II : Etude des températures des eaux thermominérales

Tab.15 Les différentes équations des géothermomètres de la silice	85
Tab.16 Profondeurs estimées (km) des réservoirs géothermales de la région de Constantine basées sur les géothermomètres de silice (Quartz).....	92

Chapitre III : Caractéristiques isotopiques des eaux thermominérales

Tab.17 Données isotopiques des eaux thermales de la région de Constantine (Souag 1985).....	97
---	----

Liste des Annexes

Annexe 1 : Les précipitations moyennes mensuelles aux quatre stations (ONM, ANRH).

Annexe 2 : Les températures moyennes mensuelles aux quatre stations (ONM, ANRH).

Annexe 3 : log lithostratigraphique de forage d'El Hamma Bouziane (Mai. 1987).

Annexe 4 : log lithostratigraphique de forage d'Ain Skhouna (Fév. 2001).

Annexe 5 : log lithostratigraphique de forage de Saleh Bey (Oct. 1988).

Annexe 6 : log lithostratigraphique de forage de Sidi M'cid (Sep. 2005).

Annexe 7 : Coupes géoélectriques passant par les forages d'Hammam Zouaoui et Ain Skhouna.

Résumé :

L'objectif principal de cette étude est l'évaluation de la qualité des eaux thermominérales et la connaissance du fonctionnement du système hydrothermal Constantinois, en utilisant différents outils géochimiques et isotopiques. La région d'étude se situe dans le Nord-Est de l'Algérie et comprend des unités géologiques et structurales très hétérogènes et complexes, en particulier les formations carbonatées karstifiées (calcaire et calcaro-dolomitique) d'âge Jurassico-Crétacé. D'un point de vue historique, les ressources thermominérales de la région de Constantine sont exploitées depuis l'époque Romaine, et ce complexe thermal se qualifie comme l'un des plus importants d'Algérie. Ainsi, l'étude présentée a été menée sur vingt échantillons des eaux thermales et froides prélevés dans la région.

L'analyse des données géochimiques obtenues montre généralement que les eaux thermominérales sont de faciès intermédiaire (entre Ca-Mg-HCO₃; Ca-Mg-Cl-SO₄, et Na-K-Cl) avec des températures à l'émergence variées entre 28 °C à 51 °C, caractérisant une géothermie de basse énergie ou également de basse enthalpie. Les différentes caractéristiques géochimiques et isotopiques des eaux thermominérales suggèrent que l'hydrogéochimie des eaux souterraines dans la région est principalement contrôlée par des processus d'interaction eau-roche entre l'eau météorique *"de plus haute altitude (600 m-1200 m) et infiltrée le long des failles profondes et des fractures des massifs carbonatés"*, et les formations carbonatées du mésozoïque et les évaporites triasiques. Les températures du réservoir estimées à l'aide de géothermomètres à silice allant de 40 à 80 °C, similaires à celles calculées par la méthode des indices de saturation, suggèrent que le réservoir correspondant devrait être à moins de 2 km de profondeur. Dans le réservoir géothermique, l'eau souterraine est chauffée par un flux de chaleur et dissout de manière incongrue des minéraux carbonatés/évaporitiques profonds et émerge sous la forme des sources chaudes le long des conduits des failles et des fractures. Au cours de leur remontée en surface, ils sont soumis à divers changements physicochimiques tels que le refroidissement par conduction et la modification de leurs chimismes en raison du mélange avec les eaux froides peu profondes, qui sont clairement indiqués dans les diagrammes de mélange d'enthalpie silice/chlorure.

Mots clés: Système hydrothermal, eaux thermales, géothermomètres de la silice, eaux souterraines froides, diagrammes de mélange.

ملخص:

الهدف الرئيسي من هذه الدراسة هو تقييم جودة المياه المعدنية الحرارية ومعرفة عمل النظام الحراري المائي في منطقة قسنطينة ، باستخدام أدوات جيوكيميائية ونظيرية مختلفة. تقع منطقة الدراسة في الشمال الشرقي للجزائر وتتضمن وحدات جيولوجية وتركيبية غير متجانسة ومعقدة للغاية ، ولا سيما تكوينات الكربونات الكارستية (الحجر الجيري والدولوميت) من العصر الجوراسي-الطباشيري. تاريخيا

، تم استغلال الموارد الحرارية لمنطقة قسنطينة منذ العصر الروماني ، و هذا المجمع الحراري هو أحد أهم الموارد في الجزائر. وبذلك تم تنفيذ الدراسة المقدمة على عشرين عينة من المياه الحرارية والباردة المأخوذة من المنطقة.

أظهر تحليل البيانات الجيوكيميائية التي تم الحصول عليها بشكل عام أن المياه الجوفية هي نوع وسيط بين (Ca-Mg-HCO₃، Ca-Mg، Cl-SO₄، و Na-K-Cl) مع درجات حرارة تتراوح بين 28 و 51 درجة مئوية، حيث تتميز بطاقة حرارية أرضية منخفضة. تشير الخصائص الكيميائية والنظائرية للمياه الحرارية المعدنية إلى أن كيمياء المياه الجوفية في المنطقة يتم التحكم فيها بشكل رئيسي بواسطة عمليات التفاعل بين المياه والصخور المائية بين المياه السطحية (مياه الأمطار) "من ارتفاع عالي (600 متر - 1200 متر) و يتسلل عبر أعطال عميقة وكسور في الكتل الكربونية"، والتكوينات الكربونات للدهر الوسيط والملحية للترياسي. درجات حرارة الخزان المقدرة باستخدام مقاييس الحرارة الأرضية للسيليكا التي تتراوح بين 40 و 80 درجة مئوية، على غرار تلك التي تم تقديرها بواسطة طريقة مؤشر التشبع ، مما يشير إلى أن الخزان الأرضي يجب أن يكون على عمق أقل من كيلومترين. في الخزان الجيوحراري ، يتم تسخين المياه الجوفية عن طريق تدفق حراري حيث يذاب العديد من معادن الكربونات/المتبخرات العميقة بشكل غير متناسق وتظهر هذه المياه على السطح على شكل ينابيع ساخنة على طول قنوات الشقوق و الصدوع. أثناء صعودها إلى السطح ، تتعرض لتغيرات فيزيائية و كيميائية مختلفة مثل التبريد بالتوصيل وتغير في تركيبها الكيميائية بسبب الاختلاط بالمياه الباردة ، والتي يشار إليها بوضوح في مخططات خلط المحتوى الحراري للسيليكا / كلوريد.

الكلمات المفتاحية: النظام الحراري المائي، المياه الحرارية الأرضية، مقاييس السيليكا الأرضية، المياه الجوفية الباردة، مخططات الخلط.

Abstract:

The main objective of this study is the evaluation of the quality of thermomineral waters and the knowledge of the functioning of the Constantine hydrothermal system, using different geochemical and isotopic tools. The study region is located in the North-East of Algeria that includes very heterogeneous and complex geological and structural units, in particular the karstified carbonate formations (limestone and dolomite) of Jurassic-Cretaceous. Historically, the thermal and mineral resources of the Constantine region (Northeastern Algeria) have been exploited since Roman times, and this thermal complex is one of the most important in Algeria. So, this study was conducted on twenty samples of the thermal and cold waters taken from the region.

Analysis of the geochemical data obtained generally shows that the thermomineral waters are an intermediate type (between Ca-Mg-HCO₃ type; Ca-Mg-Cl-SO₄-Type, and Na-K-Cl Type) with discharge temperatures varying from 28°C to 51°C, characterizing a geothermal energy of low enthalpy. The chemical and isotopic characteristics of the thermo-mineral waters suggested that the hydrogeochemistry of groundwater in the area is mainly controlled by water-rock interaction processes between meteoric water "from a higher altitude (600 m- 1200m) and infiltrated through deep faults and fractures of carbonate massifs", and Mesozoic carbonates and the Triassic evaporates. The estimated reservoir temperatures using silica geothermometers ranging from 40 to 80°C, similar to those calculated by the

fluid-mineral equilibria, suggesting that the corresponding reservoir should be at less than 2 km depth. In a geothermal reservoir, the groundwater is heated by heat flow and incongruently dissolves the subsurface minerals and emerges in the form of hot springs along fault and fracture conduits. During their ascent to the surface, they are subjected to various physical and chemical changes such as cooling by conduction and change in their chemical constituents due to the mixing with cold groundwaters, which are clearly indicated in silica and chloride enthalpy mixing diagrams.

Keywords: Hydrothermal system, thermal water, silica geothermometers, cold groundwaters, mixing diagrams.

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'énergie géothermique est la chaleur interne de la terre qui s'est accumulée dans les systèmes hydrothermaux ou dans les roches sèches de la croûte terrestre, en quantités qui constituent des ressources énergétiques. L'Algérie appartient à la partie Nord-ouest de l'Afrique, avec une zone assez vaste fournissant sa géologie complexe et une activité tectonique et sismique, qui génère un potentiel géothermique important. D'un point de vue historique, les activités géothermiques dans la partie Nord de l'Algérie sont connues depuis l'antiquité remontant à la période romaine. Les premières recherches scientifiques menées sur les eaux thermominérales en Algérie, ont été publiées pour la première fois en 1852 où M. Ville publia ses recherches sur « Les roches, les eaux et les gîtes minéraux des provinces d'Oran et d'Alger ». En 1888-1889, J. Bails et M. Ville ont publié des notices sur les sources thermales et minérales d'Algérie. Entre 1900 et 1950, plusieurs chercheurs ont commencé à s'intéresser aux chimismes des eaux thermominérales en Algérie (Hanriot 1911 ; Pouget et Chouchak 1923 ; Dalloni et Marius 1928 ; Guigue 1940,1947). En 1974, Pierre Verdeil a établi une première carte détaillée (à 1/500000) des eaux minérales, thermales et thermominérales en Algérie, dans le cadre de l'Association Internationale des Hydrogéologues (A.I.H.).

L'exploration géothermique en Algérie a débuté en 1967 par la société nationale de pétrole SONATRACH. À partir de l'année 1980, les études ont commencé à se développer à l'ensemble du Nord de l'Algérie, Verdeil (1982) a publié son article sur le thermalisme algérien dans son cadre géostructural «*Algerian thermalism in its geostructural setting - How hydrogeology has helped in the elucidation of Algeria's deep-seated structure* ». Ce dernier a regroupé les sources thermales du Nord de l'Algérie et de la Tunisie en quatre zones thermales selon des considérations géologiques et thermiques: (1) zone thermique «Oran-Relizane-Tiaret», (2) zone thermique «Cherchel-Ténés-Gafsa-Benghazi -Alexandrie », (3) zone thermique « Constantine-El Kef-Maktar », (4) zone thermique « Annaba-Tebersouk-Takrouana » ; ces zones sont liées aux formations carbonatées dans la partie Nord-Est et des dolomites dans la partie Nord-Ouest (Verdeil 1982 ;Issaâdi 1992 ;Saïbi 2015). En 1982, la société nationale d'énergie électrique SONALGAZ a lancé les études d'exploration géothermique du Nord et de l'Est de l'Algérie en collaboration avec la société italienne ENEL (ENEL 1982). Depuis 1983, le Centre Des Énergies Renouvelables d'Algérie (CDER) a poursuivi les études sur la géothermie au niveau de tout le Nord de l'Algérie. Cet aspect de la recherche a été développé de manière très intéressante jusqu'à présent par plusieurs auteurs (Dib 1985; Issaâdi 1992, Fekraoui 1988; Rezig 1991; Bouchareb-Haouchine 1993; Kedaid et Mesbah, 1996; Lahlou et al.1998; Saïbi et al.2006; Kedaid, 2007; Dib, 2008; Saïbi, 2009; Bahri et al.2011, Bouchareb-Haouchine 2012; Saïbi 2015; Belhai et al. 2016; Belhai et al. 2017; Foued et al. 2017; Djemmal et al. 2017 ; Bouaïcha 2018 ; Kouadra et al. 2019) qui ont fourni des informations importantes sur les conditions géologiques, tectoniques, et l'origine de la thermalité et de la minéralisation

INTRODUCTION GÉNÉRALE

des eaux hydrothermales. Ces études ont montré que le Nord de l'Algérie a un grand nombre de sources thermales ; plus de 240 sources thermales ont été découvertes et leurs exploitations sont actuellement limitées à des fins thérapeutiques (Lahlou et al. 1998 ; Saibi 2015).

Dans la partie Nord-Est de l'Algérie, la région de Constantine contient un important potentiel géothermique où plusieurs sources thermales sont reconnues depuis l'antiquité pour leur propriété physicochimique et thermique (Dib 1985 ; Bouchareb-Haouchine 2012). Cette région, qui a connu de nombreuses activités tectoniques et sismiques, est caractérisée par une hétérogénéité des formations carbonatées calcaro-dolomitiques très karstifiées d'âge Jurassico-Crétacé (Voute 1967 ; Durand Delga 1969 ; Vila 1980). D'après Durozoy 1960 et Souag 1985 « *Les ressources en eaux souterraines de la région de Constantine dépendent directement ou indirectement des massifs calcaires très karstifiés environnants* », ce qui confirme l'hypothèse d'un système aquifère carbonaté hydrothermal possédant un degré de karstification. En fonction des caractéristiques de l'aquifère, en particulier de son degré d'hétérogénéité, la géométrie, la direction et la continuité des systèmes de fractures ouvertes ou des conduits karstiques, influent considérablement sur les circulations et les écoulements des eaux souterraines. Malgré toutes sortes de difficultés, certains chercheurs ont présenté des études très importantes et spécialisées sur le système karstique Constantinois (Durozoy 1952,1955, 1960; Coiffait et al 1975 ; Thomas 1983,1986 ; Souag 1985 ; Feraga 1986 ; Djebbar 1991, 2005). Ces travaux ont mis en évidence l'existence d'un vaste aquifère profond qui s'étend le long des formations carbonatées des massifs septentrionaux. Avec des débits de 800l/s (Djebbar 2005), cet aquifère représente le réservoir principal d'eau de la région de Constantine qui contribue à plus de 90 % de toute l'alimentation en eau potable (AEP), l'industrie et l'irrigation dans cette région.

Par conséquent, l'étude des ressources en eau (thermale et minérale) de la région de Constantine revêt un grand intérêt scientifique qui permet, d'une part, d'évaluer la qualité chimique des eaux souterraines et, d'autre part, d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement du système hydrothermal Constantinois et plus précisément les mécanismes qui conditionnent la circulation et la minéralisation des eaux thermominérales. Ainsi, cette étude nous permettra de répondre à un certain nombre de questions fondamentales telles que :

- *L'état actuel de la qualité chimique des eaux thermominérales ;*
- *L'origine de la minéralisation des eaux, et sa relation avec les différentes formations carbonatées karstifiées du Crétacé et évaporitiques du Trias ;*
- *La profondeur et la température du réservoir géothermal Constantinois, ainsi que la possibilité de mélanger des eaux chaudes et froides ;*

INTRODUCTION GÉNÉRALE

- *La relation " tectonique/fracturation - système hydrothermal ", c'est-à-dire le rôle des différents accidents tectoniques et la fracturation dans la circulation et l'émergence des eaux thermominérales.*

Pour obtenir des réponses effectives à ces questions, nous allons essayer de combiner les différentes données lithologiques, structurales, géophysiques et hydrogéologiques avec les outils géochimiques et isotopiques, afin de développer un modèle conceptuel susceptible d'expliquer l'origine, le mode d'alimentation, la circulation, le mode de réchauffement et l'émergence des eaux thermominérales de la région de Constantine. Ainsi, cette thèse est organisée en deux parties principales :

- *La première partie présente le cadre général de l'étude et les méthodes analytiques appliquées, elle contient deux chapitres : le premier fournit une description générale des différentes caractéristiques géologiques, hydrogéologiques, morphostructurales et tectoniques de la région de Constantine, ainsi qu'une synthèse bibliographique sur les systèmes géothermiques, karstiques, et le thermalisme du Nord de l'Algérie ; le deuxième chapitre est une présentation de l'ensemble des sources thermominérales étudiées et les différentes méthodes et techniques des analyses géochimiques et isotopiques appliquées.*
- *La deuxième partie se concentre sur l'étude et la présentation des principaux résultats de cette recherche à l'aide de différents outils géochimiques, statistiques, géothermométriques et isotopiques. Cette partie comprend trois chapitres : le premier est consacré à l'étude des caractéristiques géochimiques des eaux thermominérales qui permettront d'établir les relations entre la composition chimique des eaux et celles des roches traversées. Ainsi qu'un traitement statistique des données géochimiques et l'application des modèles géochimiques et thermodynamiques qui permettra de mieux comprendre les processus de la minéralisation des eaux souterraines, en particulier l'interaction "eau-roche"; le deuxième chapitre s'intéresse à l'évaluation de la température du réservoir géothermal Constantinois à l'aide des différentes méthodes de la géothermométrie chimiques et l'approche de l'indice de saturation ; le troisième chapitre est entièrement consacré à l'étude de la composition isotopique des eaux thermominérales à l'aide des isotopes de la molécule d'eau (Deutérium ^2H et Oxygène ^{18}O) avec l'exploitation des anciennes données fournies par les isotopes radioactifs (^3H et ^{14}C), qui permettent de déterminer l'origine, l'altitude de la recharge, l'âgeetc. Au terme de ce dernier chapitre, nous essaierons d'utiliser ces résultats et les différentes données géologiques, hydrogéologiques et structurales afin de proposer un modèle hydrogéochimique conceptuel simplifié du fonctionnement du système hydrothermal de la région de Constantine.*

Partie I : Contexte et Méthodologie

Cette partie a pour but de définir le contexte global de l'étude et les méthodes analytiques appliquées. Elle est composée de deux chapitres :

- *Le premier chapitre présente le contexte général de la région d'étude et se divise en deux parties distinctes ; la première présente les différentes caractéristiques de l'environnement de la région de Constantine, en particulier les caractéristiques géologiques, hydroclimatologiques, hydrogéologiques, tectoniques et sismiques. La deuxième expose une synthèse bibliographique sur les systèmes géothermiques et karstiques à l'échelle régionale et locale (structure, modes de fonctionnement).*
- *Le deuxième chapitre est consacré à la présentation de l'ensemble des sources thermominérales (localisation et conditions géologiques d'émergences des différentes sources froides et thermales) et les méthodes analytiques appliquées (depuis les aspects d'échantillonnage, les méthodes in situ et les méthodes d'analyse au laboratoire).*

Chapitre I : Contexte global de l'étude

I-1 Description générale de la région de Constantine

La région de Constantine se trouve à l'extrême Nord-Est de l'Algérie (Entre latitude : 36°00' à 36°35'N et longitude : 6°00' à 7°00'E), précisément à 245 km des frontières Algéro-tunisiennes et à 90 km au Sud de la mer méditerranée (Fig.1). Administrativement, elle est délimitée au Nord par la wilaya de Skikda, à l'Est par la wilaya de Mila et Sétif, à l'ouest la wilaya de Guelma, au Sud par la wilaya d'Oum el Bouaghi et Batna.

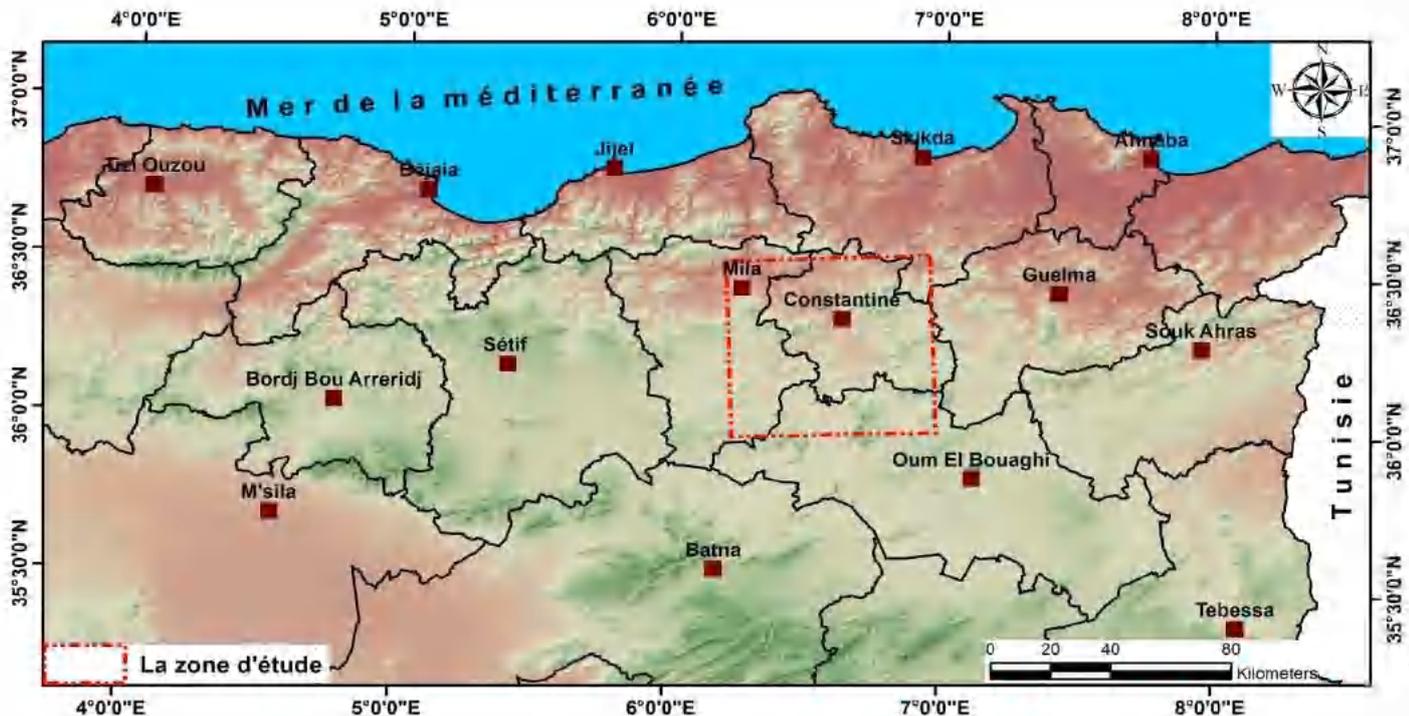
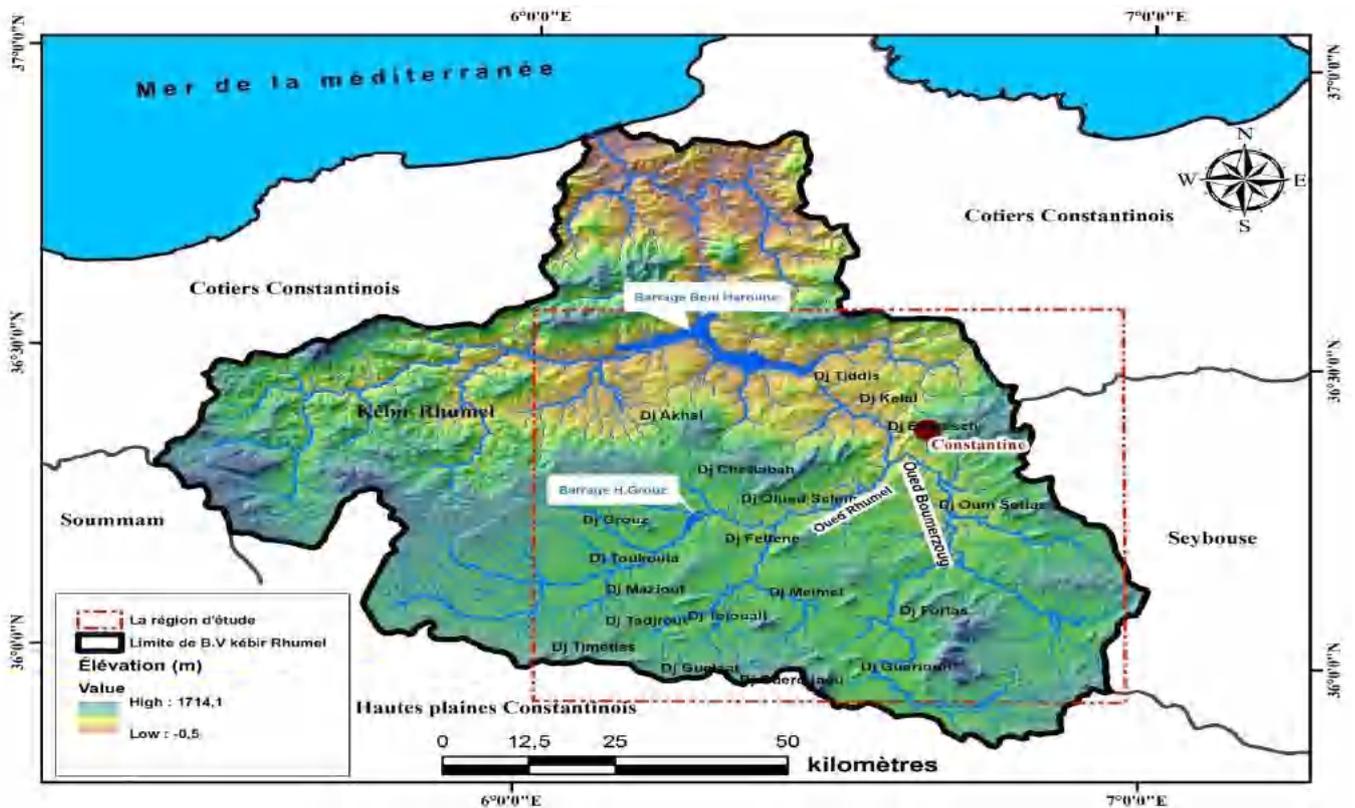


Fig. 1 Situation géographique de la région de Constantine.

I-2 Géomorphologie et hydrographie

La région d'étude se trouve dans la partie septentrionale ce qu'on appelle « les massifs calcaires néritiques constantinois ». Elle s'étend d'Ouest en Est, au Sud, elle est limitée par les monts de Ain mlila, il s'agit : Djebel Guerioune (1729m), Dj Fortase (1477 m). Au Nord, les massifs du Kheneg (600m) et Djebel kellal (1256m), à l'Ouest par les massifs du Djebel Chettabah (1259m), Dejebel Grouz (1187m) et Djebel lakhal (1540 m). À l'Est par Djebel Oum Settas (1326m) (Fig. 2). Ces massifs calcaires représentent plus de 90 % des calcaires à l'affleurement avec une altitude moyenne de 900 m. La région de Constantine fait partie du bassin versant kebir-Rhumel, il contient partiellement les sous bassins Rhumel-Smendou, Boumerzoug et Rhumel-Seguine (Fig. 3). Elle est caractérisée par un réseau hydrographique assez dense, dont la ville de Constantine elle-même est le point de confluence de deux principaux cours d'eau ; Oued Bou Merzoug (de direction N-S en amant

puis devient NW-SE en aval) et Oued Rhumel (une direction varie le long de son parcours.) et qui traverse les gorges de Constantine (Fig. 2).



Source : ANRH(2005)

Fig. 2 Carte géomorphologique et de réseau hydrographique de la région de Constantine.

I-3 Climat et végétation

La région est caractérisée généralement par un climat semi-aride avec un hiver pluvieux et froid et un été sec et chaud avec une moyenne pluviométrique varie de 500 mm à 700 mm par an. Ce climat est soumis à des influences continentales avec des écarts de température considérable en toute saison (Mebarki 2005). Ce régime semi-aride permet l'existence de forêts de pins et chaînes vertes sur les reliefs des massifs telles que : Djebels de Chettabah, Dj Ouach et Dj Grouz. Dans les plaines environnantes, la région est vouée à la production céréalière, en revanche, au niveau des terrasses d'Oued, on trouve des arbres fruitiers et des cultures maraîchères.

I-4 Hydroclimatologie

La région de Constantine se caractérise par un climat méditerranéen, qui se caractérise par des étés chauds et secs et des hivers doux et humides. Dans cette région, les précipitations sont relativement abondantes (les précipitations annuelles varient de 350mm/an pour les territoires Sud, et à près de 700 mm/an pour la partie Nord) mais elles sont très irrégulièrement réparties d'une année

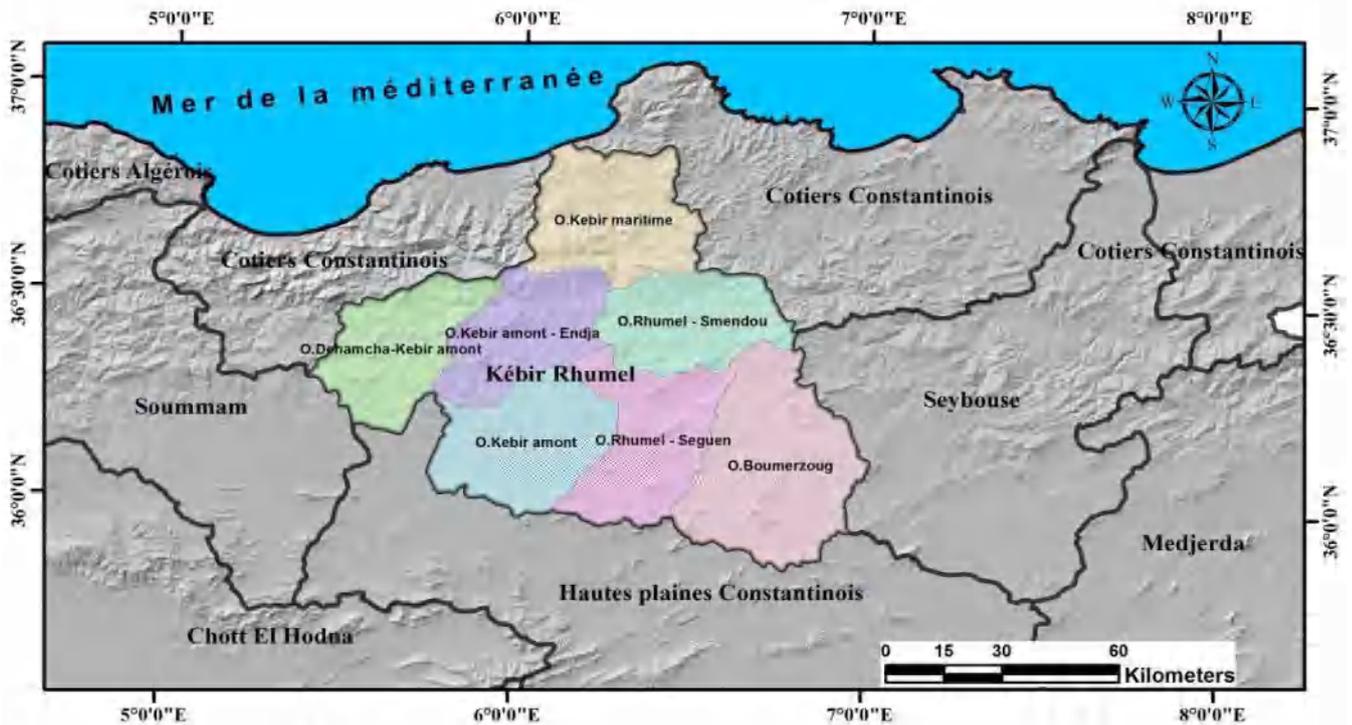


Fig. 3 Carte des sous-bassins versant du Kerbir Rhumel

Source : ANRH (2005)

à l'autre, les chutes de neiges y sont fréquentes. Les températures marquent globalement deux saisons, l'une chaude en été caractérisée par une forte aridité et fort pouvoir évaporant qui détermine la tendance générale du climat, se marque surtout dans les basses plaines, et l'autre froide en hiver, où les températures peuvent chuter jusqu'à 5 à 10°C. Sur le bassin versant kebir-Rhumel est équipé d'environ 22 stations pluviométriques (ANRH 1993). Les sous-bassins renferment notre région d'étude disposent de plusieurs postes d'observation pluviométrique, ces stations sont représentées sur la carte (Fig. 4) qui montre l'emplacement de quatre stations climatologiques (Constantine, Hammam Grouz, Ain El Tine et Beni Haroune) que nous avons utilisées dans cette recherche.

I-4-1 Précipitation

L'étude pluviométrique constitue la partie la plus importante de l'hydrologie, car elle a pour but de déterminer les quantités d'eau précipitée qui sont ensuite disponibles pour être entraînées vers leurs trois destins différents: infiltration, ruissellement et évapotranspiration. Dans la région de Constantine, à cause de l'irrégularité des précipitations et de l'insuffisance de pluies, la pluviométrie joue un rôle très important au point de vue d'évaluation des ressources en eau. La carte pluviométrique annuelle du Nord Algérie (ANRH, 1993 ; Fig. 5) montre que la région de Constantine dans l'ensemble se caractérise par une pluviosité moyenne annuelle entre 300 et 700 mm avec une augmentation du Sud au Nord. Les données météorologiques utilisées dans cette étude ont été recueillies auprès de l'Office National de Météorologie (O.N.M) et l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) pour

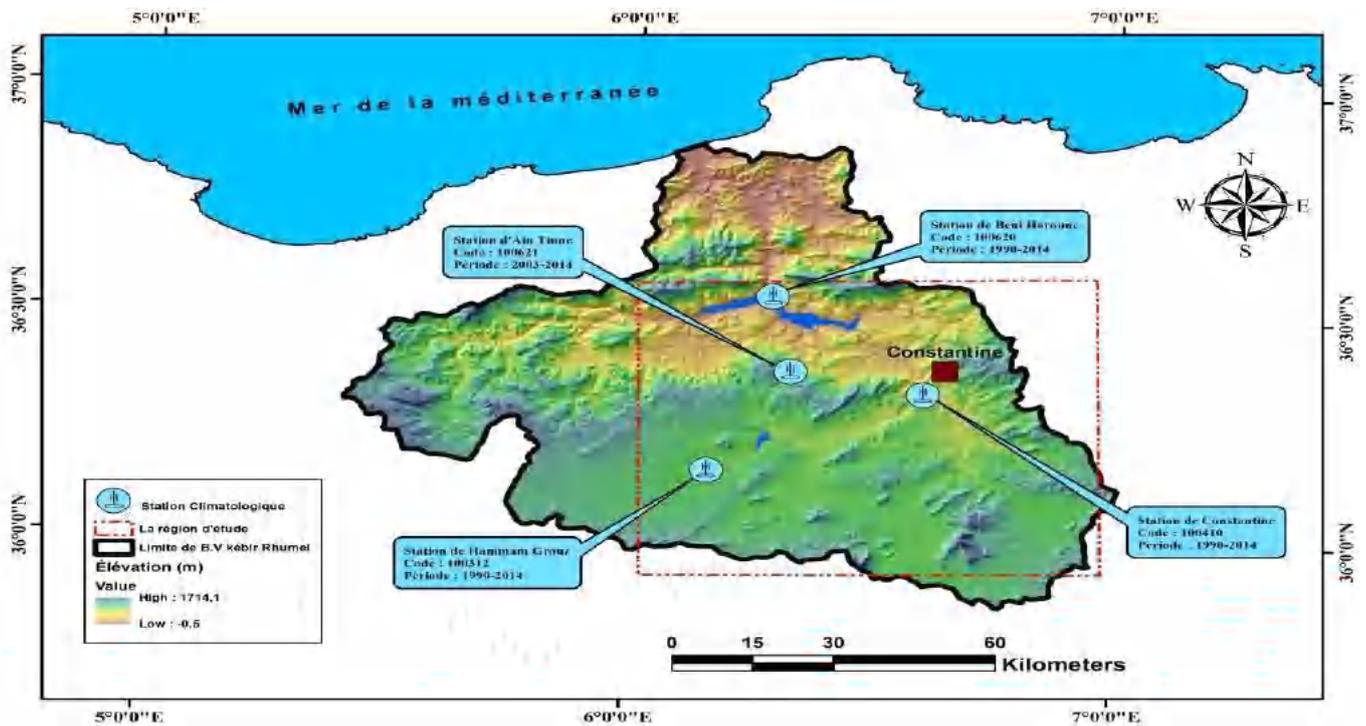


Fig. 4 Localisation des stations climatiques étudiées.

les quatre stations sur une période de 24 ans, à l'exception de la station d'Ain El Tin (11 ans). Ces données sont résumées dans le Tableau (Annexe 1,2). Les résultats de précipitations moyennes annuelles et mensuelles (Fig. 6 et 7) indiquent clairement qu'en 24 ans le mois de juillet est le mois le plus sec tandis que le mois de janvier est le mois le plus humide avec des précipitations moyennes mensuelles allant jusqu'à 90 mm. Au cours de cette période, nous constatons que l'année 1996 est une année très sèche (*PMann* entre 264 et 307 mm) et l'année 2002 une année exceptionnellement très humide avec des précipitations moyennes annuelles élevées de plus de 750 mm au niveau de la station de Constantine.

I-4-2 Températures de l'air

La température de l'air est l'une des variables climatiques les plus importantes et particulièrement cruciale en hydrologie. Elle joue un rôle déterminant où elle contrôle l'intensité de plusieurs paramètres et phénomènes tels que : l'évapotranspiration, le déficit d'écoulement et le bilan hydrique. Le tableau (Annexe 2) représente les données des températures moyennes mensuelles relatives aux quatre stations de Constantine, H.Grouz, Ain El Tine et Beni Haroune pour une durée d'observation de 24ans. La représentation graphique de températures (Fig. 8) montre que les mois de décembre, janvier et février sont les mois les plus froids avec une moyenne minimum au mois de janvier (6°C), tandis que les mois de juin, juillet et aout sont les mois les plus chauds avec des températures moyennes maximales de 26 à 31° C en juillet.

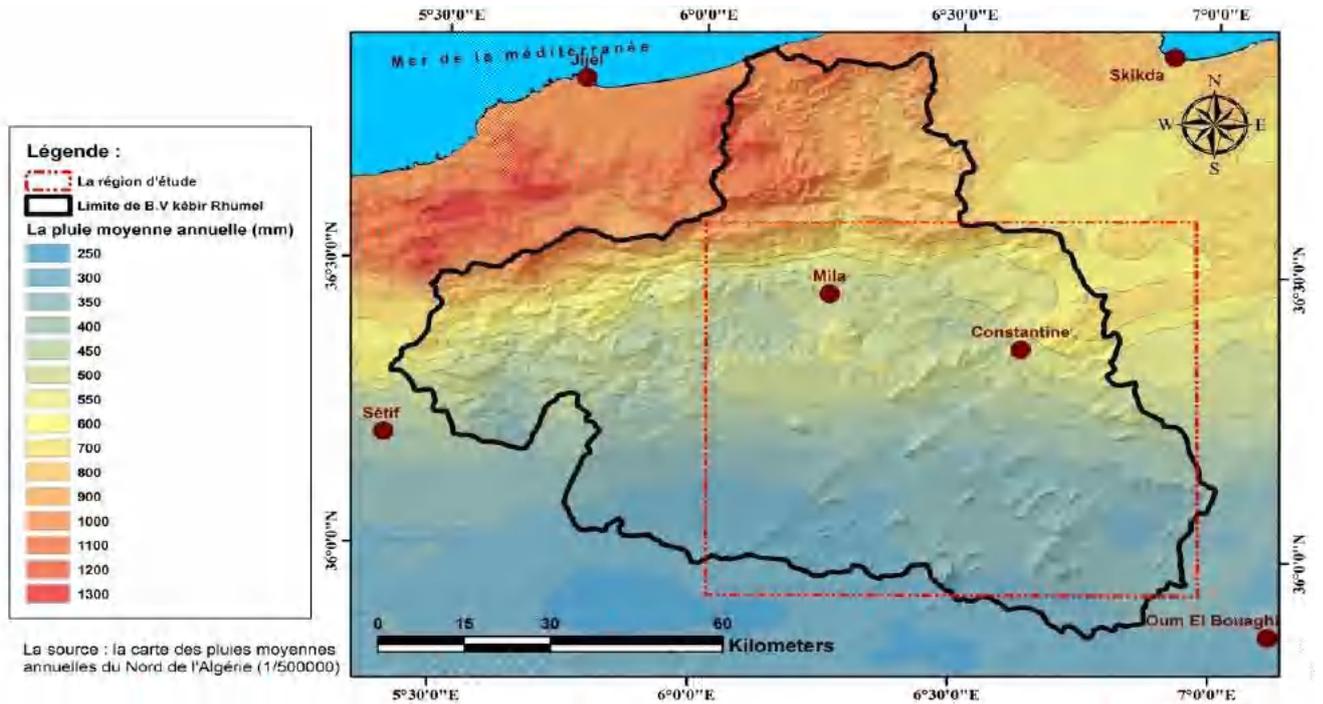


Fig. 5 Carte des sous-bassins versant du Kerbir Rhumel

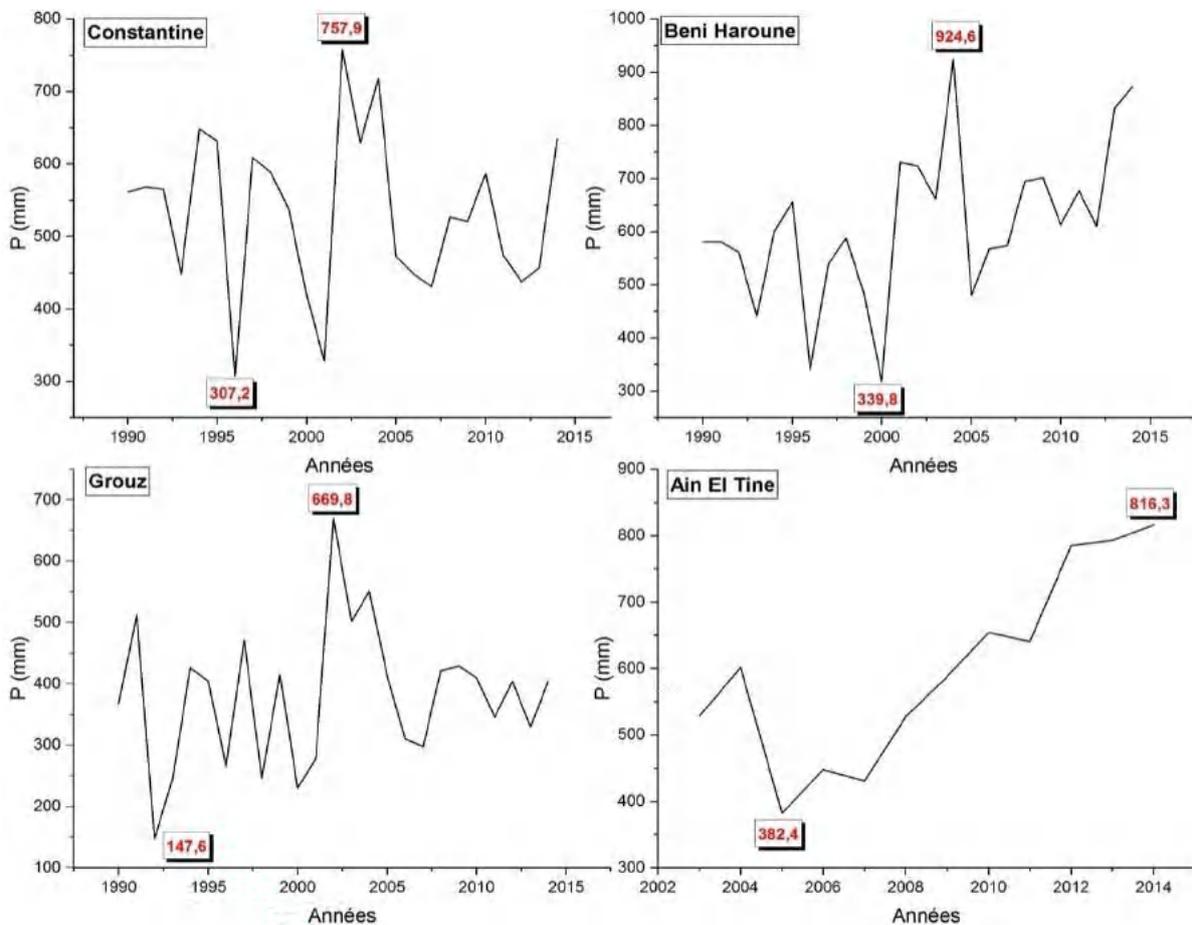


Fig. 6 Variation des précipitations moyennes annuelles aux quatre stations.

I-4-3 Relation « Précipitation –température »

a) Diagramme ombrothermique de GAUSSEN

Bagnauls et Gaussen (1957) proposent une classification de climat en fonction des régimes ombrothermiques. Le bilan hydrique annuel étant considéré comme déterminant pour la végétation, il importe de connaître la longueur de la saison sèche. Par définition, sera biologiquement sec tout mois dont le total des précipitations P (mm) est égal ou inférieur au double de la température mensuelle moyenne exprimée en ($^{\circ}\text{C}$).

La représentation graphique de ce diagramme à partir des données de températures et de précipitations de quatre stations (Fig. 9) montre que la période sèche s'étale sur six mois (Octobre jusqu'à Mai) alors que la période humide s'étend de novembre à avril.

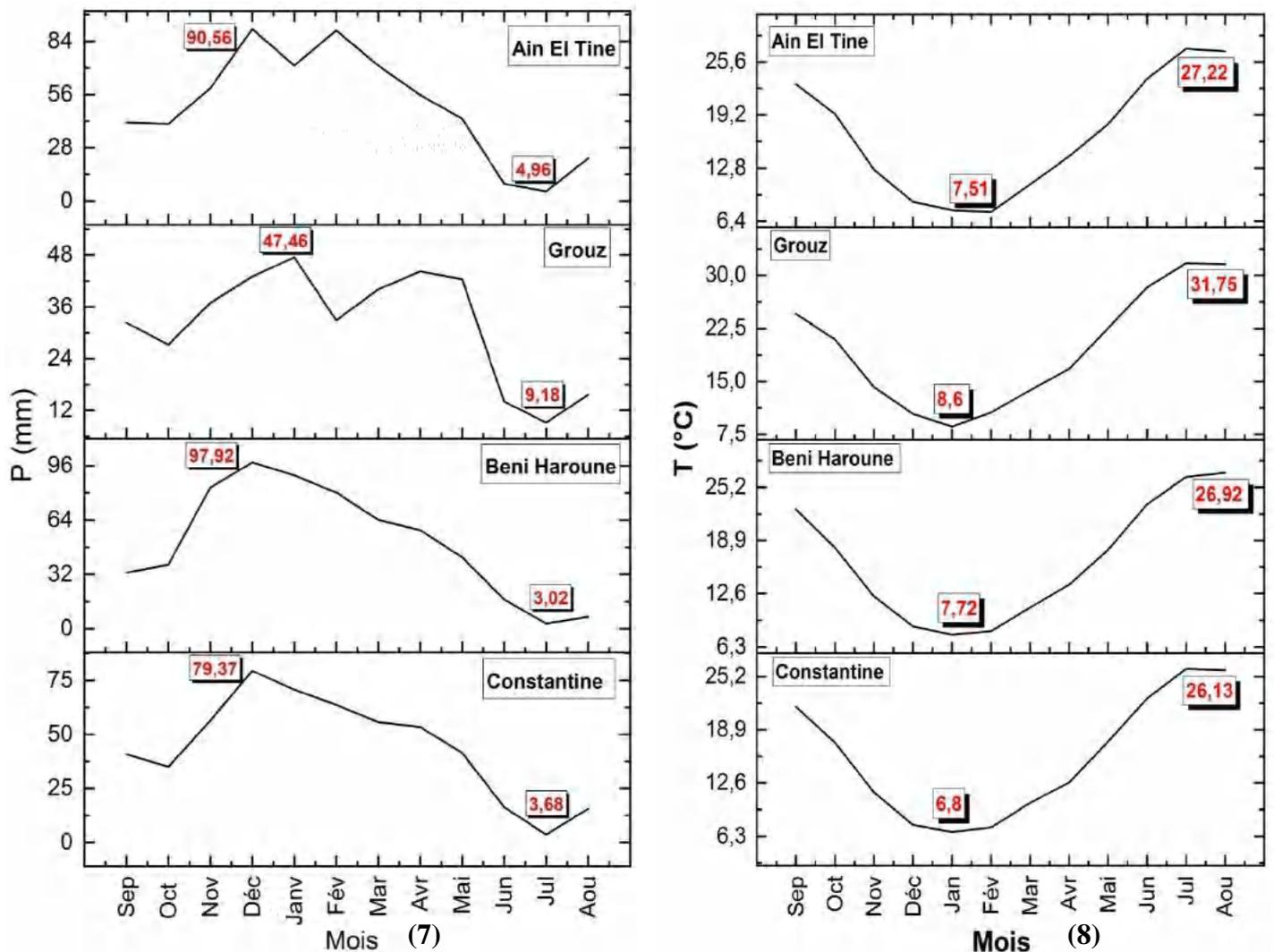


Fig. 7, 8 : Variation des précipitations/températures moyennes mensuelles aux quatre stations.

b) Détermination de l'aridité (indice de De. Martonne)

En 1923, De Martonne a défini l'indice de l'aridité qui est fonction de la température et la précipitation selon la formule suivante :

$$A = P/(T+10)$$

Où: A : indice de De Martonne, P : précipitations moyennes annuelles, (mm). T : température moyenne annuelle, (°C). Selon De Martonne : ($A < 5$; type de climat est hyperbolique ; $5 < A < 7.5$ désertique ; $7.5 < A < 10$ steppique ; $10 < A < 20$ semi-aride et $A > 20$ tempéré)

Tableau 1: Calcul de l'indice d'aridité de De. Martonne.

Station	Constantine	Beni Haroune	Grouz	Ain El Tine
P (mm)	532,2	614	385,25	599,5
T (°C)	15,6	16,	19,5	16,6
A	20,8	23,3	13	22,5

Le tableau 1 montre les valeurs de l'indice d'aridité au niveau de quatre stations où elles sont comprises entre 13 et 23. Donc, selon la classification de "De Martonne", la région de Constantine est caractérisée par un climat semi-aride a tempéré.

I-4-4 Évapotranspiration

L'évapotranspiration est la combinaison de l'évaporation des surfaces de la terre et de l'eau et de la transpiration des plantes. C'est un processus physique (L'évaporation: c'est le mécanisme suivant lequel l'eau passe de l'état liquide à l'état gazeux et qui se produit sur les surfaces d'eau libre, le sol et la végétation), aussi bien que biologique (la transpiration qui représente l'évaporation de l'eau absorbée puis transpirée par la végétation). L'évapotranspiration joue un rôle important dans l'hydrologie ainsi qu'est une composante importante du cycle de l'eau et de l'équilibre.

On distingue souvent deux aspects différents de l'évapotranspiration: l'évapotranspiration potentielle et l'évapotranspiration réelle.

I-4-4-1 Évapotranspiration potentielle :

Évapotranspiration potentielle également nommée aussi *l'évapotranspiration de référence* (ET_0). Le concept d'évapotranspiration potentielle a été introduit par Thornthwaite (1948) et Penman (1948), en distinguant le volume d'eau qui est effectivement évapotranspiré et celui qui pourrait être évapotranspiré. L'évapotranspiration potentielle est la quantité maximale d'eau susceptible d'être évaporée sous un climat donné par un couvert végétal continu bien alimenté en eau.

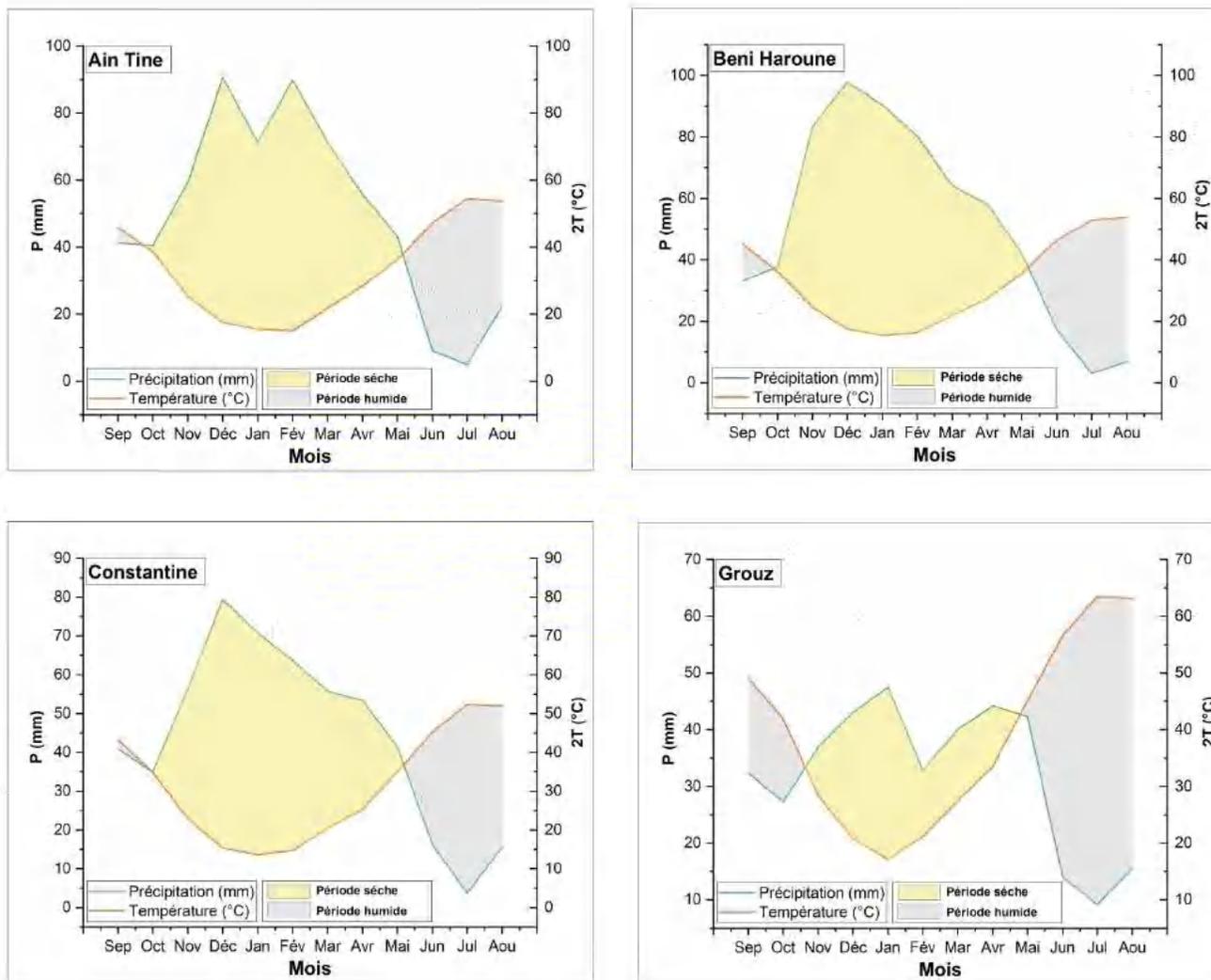


Fig. 9 Diagramme Ombro-thermique aux quatre stations (1990-2014)

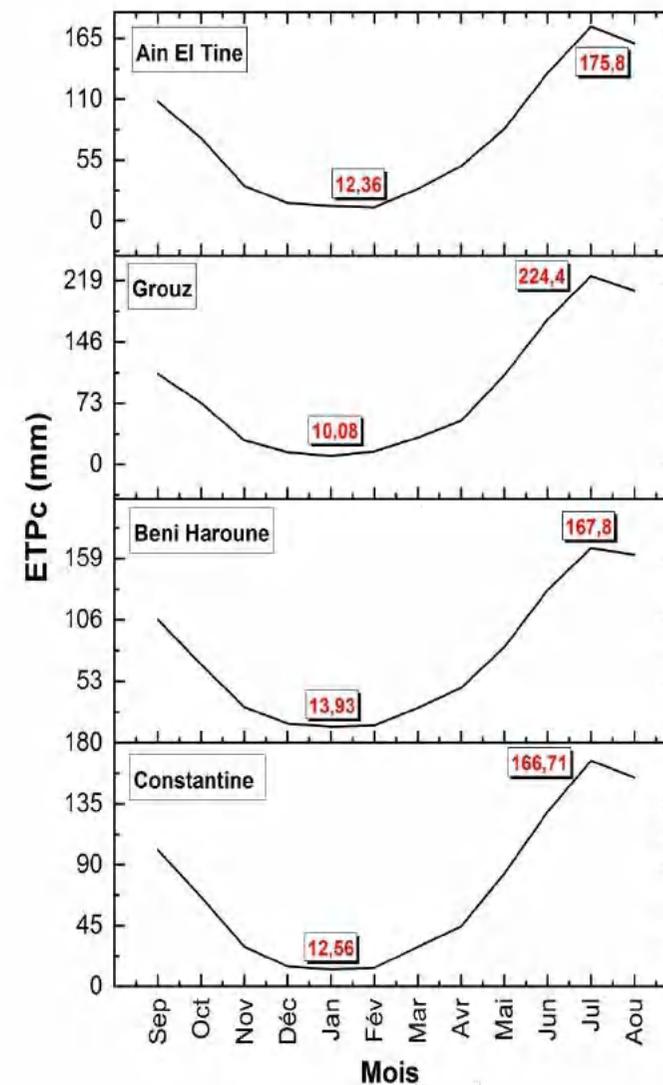


Fig. 10 Variations de l'ETPc mensuelles calculés par la méthode de Thornthwaite.

Pour l'estimation de ce paramètre, plusieurs auteurs (Blaney, Criddle, Turc, Thornthwaite..) proposèrent des formules pour le calculer, mais nous n'avons pas utilisé toutes ces formules par manque de données nécessaires à leurs applications, on a choisi seulement la formule de Thornthwaite.

Selon Thornthwaite (1948), l'évapotranspiration potentielle mensuelle se calcule en fonction de la température moyenne selon l'équation suivante :

$$ETP = 16 \times (10 \times T/I)^a$$

Avec : ETP = évapotranspiration potentielle mensuelle (mm).

$$a = (1.6 \times I/100) + 0.5 = (16 \times I/1000) + 0.5$$

T = la température moyenne mensuelle (°C)

I = la somme des indices mensuels (i) de l'année sachant que : $i = (T/5)^{1.514}$

L'évapotranspiration potentielle mensuelle (mm) la corrigée est alors calculée par application du coefficient de correction mensuel (Tab.2).

$$ETP_c = ETP \times K$$

Le tableau 5 montre les résultats d'ETPc calculés par la méthode de Thornthwaite, où l'évapotranspiration potentielle mensuelle (corrigée) évolue progressivement de 12,36 mm obtenue au mois de février pour atteindre son maximum (224.39 mm) au mois d'août (Fig. 10).

Tableau 2 : Les coefficients de corrections (K) de chaque mois.

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
K	1.03	0.97	0.86	0.84	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16

I-4-4-2 Évapotranspiration réelle (ETR)

Une évapotranspiration réelle (ou *le déficit d'écoulement DE*) est la quantité totale d'eau qui s'évapore du sol, des plantes ou de la surface libre de l'eau en raison du processus d'évaporation et de transpiration. À cet effet, il existe plusieurs méthodes de calcul par des formules empiriques établies par de nombreux auteurs qui permettent d'évaluer la valeur d'évapotranspiration réelle en fonction de la température et de la pluviométrie. Nous avons utilisé dans notre travail les formules suivantes :

a) Formule de TURC :

En 1951, Turc. L, propose une formule empirique (prenant en compte la température) basée sur l'hypothèse qu'il vérifie en 1954 que, lorsque la précipitation croît, l'évaporation tend vers une limite supérieure qui est fonction de la température. Cette formule est applicable à tous les climats, elle est fonction de la précipitation/température moyenne annuelle.

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

Avec : $L = 300 + 25T + 0,05 T^3$

Où : P : pluie moyenne annuelle, en mm ; L : paramètre de température (mm) T: température moyenne annuelle (°C).

Tableau 3 : Calcul de l'ETR par la formule de Turc

	P (mm)	T(C°)	L (mm)	ETR (mm)
Constantine	532,1	187,4	333914,4	473,13
Beni Haroune	613,9	196,5	384566,6	531
H.Grouz	385,2	233,9	646165,4	383,21
Ain El Tine	599,4	199,7	403870,7	525,56

b) *Formule de Coutagne*

Cette formule a été donnée par *Coutagne A. (1954)* pour calculer l'évaporation ou plutôt le déficit d'écoulement (DE) qui correspond à l'évapotranspiration. Le déficit d'écoulement est exprimé par la formule :

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

La condition pour l'application de cette formule est :

$$1/8\lambda < P < 1/2\lambda \text{ avec } \lambda = 1/(0,8+0,14T)$$

- Si $P > 1/2\lambda$: le déficit est indépendant de P, et il est obtenu à l'aide de la formule suivante : $De = 0,20+0,035T$.
- Si $P < 1/8\lambda$: le déficit est égal à la précipitation : $De = P$.

Où : P : pluie moyenne annuelle (m) ; T : température moyenne annuelle de l'air (°C) ;
 λ : Désigne un facteur dépendant de la température moyenne annuelle.

Tableau 4 : les valeurs du déficit d'écoulement selon la formule de Coutagne.

	P (m)	T (°C)	λ	$\frac{1}{2\lambda}$	$\frac{1}{8\lambda}$	De (mm)
Constantine	0,532	15,61	0,334	1,493	0,373	437,33
Beni Haroune	0,613	16,37	0,323	1,546	0,386	492
H.Grouz	0,385	19,49	0,283	1,764	0,441	385,26
Ain El Tine	0,599	16,64	0,319	1,565	0,391	484,64

Tableau 5 : Calcul de l'ETP mensuelle selon la méthode Thornthwaite (1948)

Station de Constantine													
Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Jui	Aou	Année
P (mm)	40,8	34,9	56,4	79,4	70,7	63,6	55,7	53,4	41,4	16,3	3,6	15,6	532,17
T (°C)	21,6	17,3	11,4	7,6	6,8	7,3	10,2	12,6	17,4	22,6	26,1	25,9	15,61
i	9,1	6,6	3,5	1,9	1,6	1,8	2,9	4	6,6	9,8	12,2	12,1	72,43
ETP (mm)	98	68,3	34,2	17,6	14,4	16,4	28,4	40,3	68,9	105,8	134,4	133,1	760,19
K	1,03	0,97	0,86	0,84	0,87	0,85	1,03	1,1	1,21	1,22	1,24	1,16	/
ETP_C(mm)	101	66,2	29,4	14,8	12,5	13,9	29,2	44,3	83,4	129	166,7	154,4	845,33
Station de Beni Haroune													
Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Jui	Aou	Année
P (mm)	33	37,8	83,2	97,9	90,3	80,2	64,1	58	42	17,2	3	6,9	613,9
T (°C)	22,6	18	12,3	8,7	7,7	8,1	10,9	13,6	17,8	23,2	26,4	26,9	16,37
i	9,8	6,9	3,9	2,3	1,9	2	3,2	4,5	6,8	10,2	12,4	12,8	77,19
ETP (mm)	103,1	69,8	35,8	19,7	16	17,5	29,3	43,1	68,3	108,1	135,4	139,8	786,19
K	1,03	0,97	0,86	0,84	0,87	0,85	1,03	1,1	1,21	1,22	1,24	1,16	/
ETP_C(mm)	106,2	67,7	30,8	16,6	13,9	14,9	30,2	47,4	82,6	131,9	167,9	162,1	872,4
Station de Hammam Grouz													
Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Jui	Aou	Année
P (mm)	41,27	40,52	59,32	90,56	71,27	89,79	71,28	55,7	43,25	9,06	4,96	22,44	599,42
T (°C)	22,9	19,3	12,6	8,7	7,75	7,5	10,9	14,2	18,1	23,5	27,2	26,9	16,64
i	10	7,7	4	2,34	1,9	1,8	3,2	4,8	7	10,4	13	12,7	79,31
ETP (mm)	104,5	77,2	36,4	19,1	15,3	14,5	28	45	68,8	109,8	141,7	138,5	799,23
K	1,03	0,97	0,86	0,84	0,87	0,85	1,03	1,1	1,21	1,22	1,24	1,16	/
ETP_C(mm)	107,6	74,9	31,3	16	13,3	12,3	28,8	49,4	83,3	133,9	175,8	160,7	887,8
Station d'Ain El Tinne													
Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Jui	Aou	Année
P (mm)	32,3	27,26	36,9	43,	47,4	32,872	40	44,1	42,3	14	9,1	15,608	385,26
T (°C)	24,5	20,9	14,2	10,4	8,	10,6	13,7	16,7	22,5	28,2	31,7	31,5	19,5
i	11,1	8,7	4,8	3	2,3	3,1	4,6	6,2	9,8	13,8	16,4	16,2	100,26
ETP (mm)	105,1	75,5	33,3	17,2	11,6	17,9	31	47,2	88	141,8	180,9	178,6	928,5
K	1,03	0,97	0,86	0,84	0,87	0,85	1,03	1,1	1,21	1,22	1,24	1,16	/
ETP_C(mm)	108,3	73,27	28,63	14,48	10	15,27	31,9	51,9	106,5	173	224,4	207,2	1045,1

c) *Méthode du bilan de Thornthwaite*

Afin de classer tous les climats dans le monde, l'Américain Charles Warren Thornthwaite a proposé en 1948 une méthode pour calculer le bilan moyen mensuel et annuel de l'eau dans laquelle intervient une évaluation théorique de l'évapotranspiration potentielle à partir de la température et de la durée d'insolation. Cette méthode permet de calculer les différents paramètres du bilan hydrique, en particulier l'évapotranspiration réelle (déficit d'écoulement réel) à partir du calcul de l'évapotranspiration potentielle.

Cette méthode est couramment utilisée par les hydrologues puisqu'elle permet d'établir un bilan hydrologique mensuel et donne pour chaque mois : l'évapotranspiration réelle (ETR), mm ; la réserve facilement utilisable (RFU), mm ; le déficit agricole (Da), mm ; l'excédent (le ruissellement à l'échelle du bassin versant) (EX), mm.

D'après Thornthwaite, le calcul de l'évapotranspiration réelle mensuelle (ETR) dépend de la valeur de la quantité facilement utilisable (RFU) selon les cas suivants :

- Si les précipitations du mois sont supérieures à l'ETP, alors l'ETR est égale à l'ETP.
- Quand les précipitations sont inférieures à l'ETP, si la somme des précipitations (P) et des réserves facilement utilisables (RFU) sont supérieures à l'ETP, l'ETR est égale à l'ETP. Alors que, dans le cas où la somme (P+RFU) est inférieure à l'ETP, l'évapotranspiration réelle (ETR) est égale à la somme (P+RFU).
- Dans le cas de précipitations inférieures à l'ETP et les réserves facilement utilisables sont insuffisantes (RFU=0), l'ETR est égale aux précipitations.

Le déficit agricole est calculé par la formule suivante : $Da = ETP_i - (P + RFU_{(i-1)})$. On commence le calcul par le mois de Septembre où on considère que la RFU est nulle, pour notre cas, on prend la RFU maximum égale à 100 mm.

L'examen du tableau 6 montre que :

- Le déficit agricole moyen est de l'ordre de 565,3mm, il arrive à son maximum durant les mois de juillet et août.
- Les valeurs de l'excédent vont de 134.9 à 220 (mm) avec une totalité excédentaire moyenne annuelle est de 135.4 qui servent à l'alimentation des eaux souterraines.
- Une différence significative est observée entre les valeurs d'évapotranspiration potentielle et réelle, où l'ETP moyenne annuelle est de l'ordre de 912.65 mm (Tab....) alors que l'ETR moyenne annuelle est de 382.8 mm.

Le calcul de l'évapotranspiration réel (ETR) au niveau de quatre stations par les différentes méthodes de Turc, Coutagne et Thornthwaite (Fig. 11) montre que cette dernière varie de 384.6 à

474.3 (mm), ce qui correspond à 83 % de la pluviométrie moyenne annuelle. Ceci signifie que le 20% restant peut participer à l'alimentation des réserves souterraines et/ou le ruissellement superficiel.

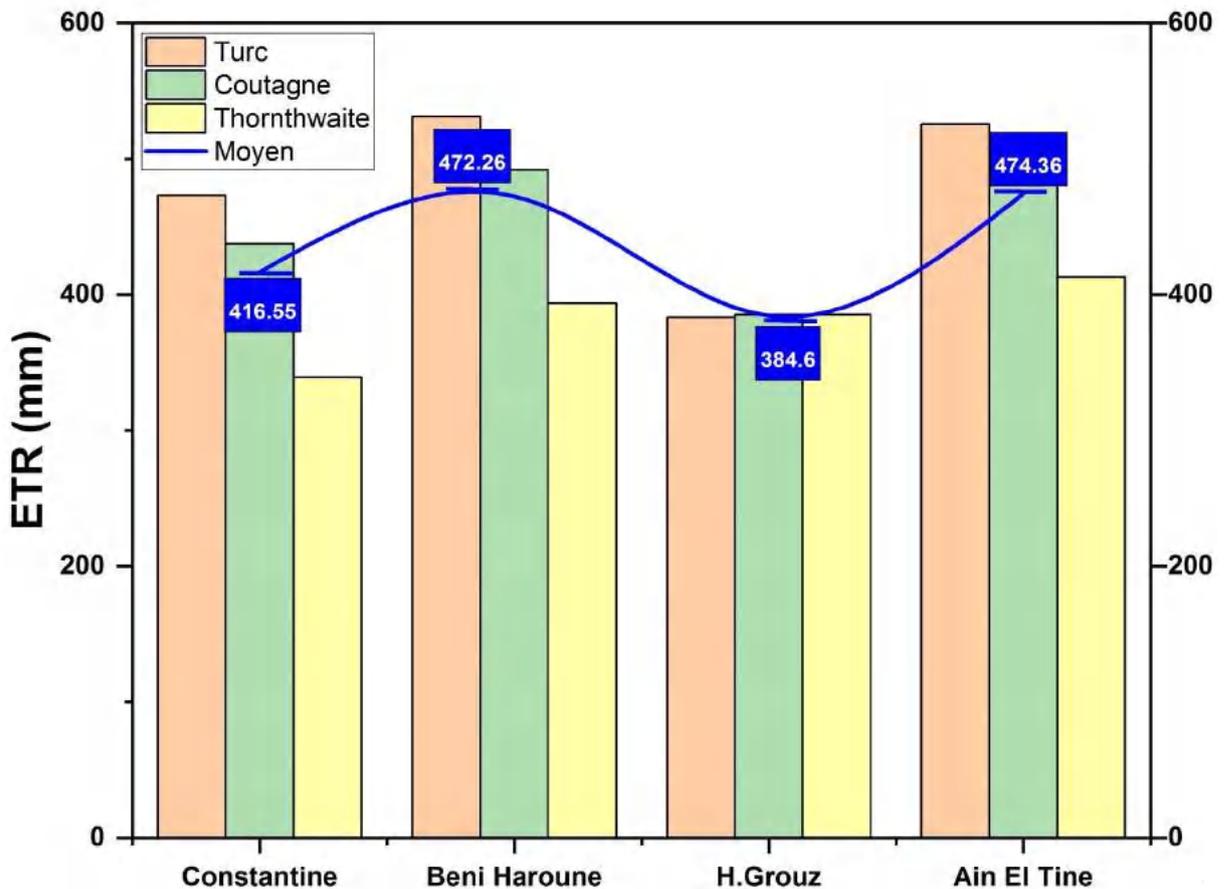


Fig. 11 Variation l'ETR selon la formule de Turc, Coutagne et de Thornthwaite, aux quatre stations (1990-2014).

I-4-4-3 Etablissement d'un bilan hydrique (méthode de Thornthwaite)

L'expression générale du bilan hydrique s'écrit comme suit :

$$P = ETR + R + I$$

Où : P : précipitation moyenne annuelle, mm ; ETR : évapotranspiration réelle moyenne selon le bilan de Thornthwaite, (mm) ; Le ruissellement (R) est calculé par la formule de Tixeront-Berkaloff, en mm : $R = P^3 / 3(ETPc)^2$; I : infiltration, en mm. Elle est calculée par la formule suivante : $I = P - (ETR + R)$.

Les résultats de ces calculs (Tab.7) nous montrent que l'ensemble de la lame d'eau ruisselé et infiltré est égal à 154.23 mm et représente 27% des précipitations moyennes annuelles tombées sur la région d'étude.

Tableau 6 : Calcul de l'ETR par la méthode de Thornthwait.

Station de Constantine													
Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Jui	Aou	Année
P (mm)	40,8	34,9	56,4	79,3	70,7	63,7	55,7	53,3	41,4	16,3	3,6	15,6	532,1
ETP (mm)	101	66,2	29,5	14,8	12,5	13,9	29,2	44,3	83,4	129	166,7	154,4	845,3
RFU	0	0	27	91,5	100	100	100	100	57,9	0	0	0	576,4
ETR	40,8	34,9	29,5	14,8	12,5	13,9	29,2	44,3	83,4	16,3	3,68	15,6	339,2
Déficit	60,1	31,2	0	0	0	0	0	0	0	54,8	163	138,7	448
Excédent	0	0	0	0	49,7	49,7	26,5	9	0	0	0	0	134,9
Station de Beni Haroune													
Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Jui	Aou	Année
P (mm)	33	37,8	83,2	97,9	90,3	80,2	64,1	58	42	17,1	3	6,9	613,9
ETP (mm)	106,2	67,7	30,8	16,6	13,9	14,9	30,2	47,4	82,6	131,9	167,9	162,1	872,4
RFU	0	0	52,4	100	100	100	100	100	59,3	0	0	0	611,8
ETR	33	37,8	30,8	16,58	13,9	14,9	30,1	47,4	82,6	76,5	3	6,9	393,8
Déficit	73,1	29,9	0	0	0	0	0	0	0	55,3	164,8	155,2	478,5
Excédent	0	0	0	33,7	76,3	65,4	33,9	10,6	0	0	0	0	220
Station de Hammam Grouz													
Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Jui	Aou	Année
P (mm)	32,3	27,2	36,9	43	47,4	32,9	40	44,1	42,3	14	9,1	15,6	385,2
ETP (mm)	108,3	73,3	28,6	14,5	10	15,2	31,9	51,9	106,5	173	224,4	207,2	1045,1
RFU	0	0	8,26	36,8	74,1	91,7	100	92,2	28	0	0	0	431,3
ETR	32,3	27,2	28,6	14,5	10	15,2	31,9	51,9	106,5	42,1	9,1	15,6	385,3
Déficit	75,9	46	0	0	0	0	0	7,7	64,2	159	215,2	191,6	759,7
Excédent	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	/
Station d'Ain El Tinne													
Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Jui	Aou	Année
P (mm)	41,2	40,52	59,3	90,5	71,2	89,8	71,2	55,7	43,2	9	4,96	22,4	599,4
ETP (mm)	107,6	74,9	31,3	16	13,3	12,3	28,8	49,4	83,3	133,9	175,8	160,7	887,8
RFU	0	0	27,9	100	100	100	100	100	59,9	0	0	0	587,8
ETR	41,2	40,5	31,3	16	13,3	12,3	28,8	49,4	83,3	68,9	4,9	22,4	412,9
Déficit	66,3	34,4	0	0	0	0	0	0	40	124,9	170,8	138,3	574,9
Excédent	0	0	0	2,4	57,9	77,4	42,4	6,2	0	0	0	0	186,4

Tableau 7 : Calcul du ruissellement et infiltration moyen annuel.

	ETP (mm)	ETR (mm)	P (mm)	R (mm)	I (mm)	R+I (mm)	(R+I) % des précipitations
Constantine	845.3	339.2	532.1	70.3	122,6	192.9	36,25 %
Beni Haroune	872.4	393.8	613.9	101.3	118,7	220.1	35,85 %
H.Grouz	1045.1	385.3	385.2	17.4	-	17.44	4,52 %
Ain El Tine	887.8	412.9	599.4	91	95.4	186.5	31,11 %
<i>Moyenne</i>	<i>912,65</i>	<i>382,8</i>	<i>532,65</i>	70	84,2	154,23	27 %

*(-): Impossible d'estimer cette valeur dans un terrain karstique.

Généralement, la lame d'eau (ruisselée et infiltrée) représente 27 % des précipitations, ce qui joue un rôle important dans l'alimentation et le renouvellement des aquifères dans la région.

I-5 Contexte géologique et hydrogéologique

I-5-1 Historique des travaux

La région de Constantine est particulièrement intéressante du point de vue géologique, où elle est caractérisée par des affleurements de formations géologiques très hétérogènes et des activités tectoniques et sismiques élevées. Tous ces facteurs sont favorables à la formation des structures géologiques complexes, en particulier sous forme des massifs calcaires très karstifiés d'âge jurassico-crétacé dite "môle néritique constantinois". Malgré de la difficulté de connaissance ce milieu, de nombreux auteurs ont mené des études sur la région qui ont traité de l'aspect géologique et tectonique tels que Durozoy 1960, Voute 1967, Durand Delga 1969etc. Guirand (1973) dans son travail sur le bassin du Hodna et des régions voisines et pour expliquer la différence de faciès et le style structural entre le môle néritique et les domaines du Hodna septentrionale et de l'avant-pays nord-aurésien suggère l'allochtone du môle néritique Constantinois. Cette hypothèse a été confirmée par les études de Vila (1974 ; 1978 ; 1980) où il l'a nommée « la nappe néritique Constantinoise », selon Vila (1978) "*Les massifs calcaires constantinois sont constitués par une série jurassico-crétacée carbonatée épaisse, recouverte par un mince Sénonien transgressif et dépourvue d'Eocène. L'existence de ce Sénonien permet de définir les nappes telliennes au Sud de Constantine et d'en préciser l'extension. Ces massifs présentent un bord méridional chevauchant reconnu en sondage avec localement une flèche de 25km. Ils recouvrent des séries crétacées de faciès différent ou du Miocène marin : c'est la "nappe néritique constantinoise".* À la suite de ses travaux, Vila a créé et publié en 1977 la première carte géologique à l'échelle locale (1/200.000) sur la région de Constantine avec sa notice explicative détaillée sur l'aspect lithologique et les principales structures tectoniques. À partir de l'année 1990, les auteurs ont commencé à s'intéresser aux aspects structuraux et tectoniques (Chadi

1991, Coiffait 1992, Aris 1994, Chadi 2004, Benabbas 2006) où ils ont abordé le cadre morphostructurale, tectonique et micro tectonique du bassin de Constantine.

I-5-2 Géologie régionale

L'Algérie au point de vue géostructurale est divisé en deux unités structurales séparées par un accident tectonique dénommé *l'accident sud-atlasique* : l'une au Sud, c'est la plate-forme saharienne qu'elle est relativement stable (Fig. 12a), où la tectonique est moins prononcée. Et l'autre au Nord, qui porte l'empreinte de la tectonique alpine, il s'agit la chaîne alpine d'Afrique du Nord ou chaîne des Maghrébides qu'elle fait partie de l'orogène alpin périméditerranéen (Durand-Delga, 1969) d'âge Tertiaire qui s'étend de l'Ouest à l'Est sur 2000 km depuis l'Espagne du Sud à l'arc calabro-sicilien.

La région de Constantine fait partie de chaîne des Maghrébides qui dénommée aussi *le domaine des nappes de charriage* ou *allochtone* où il a connu des phases de déformations mésocénozoïques aboutissant à la mise en place de nappes de charriages (Fig. 12b). Dans ce domaine, on distingue trois ensembles principaux du Nord au Sud : (1) Domaine interne, (2) domaine des flyschs et (3) domaine externe.

I-5-2-1 Domaine interne

Ce domaine est formé d'éléments issus de la dilacération de la plaque d'Alboran : socle cristallophyllien continental aminci et couverture sédimentaire du Paléozoïque au Tertiaire. Cette couverture peut être en partie désolidarisée de son socle pour former des nappes de charriages. On attribue au socle (Bouillin 1977 et Raoult 1974) trois ensembles lithologiques : (1) un ensemble cristallophyllien inférieur, formé de gneiss à intercalations, parfois puissantes, de marbres et d'amphibolites. (2) Un ensemble cristallophyllien supérieur, comportant « des schistes satinés ou phyllades, des grés et des porphyroïdes oeillés ». (3) La couverture sédimentaire paléozoïque du socle cristallin, peu ou pas métamorphique, dont les séries comprennent des termes de l'Ordovicien, du Silurien, du Dévonien, ainsi que du Carbonifère inférieur.

I-5-2-2 Domaine des Flyschs

Le domaine des nappes de flyschs correspond à un secteur marin profond et mobile du Jurassique moyen au Burdigalien. Il est lié, jusqu'à l'Eocène supérieur, à la bordure sud de la plaque d'Alboran. Au Crétacé inférieur des flyschs terrigènes relativement proximaux se déposent dans la partie nord du bassin (flysch Maurétanien), Gélard (1969) et des flyschs distaux dans le sud (flysch Massylien), Raoult (1969). À l'Oligocène et au Miocène basal, un flysch grés-micacé (le flysch Numidien) se dépose en discordance sur les premiers contacts tectoniques séparant les unités du domaine interne et la nappe du flysch Maurétanien. Les séries gréseuses de la nappe numidienne se sont formées durant l'Aquitainien et le Burdigalien basal, probablement dans le sud du bassin

Massylien et tout à fait au nord du domaine externe tellien. Les flyschs reposent, avec des modalités structurales variées, sur les zones internes et occupent une position allochtone par rapport aux zones externes. La nappe numidienne correspond aux formations les moins tourmentées.

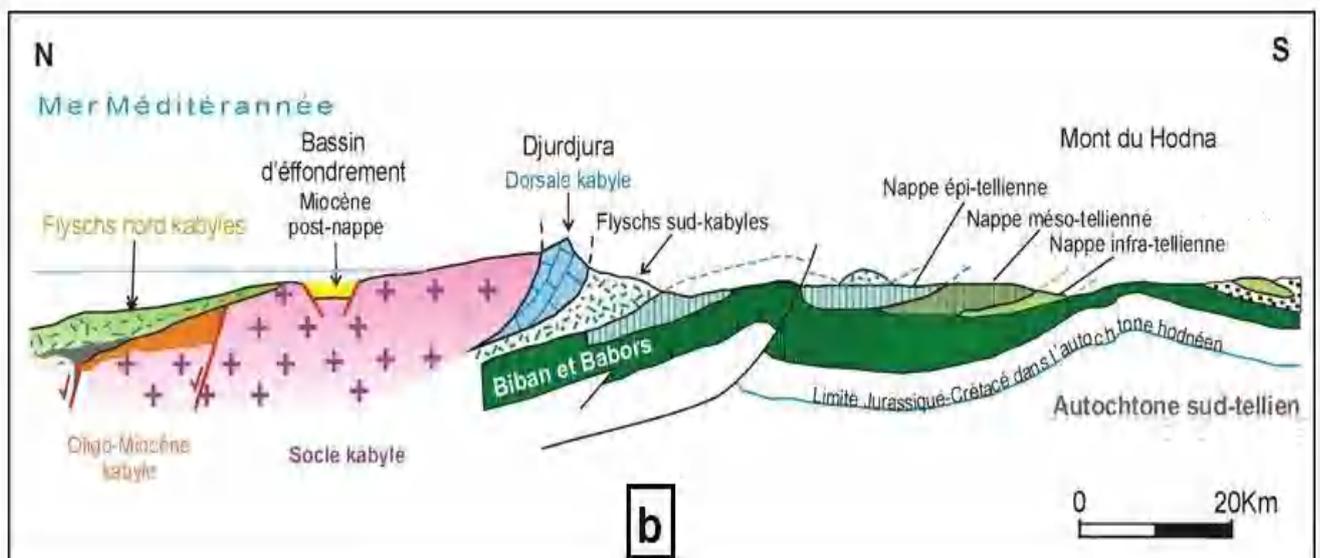
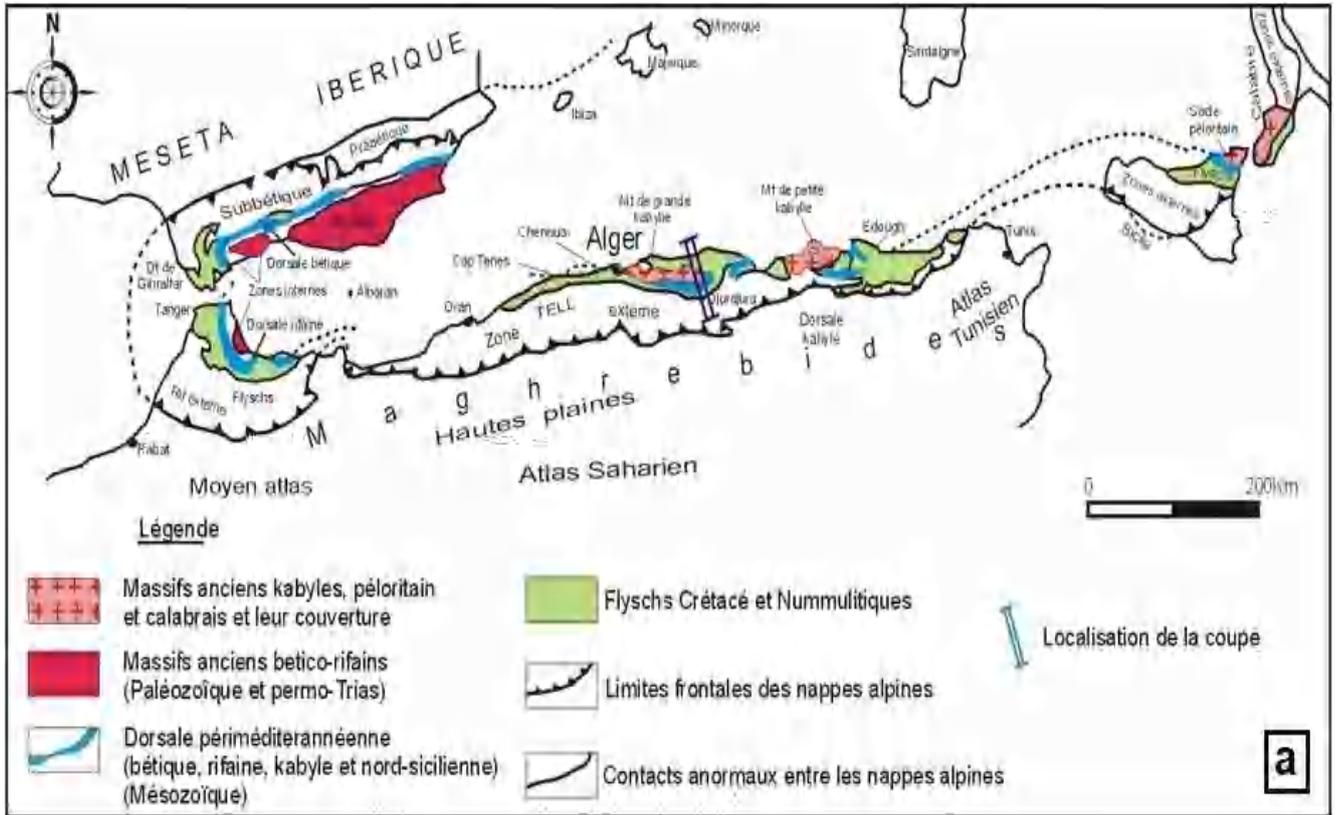


Fig. 12 : a Les grands domaines d'origine alpine en méditerranée occidentale; b Les grands ensembles de l'édifice structural alpin de l'Algérie du nord oriental.

(Durand-Delga 1969)

I-5-2-3 *Domaine externe*

Le domaine externe représente la marge téthysienne du continent africain, on peut distinguer deux grands types de séries : (1) Les séries telliennes et (2) Les séries de l'avant pays.

a) *Les séries telliennes*

Les séries telliennes sont représentées par d'épaisses formations à dominante marneuse qui seraient issues du sillon tellien. Ces séries ont été découpées par les phases tectoniques tertiaires en trois grandes unités (Vila, 1980):

Les unités ultratelliennes: dont les formations typiques du Crétacé inférieur sont constituées par des marno- calcaires claires.

Les unités telliennes sensu stricto : avec un Crétacé inférieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes et où les intercalations des faciès néritiques restent modérées du Crétacé supérieur à l'Eocène.

Les unités péni-telliennes et les unités méridionales à Nummulites : elles sont caractérisées par la prépondérance des faciès néritiques du Crétacé supérieur à l'Eocène. Ces séries montrent de grandes affinités avec celles de leurs avants- pays méridionaux (le sillon des Sellaoua, les unités sud-sétifiennes et le môle néritique constantinois). Généralement, elles sont surmontées tectoniquement par les nappes de l'unité tellienne sensu stricto.

b) *Les séries de l'avant pays allochtone*

Les séries de l'avant pays allochtone ont été regroupées en trois grandes unités (Vila 1980):

Unité néritique constantinoise : Les séries néritiques constantinoises forment des massifs isolés (Fig.15), de tailles variables, caractérisées principalement par des formations carbonatées, du Mésozoïque. Cette unité fut considérée pendant longtemps comme autochtone, Durand Delga (1969) ; elle est allochtone et chevauche, pour Vila (1980), les écailles de Sellaoua et les unités sud-sétifiennes. L'autochtonie de cette unité est reprise par Chadi (1991) et Coiffait (1992). Une certitude cependant, durant les phases tectoniques alpines, cette unité s'est comportée de façon rigide.

Unités sud- sétifiennes : ces unités considérées par Savornin (1920) comme « bati pré-saharien », ont été décrites par Vila (1980) sous l'appellation « ensemble allochtone sud-sétifien ». Elles sont caractérisées par des séries mésozoïques de plates-formes admettant des intercalations pélagiques.

Unités des Sellaoua : Ces unités sont issues d'un sillon allongé du Sud-Ouest au Nord-Est. Elles affleurent au sud-est des massifs composant l'unité néritique constantinoise et comprennent essentiellement des terrains marno-calcaires crétacés avec un léger apport détritique dans le Crétacé supérieur. Le Paléocène et le Lutétien supérieur sont marneux, par contre l'Yprésien est carbonaté et riche en Nummulites ; l'Oligocène est signalé par Vila (1980) et par Coiffait (1992). L'écaillage de

ces séries est attribué à des raccourcissements considérables ayant provoqué des chevauchements de grandes ampleurs.

Le para autochtone Nord-Aurésien : Il constitue le bord septentrional de l'autochtone atlasique. Ce para-autochtone est défini par l'ensemble des structures formées par les monts d'Aïn Yaghout et par les Djebels (Hanout, Guellif, Sidi Reghis) dans la région d'Aïn Kercha et d'Oum El Bouaghi. Cet ensemble a été violemment affecté par la tectonique alpine. Le Trias de la région des lacs peut être interprété comme le coeur d'un vaste pli couché.

L'autochtone Nord-Aurésien : Il s'agit là du domaine atlasique, caractérisé par un ensemble secondaire, plissé à la fin de l'Eocène selon des directions atlasiques, et par un Trias diapirique d'âge aptien, plus à l'Est, dans la région de l'Ouenza et les monts de Tébessa. (Farah 1991).

I-5-3 Analyse lithostratigraphique

Dans la région de Constantine les terrains affleurants sont très variés et représentent une stratigraphique assez complète, elle débute au Trias pélitique de la série néritique constantinoise surmonte par les séries telliennes, et les formations post-nappe caractérisées par leur faciès (Fig. 13) :

- a) Une série carbonatée du Jurassique au Crétacé moyen (la nappe néritique constantinoise) (Fig. 14a), est constituée des formations calcaires ou dolomitiques et représentée par les massifs de Chettaba-Karkara, Rocher de Constantine, Kellal, Felten Sellem et Oum Settas-Mazela.
- b) Une série détritique ressentie essentiellement "marneuse" qui se termine au Quaternaire : ce sont les nappes telliennes recouvrent les plaines entre les massifs calcaires (Fig. 14b).

I-5-3-1 La nappe néritique constantinoise

Trias

Les formations triasiques se trouvent dans les affleurements des massifs du Kheneg, Djebel Akhal et au Sud des massifs du Felten et de l'Oum Settas. Le Trias est caractérisé essentiellement par des formations évaporitiques (des argiles vertes et gypse broyé), il apparaît en position anormale sous forme de pointements diapiriques qui jalonnent les accidents tectoniques.

Jurassique (Jurassique supérieur)

Le jurassique supérieur est essentiellement carbonaté, Il s'agit des dolomies noires, largement cristallins, surmontées par une barre de 90 à 100m de calcaires massifs. Il apparaît au Frikia, et à la base de la série de Kerkera aux massifs de Chettabah et bordure des massifs du Djebel Kheneg (Fig.14).

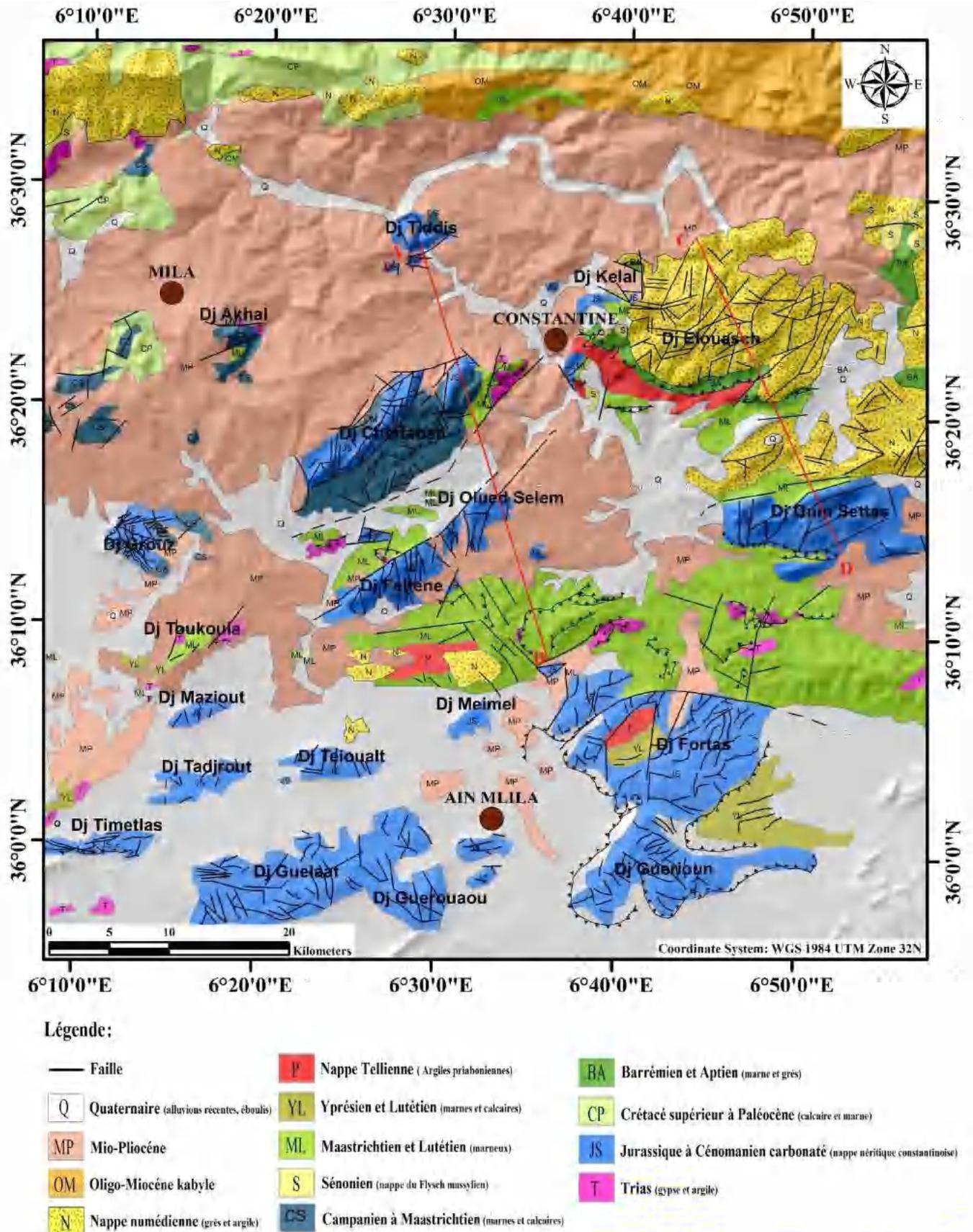


Fig. 13 Carte géologique de la zone d'étude (Vila 1980)

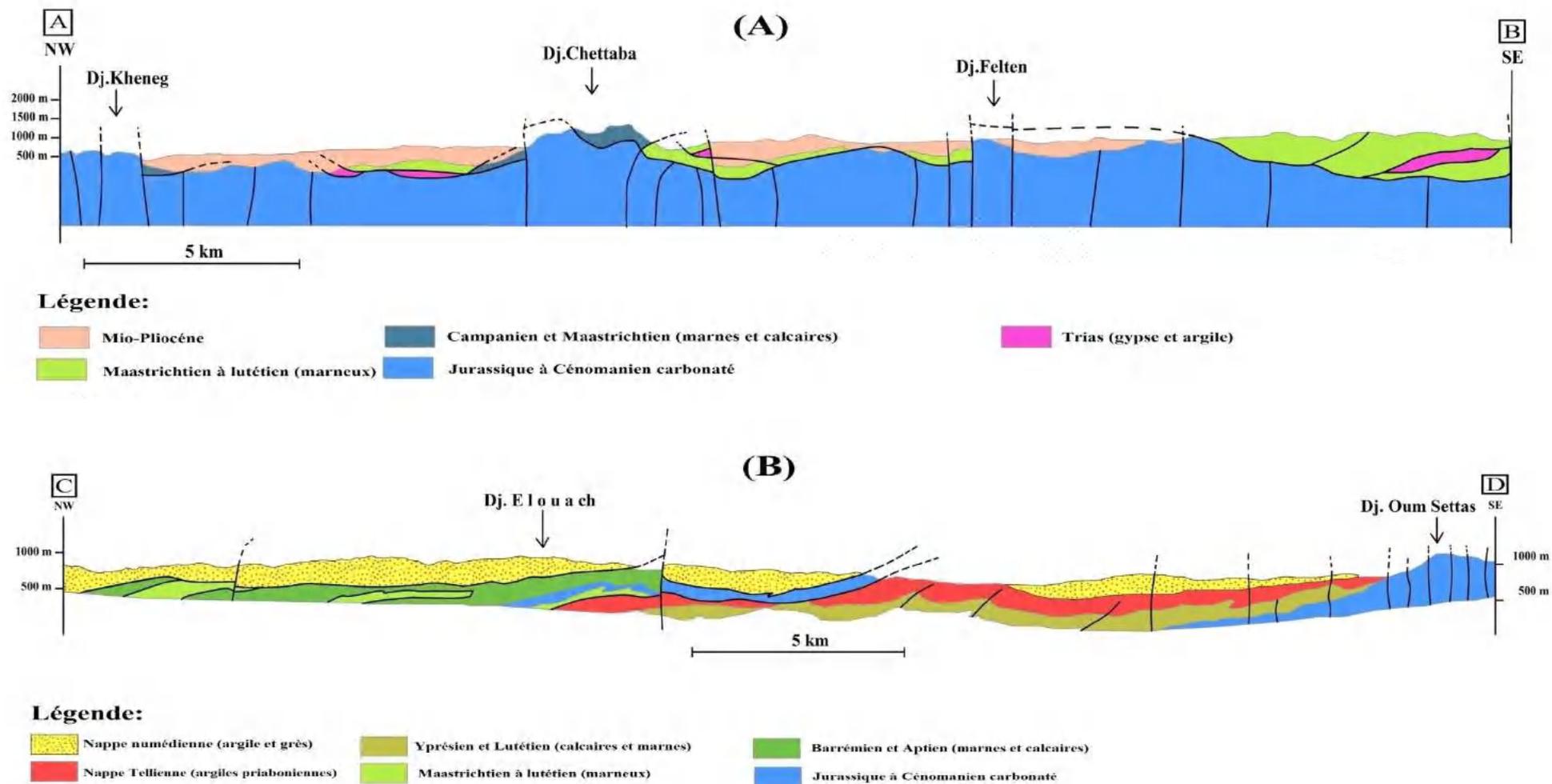


Fig. 14 A et B coupes géologiques à travers des profils (AB et CD, voir Fig. 12, Vila 1980)

Crétacé inférieur

Néocomien : est constitué essentiellement des formations carbonatées où il présente une alternance de marnes claires, marno-calcaires et calcaro-dolomitiques sur une cinquantaine de mètres au niveau des massifs de Chettabah (Djebel karkara et Zouaoui), Dj lakhal et Tiddis (Fig. 15). Le Néocomien se poursuit par 150m de calcaires à silex (sauf au Djebel Guerioum et Fortass).

Barrémien : est Calcaro-dolomitique de 250 à 300m d'épaisseur aux Dj. Friktia et Karkara, le Barrémien fait suite en continuité aux calcaires à silex d'âge Hauterivien.

Aptien : L'Aptien inférieur affleure au Dj Karkara, Dj Zouaoui et Ouled Selem, au Nord-Ouest du djebel Akhal, et au Nord-Est du djebel Ouache, est constitué par un ensemble de marnes et de calcaires marneux bio-micritiques à graveleux. Par contre l'Aptien supérieur au Dj Friktia est plus carbonaté avec des calcaires polypiers.

Albien et le Vraconien : Il affleure au Dj Friktia avec une épaisseur d'environ 100m et représenté par des marnes et marno-calcaires à la base, et par des conglomérats en sommet, au NW du Djebel Chettabah, mais la série albien au Djebel Zouaoui est plutôt marneuse avec une alternance de marno-calcaires et de calcaires marneux, aussi on observe un faciès marneux très réduit dans le massif de Ouled Selem.

Crétacé moyen

Cénomaniens : est représenté par une épaisse série (250 à 300 m ; Benabbas 2006) de calcaire, et de marne et de marno-calcaire. Sur le rocher de Constantine, le Cénomaniens comprend à la base des calcaires rubanés organo-détritique, au massif du Chettabah et Ouled Selem, il est représenté par des calcaires à Orbitolines.

Turonien : Il existe dans le rocher de Constantine, et dans Dj Ouled Sellem et Dj Oum Settas. Le Turonien constitué une série d'environ 200m, avec un ensemble inférieur formé de calcaires rubanés avec des niveaux de calcaires massifs à Rudistes, et par des calcaires à silex au rocher de Constantine et au massif du Chettabah.

I-5-3-2 Les nappes telliennes

La nappe ultra-tellienne : Elle est représentée par des formations marneuses et marno-calcaires de faciès généralement clairs d'âge Barrémien à Eocène. Elle affleure à la base des massifs numidiens du Djebel El ouahch où elle débute par des formations marneuses et marno-calcaires à silex du Crétacé moyen à Cenomanien, suivie par le Sénonien marneux et calcaires à silex. L'Eocène est marneux avec 100m d'alternance de biomicrite et calcaires à silex (Yprésien - Lutétien).

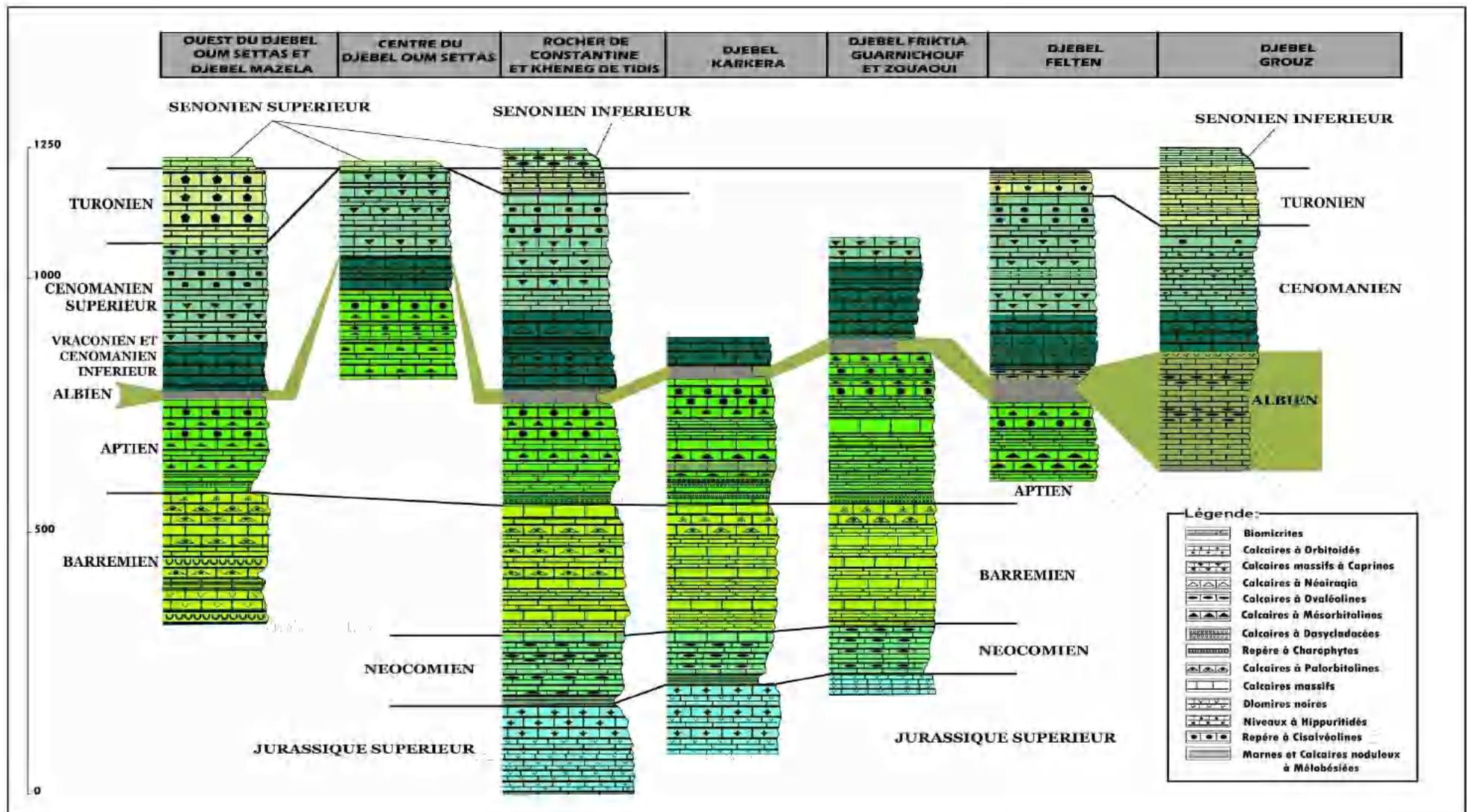


Fig. 15 Corrélation des séries néritiques Constantinoises des régions de Constantine et Oued El Athmania (Vila 1980).

Les nappes telliennes sensu-stricto : elles se trouvent dans l'axe Chelghoum El Aid, Constantine, Sigus et elle est caractérisées par des formations marno-calcaires du Sénonien inférieur à l'Eocène où elle débute à la base par des marnes d'âge Sénonien inférieur, suivies de marnes et de calcaires argileux séparées de marnes noires d'âge Sénonien supérieur, surmontés des marnes ou d'argiles carbonatées noires du Maastrichtien au Paléocène. L'Eocène est représenté par des calcaires marneux d'âge Yprésien-Lutétien inférieur et des marnes grises ou noires à boules jaunes (Lutétien à Priabonien).

La nappe péni-tellienne et unités méridionales à nummulites : Elle est constituée des formations allant du Lias au Paléocène, à savoir de bas en haut: Une série continue depuis un Lias (calcaires) jusqu'au Santonien avec une puissante série carbonatée au Dogger-Malm ; Crétacé inférieur pelitico-marneux et des formations carbonatées (calcaire à silex) d'âge crétacé moyen et Albo-cénomaniens; Le Sénonien est marneux et calcaires marneux ; Des formations marneuses grises et noires d'âge Maastrichtien au Paléocène apparaissent au Sud-Est du Djebel Chettabah (Farah 1991).

La nappe numidienne ou flysch numidien : Elle ne couvre d'importantes superficies qu'au djebel Ouach, avec des grès quartzeux en bancs massifs et des argiles d'âge Oligocène à Burdigalien basal à la base. Le Numidien est discordant (massifs allochtones, marnes priaboniennes, grès et argiles oligocènes).

I-5-3-3 *Les séries post-nappes*

Le Mio-Pliocène continental : c'est un ensemble de formations continentales occupant de vastes espaces qui constituent les bassins de Constantine et de Mila. Au Miocène moyen et supérieur, ce sont des dépôts continentaux (argiles ou marnes avec des intercalations lenticulaires de conglomérats, de grès et d'argiles gréseuses), ces formations couvrent de très grandes superficies au Nord de Constantine. Le Pliocène est représenté par des séries gréseuses et conglomératiques continentales, des marnes plus ou moins sableuses et surtout des calcaires lacustres travertins.

Le Quaternaire : Les formations du Quaternaire sont constituées par des sédiments détritiques très hétérogènes (des éboulis, des alluvions et des formations de pente) qui recouvrent les grandes plaines du Sud et Sud-Est de Constantine et sur le partour des massifs. Les alluvions récentes sont représentées par des dépôts limoneux assez fins, des graviers et galets roulés constituant les alluvions actuelles ou récentes, ces formations ne sont bien représentées que le long des principaux oueds septentrionaux comme Rhumel, et Bou Merzoug. Les alluvions anciennes correspondent à des cailloux roulés, des limons et des graviers et sont présentes essentiellement au Nord des hautes plaines constantinoises à quelques 200m au-dessus du Rhumel. (Depuis la rive gauche du Rhumel jusqu'au bassin de Mila).

I-5-4 Tectonique de la région de Constantine

I-5-4-1 Les différentes phases tectoniques

La région de Constantine est caractérisée par une structure complexe où elle a connu de nombreuses phases tectoniques qui ont affecté la région. Deux principales périodes ont été observées durant le cycle alpin: la première est une période tectogénique s'est produite au cours de Mésozoïques et du Paléogène au Miocène tandis que la deuxième c'est la période post-tectogénique au cours du Pliocène au Quaternaire.

a) La période tectogénique

Les phases du Mésozoïque : Elles ont débutées par le Trias qui correspond à une période d'extension généralisé qui affecte le domaine Atlasique. Cette phase Triasique est accompagnée d'une sédimentation argilo-gypseuse (Guirand 1973). Du Jurassique au Crétacé inférieur, une phase de distension marquée qui provoque une subsidence différentielle avec la structuration générale E-W des bassins maghrébins. Cette période correspond à un mouvement de surrection des formations carbonatées. Du Jurassique au Crétacé supérieur, plusieurs mouvements tectoniques ont été marquées où ils ont conduit à des changements latérales de facies, des lacunes de sédimentation et les discordances angulaires.

Les phases du Paléogène au Miocène : Trois phases importantes les distinguent. *La phase Eocène* est caractérisée par une tectonique tangentielle à vergence sud, marque la fin du cycle sédimentaire dans certaines zones externes (ultra et centralo tellienne). Cette phase plissé certaines structure suivant une direction N 45°E à N 60° elle correspond à la phase pyrénéenne. *La phase miocène inférieur* est responsable des charriages de la nappe numidienne et de tous les charriages superficielles qui ont été décrits (ultra et centralo tellien sur le pénitellien et péni tellien sur le néritique. *La phase miocène moyen* serait responsable de la poussée en bloc des zones telliennes méridionales et notamment des formations du môle néritique vers le sud.

b) La période post-tectogénique :

Elle s'étend jusqu'au Quaternaire. Elle compte deux phases, l'une en compression et l'autre distension. Ces mouvements sont liés à des failles normales de grande amplitude. Ces phases ont affectées outre les formations post-nappes Miopliocène les séries calcaires néritiques, les découpant en horst et grabens constituant les massifs septentrionaux dans le constantinois central.

I-5-5 La fracturation

L'aperçu tectonique de la région de Constantine montre deux styles tectoniques : une tectonique souple et une tectonique cassante. La tectonique souple concerne les roches compétentes (les dolomies, les calcaires) et les roches incompétentes (marne, marno- calcaire), elle donne des formes anticlinales et synclinales de direction NE-SW à ces roches, ces plis est favorable à la mise en place des aquifères poreux. La tectonique cassante est représentée par les failles et les fracturations affectant les formations dures, ce qui favorise la pénétration de l'eau et le développement de la dissolution des roches (karstification à travers ces fractures). Cette dernière affecte particulièrement les massifs où elle montre une fracturation intense du massif calcaro-dolomitique. Par conséquent, l'analyse de la fracturation joue un rôle d'importance extrême en hydrogéologie des réservoirs dans la région de Constantine. À l'aide des anciens travaux établis par Vila (1977) et Souag (1985), nous avons combiné les deux cartes de fracturation qui sont donc préalablement digitalisées et traitées à l'aide de logiciel Arcgis 10.4. L'analyse a donc porté sur les distributions de failles par des classes directionnelles à l'aide des méthodes statistiques. Au terme de ce travail, nous obtenons une carte de densité et des rosaces de fracturation qui montrent les directions les plus importantes des réseaux des failles et les plus fréquents (Fig. 16). Cette analyse de la fracturation permet également de faire ressortir trois principales familles de failles :

- **Famille de failles N10°E à N30°E** représente la famille la plus développée et fréquente qui débordent largement les massifs numidiens du Djebel El Ouahch. Ces accidents affectent les massifs calcaires septentrionaux et sont parfois kilométriques (Dj. Oum Settas, Dj Felten, Dj Chettabah ...ect).
- **Famille N40-60°E** est beaucoup moins intense, qui correspond à des décrochements N45°E visibles seulement aux massifs septentrionaux d'Oum Settas, Grouz, Kellal. Dans les massifs méridionaux d'Ain Mlila (Dj Fortas), les failles les plus fréquentes sont celle de direction N45°E et N60°E. Selon Chadi 1991, les failles de direction NW-SE (N140°E) à décrochement dextre et les failles de direction NE-SW (N60°E) à décrochement sénestre sont conjuguées. Ce système de faille aurait provoqué une distension des failles N60°E au cours de la phase Miocène inférieur ou fini Éocène.
- **Famille N140-N160°E** est représentée par des failles et des fractures ouvertes dans plusieurs directions, notamment N140°E, affectant de façon significative les massifs calcaires septentrionaux (Dj kellal, Rocher de Constantine, Dj lakhal, Chettabah et Grouz), au Sud, au niveau de Djebel Guerrioune qui présente une série des failles parallèles de direction N130-N140°E.

L'Analyse quantitative de la fracturation des massifs calcaires et numidiens montre une densité moyenne à forte avec des principales directions N0-N40°E (une direction moyenne de 12.8°). Cette

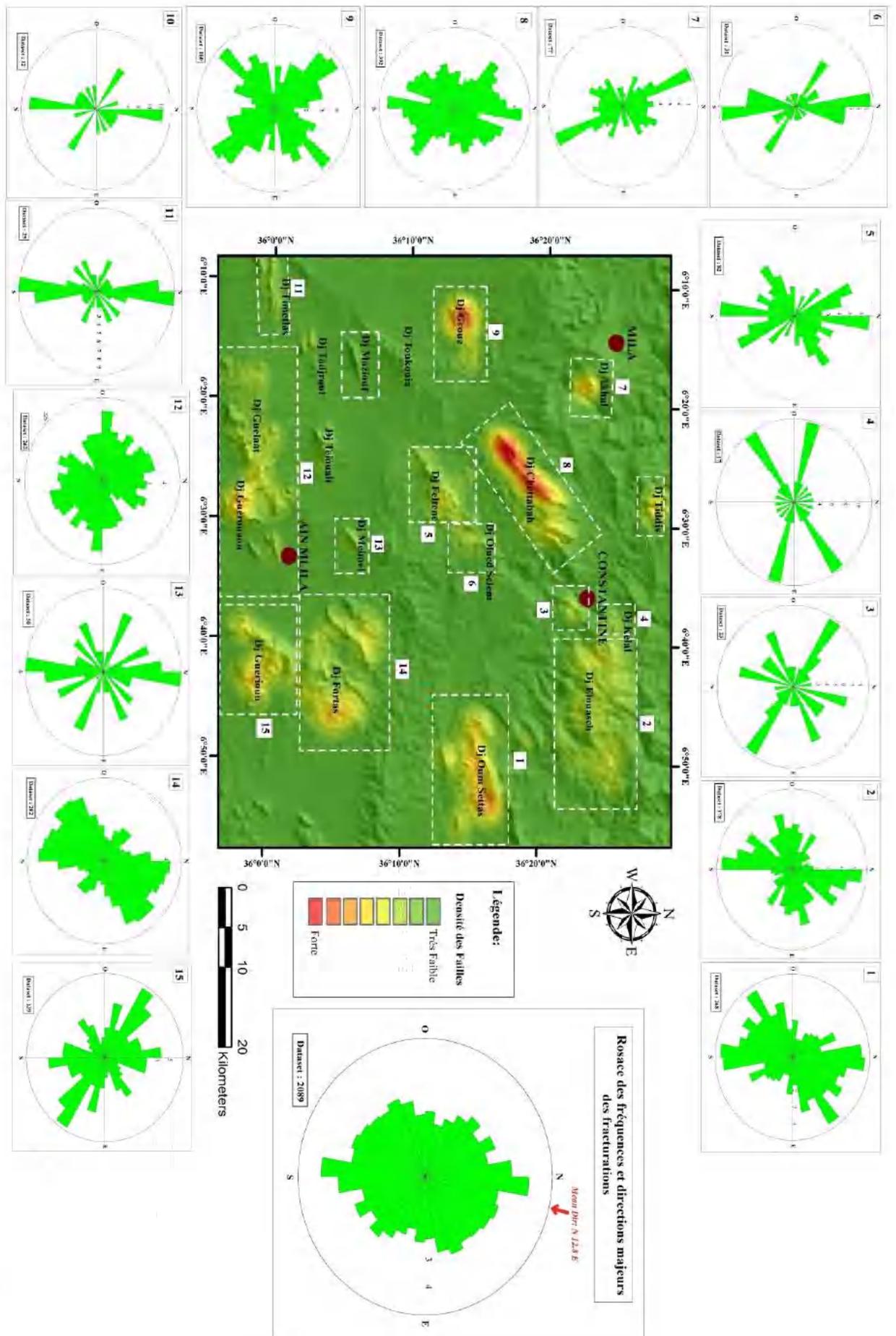


Fig. 16 Carte de fracturation de la région de Constantine (Vila 1977, Souag 1985)

fracturation permet de définir la signification structurale où les fractures ouvertes liées aux mouvements de la phase Miopliocène post-nappe et celles qui limitent les calcaires émergeant en massifs, sont favorable à la circulation des eaux et alimenter le réservoir en profondeur.

I-5-6 La sismicité

L'Algérie, particulièrement dans sa partie Nord, c'est une zone à forte activité sismique où elle a connu de nombreux événements importants tels que les événements : d'Alger (1365 et 1673), Oran (1790), Constantine (1985) et Boumerdas (2003). Cette activité sismique trouve son origine dans le contexte géodynamique de la région ouest Méditerranéenne où elle appartient à une zone de collision active entre l'Eurasie et l'Afrique associée à la convergence actuelle des plaques Afrique-Eurasie et se traduit par la fermeture progressive des bassins néogènes et par la poursuite de l'édification de la chaîne tellienne (Meghraoui 1988 ; Boudiaf 1996 ; Yelles et al. 2006). La tectonique récente et active dans le domaine méditerranéen et ses bordures est étroitement liée à l'activité sismique. Cette dernière s'exprime le long des bassins néogène post-nappes où les terrains plio-quadernaires sont affectés par de nombreuses failles. D'après Meghraoui et el (1988), cette déformation tectonique compressive s'exprime par des décrochements dextres E-W et par des décrochements senestres NE-SW. D'après l'analyse de la sismicité régionale dans le Nord de l'Algérie (Meghraoui 1988, Abacha 2015), sept régions séismoactives ont été observées d'Ouest en Est qui sont respectivement: la zone de l'Oranie ; la zone de Chleff ; la zone d'Alger ; la zone de la Soummam ; la zone de Hodna et les Bibans ; la zone des Babors ; la zone du Constantinois.

La région de Constantine appartient au domaine tellien nord-oriental. Cette dernière à sismicité modérée ou faible, où elle a connu de nombreux séismes depuis le début du XX^{ème} siècle dont, en particulier, celui de 27/10/1985 de magnitude $M_s = 6.0$ qui affecte la région Nord des hauts Plateaux, celui du 4 août 1908 de magnitude $M_s = 5.2$ (Benouar, 1994) et du 6 août 1947 de magnitude $M_s = 5.0$ (Benouar, 1994) (Fig. 17a). Plus au Nord, trois failles néotectoniques importantes affectent les dépôts plio-quadernaires, il s'agit : (1) *La faille d'Ain Smara* s'étendent sur près de 30 km et est alignée d'une manière générale suivant la direction NE-SO, reconnue active lors du séisme de Constantine du 27 Octobre 1985 (Bounif et al. 1987), cette faille est composée de trois segments (S1, S2 et S3. Fig. 16). (2) *La faille Nord constantinois* accident M'cid Aicha-Debar orientée E-W et s'étendent sur plus de 80 km (Fig.17b, Coiffait 1992) et (3) *La faille du Sigus*, orientée E-O et d'une longueur de près de 30 Km.

L'analyse de la sismicité récente dans cette région (entre 2000 et 2014, Fig. 17a) a montré Cinq zones révèlent une sismicité très importante (Fig.17b) :

(1) *La région du barrage de Hammam Grouz* : la sismicité de cette zone pourrait être donc considérée comme induite et de faible magnitude ($1.1 \leq M_d \leq 3.5$), elle serait liée peut-être aux fuites au niveau du barrage de Grouz. (2) *La région du Djebel Akhal* : Cette sismicité induite est donc liée à la crise

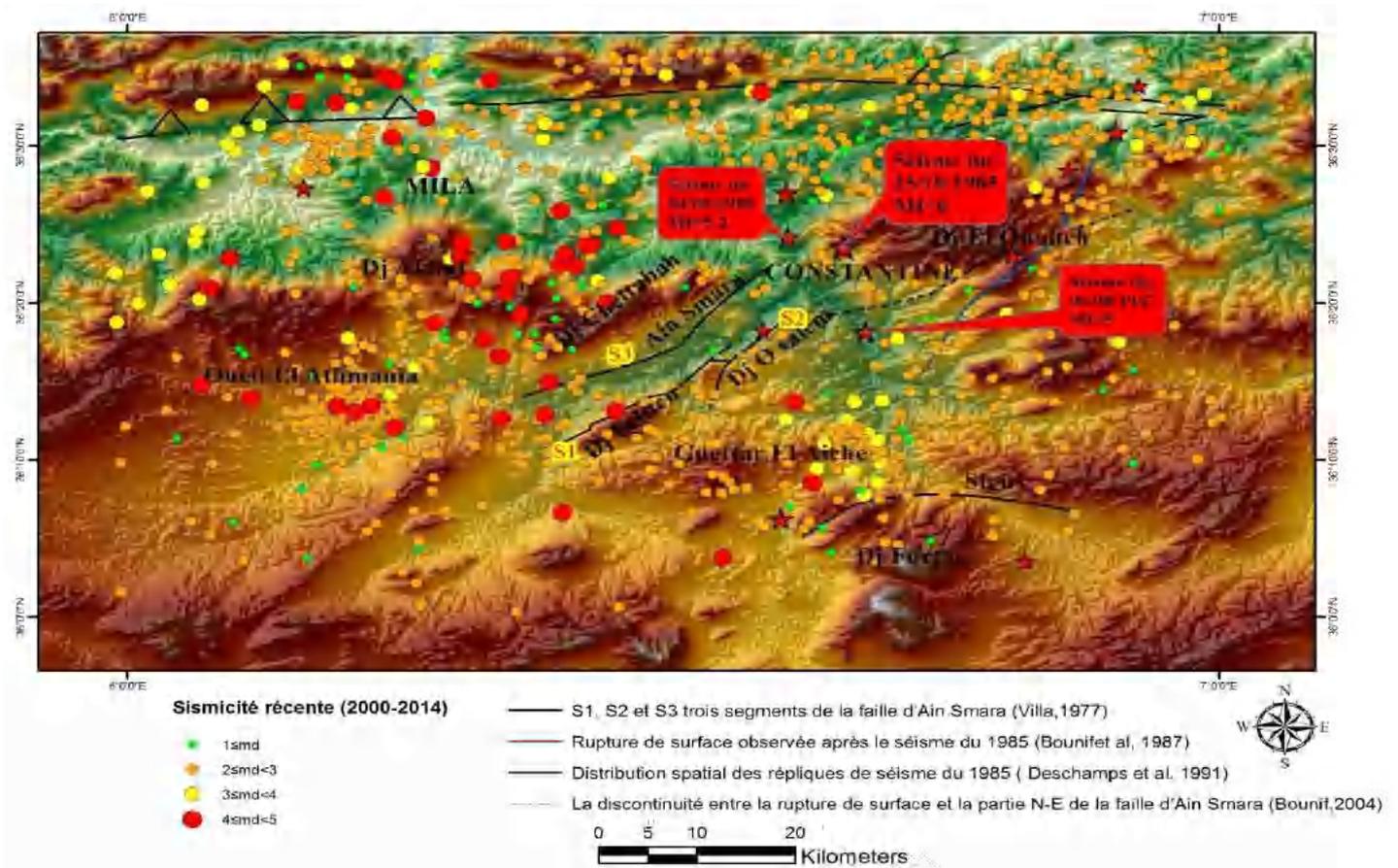


Fig. 17a Carte de sismicité de Constantine (Abacha 2015).

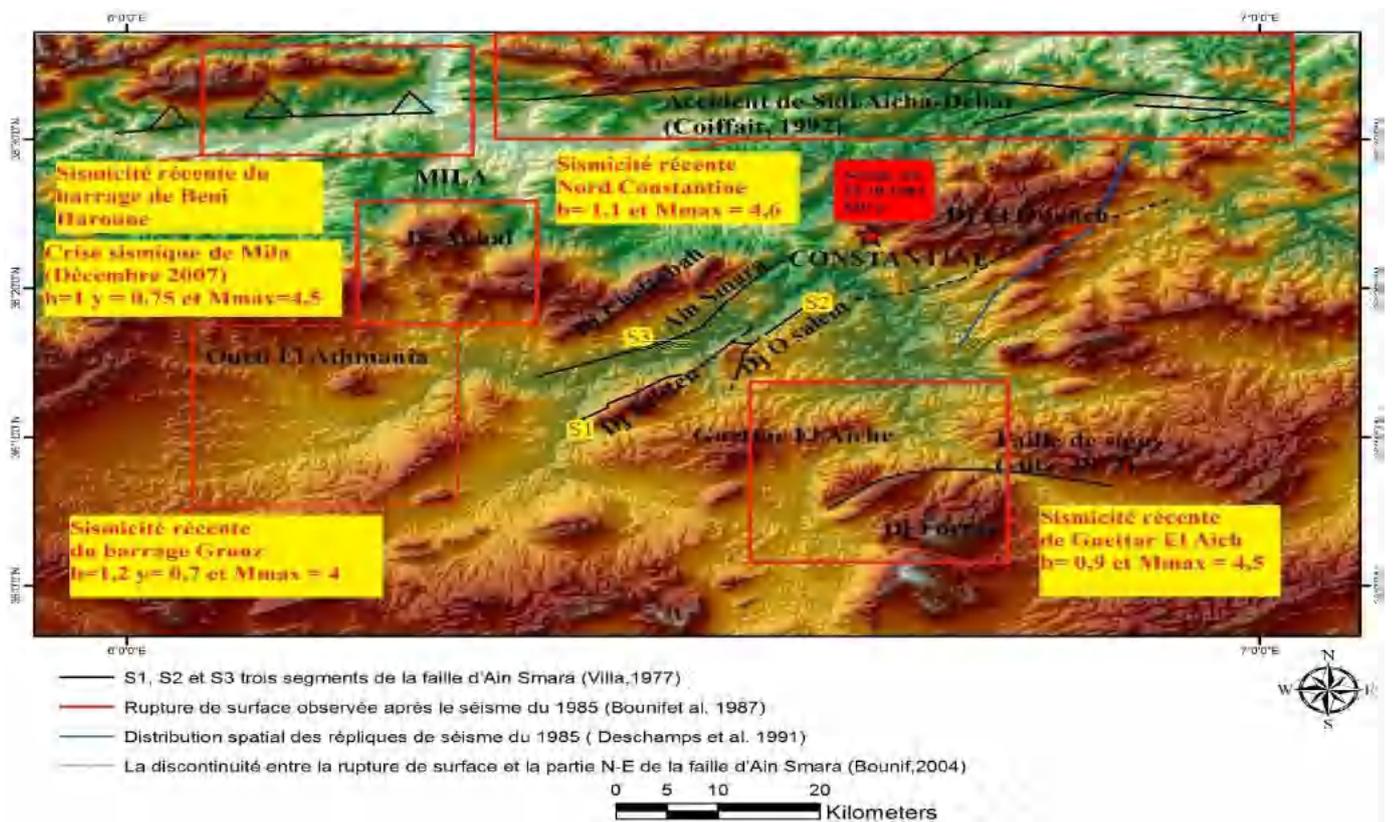


Fig. 17b Une synthèse de sismicité de la région de Constantine (Abacha 2015).

sismique qui a frappé la région pendant 34 jours du 30 Novembre 2007 au 02 Janvier 2008. (3) *La région de Guettar El Aich* : Cette sismicité est caractérisée par de faibles magnitudes ($1.4 \leq M_d \leq 4.0$), où la majorité des évènements se trouvent sous le Djebel Tikbeeb (lié à la nappe tellienne s.s (sensu-stricto) formée par des dépôts du Crétacé moyen et Sénonien). (4) *La région Nord de Constantine* : Cette zone est caractérisée par des failles s'étend sur plus de 80 km, du Djebel M'cid Aicha à l'Ouest, jusqu'au Djebel Debar (Nord de Guelma) à l'Est, appelée accident M'cid Aicha-Debar (Nord Constantinois).

I-5-7 Comportement hydrogéologique des diverses formations (description des aquifères)

L'ensemble de la région du Nord-Est Algérien ainsi que celle de notre travail n'est pas très connu au point de vue hydrogéologique. Dans la région de Constantine, de nombreux travaux hydrogéologiques ont mis en évidence la nature respective des aquifères, leurs ressources en qualité et en quantité (Durozoy 1952,1955, 1960; Coiffait et al 1975 ; Thomas 1983,1986 ; Souag 1985 ; Feraga 1986 ; Djebbar 1991, 2005). À partir ces travaux et également de l'interprétation des données des forages (Annexe 3, 4, 5,6) ; des coupes géologiques et de l'interprétation des coupes géo-électriques (CGG, 1960, 1973, Annexe 7), nous ont permis de définir et de localiser trois types de réservoirs:

- *Un aquifère dont la perméabilité est liée à un réseau de fissure dans les formations calcaires néritiques du Crétacé.*
- *Un aquifère continu dans les formations fluvio-lacustres d'âge Mio-Pliocène.*
- *Un aquifère des alluvions quaternaires développées dans l'oued Rhumel et ses affluents.*

I-5-7-1 *L'aquifère des calcaires néritiques du Crétacé* : aussi appelé « *l'aquifère néritique Constantinois* ». Il est représenté par des séries calcaro-dolomitiques du Crétacé moyen et supérieur (du Sénonien transgressif à cénomaniens inférieur) forment l'essentiel des massifs de la région. Cette dernière présente une fracturation importante ayant une épaisseur d'environ de 300 m. Les formations du néritique constantinois à perméabilité en grand, favorables à un développement d'aquifère karstique profond dont la limite supérieur reste les formations du MioPliocène et la limite inférieur constituée par les formations dyapiriques du Trias. Cet aquifère est exploité par des forages de 30 à 300 m de profondeur qui donnent un débit de 800 l/s à la source d'Ain Zouaoui (avant l'exploitation par des forages ; Djebbar 2005) et 461 l/s à la source d'Ain Skhoua. Cet aquifère représente une réserve hydrique très importante, qui constitué, de très loin, le plus important aquifère de la région.

I-5-7-2 *L'aquifère des accumulations fluvio-lacustres du Mio-Pliocène (entre 20 et 50m)* : Ces formations s'étendent sur de vastes surfaces, leurs épaisseurs sont très irrégulières avec une porosité efficace moyenne à faible. Elles sont composées essentiellement d'argile, de marnes

parfois gypsifères, calcaires lacustres, conglomérat et des grés du Mio-Pliocène. Au niveau d'El Hamma Bouziane, ces formations reposent directement sur les calcaires néritiques du Crétacé.

I-5-7-3 L'aquifère des alluvions Quaternaires (entre 5 et 40m) : Il s'agit d'un aquifère peu profond et étroitement lié au cours d'eaux. Cet aquifère englobe les formations alluviales du Quaternaire (alluvions, éboulis, graviers et sables). En période d'étiage, ce sont les nappes alluviales qui alimentent le cours d'eau le long d'oued Rhumel, ces nappes sont en partie alimenté par l'aquifère calcaire néritique du Crétacé, pour l'intermédiaire des sources (chaudes ou froides) dans (Oued Athménia – Oued Seguin – Ain Smara....).

I-6 La géothermie

I-6-1 Généralité

L'énergie géothermique est la chaleur interne de la terre qui s'est accumulée dans les systèmes hydrothermaux ou dans les roches sèches de la croûte terrestre, en quantités constituant des ressources énergétiques. L'énergie thermique accumulée dans les systèmes hydrothermaux ou dans les roches chaudes et sèches est disponible dans d'énormes réserves pratiquement inépuisables (Alfé et al. 2007). Dans le même temps, la répartition de cette énergie dans le monde est inégale et certaines ressources sont situées à des profondeurs considérables, ce qui rend l'exploitation des énormes réserves d'énergie non rentable au niveau technologique actuel (Gupta 1980). Des conditions favorables à la formation de systèmes géothermiques à haute température, par exemple ceux qui conviennent le mieux à une utilisation industrielle, sont présentes dans les plaques de la croûte terrestre, dans les rifts et dans les zones de subduction (Fig.18). Les failles sont des sites où le magma chaud monte du manteau. Dans les zones de subduction, la croûte est générée, ainsi que des mouvements tectoniques et volcaniques intenses. Le potentiel géothermique des limites de plaques actives est directement lié au flux de chaleur anormal causé par un magmatisme et un volcanisme intenses (Slack 2009; William 2014). La plupart des champs géothermiques potentiels liés aux systèmes à haute température se trouvent dans les zones marginales des plaques. Dans ces zones, des réserves d'eau/de vapeur à des températures supérieures à 150 °C se trouvent à des profondeurs allant de plusieurs centaines à plusieurs milliers de mètres. Leurs manifestations à la surface sont des sources chaudes et des geysers (Nicholson 1993). Les systèmes à basse température sont plus courants et couvrent des zones beaucoup plus vastes que ceux à haute température, ces systèmes contiennent de l'eau dont la température est inférieure à 150 °C. La source de chaleur est principalement le flux de chaleur naturel de la Terre (Mareschal et al. 2014). Dans la plupart des pays, les eaux géothermiques sont principalement exploitées pour une utilisation directe (production de chaleur, loisirs, etc.).

I-6-2 La géothermie et l'énergie géothermique

Le terme «*énergie géothermique*» est couramment utilisé de nos jours, c'est la chaleur générée dans la terre (*géo* signifie terre, et *thermique* signifie chaleur en grec.). C'est une ressource

renouvelable qui peut être récoltée pour l'usage humain. Par définition: "*énergie géothermique est une énergie stockée sous forme de chaleur sous une surface solide*". L'exploitation de la chaleur stockée dans le sous-sol est appelée *la géothermie*, quelle que soit la température de la ressource, la profondeur

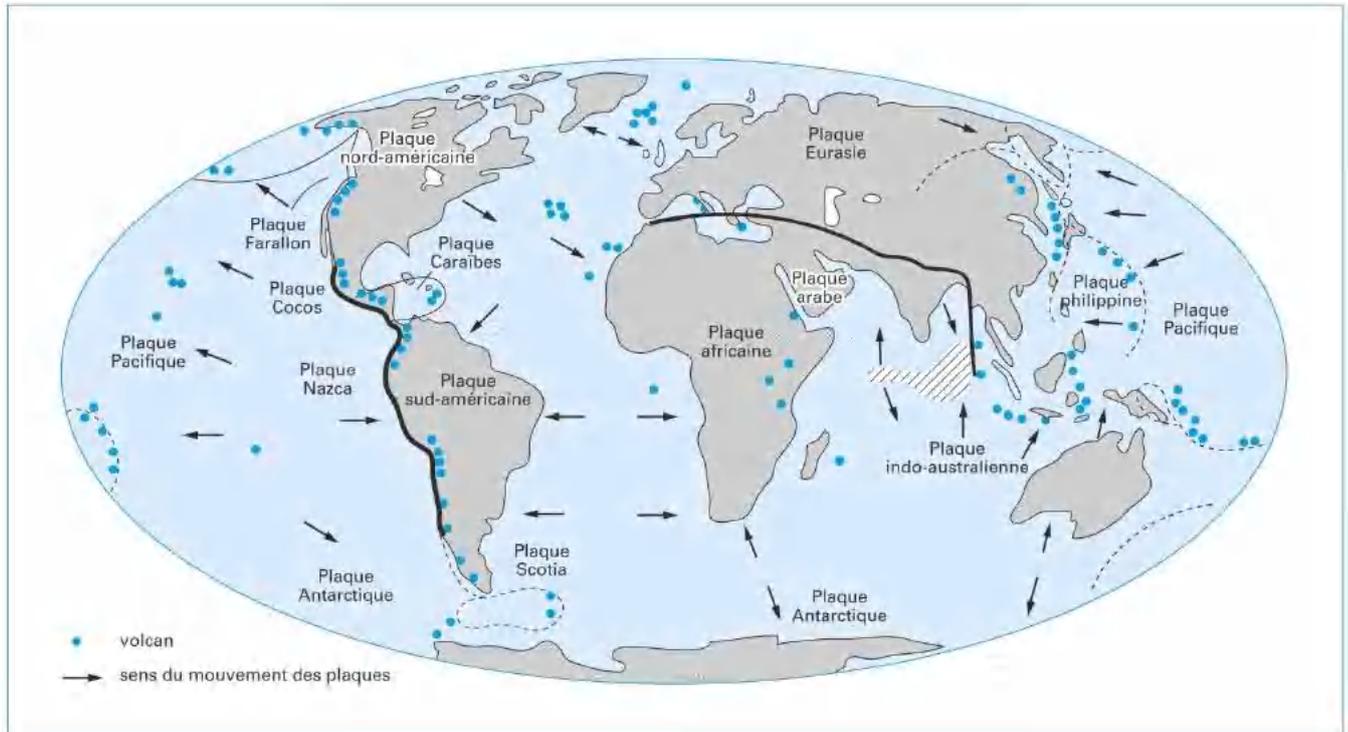


Fig. 18 Carte des frontières actives de plaques lithosphériques. (Source : US Geological Survey)

à laquelle on l'exploite et l'usage que l'on en fait. La géothermie recouvre l'ensemble des méthodes et techniques qui permettent d'identifier et de récupérer la chaleur naturellement présente dans le sous-sol terrestre, en particulier dans les aquifères. Alors la géothermie étudie la répartition de la température dans le sous-sol et les phénomènes qui influencent la distribution de l'énergie dissipée.

I-6-3 Origine de la chaleur de la terre

La chaleur de la terre a différentes origines :

- Chaleur provenant de la désintégration des éléments radioactifs contenus dans le manteau et la croûte ;
- Chaleur « initiale » récupérée de l'énergie cinétique des poussières, cailloux et planétésimaux et autres lunes lors de sa naissance par accréation (dissipation de l'énergie primitive) ;
- Chaleur latente de cristallisation de son noyau, encore à l'œuvre pour longtemps (chaleur de différenciation).

I-6-3-1 *La désintégration des éléments radioactifs*

La désintégration des isotopes radioactifs U, Th et K est à l'origine de l'essentiel de la chaleur interne du globe (au moins 50 %) (Tab. 8). Présents lors de l'accrétion, ces éléments vont se concentrer dans les couches externes au cours de la différenciation de la planète. On estime la radioactivité globale de la terre à environ 76% de l'énergie interne. Le noyau atomique instable des isotopes radioactifs se fragmente spontanément en libérant un rayonnement et de la chaleur.

I-6-3-2 *Dissipation de l'énergie primitive*

La formation de la terre résulte d'une phase, dite d'accrétion correspondant à l'agrégation de gaz, de poussières et de divers corps célestes. C'est durant cette phase qu'une énergie considérable s'est accumulée dans la masse constituant la planète. La chaleur créée à l'intérieur du globe se dissipe vers la surface par conduction à travers les masses solides et par convection au travers des milieux chauds et visqueux (magma). La zone supérieure de la lithosphère joue le rôle de barrière isolante d'où s'échappent cependant par certains points de fuite de la lave, et très localement un flux élevé de chaleur.

Tableau 8 : Bilans énergétiques internes (Arevalo et al. 2009).

Nature	Lieu de dissipation	Quantité d'énergie 10-12 W
Radioactivité	Croûte continentale	4.2 – 5.6
	Croûte océanique	0.06
	Manteau supérieur	1.3
	Manteau inférieur	3.8 – 11.6
	Noyau	0 – 1.2
Chaleur initiale	Manteau	7 – 14
	Noyau	4 – 8
Chaleur de différenciation	Noyau liquide	
Chaleur latente de cristallisation		1 – 2.8
Énergie gravitaire		1
Mouvements différentiels	Manteau	0 – 7
Processus tectonique	Lithosphère	0.3
Séismes	Lithosphère	0.03
Météorites		?
	Totale	42

I-6-3-3 Chaleur de différenciation

Chaleur de différenciation est la chaleur que libéré de roche en passant d'un état à l'autre. Comme le granit, en passant de l'état de fusion partielle à l'état solide, va libérer de la chaleur dite de différenciation. Les autres sources de chaleur, d'importance secondaire, mettent en jeu pour la plupart de petites quantités d'énergie comparées au flux de chaleur terrestre observé. Parmi ces sources, citons : (a) les phénomènes tectoniques et les séismes associés ; (b) les phénomènes de réactions chimiques exothermiques (exemple : l'oxydation des sulfures libérerait 0.034 cal/kg.L, soit une augmentation de température de 0.03 °C (Schoeller 1975)).

I-6-4 Les modes de transferts de la chaleur interne de la terre

On distingue deux types de transfert thermique interne de la terre, qui peuvent coexister :

I-6-4-1 La conduction

La conduction est un mode de transfert de la chaleur sans mouvement de matière. La chaleur correspond à une agitation plus importante des atomes. Dans le cas de la conduction, cette agitation se transmet d'atome à atome au travers de la roche, du chaud vers le froid. Le transfert de chaleur par conduction se fait essentiellement au niveau des interfaces du manteau, la croûte par exemple, et il reste faible car les roches sont des matériaux peu conducteurs.

I-6-4-2 La convection

La convection est un transfert thermique s'opérant par un déplacement de matière dans le milieu, contrairement à la conduction thermique. Quand la conduction ne suffit pas à maintenir un équilibre, la température augmente jusqu'à modifier le comportement mécanique du solide, la convection démarre. La matière chaude se met en mouvement pour transporter elle-même la chaleur. À cause de la radioactivité, la Terre doit être convective; à une échelle de temps de plus de 10ka, le manteau est visqueux et se déplace à des vitesses de quelques cm par an. Le noyau est beaucoup plus fluide, vitesse de quelques mètres par heure.

I-6-5 Le gradient géothermique

Le gradient géothermique est la variation de température entre deux profondeurs. Ce gradient G ($k \cdot m^{-1}$) mesure l'augmentation de la température en fonction de la profondeur (Fig. 19), c'est à dire que plus on creuse, plus la température de la terre augmente. Ce gradient dépend surtout de la profondeur de la source d'énergie, la nature et l'épaisseur des terrains la surmontant, ainsi que du fluide éventuel transporteur de chaleur initiant un système de convection. Sa valeur moyenne de l'ordre de 30 °C/km. Le gradient géothermique lié étroitement aux conditions géologiques et hydrodynamiques locales, dans les zones volcaniques, le gradient géothermique peut être jusqu'à

10 fois plus important et même atteindre et dépasser les $100^{\circ}\text{C}/\text{km}$ à certains endroits. En Algérie, dans sa partie Nord, le gradient géothermique varie globalement entre $23^{\circ}\text{C}/\text{km}$ et $43.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ à l'Est, $42,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ au Centre, entre $2.92^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ et $4.29^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ à l'Ouest (Bouchareb-Haouchine et al. 1994 ; Bouchareb-Haouchine 2012). Dans la partie Sud, le Sahara algérien présente dans son ensemble un gradient géothermique moyen de l'ordre de $4^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$ (Ouali et al. 2006).

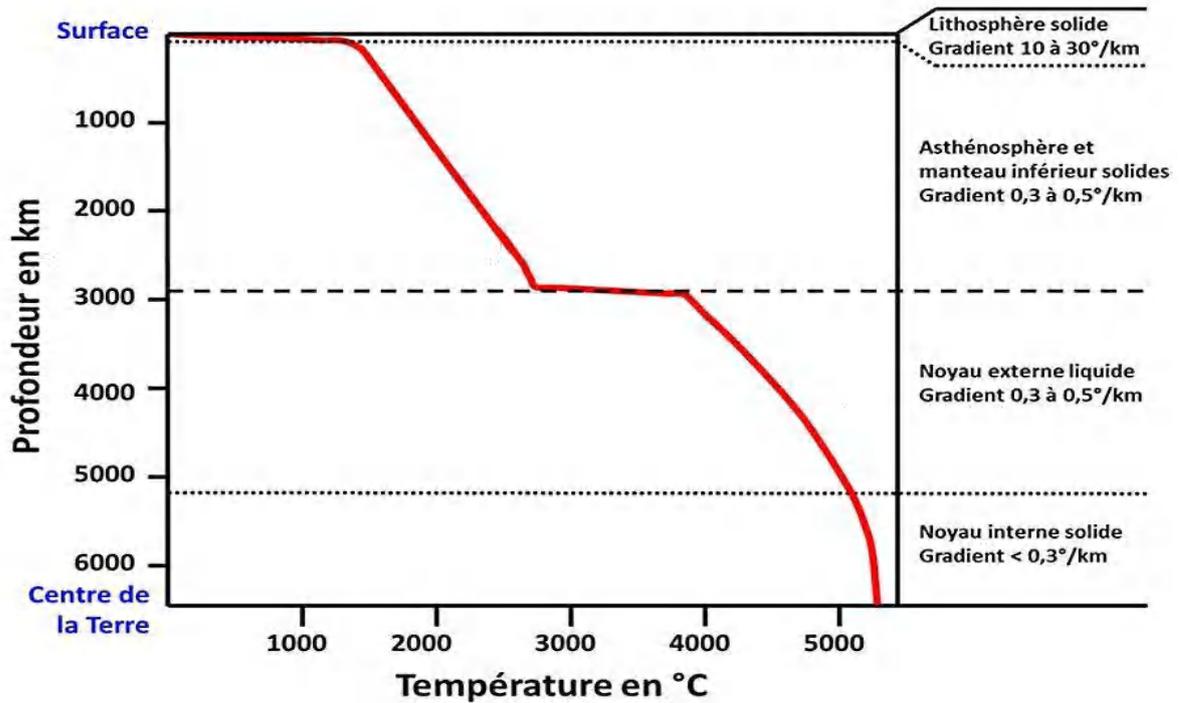


Fig. 19 Évolution de la température interne de la Terre en fonction de la profondeur. (Ricardo et al. 2009).

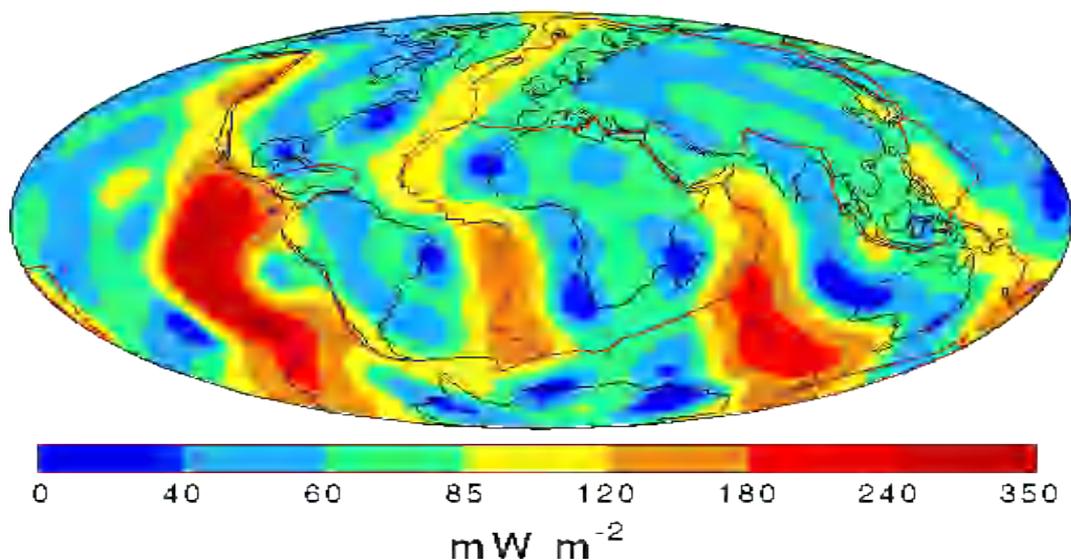


Fig. 20 Carte mondiale du flux de chaleur. (Mareschal et al. 2014).

I-6-6 Le flux géothermique

Par définition, le flux géothermique est la quantité de chaleur transmise par conduction puis dissipée par unité de surface et de temps. De l'existence d'un gradient thermique résulte celle d'un flux de chaleur, proportionnel à celui-ci et au coefficient de conduction thermique de la roche. C'est la valeur de ce flux géothermique qui détermine celle du gradient.

$$\text{Flux géothermique (W.m}^{-2}\text{)} = \text{Gradient géothermique} \times \text{Conductivité de la roche (W/m}^{\circ}\text{C)}$$

Le flux géothermique est plus faible près des zones de subduction; c'est-à-dire en général en dehors des frontières de plaques, l'énergie est essentiellement transmise par conduction, avec un gradient géothermique de valeur moyenne (3k/100m). Cependant, dans les régions géologiquement actives, telles que les frontières des plaques où les roches en fusion se rapprochent ou atteignent la surface, ces régions présentent un flux plus élevé (Fig 20). Le transfert d'énergie s'effectue alors par convection et les quantités de chaleur mises en jeu sont très importantes. Dans les zones volcaniques, le gradient maximal observé est de l'ordre de 50 K par 100 m et la densité de flux de chaleur terrestre peut atteindre des valeurs de 0,5 à 1 W · m⁻².

I-6-7 Le gisement géothermique

Un gisement géothermique peut être défini comme une zone géothermique (à gradient thermique élevé) où la présence de formations perméables en profondeur permet le stockage de fluides géothermaux. Ces fluides qui peuvent être de l'eau ou de la vapeur, associés à certain gaz, servent de vecteur à chaleur émise par une source chaude. Puisque ces gisements géothermiques referment à la fois de l'eau et de la chaleur, on parle aussi de systèmes hydrothermaux. Du point de vue purement économique, on définit alors les ressources géothermiques d'une région comme étant la somme des volumes d'eaux exploitables de tous systèmes géothermiques s'y trouvant. À l'heure actuelle, les seuls systèmes géothermiques exploités de manière intensive, sont les systèmes à convection géothermique. Ces systèmes se mettent en place quand un flux de chaleur élevé réchauffe l'eau (d'origines métriques principalement) qui circule dans les roches à porosité d'interstices ou de fissures.

I-6-8 La géothermie en Algérie

Le programme d'exploration géothermique en Algérie a débuté en 1967 et a été entrepris par la compagnie pétrolière nationale SONATRACH. En 1982, la société nationale d'électricité SONALGAZ a entrepris des études de reconnaissance géothermique du Nord et de l'Est du pays en association avec la société italienne ENEL. Dans un premier temps, les études géothermiques ont concerné principalement le Nord-Est de l'Algérie. À partir de 1983, les travaux géothermiques ont été poursuivis par le Centre de Développement des Énergies Renouvelables (CDER) et le programme a été étendu à l'ensemble du Nord du pays.

En général, les études en géothermie ont été menées principalement sur le Nord algérien (Abouriche et al. 1988 ; Rezig, 1991, 1992, 1995 ; Dib Adjoul 1985, Bouchareb-Haouchine 1993,1994, 2012 ; Saibi 2009,2015). Ces études montrent que le Nord de l'Algérie compte un nombre important de sources thermales. Près de 200 sources thermales ont été inventoriées et elles sont réparties à travers tout le territoire Nord algérien, majoritaires au Nord-Est. Parmi les plus importantes, nous pouvons citer Hammam Meskoutine (98 °C) à Guelma, Hammam Boutaleb (52 °C) à Sétif et Hammam Bouhanifia (66 °C) à Mascara. 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 de l'Oranie, de la Kabylie et du Constantinois. Dans la partie sud, plus exactement dans le Sahara septentrional, une importante réserve en eau thermique qui est la nappe du continental intercalaire (Kedaïd et Rezig 1990 ; Ouali et al. 2006). L'Algérie dispose des ressources géothermiques relativement abondantes, en particulier dans le Nord-Est du pays, de type moyenne et basse énergie (<100°C). Cette source d'énergie utilisée pour le Chauffage des Serres Agricoles, le chauffage urbain, la production électrique...etc.

I-7 Le Karst

I-7-1 Généralités

D'une façon générale, un karst est un paysage façonné dans une roche soluble, notamment les calcaires. Le mot karst provient du terme Allemand, karst, désignant un plateau calcaire de Slovénie 'le Kras'. Plus précisément, le karst est un ensemble de terrains à hydrographie et hydrologie particulière et marqué par des modelés spécifiques liés au fait que ces terrains sont à la fois solubles et affectés par une porosité secondaire bien développée (Ford et Williams, 1989). Le karst se distingue par ses paysages souvent étranges ce qui explique que certaines régions karstiques ont souvent été dotées de parcs naturels et paysages. Ces paysages karstiques sont caractérisés par des disparitions de rivières, les grottes, les arches naturelles, des grosses sources, des dépressions fermées. La morphologie karstique se distingue ainsi des autres paysages par un ensemble de formes de surface (exokarst : vallée sèche, reculée, poljé, doline, perte, ouvala, lapiaz) et de formes souterraines (endokarst : gouffre, conduit karstique) intégrées les unes aux autres (Bakalowicz, 1999 ; Fig. 21).

I-7-2 La karstification

La karstification englobe « l'ensemble des processus de genèse et d'évolution des formes superficielles et souterraines d'une région karstique » (Gèze, 1973). Elle est la conséquence de la dissolution des carbonates et de l'érosion mécanique. Elle dépend de deux paramètres essentiellement : (1) *le potentiel de karstification*, lié aux conditions climatiques ainsi qu'à la géométrie du réservoir et l'existence d'un gradient hydraulique ; (2) *la structure interne du massif* (lithologie, porosité, fracturation) car la karstification se développe le plus souvent dans la

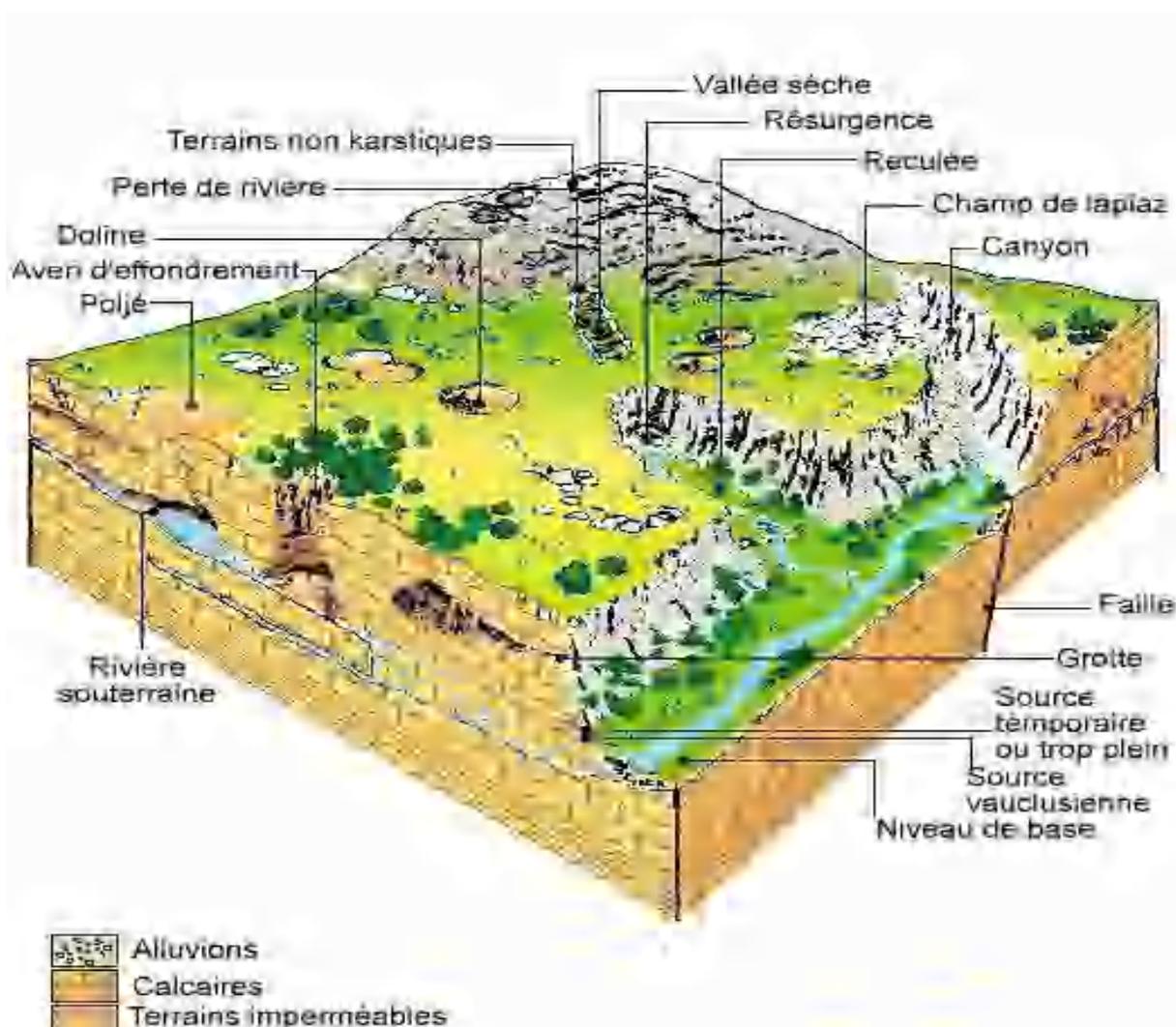


Fig. 21 Paysage et morphologie karstiques (Bakalowicz 1999).

fracturation. Le système karstique provient de la structuration spatiale et temporelle d'un ensemble de vides creusés à la faveur de discontinuités dans une masse rocheuse grâce à la dissipation d'énergie (Quinif, 1998). Cette dernière résulte de la transformation de 3 types d'énergie primaire dans le système : l'énergie mécanique, chimique et potentielle : (1) *l'énergie mécanique* est la raison de la fracturation du massif, de la détente mécanique de certaines fractures et de la surrection du massif qui accroît l'énergie potentielle ; (2) *la transformation de l'énergie chimique* est la dissolution de l'encaissant avec production de solutés (HCO_3^- , Mg^{2+} , Ca^{2+} , ...) et de matières solides comme les impuretés des carbonates : argiles, grains de dolomies, etc. l'intensité de cette transformation dépend du potentiel chimique à l'entrée du système (concentration de CO_2 et d'autres acides) ; (3) *la transformation de l'énergie potentielle* comprend l'évacuation des produits de l'attaque chimique (solutés et matières solides) ainsi qu'une production de chaleur par la viscosité du liquide. Deux paramètres interviennent : la différence d'altitude entre entrée et sortie du système (correspondant à la charge hydraulique par rapport au niveau de base) et le débit d'eau qui transite dans le système.

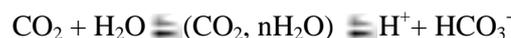
I-7-3 La dissolution des carbonates

Par définition, les roches carbonatées contiennent plus de 50% de carbonates en poids. Trois principaux minéraux les constituent : l'aragonite et la calcite qui sont deux formes cristallines différentes mais la même formule chimique (CaCO_3), et la dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), les deux derniers étant les plus importants. Lorsqu'une roche possède au moins 90% de calcite, c'est un *calcaire*. Si la proportion de dolomite griffe au-dessus de 50%, on parle de *calcaire dolomitique*. Si la proportion atteint ou dépasse 90%, c'est de *la dolomie*.

Tous les minéraux et par conséquent, toutes les roches sont solubles dans l'eau, mais certains le sont plus que d'autres. La solubilité dans l'eau des minéraux dépend de la nature des minéraux, des conditions physiques du milieu et de la composition chimique des eaux (Bakalowicz, 1994). Dans le cadre des études sur la compréhension de la karstification des massifs carbonatés, les équilibres de dissolution-précipitation du système calco-carbonique ont été bien étudiés. Nous présentons ici un petit aspect de ces travaux sur la dissolution des carbonates.

Le carbonate de calcium (CaCO_3) est très peu soluble dans l'eau pure : le maximum de calcite qui peut être dissous dans de l'eau pure n'est que de 13 mg.l-1 à 16°C. Mais la solubilité est bien plus grande lorsque l'eau contient du CO_2 dissous. Celui-ci est soluble dans l'eau pure, selon la loi de Henry : elle augmente à mesure que la température décroît et que la pression s'élève. Le dioxyde de carbone se trouve librement dans l'atmosphère à des concentrations de l'ordre de 0,03% par volume, mais dans les sols sa concentration augmente pour atteindre fréquemment 2% et même des valeurs record de l'ordre de 10%. L'augmentation des teneurs de CO_2 au niveau des sols est due à la respiration des racines des plantes et des microorganismes ainsi qu'à la décomposition de la matière organique. L'eau qui percole au travers du sol traverse une atmosphère chargée en CO_2 et s'enrichit en CO_2 dissous en fonction des réactions d'équilibre entre les phases aqueuse et gazeuse.

Ceci a pour effet de rendre l'eau plus acide c'est-à-dire plus agressive vis-à-vis de la roche carbonatée sous-jacente. Cette acidité est apportée par les ions H^+ libérés lors de la dissolution du CO_2 dans l'eau. C'est le processus de conversion du CO_2 selon la réaction suivante dont la cinétique a été étudiée en détail par Roques (1962) :



La réaction de dissolution est un ensemble d'équilibres réversibles faisant intervenir plusieurs réactions d'équilibres entre les trois phases (solide, liquide, gazeux) du système calcocarbonique et pouvant être résumée ainsi (Fig. 22) :

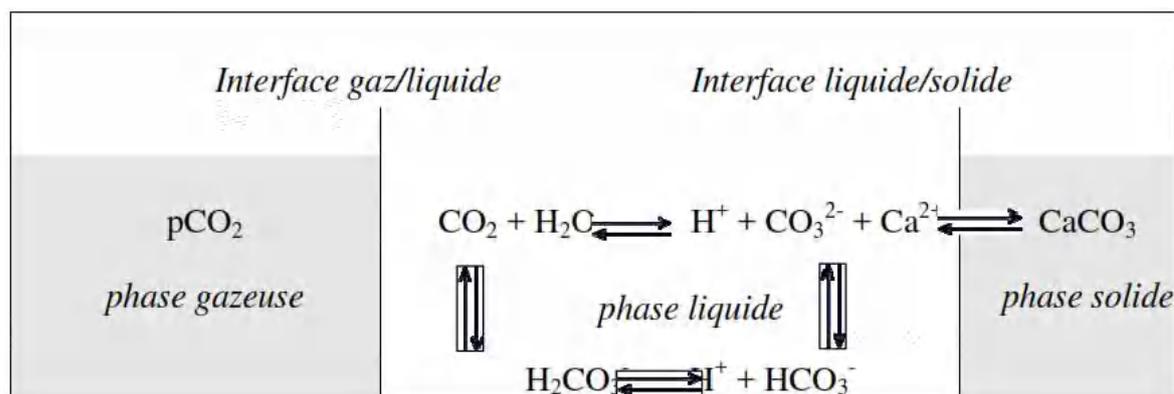


Fig. 22 : Bilan de l'équilibre calco-carbonique

I-7-4 Structure et fonctionnement du système karstique

La notion de « système karstique » a été introduite par Mangin (1975). À la différence des aquifères poreux, le karst possède une structure très hétérogène. De nombreuses discontinuités et la présence de conduits en font une entité particulière. Le système karstique est défini comme « l'ensemble au niveau duquel les écoulements souterrains de type karstique s'organisent pour constituer une unité de drainage ». Le système karstique peut être délimité par un bassin d'alimentation qui peut englober des terrains non karstiques. Le système karstique est considéré comme une unité fonctionnelle d'étude. On distingue les systèmes karstiques en fonction de la nature de l'impluvium (i), et de l'organisation du drainage au niveau de l'exutoire (ii). En fonction de la nature de l'impluvium (Fig. 23a), on distingue: *les karsts unaires* correspondent aux systèmes pour lesquels l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstiques, et *les karsts binaires* qui sont ceux pour lesquels une partie de l'impluvium est constituée de terrains non karstiques. L'écoulement de surface sur ces formations non karstiques est drainé par le karst. En fonction de l'organisation du drainage au niveau de l'exutoire, on distingue: *les karsts vaclusiens*, où la karstification se développe en profondeur sous le niveau de base, et *les karsts jurassiens*, où le réseau de drainage s'organise à proximité du niveau de l'exutoire (Fig. 23b).

De point de vue hydrogéologique, l'aquifère karstique se compose de trois zones (Fig. 24, 25) :

(i) *L'épikarst* : se situe dans les premiers mètres de l'aquifère (en sub-surface). Elle est soumise à d'importants phénomènes d'altération et constitue un espace de stockage temporaire de l'eau de pluie avant qu'elle ne soit drainée verticalement vers la zone d'infiltration. (ii) *La zone non-saturée* (ou zone d'infiltration) : est très hétérogène. Elle assure l'écoulement des eaux d'infiltration au travers du massif karstique par un nombre réduit de conduits karstiques (on trouve aussi le terme de "vides élargis" dans Marsaud (1996). L'infiltration sera plus ou moins rapide en fonction de l'ouverture des conduits empruntés. L'approche structurale positionne préférentiellement ces conduits verticaux élargis par karstification sur la fissuration originelle. La zone non-saturée peut également être un lieu de stockage au sein de la fissuration fine de la matrice calcaire et dans les conduits peu karstifiés.

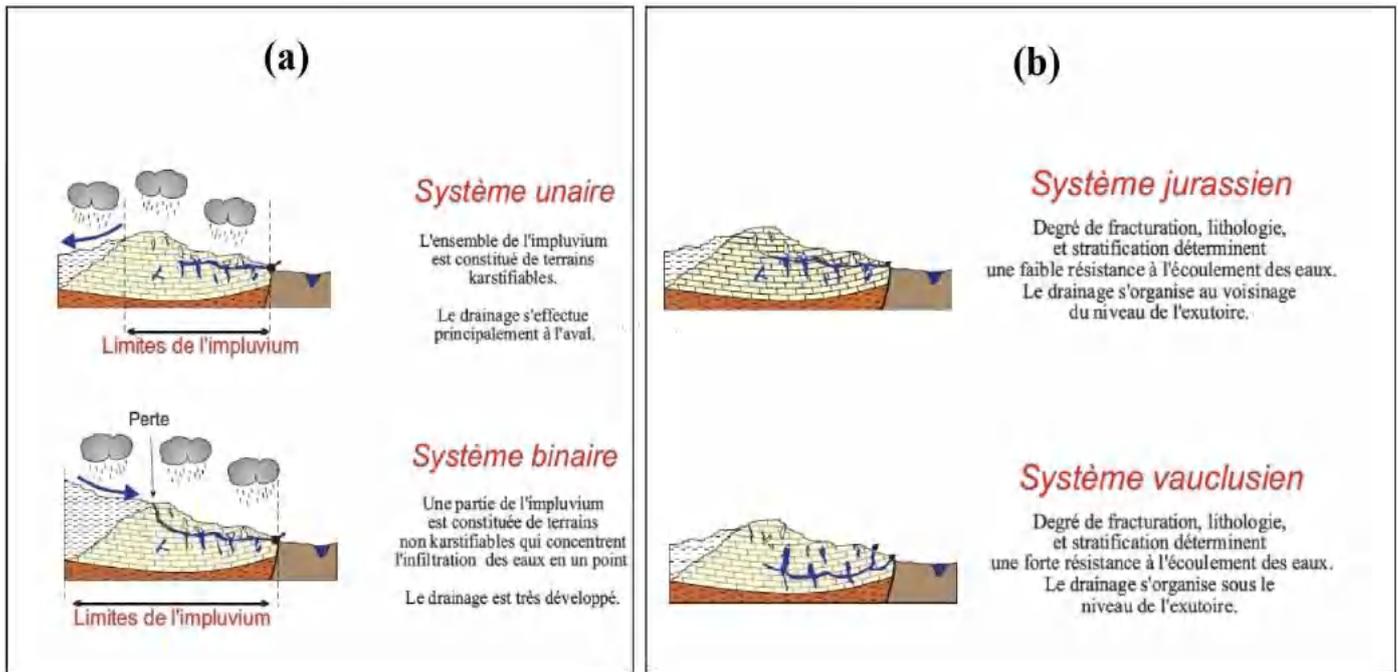


Fig. 23a Systèmes karstiques binaires et unaires; b Organisation du drainage en système vaclusien et jurassien (Marsaud 1996)

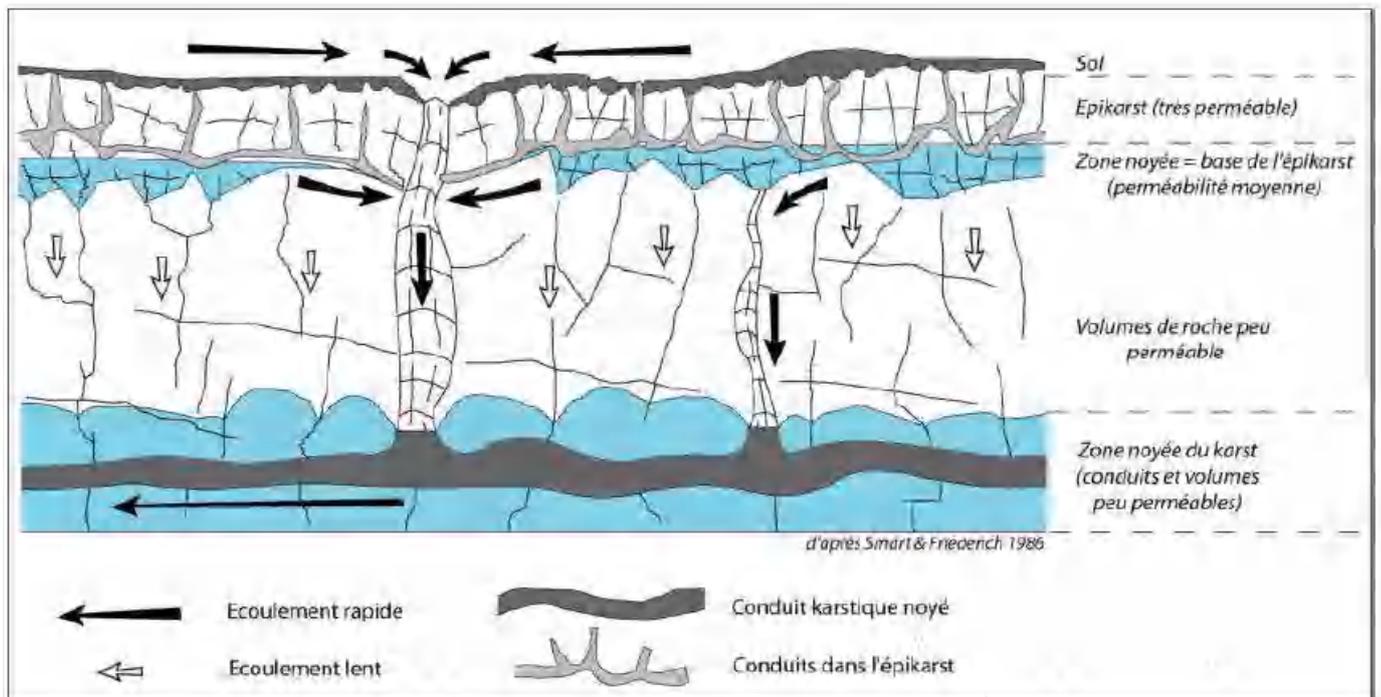


Fig. 24 Les différents compartiments hydrauliques d'un aquifère karstique (Smart et Friedrich 1986)

(iii) *La zone saturée* (ou zone noyée) : qui constitue la zone saturée de l'aquifère. Elle est constituée d'un drain principal, où les écoulements sont rapides, autour duquel s'organisent de systèmes annexes de drainage qui constituent des vides importants. Les écoulements y sont lents du fait de leurs fonctions capacitives.

Bakalowicz (1979) propose un schéma conceptuel général du fonctionnement des systèmes karstiques (Fig. 26), qui dépend du transfert de l'eau dans l'aquifère, depuis la surface vers l'exutoire. Il possède des caractéristiques qui en font un aquifère particulier : (i) une zonation verticale du système, depuis l'épikarst vers la zone noyée ; (ii) des transferts rapides de l'eau souterraine conduisant à des résurgences aux débits très variables dans le temps.

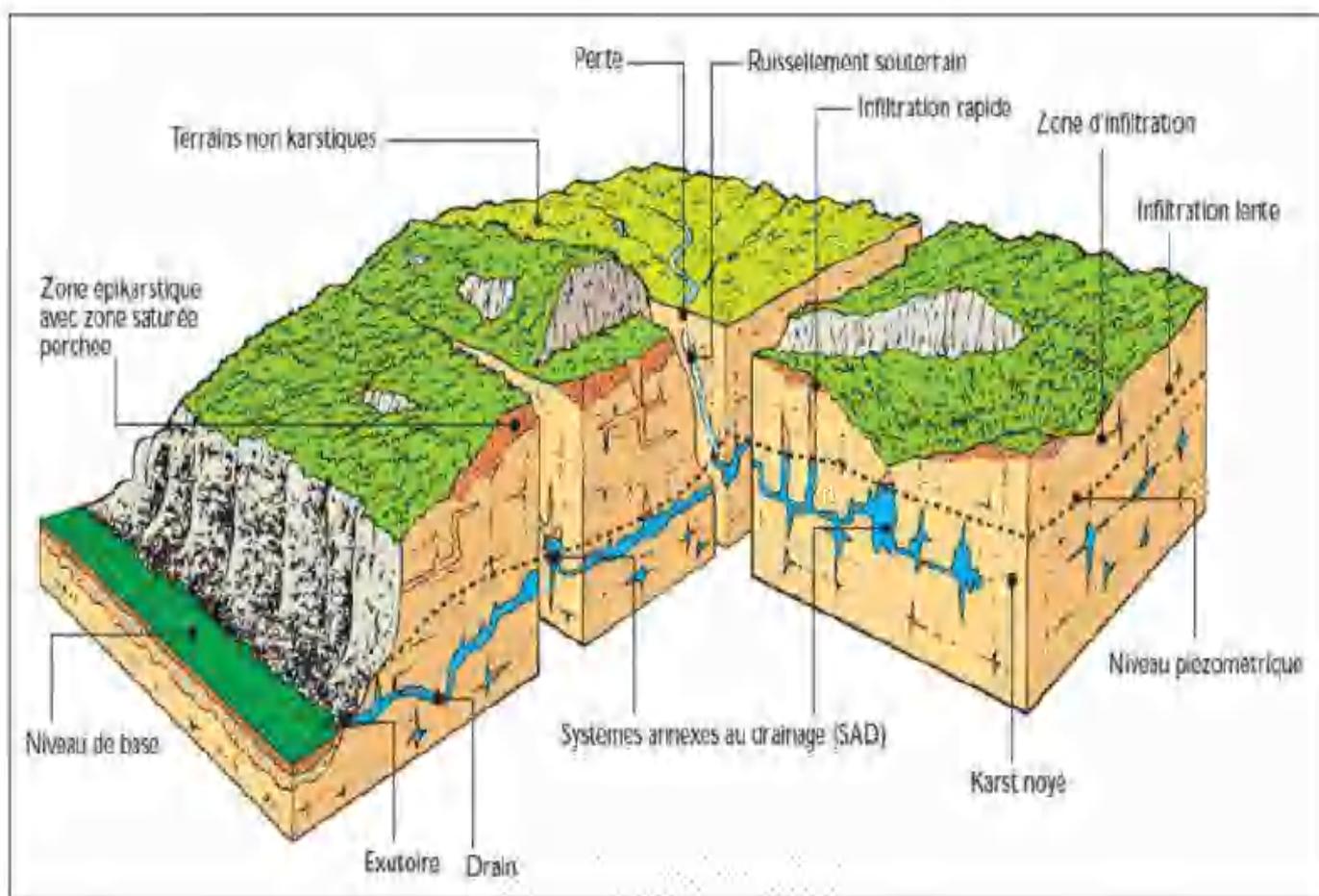


Fig. 25 Modèle conceptuel de l'organisation spatiale des systèmes karstiques (Mangin 1975)

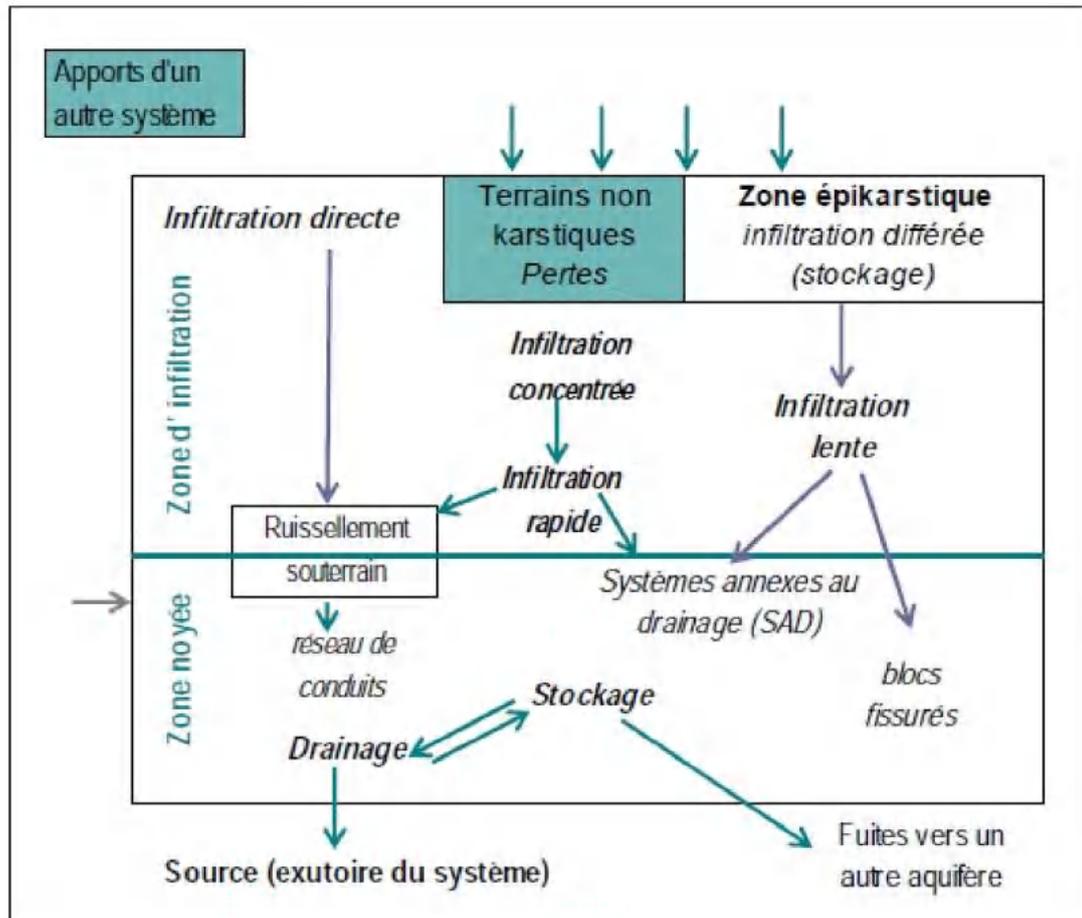


Fig. 26 Schéma conceptuel du karst (Bakalowicz 2005, modifié d'après Mangin, 1975)

I-8 Conclusion

Située au Nord Est algérien, la région de Constantine fait partie du bassin versant kebir-Rhumel avec une altitude moyenne de 900 m. Son climat est semi-aride, caractérisée par une pluviosité entre 300-700 mm/an et des températures moyennes annuelles de 26 à 31 °C.

D'un point de vue géologique, la région fait partie de la zone externe de la chaîne alpine d'Algérie orientale. Il est constitué de formations allant du trias au mio-plio-quaternaire. Au Sud, on trouve la plate-forme carbonatée néritique dite «plate-forme carbonatée du Constantinois», qui commence du Jurassique supérieur au Sénonien et consiste principalement en calcaire néritique. Au Nord, il existe une succession lithologique constituée de trois unités : (1) du *Crétacé à l'Eocène* (*nappes de Telliennes*) comprenant des marnes, du grès et de l'argile de Barremian-Aptian et Priabonian, (2) *Crétacé à l'Éocène moyen* appelé «*nappes du flysch massylien*» est constitué de calcaire sénonien et oligocène, (3) *Oligocène à burdigalien* (*nappe numidienne*) représenté par une série argilo-grésée recouverte des formations continentales du mio-plio-quaternaires.

Trois aquifères importants ont été identifiés dans la région de Constantine :

(1) *l'aquifère karstique profond des calcaires du Crétacé* (aquifère néritique carbonaté) qu'est exploité par des forages d'une profondeur atteint 300m. C'est un important réservoir des eaux souterraines, qui contribue de manière significative à l'approvisionnement en eau potable, à l'irrigation et à l'industrie dans la région. (2) *L'aquifère des accumulations fluvio-lacustres du Mio-Pliocène* : cet aquifère se développe dans les argiles, marnes et les grès du mio-pliocène qui s'étendent sur de vastes surfaces entre les massifs calcaires. (3) *L'aquifère des alluvions Quaternaires*: C'est un aquifère alluvial constitué principalement de dépôts alluviaux très hétérogènes comprenant une alternance de sédiments perméables (sable, gravier, argile sableuse) d'une profondeur de l'ordre de 40 m.

La région de Constantine appartient au domaine structurel alpin (instable) caractérisé par de fortes activités tectoniques et sismiques, représentées par des failles affectant les formations carbonatées de crétacé qui permettent l'émergence des eaux chaudes profondes. Ces dernières constituent un réservoir géothermal important dans la région.

Chapitre II :

Les sources thermominérales étudiées

(Présentation et méthodes analytiques utilisées)

II-1 Localisation et conditions géologiques d'émergences des sources thermominérales

Dans la région de Constantine, il y a plusieurs sources thermominérales, localisées sur les flancs des massifs septentrionaux et méridionaux. Il s'agit d'un aquifère dans une formation carbonatée, dolomitique au jurassique et calcaire du Crétacé. Les sources qui peuvent être divisées en chaudes et froides jaillissent dans toute la région. Environ 20 sources ont été recensées dans la région. 12 sources thermales et 8 sources froides échantillonnées (Fig. 27).

II-1-1 Les sources thermales*II-1-1-1 Les eaux thermales de la zone Hamma-Bouziane*

À 9 km au Nord-Ouest de la ville de Constantine, il y a plusieurs sources chaudes dans la région de Hamma Bouziane avec des températures des émergences atteignant 34 °C. La source de Hammam Zouaoui avec un débit de l'ordre de 800 l/s (avant l'exploitation par des forages) émerge à travers des dépôts alluvionnaires qui recouvrent le Miocène continental (Fig. 28). Par ailleurs, la source d'Ain Skhouna (34°C) se trouve également dans une zone de lac marécageux. Cette dernière émerge des alluvions quaternaires.

II-1-1-2 Les eaux thermales du Rocher de Constantine

Le rocher de Constantine est constitué par des calcaires massifs fracturés et karstifiés, notamment Dj kellal et rocher de Sidi Mcid, où se trouvent de nombreuses failles profondes permettant l'émergence de nombreuses sources au contact du massif calcaire cénomanien-turonien et les marnes noires d'âge sénonien. La source de Sidi Mcide émerge directement du massif carbonaté à la faveur de fractures avec un débit de 20 l/s et une température de 26°C.

II-1-1-3 Les eaux thermales de Salah Bey

La région de Salah Bey est localisée au Nord du massif du Chettabah. Cette région a connu de nombreux événements notamment les accidents orthogonaux et les accidents bordant le massif du Chettabah, ce qui reflète l'affleurement des terrains triasiques extrusifs. Avec une température de 26°C, la source de Saleh Bey émerge des travertins avec un débit de 10 l/s. À quelques mètres de cette source, un forage de 300m de profondeur installé pour subvenir aux besoins en eau de cette région avec un débit atteint 30 l/s et température de 28°C, capte l'aquifère des calcaires et dolomies du Turonien et Céomanien.

II-1-1-4 Les eaux thermales d'Ain Tinne et Bouhama

La source thermale d'Ain El Tine est située à l'extrémité Est du massif Akhal. Elle émerge au pied des formations carbonatées (calcaires) d'âge jurassique sur une faille de direction WSW-ESE

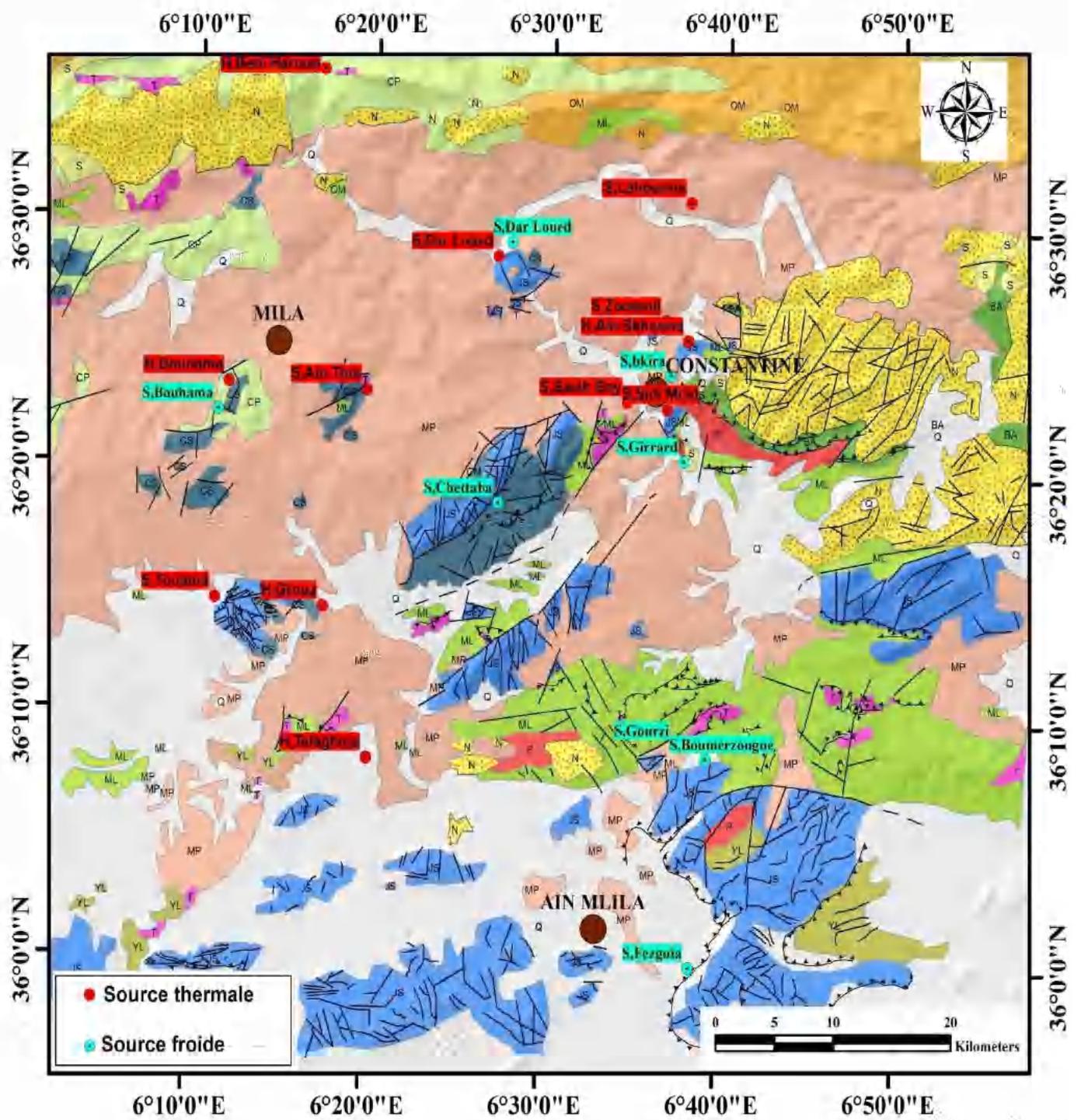


Fig. 27 Carte de répartition des sources d'eaux thermales et froides (Décembre 2016).

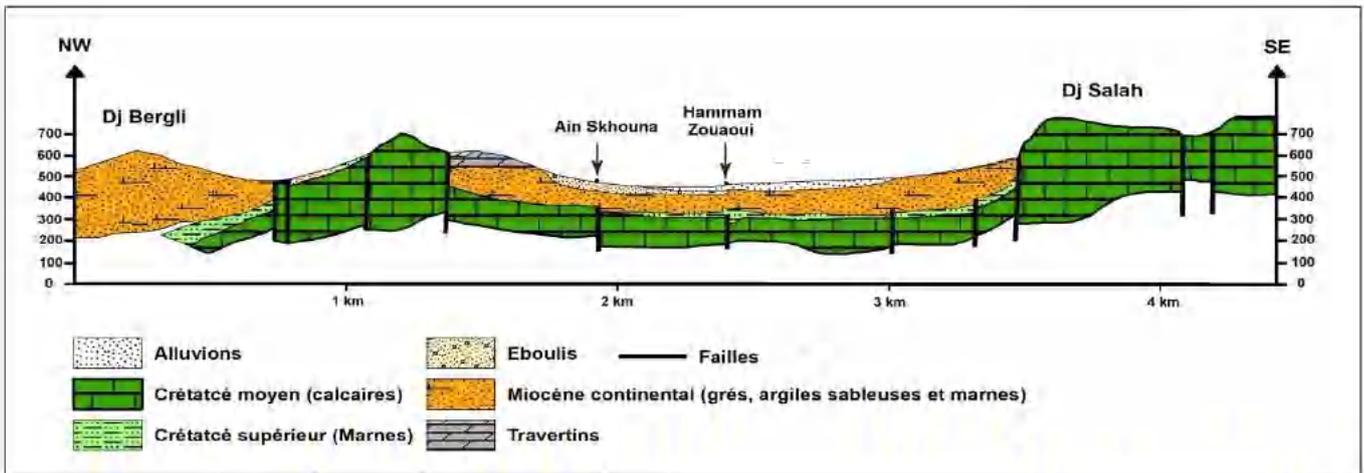


Fig. 28 Coupe géologique des sources thermales d'El hamma Bouziane
(Ain sekhouna et H.Zouaoui, Durozya 1960)

(Dib 1985), avec une température entre 26 et 32 °C et un débit de 10 l/s qui destiné à l'alimentation en eau de la ville de Mila. À 9 kilomètres au Sud-Ouest du chef-lieu de la wilaya de Mila, se trouve la source de Bouhama avec une température très importante dépasse 40 °C. Cette dernière émerge à la faveur d'une faille de direction SE-NE qui met en contact les calcaires albiens avec les marnes sénoniennes et sort dans le lit d'un ravin profond d'Oued El Hammam.

II-1-1-5 Les eaux thermales de Telaghma-Hammam Grouz

La région de Telaghma est située au Sud-Est de la wilaya de Mila, à 37 km au Sud-Ouest de Constantine. Elle est très connue par ses sources thermales, dont la plus importante est celle d'Ouled Djali qu'est située au piedmont du Djebel Toukouia dans la partie Nord de Telaghma avec une température de 48°C. Ces eaux thermales se manifestent par deux accidents majeurs : l'accident de Felten-Meziout orienté NE-SW et l'accident de Nif Enser-Teioualt NW-SE (Dib 2008). L'exploitation de l'eau thermique se fait par le biais de forages d'un 90 mètres de profondeur et elle est utilisée à des fins thérapeutiques et l'irrigation dans cette région.

II-1-1-6 Les eaux thermales de Beni Haroune

Cette émergence se situe à proximité de la route nationale de Constantine-Jijel (14 km au Nord-Ouest de Grarem -wilaya de Mila-). Les eaux thermales jaillissent sur la rive droite de l'Oued Kebir au niveau des calcaires compacts très fracturés du Lias moyen (contact anormal Trias-Lias moyen) avec une température de 42 °C. Elle a été anciennement captée et aménagée en station thermique thérapeutique traditionnelle dans la région.



Fig. 29 Photos de quelques sources thermales étudiées.

II-1-2 Les sources froides

II-1-2-1 La source de Boumerzoug

Cette source est située au Sud de la wilaya de Constantine, à 2 km de la route nationale n°3 Constantine-Batna. C'est une très belle source se trouvant au point bas d'un vaste ensemble calcaire (Crétacé inférieur et moyen) comprenant les Djebels de Guérioun et Fortass et les petits massifs du Boulecherai et du Boumerzoug. L'eau sort à travers les fissures des massifs calcaires à la faveur d'une faille (Fig. 30). Cette source fut captée au début des années 1950, plusieurs des forages et puits avaient été creusés à l'amont de la source captant l'aquifère du Crétacé d'environ de 40m de profondeur avec un gros débit estimé de 250 l/s. En 1976, un forage de 700 m de profondeur a été exécuté par la SONITEX et donne des débits très importants de 4 l/s (Souag 1985). À l'heure actuelle, ces forages sont exploités par pompage pour subvenir aux besoins en eau de Constantine.

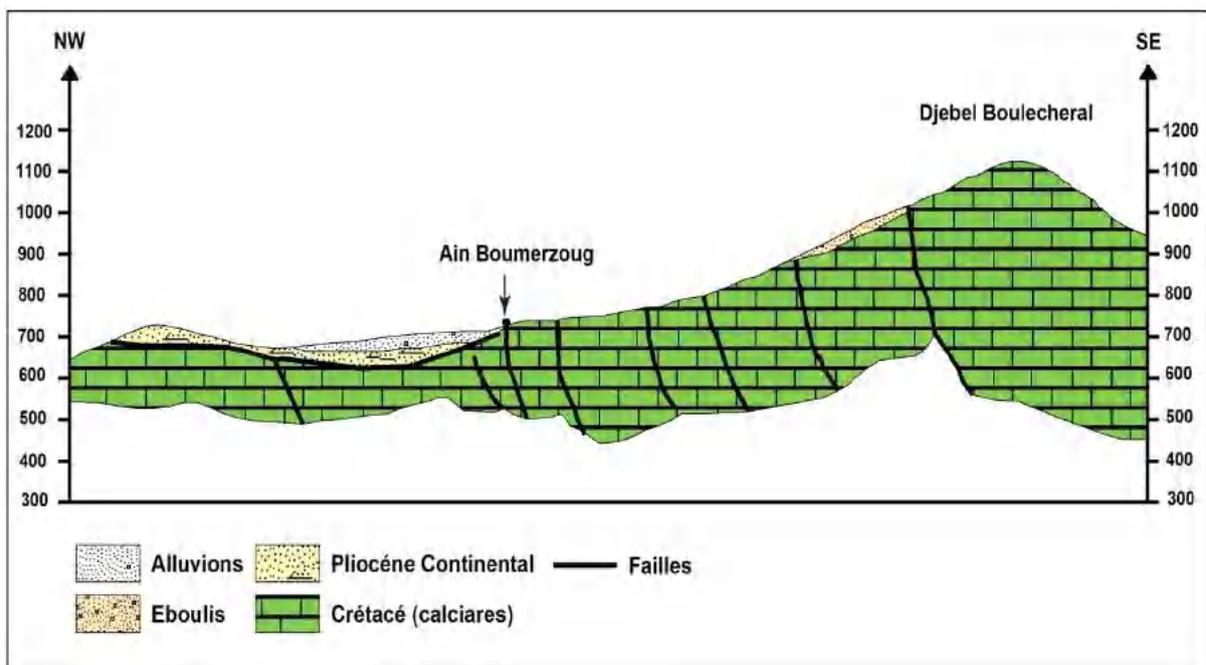


Fig. 30 Coupe géologique passant par la source du Boumerzoug. (Durozoy 1960)

II-1-2-2 La source de Fésguia

La source de Fésguia se situe à l'Est de plaine de Ain M'lila, au bas des éboulis anciens bordant le pied de la falaise calcaro-dolomitique du massif du Gérioun qui fait partie du môle néritique Constantinois. Cette source émerge au piedmont du Djebel Gérioun à la faveur d'une faille de direction NE-SW (Fig. 31, Durozoy 1960). Avec un débit moyen de 85 à 90 l/s, elle est actuellement exploitée pour l'alimentation en eau de la région de Constantine.

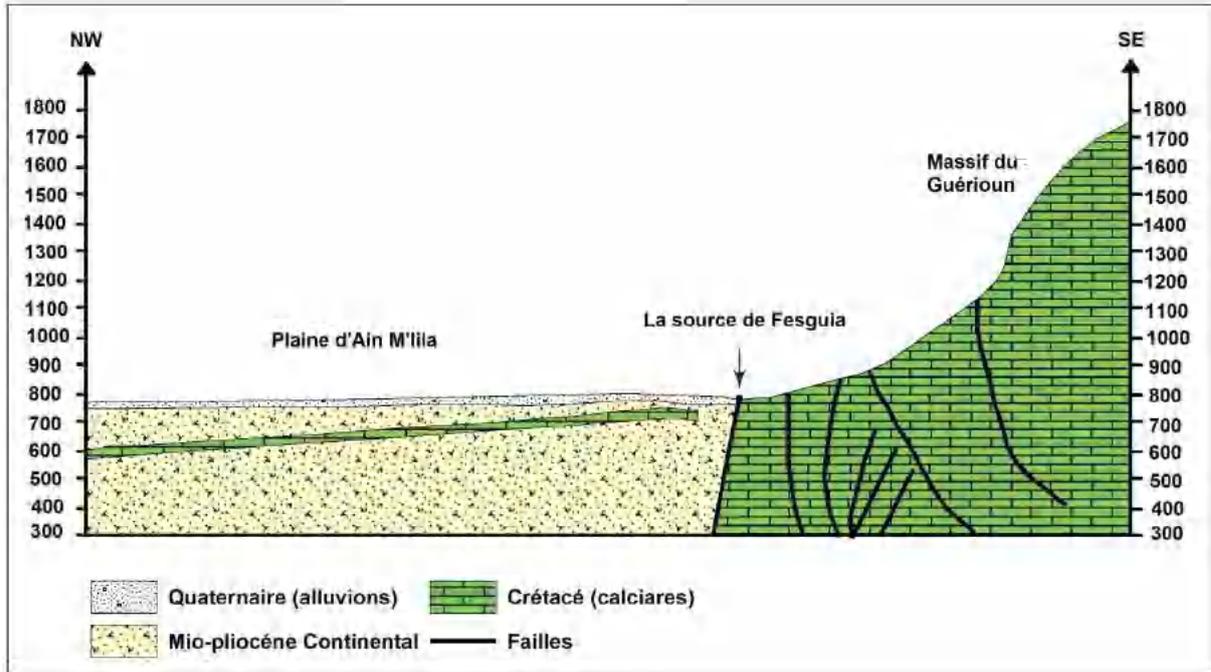


Fig. 31 Coupe géologique passant par la source de Fesguia (Durozoy 1960)

II-2 Prélèvements et méthodes analytiques

II-2-1 *In situ*

Au cours de nos travaux sur terrain, nous avons procédé à des mesures *in situ* ainsi qu'à des prélèvements en vue d'analyse au laboratoire.

Vingt échantillons des sources thermominérales ont été collectés au cours du mois de décembre 2016 dans la région de Constantine (Fig. 27). Après filtration, tous les échantillons ont été stockés dans des bouteilles en polyéthylène dans une glacière à température constante $<4^{\circ}\text{C}$ et conservés au réfrigérateur ($<4^{\circ}\text{C}$), après acidification par l'acide nitrique (5 ml de HNO_3 6N). Les paramètres physiques tels que le pH, la température (T), la conductivité électrique (EC) et le total des solides dissouts (TDS) ont été déterminés *in situ* à l'aide d'un conductimètre portable (HANNA Hi-9813-6 Multiparameter).

II-2-2 *Au laboratoire*

Les analyses des différents éléments ont été effectuées dans différents laboratoires. Les éléments majeurs ont été analysés au laboratoire d'hydrogéologie de la Faculté des sciences de la Terre de Constantine ; les ions : calcium (Ca), magnésium (Mg), bicarbonates (HCO_3) et chlorures (Cl) ont été analysés par titrage volumétrique, sulfate (SO_4) à l'aide d'un colorimètre Jenway 6051, sodium (Na) et potassium (K) par spectromètre d'absorption atomique (Perkin-Elmer model AAnalyst 200).

L'eau échantillonnée par filtration (0,45 μm) a été acidifiée en ajoutant 1 ml de Suprapur® HNO_3 et analysée par ICP-OES à l'aide d'un Perkin Elmer Optima 8000 (Perkin Elmer, Waltham, MA, USA) pour Mn, Fe, Cu, Zn, Li, Si et Sr. L'erreur analytique était <10%. Les échantillons d'eau ont été analysés au laboratoire de la géochimie des fluides, département des sciences de la terre, Université de Florence en Italie.

Une eau non filtrée a été échantillonnée pour la détermination des isotopes de l'eau. Les rapports $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ et $^2\text{H}/^1\text{H}$ dans l'eau (exprimés en $\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ et $\delta\text{D}\text{-H}_2\text{O}$ ‰ par rapport à V-SMOW, respectivement) ont été déterminés en utilisant un Finnigan MAT 252 et un spectromètre de masse Europa Scientific GEO2020, respectivement. Les rapports isotopiques de l'oxygène ont été analysés dans le CO_2 ajouté aux échantillons d'eau en utilisant la méthode d'équilibre $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ proposée par Epstein et Mayeda (1953). Les rapports isotopiques de l'hydrogène ont été mesurés sur H_2 après la réaction de l'eau (10 ml) avec du magnésium métallique (1,6 g) à 440 °C au lieu du zinc métallique (Coleman et al. 1982). Les incertitudes analytiques pour les ratios $\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ et $\delta\text{D}\text{-H}_2\text{O}$ étaient respectivement de 0,1 ‰ et 1 ‰. Les échantillons d'eau ont été analysés à Université de Pise en Italie.

Partie II: Résultats et Discussions

Le but de cette partie est d'étudier dans le détail la chimie des eaux thermominérales de la région de Constantine à l'aide des outils géochimiques, statistiques et isotopiques.

Cette partie s'articule autour de trois chapitres:

- *Le premier chapitre est consacré à l'étude des caractéristiques géochimiques qui permettront alors d'établir les relations entre la composition chimique des eaux et celles des roches traversées. De plus, l'utilisation des méthodes statistiques multivariées et la modélisation géochimique peuvent aider à mieux comprendre les processus de la minéralisation des eaux souterraines.*
- *Le deuxième chapitre s'intéresse à l'étude de la température des eaux thermales pour évaluer la température du réservoir géothermique sur la base des différentes techniques de géothermométrie chimique (cationique et silice) et la méthode des indices de saturation de certains minéraux communs.*
- *Le troisième chapitre est réservé à l'étude de la composition isotopique des eaux thermominérales à l'aide des isotopes stables et radioactifs (^{18}O , ^2H , ^3H , ^{14}C) pour la détermination de l'origine, l'estimation de la recharge et l'âge des eaux thermominérales.*

Au terme de cette étude, l'ensemble de ces résultats hydrogéochimiques et isotopiques a été combiné avec l'environnement géologique et structural afin de proposer un modèle hydrogéochimique conceptuel pour la région d'étude, pouvant expliquer à la fois les processus de la minéralisation et l'origine de la thermalité des eaux thermominérales du territoire Constantinois.

Chapitre I :

Géochimie des eaux thermominérales

I-1 Introduction

La géochimie des eaux souterraines est la science qui explore les processus contrôlant la composition chimique et la qualité des eaux souterraines, qui influencent l'utilisation de cette ressource. La composition chimique des eaux souterraines est contrôlée par de nombreux facteurs qui comprennent la chimie des eaux d'infiltration (précipitation), la nature géologique de la roche réservoir, la décomposition de la matière organique et des facteurs anthropiques. Tous ces facteurs peuvent influencer les propriétés physico-chimiques et chimiques, les faciès chimiques dominants et l'évolution chimique des eaux. De ce fait, l'aspect chimique des eaux souterraines constitue un élément primordial et l'étude du chimisme des eaux nous permet d'une part d'apprécier les qualités chimiques de ces eaux et les différents faciès chimiques...etc., et d'autre part d'identifier les principaux facteurs contrôlant leurs minéralisations.

I-2 Caractérisation hydrogéochimique des eaux

I-2-1 Fiabilité des données chimiques

Avant de procéder à l'interprétation des données géochimiques, une vérification des données est l'étape préalable pour pouvoir utiliser et interpréter correctement les résultats. Dans ce cas, un calcul simple, le calcul d'erreur sur la balance ionique permet de vérifier que la somme des cations est égale à celle des anions pour les ions majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , en milliéquivalent par litre). L'erreur (en %) ne doit pas dépasser 5% selon l'équation suivante (Appelo et Postma 1996):

$$(\text{BI}) \% = 100 \times (\sum \text{cations} - \sum \text{anions}) / (\sum \text{cations} + \sum \text{anions})$$

Dans notre cas, nous avons vérifié la fiabilité des données de tous les échantillons étudiés où les balances ioniques calculées donnent des résultats très satisfaisants (Table 9) et les données sont donc fiables.

I-2-2 Paramètres physico-chimiques

I-2-2-1 Températures des eaux aux émergences

Lorsque la température d'une source dépasse de 5 à 6°C la température moyenne annuelle de l'air de la région d'émergence, celle-ci est appelée *source thermale*. Autrement dit, la température d'une source thermominérale est plus élevée que la température moyenne annuelle de l'air au lieu considéré. L'origine primordiale de la température des eaux thermominérales est le *gradient géothermique*, et d'autres facteurs secondaires viennent ajouter leur action, comme le *volcanisme*, le *refroidissement des magmas* et les *réactions physicochimiques*. Dans l'ensemble, la température des

eaux thermales s'étale entre 20°C et 100°C et les eaux dont la température atteinte ou dépasse 100°C appartiennent à des catégories particulières : geysers, soffioni, etc.

Dans le Nord de l'Algérie, d'après Verdeil 1976 ; les eaux thermales sont classées selon leurs températures en :

- Eaux hyperthermales $T > 45 \text{ } ^\circ\text{C}$
- Eaux orthothermales $37 \text{ } ^\circ < T < 45 \text{ } ^\circ\text{C}$
- Eaux mésothermales $22 \text{ } ^\circ < T < 37 \text{ } ^\circ\text{C}$
- Eaux froides $T < 22 \text{ } ^\circ\text{C}$

Dans notre étude, les températures mesurées aux émergences oscillent entre 17 et 51°, où les températures les plus élevées atteignant 51 °C et 49 °C aux sources d'El Touama et Grouz, respectivement. Sur vingt sources thermominérales, deux sont classées hyperthermales ($T > 45^\circ\text{C}$), trois orthothermales ($37^\circ\text{C} < T < 45^\circ\text{C}$), sept mésothermales ($22^\circ\text{C} < T < 37^\circ\text{C}$) et huit sources froides ($T < 22 \text{ } ^\circ\text{C}$, Fig. 32b).

Tableau 9 : Résumé statistique des paramètres hydrochimiques des eaux thermominérales de la région de Constantine.

	Min	Max	Moy
CE ($\mu\text{S/ cm}$)	560	5630	1665,8
T ($^\circ\text{C}$)	17	51	29,25
TDS (mg/L)	240	2540	726
pH	6,2	7,6	7,015
Ca (mg/L)	50	340	158,5
Mg (mg/L)	0,2928	190	34,8
Na (mg/L)	1,504	934	209,4
K (mg/L)	0,35	21,55	7,1
HCO₃ (mg/L)	200,08	780	398,9
SO₄ (mg/L)	8,25	478	193
Cl (mg/L)	22,5	1544,25	315,9
Si (mg/L)	4,3	101,6	25
Mn (mg/l)	0	0,01	0,003
Fe (mg/l)	0,007	1,2	0,12
Cu (mg/l)	0,001	0,01	0,004
Zn (mg/l)	0,003	0,1	0,03
Sr (mg/l)	0,27	14,9	3,2
Li (mg/l)	0,02	0,6	0,1
BI (%)	0.09	3.16	1.2

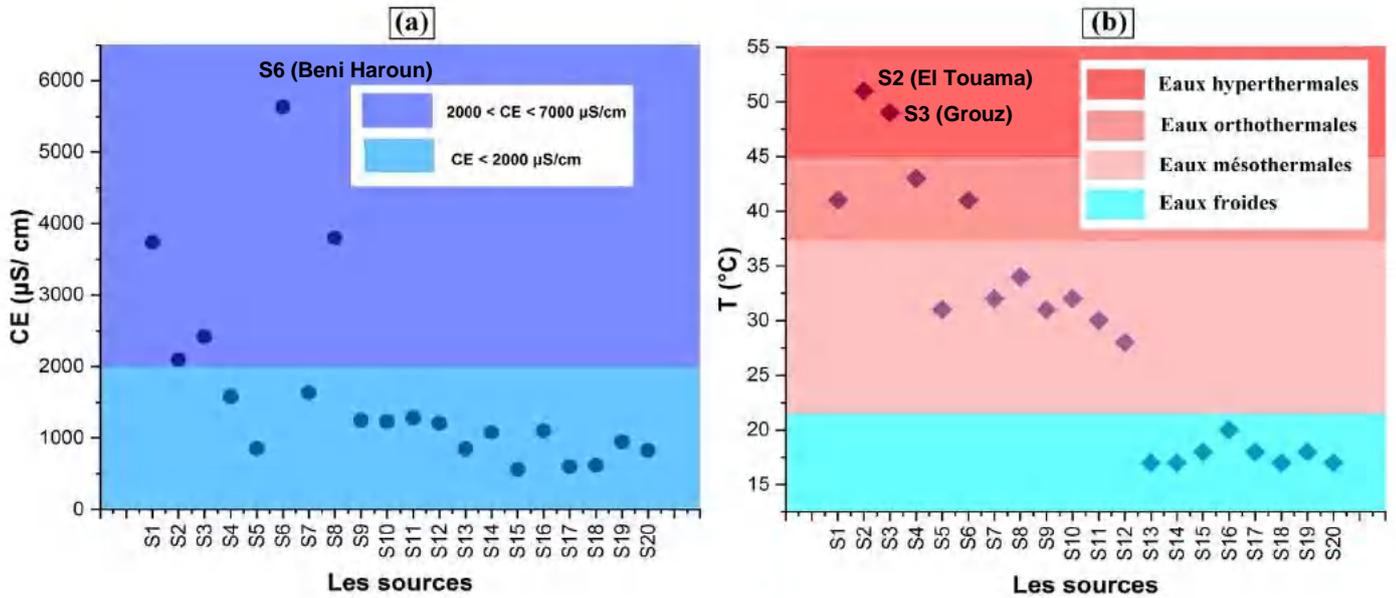


Fig. 32 variation de (a) la conductivité électrique, (b) la température des eaux de la région d'étude.

I-2-2-2 La conductivité électrique

Par définition ; la conductivité électrique est la propriété qu'a une eau pour conduire le courant électrique, elle dépend de la quantité d'ions que renferme cette eau. La conductivité électrique de l'eau dépend de sa température: plus la température est élevée, plus la conductivité électrique serait élevée. La conductivité électrique de l'eau augmente de 2 à 3% pour une augmentation de 1 degré Celsius de la température de l'eau. De nombreux conductimètres standardisent de nos jours automatiquement les lectures à 20°C.

D'après Issaâdi 1992, les sources thermominérales de l'Algérie sont regroupées en quatre classes, selon les valeurs de la conductivité électrique (CE), sont les suivantes:

- Classe 1 : CE < 2000 µS/cm;
- Classe 2 : 2000 < CE < 7000 µS/cm;
- Classe 3 : 7500 < CE < 15000 µS/cm;
- Classe 4 : CE > 15000 µS/cm.

Pour les eaux de sources étudiées, la conductivité électrique varie entre 600 µS/cm à la source de Fesguia (S17) et 5630 µS/cm au niveau de la source thermale de Beni Haroune (S6) (Fig 32a). 75% des eaux ont des conductivités inférieures à 2000 µS/cm, selon Issaâdi 1992, ces eaux sont faiblement minéralisées ; elles sont strictement liées aux réservoirs carbonatés. Tandis que 25% des eaux ont des conductivités qui oscillent entre à 2000 à 7000 µS/cm, ce sont des eaux en général hyperthermales, fortement minéralisés et sont probablement affectés par des formations évaporitiques.

I-2-2-3 Le potentiel hydrogène (pH)

Par définition, le potentiel hydrogène (pH) constitue le mode de représentation de la concentration en ion H^+ d'une solution, c'est-à-dire l'acidité ou la basicité du milieu. La solution dont le pH est inférieur à 7 est acide, supérieur à 7 est basique et pH égale à 7 correspond à un milieu neutre. Le pH d'une eau naturelle dépend de son origine et de la nature des terrains traversés.

Les résultats des pH mesurés *in situ* des eaux étudiés sont représentés dans le tableau 9, où le pH varie entre 6.2 et 7.6. La majorité des sources froides sont caractérisés par des valeurs du pH varient entre 7.1 et 7.5, ce qui indique qu'ils sont légèrement basiques. Les eaux thermales ont un caractère acide ; telles que celles de Beni Haroune, Bouhama et Telaghma, tandis que les sources d'Elhamma Bouziane, Sidi mcide et Ain Eltine présentent un pH basique.

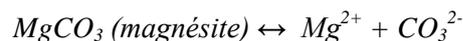
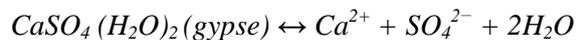
I-2-3 Caractéristiques chimiques

I-2-3-1 Les éléments majeurs

Les principales espèces inorganiques qui constituent les eaux souterraines de qualité globale sont le Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ (les principaux cations), et le Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} et HCO_3^- (les principaux anions). La concentration totale de ces ions majeurs comprend plus de 90% du total des solides dissous dans les eaux souterraines, que l'eau soit diluée ou présente une salinité supérieure à l'eau de mer.

a) Calcium et Magnésium

Les Ca^{2+} et Mg^{2+} (appelés métaux alcalino-terreux) proviennent dans les eaux souterraines par la dissolution des minéraux carbonatés dans l'eau contenant du CO_2 . Le Ca^{2+} est un constituant abondant dans les eaux associées à la calcite, la dolomie et le gypse, tandis que les sources de Mg^{2+} comprennent la dissolution des formations carbonatées à forte teneur en Mg^{2+} (magnésite et dolomie).



Toutes les sources thermominérales de la région de Constantine ont des teneurs élevées en calcium qui dépassent 300 mg/l au niveau des sources thermales de Telaghma et Bouhama (Table 9, Fig. 33). Le magnésium présente des concentrations varient entre 0.30 mg/l (*S.Chettabah*) et 190 mg/l

(S.Dar Eloued). Les teneurs les plus fortes de calcium et de magnésium suggèrent d'autres sources de calcium non carbonatés, qui sont la dissolution des évaporites (gypse - CaSO_4 , anhydrite - CaSO_4).

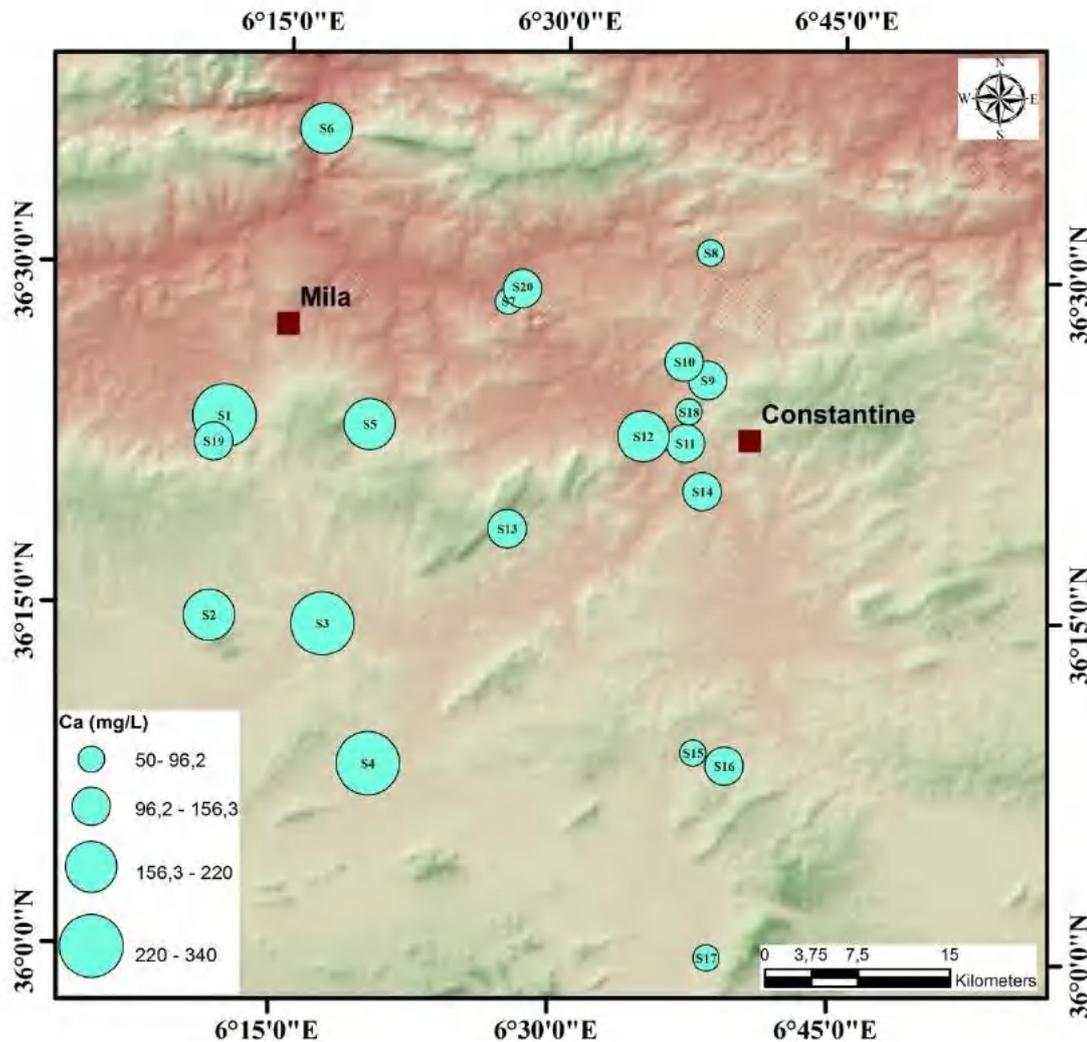


Figure 33. Carte des teneurs en calcium (mg/L)

b) Sodium et Potassium

Le sodium et potassium sont également dans le groupe des métaux alcalins et toujours présents dans les eaux naturelles en proportion très variables, ils proviennent : (1) du lessivage des formations géologiques riches en NaCl , (2) de la décomposition des sels minéraux tels que les silicates (terrains argileux), et (3) les rejets des eaux usées d'origine industrielle et domestique.

Dans les sources thermominérales étudiées, les teneurs en sodium (Na^+) et potassium (K^+) sont compris entre 1.5 mg/l et 934 mg/l ; et 0.35 mg/l et 21.5 mg/l (Tab. 9), respectivement, où les teneurs les plus fortes en sodium appartiennent aux sources de Bouhama et Dar Eloued (906 mg/l) et Beni Haroune (934 mg/l, Fig. 34). Ces fortes teneurs en sodium sont dues souvent à lessivages des formations triasiques ou l'altération des minéraux silicates (formations argileuses du Miocène).

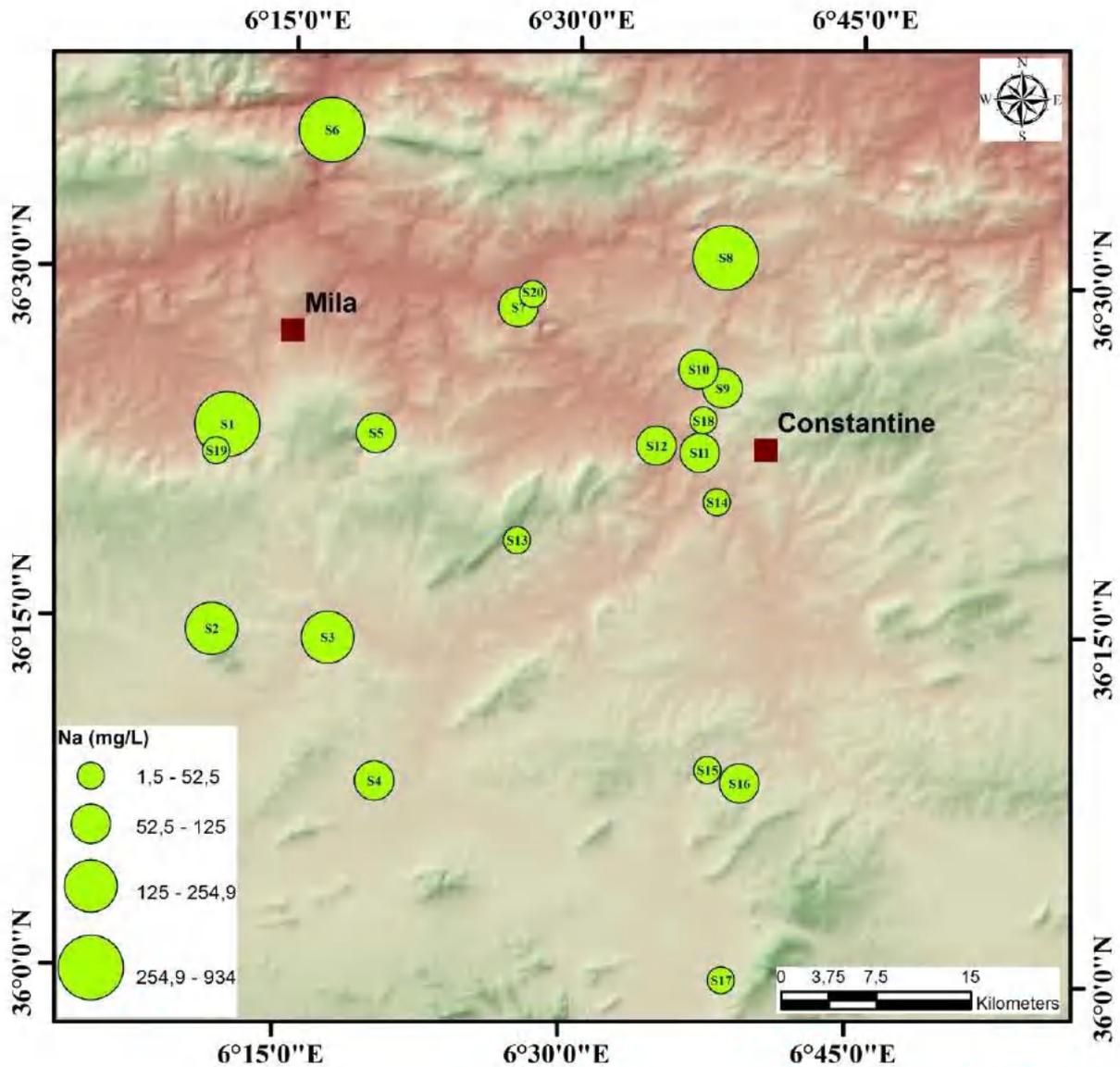


Figure 34. Carte des teneurs en sodium (mg/L).

c) *Les chlorures*

Les chlorures (Cl^-) sont présents dans toutes les eaux naturelles provenant de nombreuses roches sédimentaires et en particulier les évaporites. Ils peuvent provenir soit d'eaux vadoses ayant lessivé des gites salins (NaCl) soit de profondeur et avoir une origine juvénile.

Les teneurs en chlorure dans les eaux des sources thermominérales de la région de Constantine sont variées entre 22.5 mg/l et 1544 mg/l (Table 9). Les teneurs les plus élevées appartiennent aux sources thermales de Bouhama (1544.2 mg/l), Dar Eloued (1473.2 mg/l) et Beni Haroune (1437.7 mg/l, Fig. 35), ces dernières ont des fortes teneurs en sodium (Na^+). Cette similitude indique la même origine de ces ions, ce qui signifie que la dissolution de l'halite (NaCl) est la source de Na et de Cl dans ces eaux thermominérales.

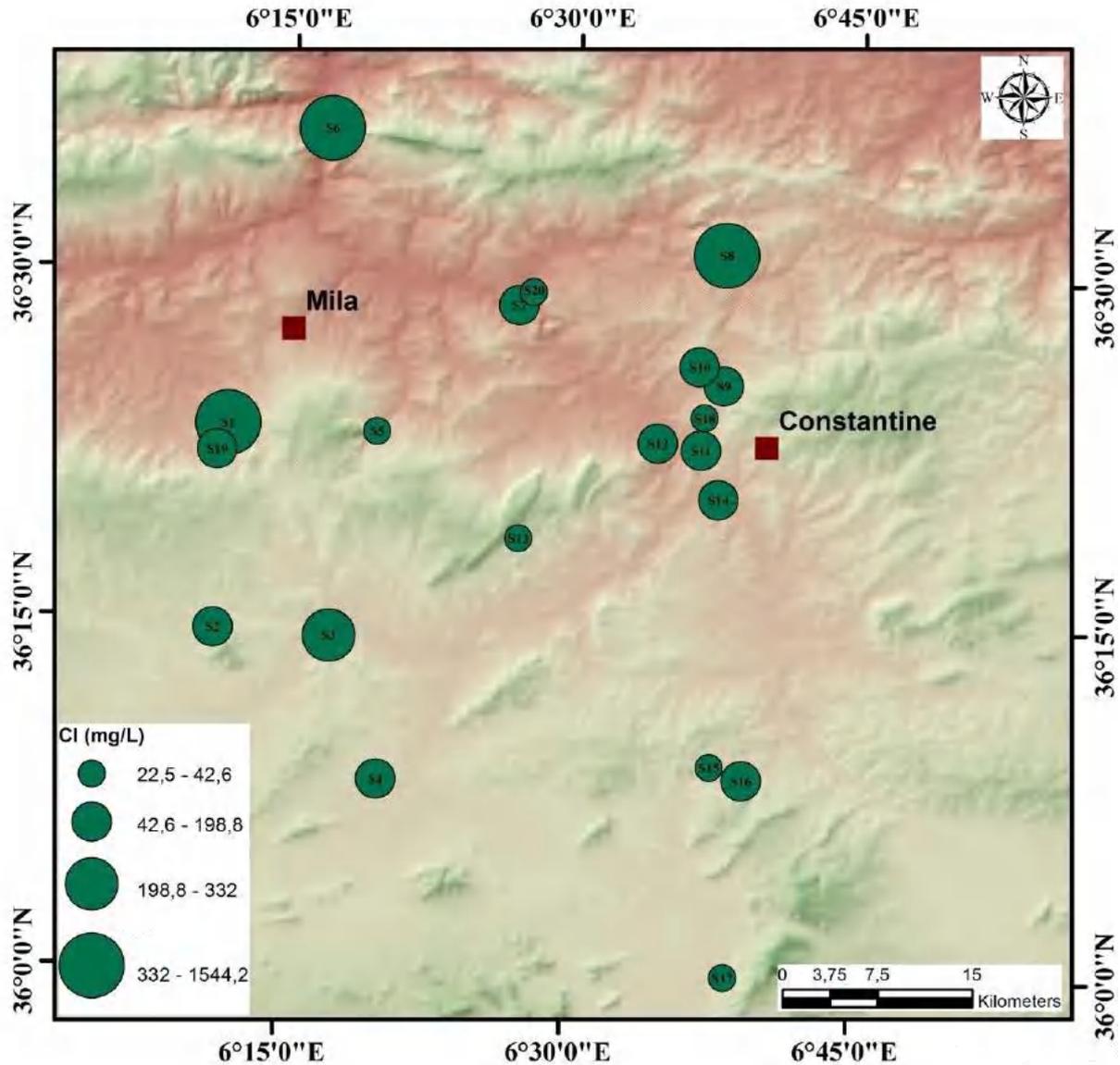


Figure 35. Carte des teneurs en chlorure (mg/L).

d) *Les sulfates*

Dans l'eau naturelle, la principale source de SO_4^{2-} est le lessivage des roches évaporitiques, principalement le gypse et l'anhydrite. D'autres sources sont l'oxydation du soufre résultant de l'activité industrielle et la solubilité de la pyrite (FeS).

Dans notre cas d'étude, les teneurs en sulfates varient de 8.2 à 478 mg/l (Table 9, Fig. 36). Les teneurs les plus élevées des sulfates dans les eaux thermominérales sont liées également à la dissolution des formations gypseuses.

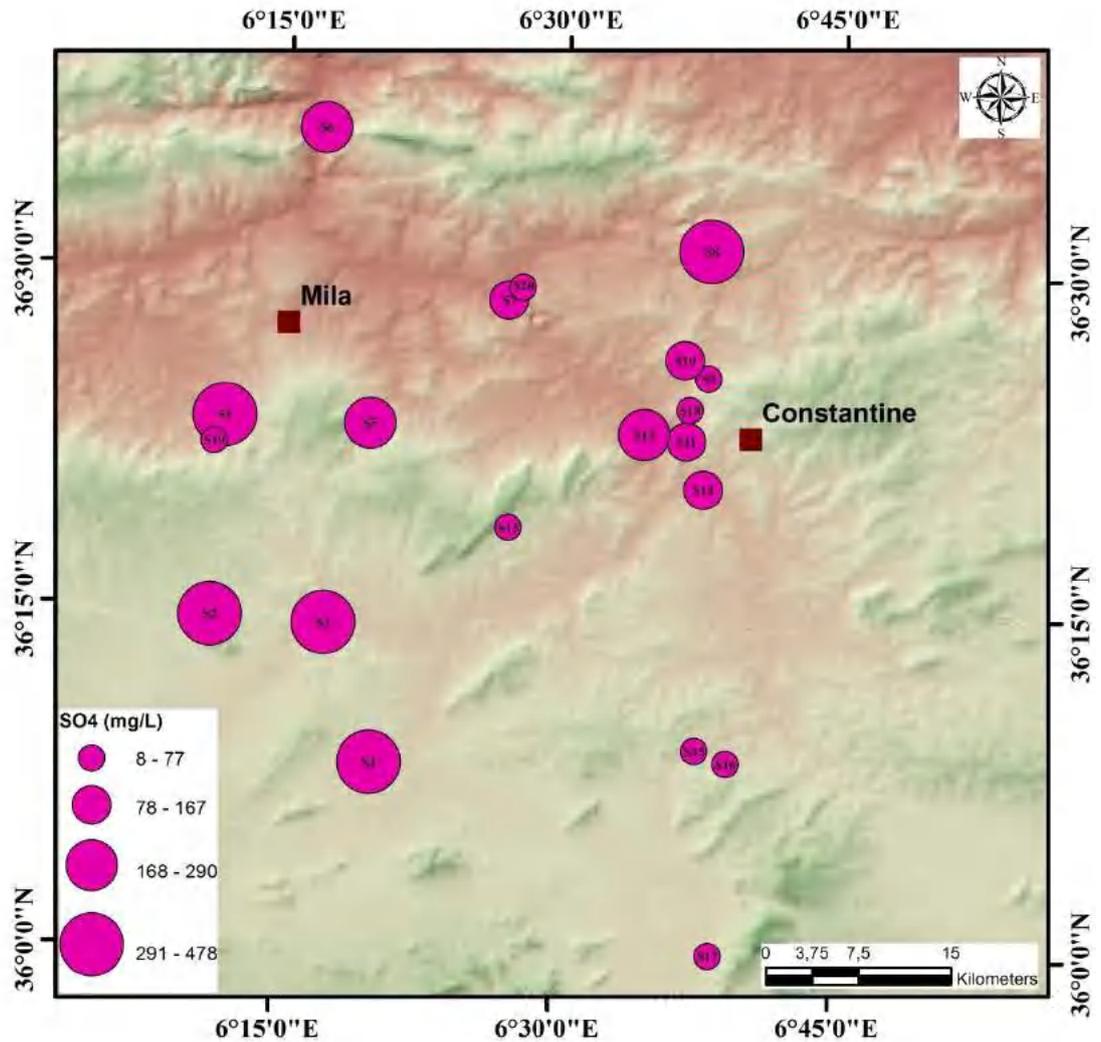


Figure 36. Carte des teneurs en sulfate (mg/L).

e) *Les bicarbonates*

Les bicarbonates (HCO_3^-) proviennent de la dissolution des formations carbonatées par des eaux chargées en gaz carbonique. Dans notre cas, les bicarbonates sont présents dans les sources thermominérales avec des teneurs élevées variant de 200 mg/l à 780 mg/l (Table 9, Fig. 37). Ces teneurs résultent de la dissolution des formations carbonatées (calcaires ou calcaires dolomitiques) d'âge Jurassique-Crétacé moyen (la nappe néritique Constantinoise).

I-2-3-2 *Les facies chimiques*

Les représentations graphiques de différents ions en hydrochimie ont été développées de temps en temps et de tels diagrammes rendent la compréhension des variations de la qualité des eaux souterraines plus facile, efficace, plus rapide et plus informative. Plusieurs diagrammes sont utilisés pour : (1) comparer les similitudes et les différences de concentration des constituants chimiques dans chaque échantillon d'eau analysé ; (2) détecter le mélange d'eaux de composition différente et

(3) identifier les processus chimiques se produisant lorsque l'eau traverse le système aquifère. Et cet effet diverses techniques de présentation des données ont été mises au point pour montrer les principaux constituants chimiques des eaux et leurs faciès chimiques. Dans notre cas, nous avons utilisé le diagramme de Piper, le diagramme ternaire Cl-SO₄-HCO₃ et la classification de Stabler.

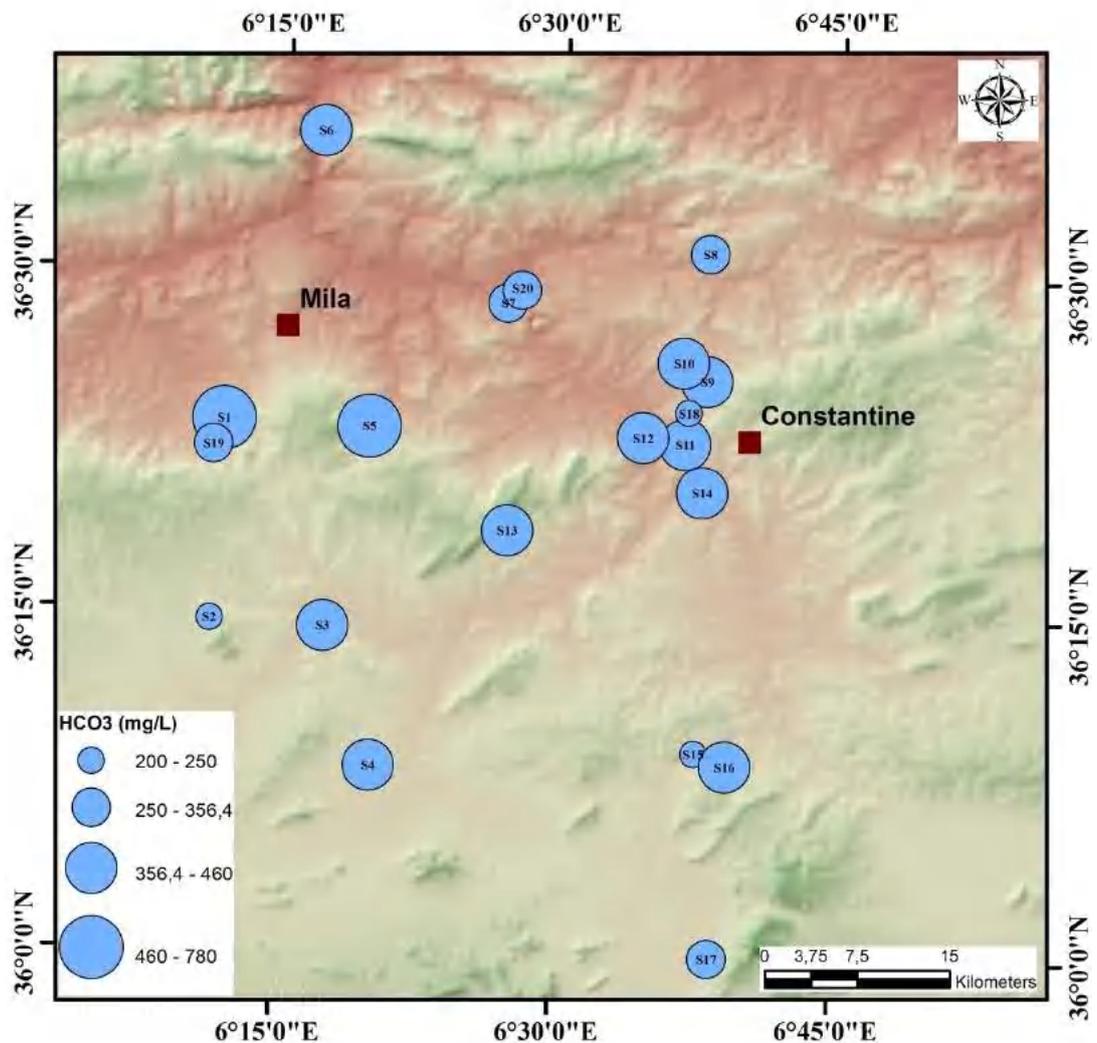


Figure 37. Carte des teneurs en bicarbonate (mg/L).

Les diagrammes ternaire Cl-SO₄-HCO₃ et de piper (Fig. 38a, b) révèlent une diversité des faciès chimiques : *Bicarbonatée calcique et magnésienne*, *Chlorurée et Sulfatée calcique et magnésienne*, et *Chlorurée sodique et potassique ou sulfatée sodique*. Cette diversité indique clairement que le chimisme des eaux thermominérales est influencé par des terrains salifères d'origine évaporitique, probablement sont les formations triasiques qui affleurent à travers la région d'étude. Tandis que, l'analyse de classification de Stabler (Fig. 39) montre un faciès homogène bicarbonaté calcique pour les sources froides, indiquant qu'ils proviennent de la même origine et sont largement affectés par le lessivage des formations carbonatées (calcaires ou calcaires dolomitiques).

I-2-3-3 Les éléments traces :

Les éléments traces dans les eaux thermominérales sont des outils utiles pour comprendre l'origine de leurs minéralisations et la nature de l'interaction eau-roche. À cet égard, plusieurs études ont été menées pour étudier les concentrations des éléments traces dans les eaux géothermales (Stefánsson and Arnórsson, 2005 ; Taran et al 2008; Mauricio Ormachea Muñoz et al. (2015)). Dans notre étude, les résultats des éléments mineurs ou éléments traces dans les eaux thermominérales (SiO_2 , Mn, Fe, Cu, Zn, Sr, Li) sont présentés dans le tableau 9.

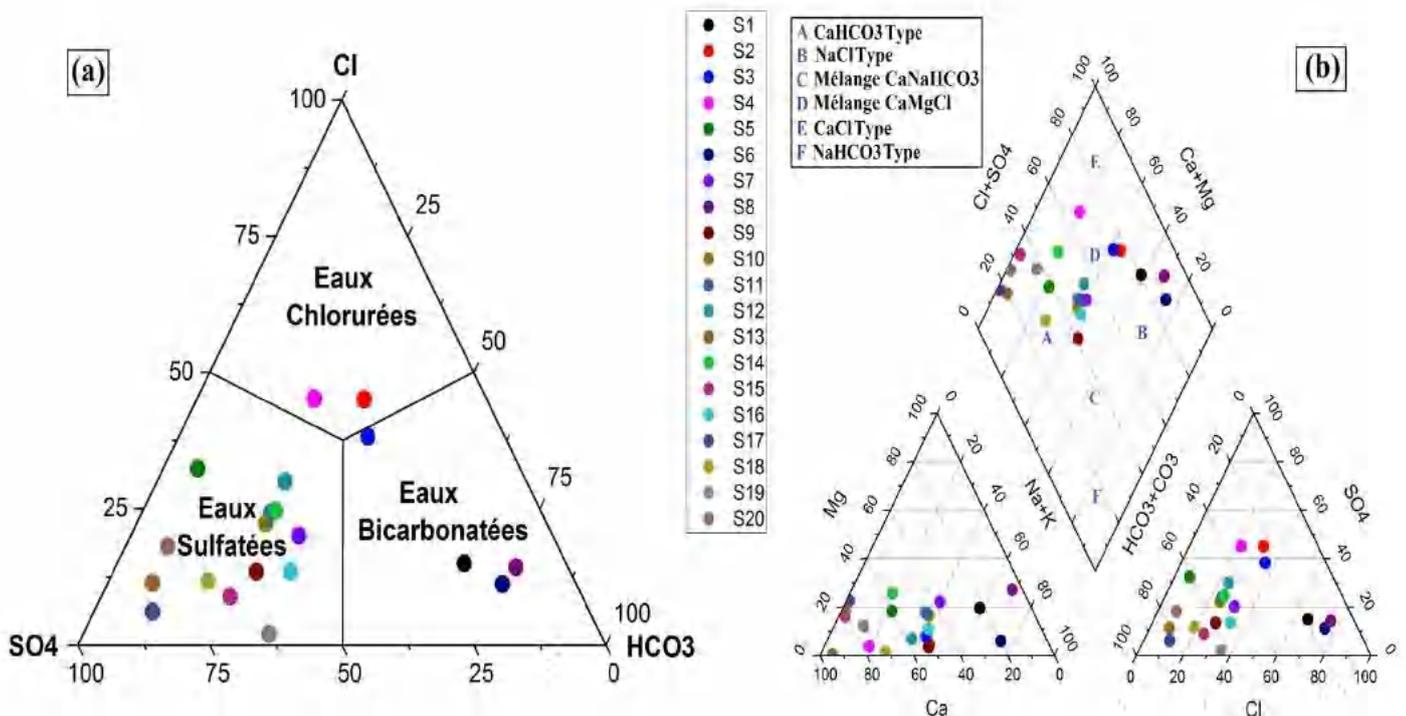


Fig. 38 : (a) Diagramme ternaire Cl-SO4-HCO₃, (b) Diagramme de Piper.

a) La silice (SiO_2)

La silice est l'un des éléments majeurs de tous les systèmes géothermiques. Les principaux oxydes de silice dans les systèmes géothermiques sont le quartz, la calcédoine et la silice amorphe. La température et l'alcalinité de l'eau sont des facteurs influençant la solubilité de la silice, où l'augmentation de la température s'accompagne d'une augmentation de la solubilité. Pour cela, la concentration de silice dans l'eau géothermale peut utiliser comme géothermomètre pour estimer la température des eaux dans le réservoir.

Les eaux thermales de la région de Constantine présentent des concentrations plus ou moins importantes en silice variant de 6 mg/L (Sidi Mcide) et 24 mg/L (Grouz) (Fig. 40). Les fortes teneurs en Si peuvent être liées à une circulation des eaux en profondeur au contact des formations sédimentaires contenant de la silice.

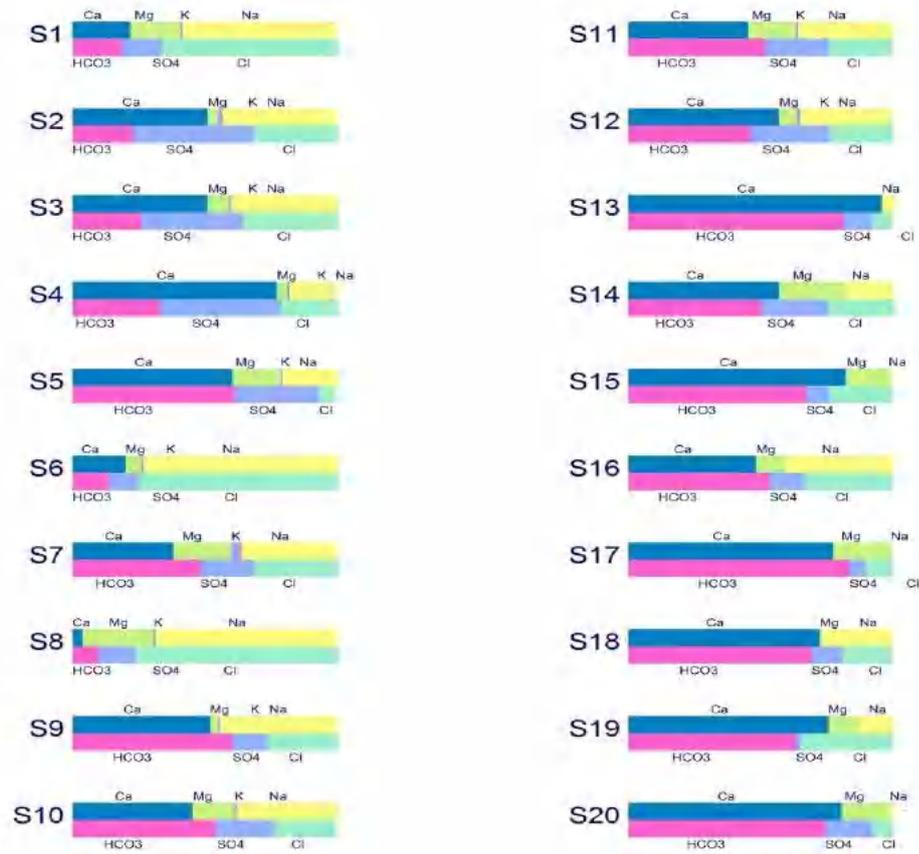
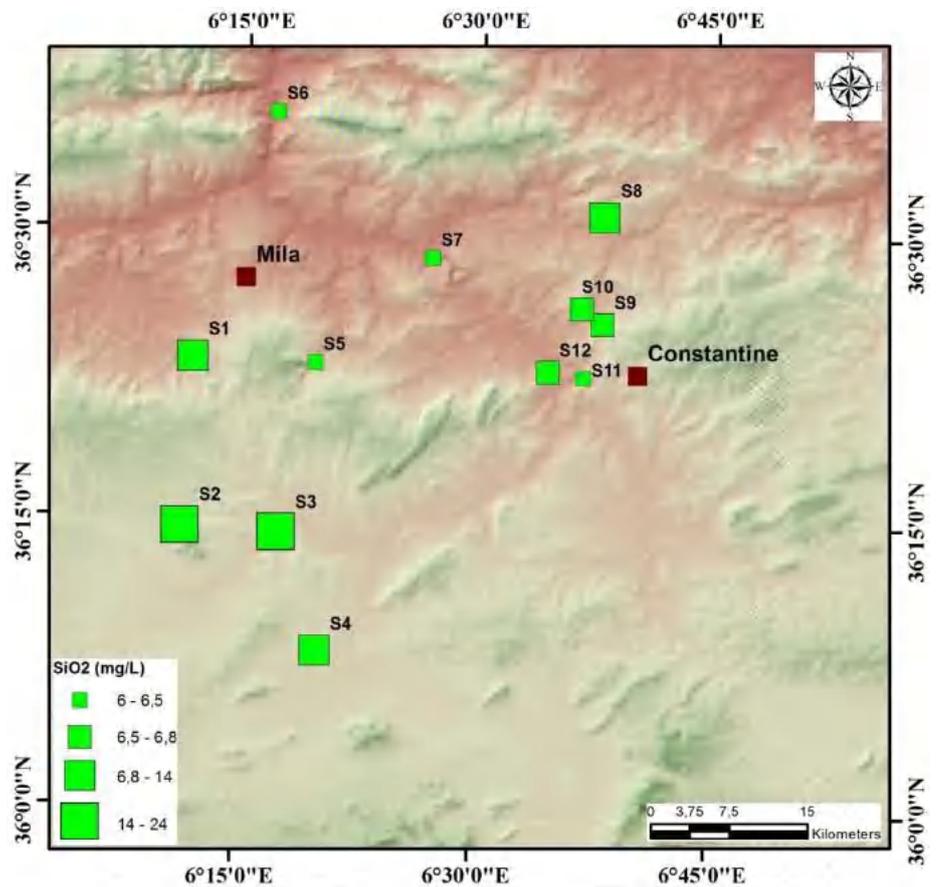


Fig. 39: Faciès chimiques des eaux thermominérales selon la classification de Stabler.

Fig. 40. Carte des teneurs en silice (mg/L)



b) Le strontium (Sr^{2+})

Le $SrSO_4$ (célestine ou célestite) et le $SrCO_3$ (strontianite) sont les principales sources géochimiques de strontium. Chimiquement, le strontium est similaire au calcium et au baryum et fait partie du deuxième groupe (alcalino-terreux). Dans les eaux souterraines, le strontium est considéré comme un indicateur fiable du contact des eaux souterraines avec des évaporites.

Dans les sources thermominérales de Constantine, les teneurs en strontium varient entre 0.2 mg/L et 14 mg/L (Fig. 41). Les teneurs les plus élevées s'observent dans les eaux de deux sources de Bouhama (froide et thermale), qu'ils pourraient être liés aux niveaux évaporitiques et un mélange entre l'eau chaude et l'eau froide pendant leur remontée à la surface.

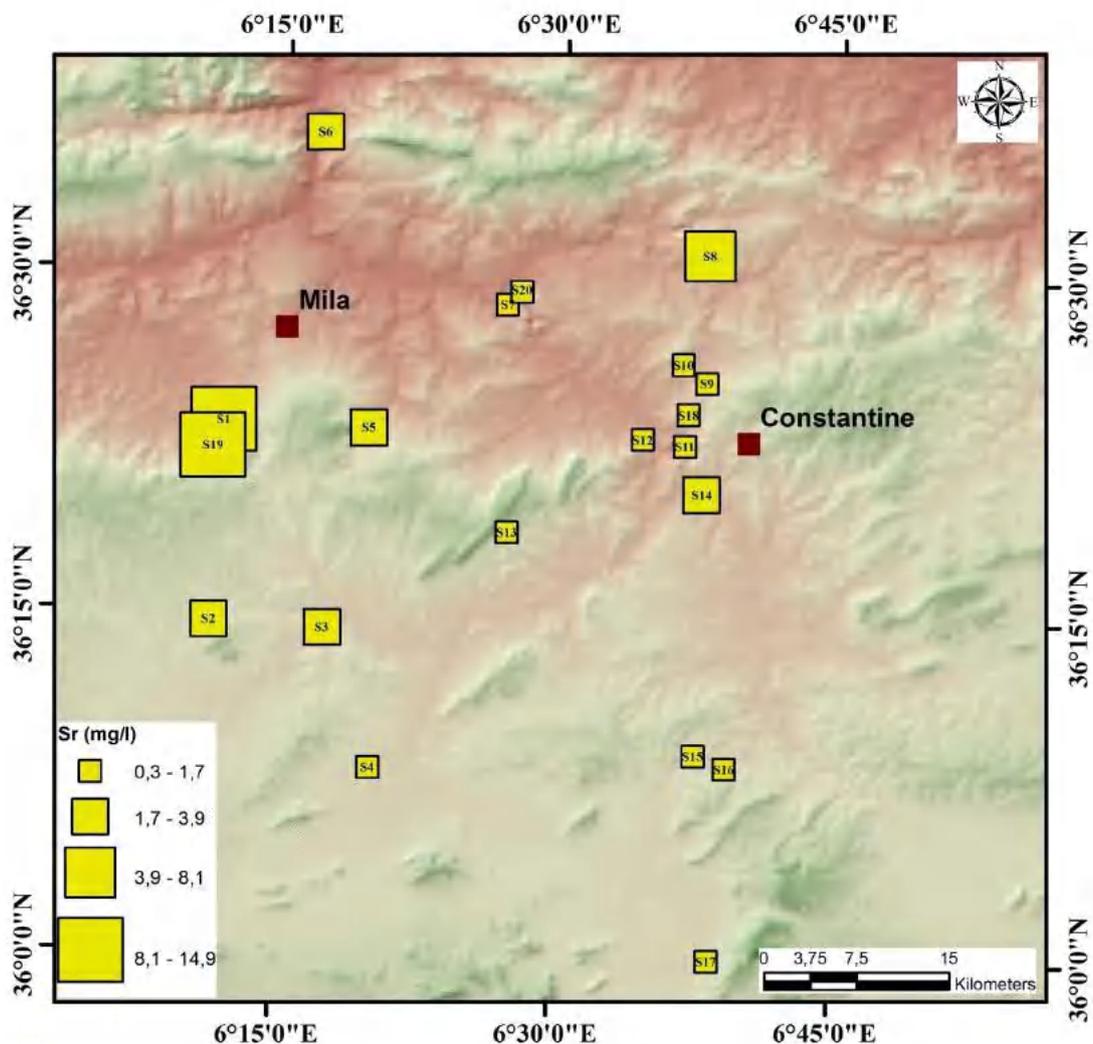


Fig. 41. Carte des teneurs en strontium (mg/L)

c) Le Lithium (Li^+)

Le lithium est présent dans les eaux thermominérales en très faible quantité. Toutes les sources étudiées ont des teneurs également faibles variant entre 0.02 mg/L et 0.63 mg/L (Fig. 42). Les

plus fortes teneurs reviennent aux sources de Beni Haroune (0.63 mg/L), Dar Eloued (0.5 mg/L) et Bouhama (0.45 mg/L). Ces dernières ont une trop forte teneur en chlorures (faciès chloruré sodique, Fig. 39), traduisant une origine peu profonde de lithium (probablement liée à la présence de niveaux évaporitiques).

d) Le manganèse (Mn^{2+}) et le Fer (Fe)

Le manganèse et le fer sont également fréquents dans l'eau et sont indispensables. Dans les eaux thermominérales, les concentrations de manganèse sont très faibles avec une valeur maximale de 0.014 mg/L (Tab. 9), d'origine peut être évaporitique peu profond. Les teneurs en fer sont

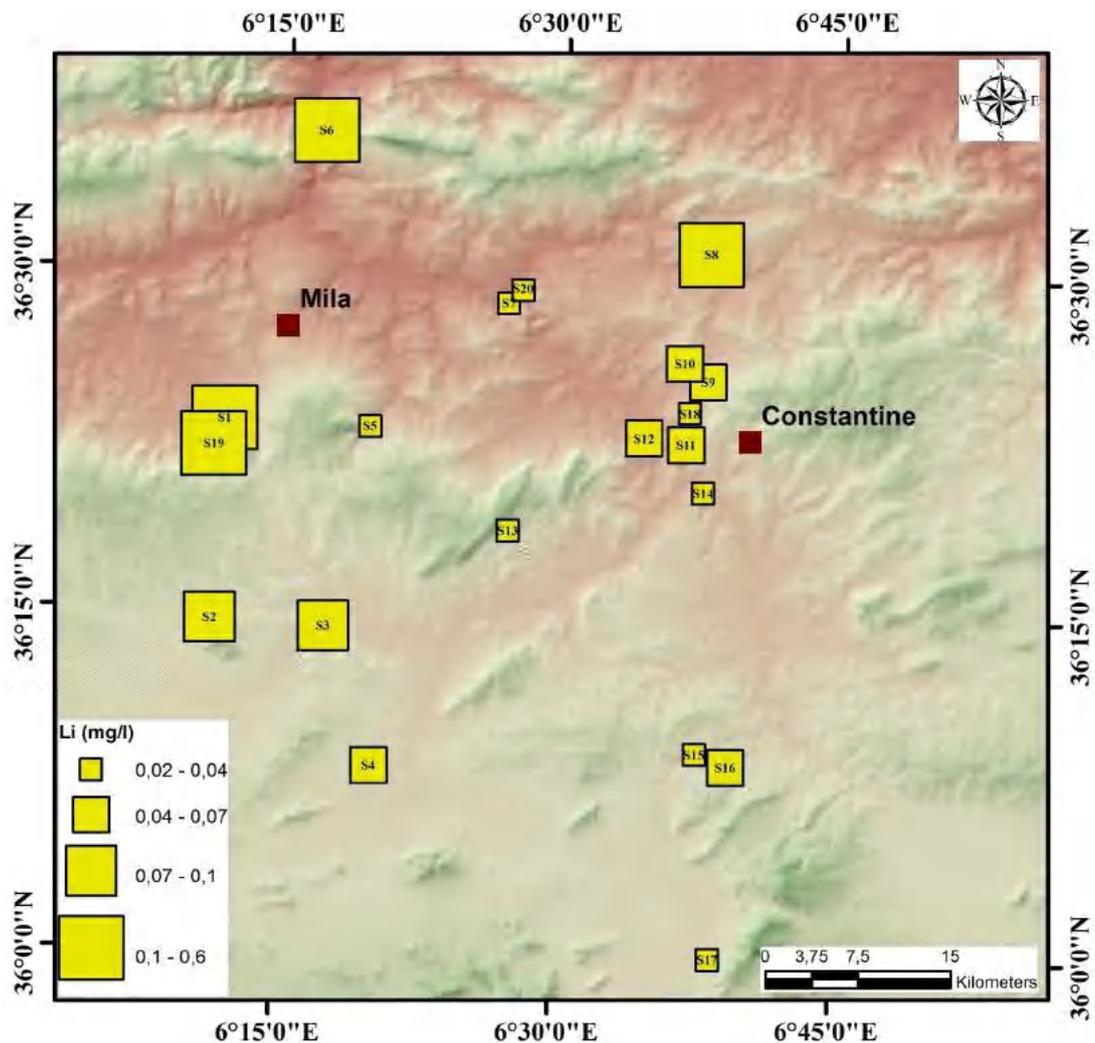


Fig. 42. Carte des teneurs en lithium (mg/L)

relativement faibles dans toutes les eaux où la plus forte concentration s'observe dans la source de Bouhama (1.2 mg/L), la teneur en Fer dans cette source peut avoir d'origine sédimentaire par le lessivage des terrains argileux.

e) Le Cuivre (Cu^{2+}) et le Zinc (Zn^{2+})

Ces deux éléments présents dans toutes les sources thermominérales en très faibles quantités. Leurs teneurs sont négligeables avec des valeurs maximales de 0.01 mg/L pour le Cuivre et 0.1 mg/L pour le Zinc (Tab. 9). Généralement, ces deux métaux associés aux sulfures.

I-2-4 Minéralisation des eaux thermominérales

En effet, les eaux souterraines proviennent essentiellement de l'infiltration des eaux météoriques, cela suggère que la composition chimique des eaux thermominérales dépend principalement de l'interaction de l'eau infiltrée au contact des terrains traversés et les activités anthropiques. Dans les terrains sédimentaires, les eaux souterraines s'écoulent dans un matériel très hétérogène (des alluvions, des sables, des graviers, des dépôts évaporitiques...etc.), qui influencent vigoureusement le chimisme des eaux. Alors nous nous proposons d'analyser de manière exhaustive les paramètres possibles qui influencent la minéralisation de l'eau et d'approcher les principaux processus contrôlant la chimie des eaux thermominérales.

Dans les eaux thermominérales, le chlore (Cl^-) et le sodium (Na^+) sont les ions majeurs porteurs de la minéralisation. La Figure 44c présente une forte corrélation (0.98) entre les deux éléments, indique que Na et Cl dans les eaux provenant de la dissolution de la halite (NaCl).

Les fortes teneurs en Mg, HCO_3^- et Ca peuvent être expliquées par la dissolution des formations carbonatées. Les représentations graphiques des teneurs en Ca vs HCO_3^- (Fig. 43a) et Ca+Mg vs HCO_3^- (Fig. 43c) montrent une origine carbonatée des ions, tandis que certains échantillons sont regroupés au-dessus de la droite de dissolution du calcaire dolomitique (un excès du calcium), traduisant l'origine évaporitique du calcium, en particulier la dissolution du gypse (CaSO_4 , Fig. 43b). La corrélation (Ca + Mg vs $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$) (Fig. 43d) montre que la plupart des échantillons se regroupent autour de la droite 1: 1, indiquant que les dissolutions de calcite, dolomite et gypse sont le processus dominant dans le système.

Le diagramme $\text{Ca}^{2+} / (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) - \text{Na}^+ / \text{Cl}^-$ (Fig. 44b) montre un déficit en Ca significatif et une proportion des eaux thermales subissent un échange de base, peuvent être expliquées par un échange ionique Na-Ca dans les minéraux argileux qui fixent un ion Ca^{2+} après libération de deux ions Na^+ . Le diagramme (Ca+Mg) - ($\text{SO}_4 + \text{HCO}_3$) versus (Na-Cl) (Fig. 44a) confirme cette hypothèse où tous les échantillons présentent de fortes corrélations avec des pentes de (-1) suggérant qu'il y avait un échange ionique de Ca (et ou Mg) par Na dans ces échantillons (Fisher and Mullican 1997). Ceci confirme que l'échange ionique Na-Ca par l'argile est un facteur secondaire influençant leurs concentrations dans les eaux thermominérales, mais de manière non significative.

Le strontium est également considéré comme un indicateur très utile pour la détermination de l'origine de la minéralisation (Edmunds 1980, 1995) et de la mise en solution des évaporites (Edmunds et al. 2003). Le strontium permet ainsi de distinguer les sulfates provenant de l'oxydation de sulfures (teneurs faibles) de ceux issus de la dissolution d'évaporites (teneurs élevées). Si le rapport Sr^{2+}/Ca^{2+} supérieur à 1‰, est caractéristique des eaux évaporitiques. Quand il est supérieur à 5‰, son origine peut être attribuée aux évaporites du Trias (Meybeck 1984). Dans les eaux étudiées, les valeurs du rapport sont nettement supérieures à 1‰ (Fig. 44d), traduisant la mise en solution d'évaporites, ainsi que la moitié des sources présentent un rapport supérieur à 5‰, montrant l'influence des formations évaporitiques du Trias sur la salinité des eaux.

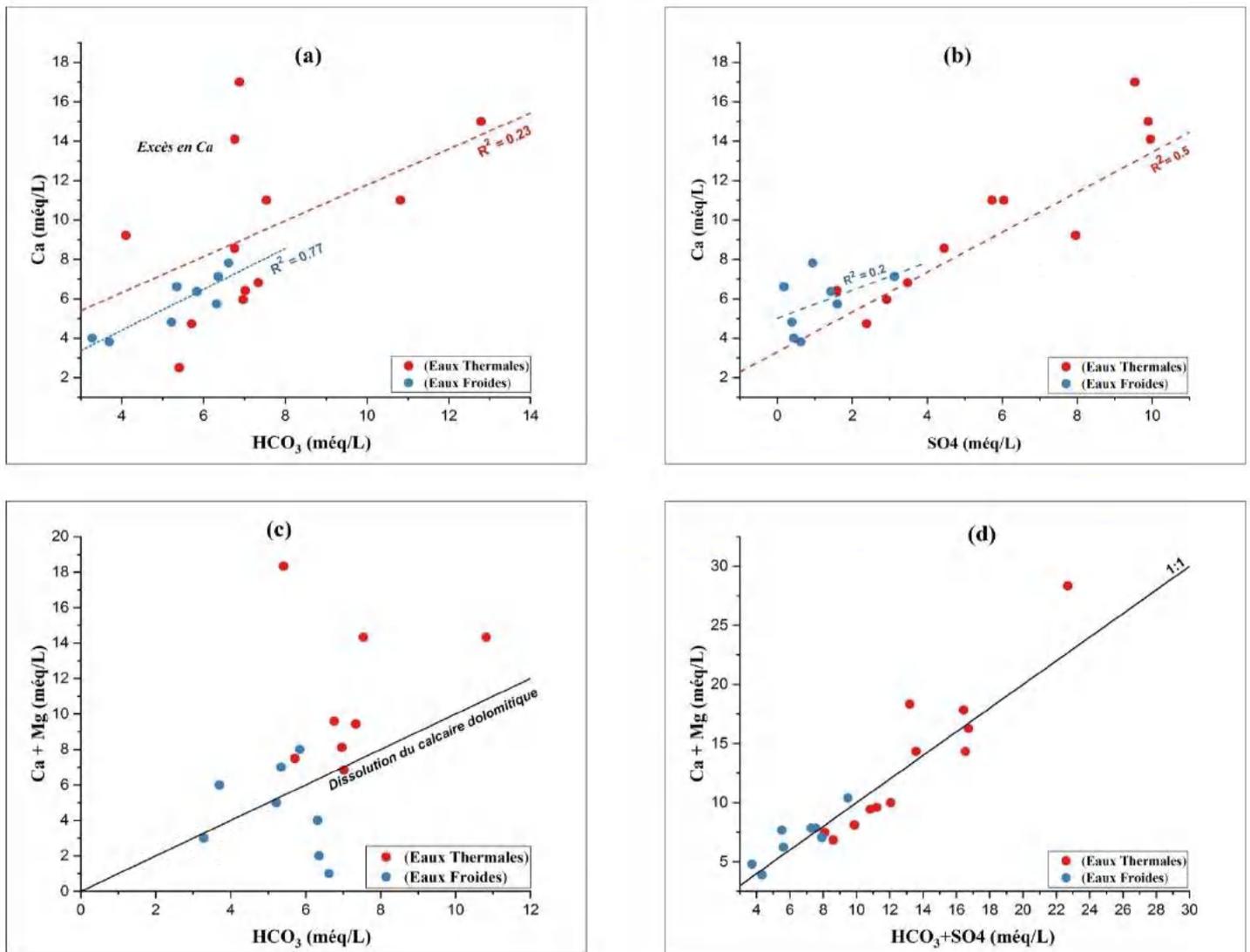


Fig. 43 Diagramme: a Ca versus HCO₃; b Ca versus SO₄; c Ca+Mg versus HCO₃; d (Ca+Mg)-(HCO₃+SO₄) versus Na-Cl.

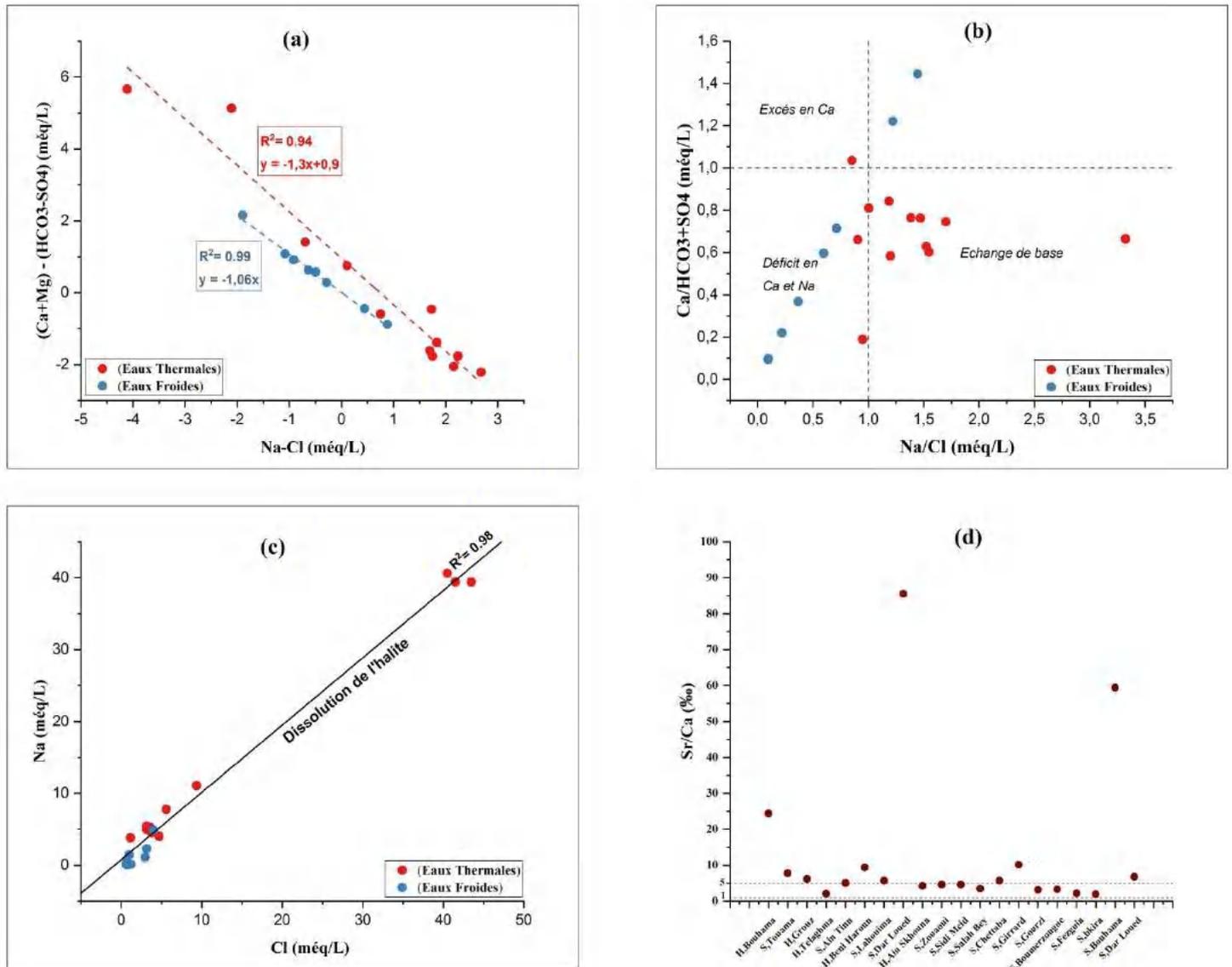


Fig. 44 Diagramme: a $(Ca+Mg)-(HCO_3+SO_4)$ vs $Na-Cl$; b $Ca/(HCO_3+SO_4)$ versus Na/Cl ; c Na vs Cl ; d rapport Sr/Ca (‰)

I-3 L'analyse statistique multivariée

L'analyse statistique multivariée est une technique avancée qui a été spécifiquement développée pour étudier et analyser des ensembles de données (Tenko et George 2008; Wolfgang et Léopoldet 2012). Dans les recherches sur les eaux souterraines, l'analyse statistique multivariée est une approche quantitative de la classification des eaux souterraines permettant de regrouper les échantillons d'eaux souterraines et d'établir des corrélations entre les échantillons et leurs paramètres physico-chimiques (Cüneyt et al.2002; Feng et al.2007; Mencio et Mas-Pla 2008; Agelos et al.2010; Belkhiri et al.2010; Bencer et al.2016). Dans cette étude, deux analyses statistiques multivariées (l'analyse en composantes principales (ACP) et la classification ascendante hiérarchique (CAH)) sont utilisées car elles sont généralement appliquées ensemble (Shrestha et Kazama 2007; Omo-Irabor et al.2008; Nosrati et Van-Den-Eeckhaut 2012; Aminu et al.2015) afin de classer les eaux

thermominérales et d'identifier les principaux mécanismes influençant leur chimisme, sur la base de leurs caractéristiques physico-chimiques.

I-3-1 Matrice de corrélation

Le calcul des coefficients de corrélation de *Pearson* entre les paramètres physicochimiques des eaux thermominérales est présenté au tableau 10. Plusieurs corrélations significatives existent entre les différents éléments chimiques :

- (i) Des fortes corrélations (>0.8) entre conductivité et Na, Cl, K, TDS, Li, indiquent que la minéralisation des eaux est largement influencée par la dissolution des formations évaporitiques ;
- (ii) Des bonnes corrélations entre T ($^{\circ}\text{C}$), SiO_2 et SO_4 , montrent l'influence de la température sur la dissolution de ces éléments chimiques ;
- (iii) Des fortes corrélations entre Cl, Na, Ca, SO_4 , Li, indiquent l'origine évaporitique de ces éléments (NaCl , CaSO_4).

I-3-2 L'analyse en composantes principales (ACP)

L'analyse en composantes principales (ACP) est une technique statistique avantageuse pour réduire un certain nombre de variables corrélées en un ensemble plus petit, appelée composante principale (Farnham et al. 2003). Il est largement utilisé dans les études sur la qualité des eaux souterraines pour déterminer les principales corrélations et facteurs qui contrôlent la qualité de l'eau sur la base de données physicochimiques (Pathak et al. 2008; Singh et al. 2010; Triki et al. 2014).

Dans notre étude, l'ACP a été appliquée aux dix-huit paramètres physicochimiques des eaux de vingt sources thermominérales analysées. D'après le tableau 11 des valeurs propres, les trois premiers facteurs (F1, F2 et F3) représentent 78% de la variance totale.

La projection des variables sur les trois axes (Fig. 45a, b) montre que : l'axe F1 exprime 50.8 % de la variance totale (Tableau. 12), il est corrélé positivement avec EC, TDS, T, Mg, Na, K, SO_4 , Cl, Li. Cet axe explique l'origine de la minéralisation des eaux. Les fortes corrélations (>0.8) correspondents aux ions (Na, K, Cl, SO_4 , Li) traduisant une minéralisation d'origine évaporitique ; L'axe F2 qui exprime 15.9 % de la variance totale, il est associé au manganèse, cuivre et le strontium. Ceci montre une origine commune de ces éléments mineurs (origine évaporitique peu profonde) ; L'axe F3 explique 11.1% de la variance totale, il est défini par le calcium et d'une façon moindre par HCO_3 . Ce facteur reflète la dissolution des carbonates.

Tableau 10: matrice de corrélation des éléments chimiques analysés

	CE	T (°C)	TDS	pH	Ca	Mg	Na	K	HCO3	SO4	Cl	Si	Mn	Fe	Cu	Zn	Sr	Li
CE	1,00																	
T (°C)	0,40	1,00																
TDS	0,99	0,36	1,00															
pH	-0,64	-0,42	-0,55	1,00														
Ca	0,13	0,59	0,15	-0,03	1,00													
Mg	0,55	-0,02	0,56	-0,51	-0,14	1,00												
Na	0,93	0,22	0,95	-0,59	0,05	0,79	1,00											
K	0,79	0,47	0,72	-0,92	0,07	0,59	0,74	1,00										
HCO3	0,11	-0,15	0,18	0,13	0,48	0,34	0,28	-0,03	1,00									
SO4	0,43	0,77	0,44	-0,40	0,70	0,40	0,43	0,50	0,20	1,00								
Cl	0,92	0,22	0,93	-0,61	0,07	0,81	1,00	0,75	0,30	0,46	1,00							
Si	0,21	0,85	0,19	-0,39	0,38	0,17	0,15	0,40	-0,21	0,77	0,16	1,00						
Mn	0,25	0,14	0,28	-0,34	0,31	0,52	0,41	0,27	0,64	0,33	0,44	0,18	1,00					
Fe	0,30	0,18	0,32	-0,34	0,37	0,55	0,47	0,28	0,69	0,38	0,51	0,15	0,94	1,00				
Cu	-0,35	0,04	-0,47	-0,25	-0,20	-0,48	-0,52	0,03	-0,49	-0,36	-0,51	-0,09	-0,16	-0,20	1,00			
Zn	0,63	0,31	0,63	-0,08	0,14	-0,10	0,45	0,20	0,00	0,05	0,41	-0,10	-0,04	0,10	-0,11	1,00		
Sr	0,63	0,26	0,65	-0,54	0,23	0,88	0,82	0,60	0,54	0,59	0,84	0,33	0,75	0,82	-0,49	0,12	1,00	
Li	0,96	0,20	0,97	-0,54	0,03	0,69	0,98	0,71	0,22	0,36	0,97	0,07	0,30	0,36	-0,50	0,56	0,71	1,00

La projection des individus sur les plans F1-F2 et F1-F3 permet d'observer trois groupes d'eaux thermominérales (Fig. 45c, d). La majorité des sources se situe parallèlement à l'axe F1, traduisant un passage des eaux faiblement et moyennement minéralisées riches en bicarbonate et sulfate vers les eaux fortement minéralisées hyperchlorurées riches en chlorure et sodium (Bouhama, Beni haroune et Dar Eloued).

Tableau 11. Les valeurs propres et pourcentage de variance cumulé.

	F1	F2	F3
Valeur propre	9,15	2,8	2
Variabilité (%)	50,8	15,9	11,5
% cumulé	50,8	66,7	78

Tableau 12 : Corrélation variables-facteurs.

Paramètre chimique	Facteurs		
	F1	F2	F3
CE	0,92	-0,12	-0,29
T	0,7	-0,59	0,28
TDS	0,9	-0,08	-0,30
pH	-0,6	0,17	0,18
Ca	0,5	-0,24	0,68
Mg	0,75	0,30	-0,13
Na	0,93	0,06	-0,29
K	0,86	-0,33	-0,13
HCO ₃	0,52	0,21	0,52
SO ₄	0,78	-0,38	0,37
Cl	0,92	0,14	-0,28
Si	0,64	-0,53	0,32
Mn	0,40	0,64	0,40
Fe	0,56	0,55	0,41
Cu	-0,18	-0,64	0,01
Zn	0,57	-0,19	-0,20
Sr	0,63	0,63	0,13
Li	0,81	0,33	-0,33

I-3-3 La classification ascendante hiérarchique (CAH)

La classification ascendante hiérarchique est un outil statistique très utile qui vise à trouver des classes relativement homogènes sur la base des caractéristiques mesurées (Ward, 1963). De nombreux auteurs ont utilisé avec succès cette technique pour classer les échantillons d'eau (Tenalem et al.2009; Belkhir et al.2010; King et al.2014; Rafighdoust et al.2016). Dans ce cas, la classification ascendante hiérarchique (Q-mode) est utilisée pour catégoriser les eaux thermominérales en différentes classes en fonction de leurs paramètres physicochimiques.

L'application de cette analyse a abouti au regroupement des eaux thermominérales en trois groupes en fonction de leur salinité (Fig. 47): **Groupe 1** : les eaux du premier groupe ont une faible salinité ($CE_{moy} = 751,8 \mu\text{S/cm}$, Tab. 13) représentent la plupart des eaux froides ($T_m=19,4^\circ\text{C}$). Ces eaux sont riches en bicarbonate et calcium, et sont légèrement basiques (Fig. 46) ; **Groupe 2** : le sulfate, le chlorure, le bicarbonate et le calcium sont les ions prédominants dans ce groupe. Les eaux sont moyennement salées ($CE_{moy} = 1488 \mu\text{S/cm}$) avec une température moyenne de 33°C . **Groupe 3** : est représenté par les eaux des sources de Bouhama, Beni Haroune et Dar Eloued, qui sont fortement salées ($CE_{moy} = 4390 \mu\text{S/cm}$). Ce type d'eau est riche en chlorure, sodium avec des concentrations moyennes de $41,8 \text{ méq/L}$ et $93,8 \text{ méq/L}$, respectivement. Ces concentrations élevées montrent clairement que cette salinité est liée à la dissolution des formations évaporitiques du Trias, riches en halite (NaCl).

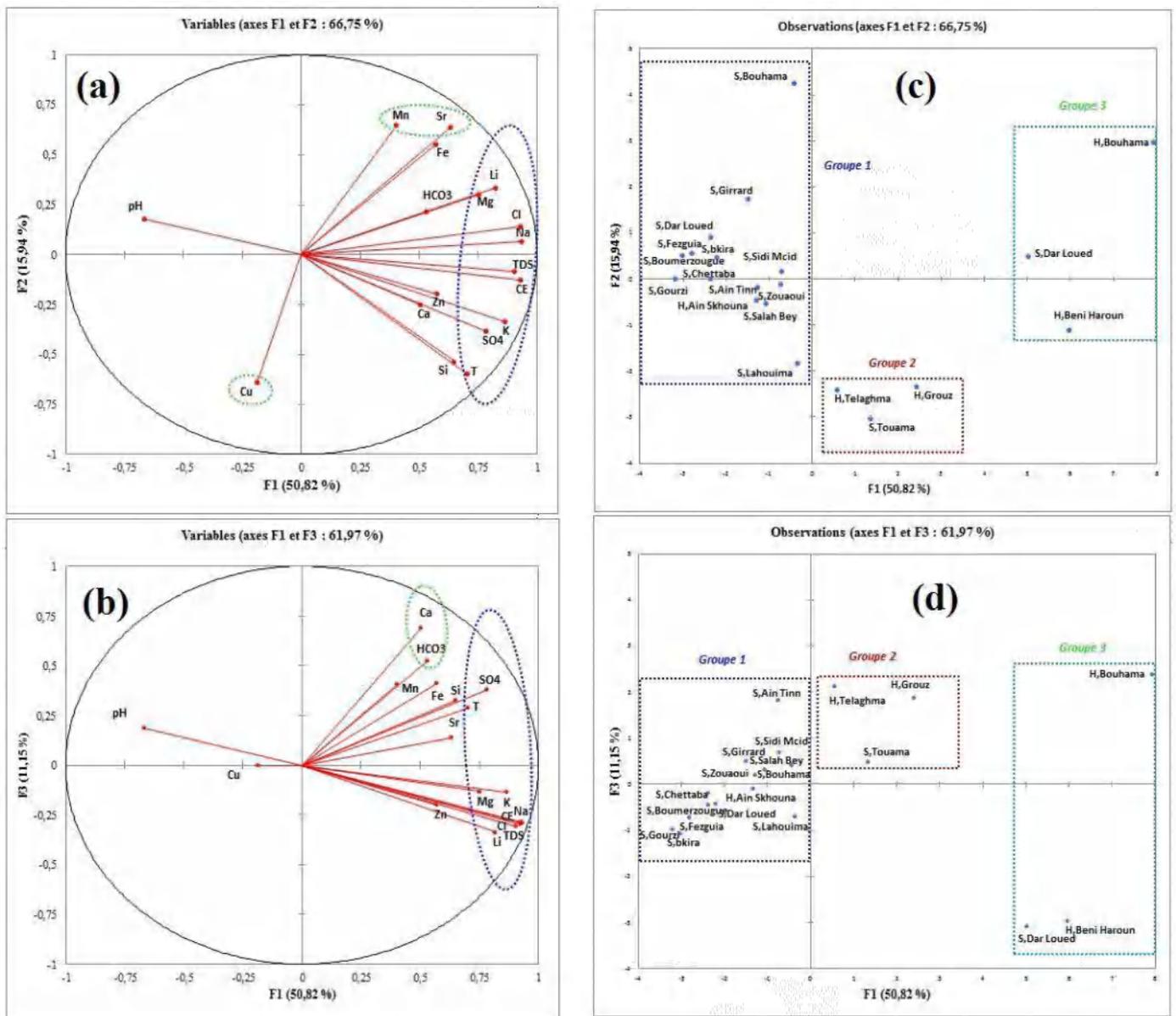


Fig. 45 : a, b Projection des variables sur les axes F1-F2, F1-F3, respectivement ; c, d Projection des individus sur les axes F1-F2, F1-F3.

Tableau 13: Concentrations moyennes des paramètres de différents groupes (Déterminé d'après CAH).

Paramètre physicochimique	Groupes		
	1 (N°=7)	2 (N°=10)	3 (N°=3)
CE	751,86	1488,30	4390
T	19,43	33,30	38,67
TDS	338,57	620,00	1983,33
pH	7,19	7,06	6,47
Ca	6,35	8,56	9,50
Mg	1,17	1,74	10,84
Na	1,02	5,56	39,80
K	0,03	0,19	0,52
HCO ₃	5,83	6,42	8,58
SO ₄	1,39	4,70	7,91
Cl	1,20	4,41	41,83
Si	0,0652	0,6340	0,8077
Mn	0,0001	0,0001	0,0002
Fe	0,0031	0,0023	0,0161
Cu	0,0001	0,0002	0,0001
Zn	0,0007	0,0010	0,0021
Sr	0,0809	0,0427	0,2277
Li	0,0295	0,0231	0,1776

* Les concentrations sont exprimées en *méq/L*, EC en $\mu S/cm$,
TDS en *mg/L*, T en $^{\circ}C$

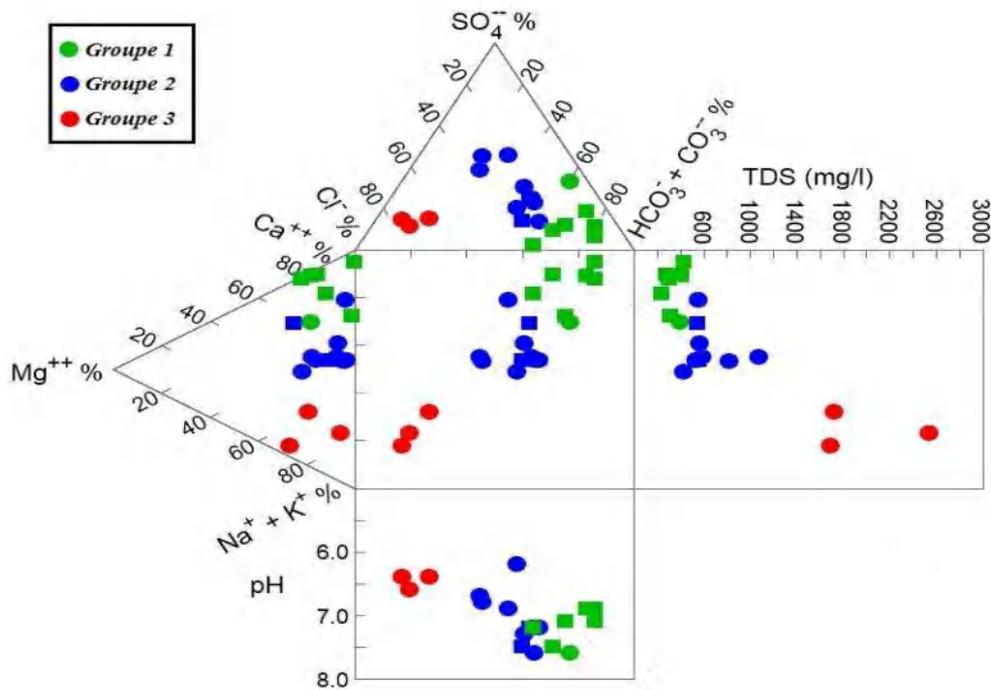


Fig. 46 : Diagramme de Durov de trois groupes des eaux.

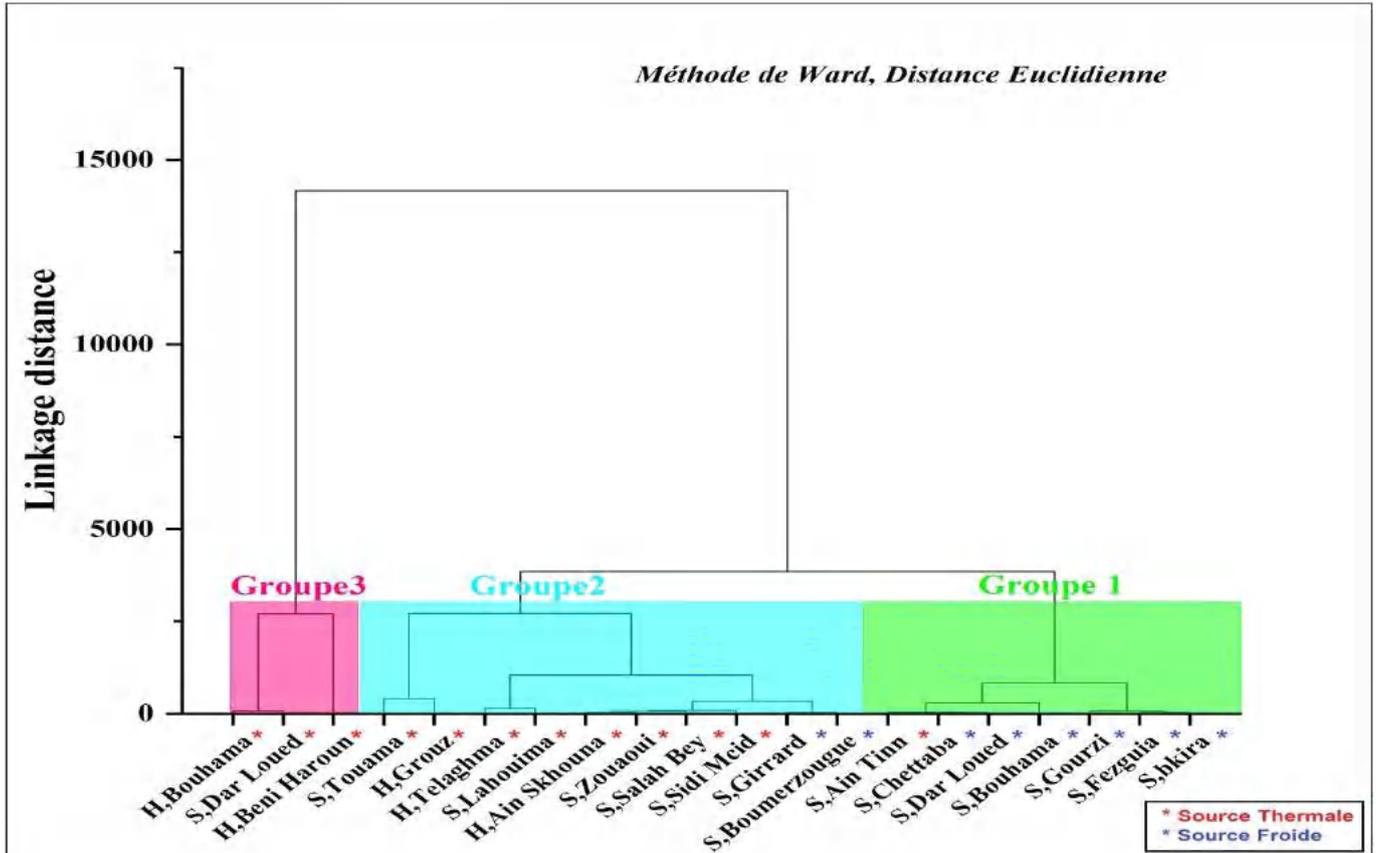


Fig. 47 : Dendrogramme résultant de la classification hiérarchique de différentes eaux thermominérales.

I-4 Indice de saturation

La modélisation géochimique est un outil fort utile pour comprendre les processus des interactions eau-roche. La tendance d'un minéral à précipiter ou à se dissoudre par rapport à une composition d'eau donnée est représentée par l'indice de saturation (SI), qui indique le déséquilibre ou l'état de saturation d'une solution par rapport à un minéral. Cette dernière est définie par l'équation suivante (Deutsch 1997):

$$SI = \log IAP / KSP$$

Où: IAP est le produit d'activité ionique et Ksp est la constante d'équilibre. Un indice de saturation négatif ($SI < 0$) indique que la solution est sous-saturée par rapport au minéral, tandis que si $SI > 0$, la solution est sursaturée avec les composants du minéral considéré. Si l'indice de saturation proche de zéro ($SI = 0$) indique que la solution aqueuse est à l'équilibre par rapport au minéral donné.

I-4-1 Le programme PHREEQC

PHREEQC (version 3) est un programme de modélisation géochimique développé par l'*US Geological Survey* qui est conçu pour effectuer une grande variété de calculs géochimiques aqueux,

y compris la spéciation, les réactions discontinues, le transport réactif unidimensionnel et les calculs géochimiques inverses (Parkhurst & Appelo 2013). Dans cette étude, PHREEQC a été utilisé pour calculer les indices de saturation aux températures d'émergence.

I-4-2 Etat de saturation

Les indices de saturation sont calculés vis-à-vis des principales phases minérales présentes dans la région d'étude. Les phases carbonatées (aragonite, calcite, dolomite) sont présentes dans les séries carbonatées des formations mésozoïques. Les évaporites (gypse, anhydrite et halite) se trouvent dans les formations salifères du Trias et les formations détritiques du MioPliocène (en particulier les argiles), le quartz est abondant dans les roches sédimentaires, la célestite et la strontianite peuvent être contenus dans les formations évaporitiques.

Les résultats de calcul de l'indice de saturation (Fig.48 ; Tab.14) montrent que les eaux thermominérales sont légèrement sursaturées par rapport aux minéraux carbonatés (calcite, dolomite et aragonite). Elles sont fortement sous-saturées vis-à-vis des principales évaporites : anhydrite, gypse, halite et célestite et la strontianite. Pour la polymorphe de la silice, il est proche de la saturation à sursaturé en quartz.

Les différents calculs d'indice de saturation montrent évidemment que seuls les minéraux carbonatés tendent à précipiter sous forme de calcite et aragonite et dolomite. Par conséquent, toutes les espèces évaporitiques sont toujours à l'état de sous saturation. Ces résultats suggèrent que la minéralisation des eaux thermominérales est principalement influencée par l'interaction eau-roche (la dissolution des minéraux évaporitiques, la précipitation/dissolution des minéraux carbonatés).

I-5 Conclusion

L'examen des résultats des analyses réalisées sur les eaux thermominérales des différents points de prélèvement montre que trois faciès hydrochimiques sont principalement observés: bicarbonatée calcique et magnésienne, chlorurée et sulfatée calcique et magnésienne et chlorurée sodique et potassique. Les eaux des sources thermales sont caractérisées par des températures variées de 28 ° C à 51 ° C avec une conductivité électrique entre 800 et 5630 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

HCO_3 , Na, SO_4 et Cl sont les ions dominants dans eaux, où le chlorure et le sodium sont liés principalement à la dissolution des évaporites du Trias (en particulier l'halite), le sulfate (SO_4^{2-}) est dû à la dissolution des gypses $\text{CaSO}_4 (2\text{H}_2\text{O})$. Les bicarbonates provenant de la dissolution des formations carbonatées mésozoïques (calcaires ou calcaires dolomitiques d'âge jurassique-crétacé moyen). L'interprétation des concentrations en éléments traces (Strontium, Lithium, silicium) montre une origine évaporitique profonde.

L'application des méthodes statistiques multivariées (ACP et CAH) et la modélisation géochimique (indice de saturation) nous ont permis de comprendre les paramètres et les processus responsables de la minéralisation des eaux souterraines qui sont principalement liés à la présence et à (i) la dissolution de certains minéraux évaporitiques (Anhydrite, halite et gypse) dans un type d'eau relativement salée, (ii) la dissolution et précipitation des minéraux carbonatés (calcite, dolomite et aragonite).

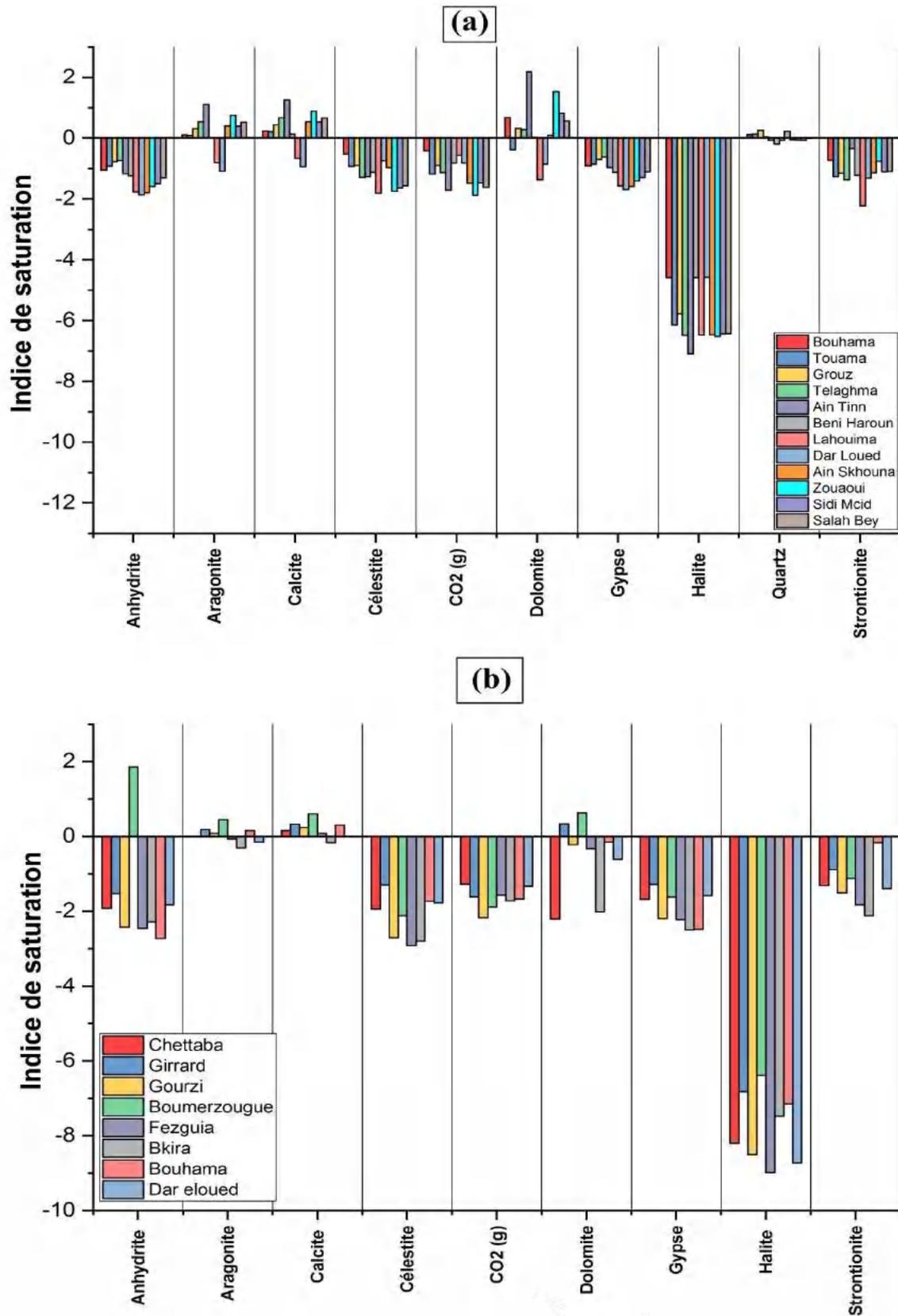


Fig. 48 : Indices de saturation pour (a) les eaux thermales, (b) les eaux froides de la région de Constantine

Tableau 14 : Indices de saturations calculés des (a) sources froides (b) sources thermales dans la région d'étude.

(a)	Formule	Chettaba	Girrad	Gourzi	Boumerzougue	Fezguia	Bkira	Bouhama	Dar Loued
Anhydrite	CaSO ₄	-1,92	-1,53	-2,43	1,86	-2,46	-2,29	-2,73	-1,83
Aragonite	CaCO ₃	0	0,18	0,08	0,45	-0,07	-0,31	0,15	-0,15
Calcite	CaCO ₃	0,15	0,33	0,23	0,6	0,08	-0,16	0,3	0
Célestite	SrSO ₄	-1,94	-1,3	-2,71	-2,12	-2,92	-2,8	-1,74	-1,78
CO ₂ (g)	CO ₂	-1,28	-1,61	-2,17	-1,89	-1,57	-1,72	-1,67	-1,33
Dolomite	CaMg(CO ₃) ₂	-2,2	0,34	-0,22	0,62	-0,33	-2,02	-0,15	-0,61
Gypse	CaSO ₄ 2(H ₂ O)	-1,68	-1,29	-2,19	-1,62	-2,22	-2,5	-2,49	-1,58
Halite	NaCl	-8,2	-6,82	-8,5	-6,39	-8,99	-7,48	-7,15	-8,72
Strontionite	SrCO ₃	-1,32	-0,89	-1,51	-1,12	-1,83	-2,12	-0,16	-1,4

(b)	Formule	Bouhama	Touama	Grouz	Telaghma	Ain Tinn	Beni Haroun	Lahouima	Dar Loued	Ain Skhouna	Ain Zouaoui	Sidi Mcid	Salah Bey
Anhydrite	CaSO ₄	-1,05	-0,92	-0,78	-0,74	-1,17	-1,25	-1,76	-1,87	-1,79	-1,59	-1,5	-1,31
Aragonite	CaCO ₃	0,11	0,09	0,31	0,54	1,11	0,01	-0,81	-1,08	0,4	0,75	0,39	0,52
Calcite	CaCO ₃	0,24	0,22	0,44	0,67	1,25	0,14	-0,67	-0,94	0,54	0,89	0,53	0,66
Célestite	SrSO ₄	-0,51	-0,93	-0,89	-1,29	-1,27	-1,12	-1,81	-0,75	-0,97	-1,74	-1,64	-1,56
CO ₂ (g)	CO ₂	-0,41	-1,18	-0,89	-1,13	-1,71	-0,82	-0,56	-0,82	-1,48	-1,88	-1,47	-1,62
Dolomite	CaMg(CO ₃) ₂	0,68	-0,38	0,32	0,28	2,18	0,02	-1,37	-0,86	0,1	1,53	0,83	0,56
Gypse	CaSO ₄ 2(H ₂ O)	-0,91	-0,86	-0,7	-0,62	-0,97	-1,12	-1,57	-1,69	-1,59	-1,41	-1,3	-1,1
Halite	NaCl	-4,59	-6,14	-5,78	-6,49	-7,09	-4,59	-6,48	-4,58	-6,47	-6,52	-6,44	-6,43
Quartz	SiO ₂	0,12	0,14	0,26	0,04	-0,08	-0,2	-0,08	0,23	-0,06	-0,07	-0,08	-0,02
Strontionite	SrCO ₃	-0,73	-1,27	-1,15	-1,37	-0,34	-1,23	-2,22	-1,32	-1,14	-0,76	-1,1	-1,09

Chapitre II :

Etude des températures des eaux thermominérales

II-1 Introduction

Généralement, la température constitue la caractéristique la plus importante des eaux thermominérales. En effet, les températures mesurées aux émergences ne sont pas les mêmes températures représentatives des réservoirs, car ces eaux thermales, au cours de leur remontée à la surface, elles sont soumises à plusieurs changements physiques et chimiques qui provoquent une perte de température, tels que le refroidissement par conduction, mélange avec les eaux souterraines froides. Pour cela, plusieurs méthodes (Fournier 1979; Giggenbach 1988, 1991; Pirlo 2004; Mutlu and Kılıç 2009; Jilali et al. 2018; Xu et al. 2019) ont été appliquées pour essayer d'estimer la température des réservoirs géothermiques, où la plupart de ces méthodes sont basées sur l'interprétation de la composition chimique des eaux qui traduit la solubilité de certains éléments en profondeur en fonction de la température. Les géothermomètres chimiques sont considérés des outils importants pour estimer les températures des réservoirs des systèmes hydrothermaux, elles sont basées sur des réactions entre l'eau et les minéraux du réservoir géothermique qui atteignent l'équilibre thermodynamique dans les conditions de température et de pression du réservoir. Ils ont été développés du milieu des années 1960 et 1980 (Fournier 1977 et 1979; Giggenbach 1988, 1991; Fournier et Potter 1982; Arnorsson 1983; Verma 2000) et les plus importants sont la silice (quartz et calcédoine), Na/K, Na-K-Ca. D'autres qui ont été développés sont basés sur les rapports Li/Mg, K/Mg, Ca/Mg, Na/Ca, K/Ca et les relations Na-K-Mg. Par conséquent, dans ce chapitre, à l'aide des géothermomètres chimiques, nous allons évaluer les températures des réservoirs géothermiques de la région de Constantine et d'essayer de connaître les facteurs et les réactions qui les ont déterminé.

II-2 Les géothermomètres chimiques

II-2-1 Les géothermomètres à silice

Le géothermomètre à silice est basé sur des variations déterminées expérimentalement dans la solubilité de différentes espèces de silice (quartz, calcédoine, α -cristobalite, β -cristobalite, silice amorphe) dans l'eau, en fonction de la température. Le quartz est la forme de silice solide la plus stable et la moins soluble et, en général, il contrôle la solubilité de la silice dans les eaux géothermiques à des températures dépassant 150 °C. Cependant, d'autres composés de silice solide (calcédoine, silice amorphe) ont des solubilités plus élevées que le quartz et lorsqu'ils sont en contact avec la solution, ils contrôlent la solubilité de la silice de préférence sur le quartz en dessous de cette température (Fournier 1973).

Le géothermomètre à silice a été largement appliqué pour estimer la température du réservoir géothermique en utilisant la concentration de silice du fluide provenant des manifestations naturelles et des forages. White et al. (1956) ont proposé pour la première fois que la teneur en silice des rejets de forages pourrait être utilisée comme indicateur géochimique pour estimer la température du

réservoir géothermique (Verma 2000). Depuis lors, de nombreux auteurs ont développé cette observation, ainsi qu'une meilleure connaissance de la solubilité des espèces de silice dans une relation de géothermométrie plus rigoureuse (Arnorsson 1970; 1975; Bödvarsson, 1960 ; Morey et al.1962; Fournier et Rowe, 1966; Fouillac et Marshall, 1983; Fournier et Potter, 1982, 1979 etc.). Les équations des géothermométries (valables jusqu'à environ 250° C) ont été développées pour les différentes formes de silice.

Dans le cas de roches carbonatées, le géothermomètre SiO_2 n'est pas satisfaisant d'un point de vue expérimental. Malgré cela, les géothermomètres SiO_2 ayant été calibrés expérimentalement avec des roches silicatées, peuvent être utilisés pour des applications dans des systèmes géothermiques caractérisés par la présence d'un réservoir prédominé par les carbonates.

Dans cette étude, plusieurs géothermomètres de silice ont été utilisés pour estimer les températures du système géothermal de la région de Constantine, comme le montre le tableau 15 : Quartz sans perte de vapeur (Fournier 1977), Quartz avec perte de vapeur maximum à 100°C (Fournier 1973), Quartz (Fournier et Potter 1982), Calcédoine (Arnorsson, 1983) et Quartz (Verma 2000).

Tableau 15 : les différentes équations des géothermomètres de la silice.

Géothermomètres	Équations
Quartz, sans perte de vapeur (Fournier 1977)	$T = 1309 / (5.19 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$
Quartz, perte de vapeur maximum à 100 °C (Fournier 1973)	$T = 1522 / (5.75 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$
Quartz (Fournier et Potter 1982)	$T = [42.198 + 0.278831C - 3.66869 \cdot 10^{-4} C^2 + 3.16659 \cdot 10^{-7} C^3 + 77.034 \log C]$, où $C = \text{SiO}_2$
Calcédoine (Arnorsson 1983)	$T = 1112 / (4.91 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$
Quartz (Verma 2000)	$T = 1175.7 / (4.88 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$

* SiO_2 est exprimé en mg/L, T en °C.

II-2-2 Les géothermomètres à cations

Les géothermomètres cationiques sont basés sur le partage des alcalis (Na^+ et K^+) entre phases solides (alumino-silicates des roches cristallines ou éruptives) et liquide (l'eau), dépend de la température. Les géothermomètres cationiques sont couramment utilisés dans l'évaluation des

systèmes géothermiques comprennent : Na/K, Na-K-Ca, K/Mg, Mg/Li, et Na-K-Mg (Adam et Jan 2008 ; Makni et al. 2013 ; Wang et al. 2015 ; Guo et al. 2017).

II-2-2-1 Géothermomètre Na/K

Le géothermomètre Na / K est généralement considéré comme plus long à atteindre l'équilibre à une température donnée que les autres géothermomètres couramment utilisés. Par conséquent, le rapport Na/K est couramment utilisé pour estimer les températures les plus élevées possibles dans les parties les plus profondes d'un système où les eaux résident pendant des périodes relativement longues, et d'autres géothermomètres sont utilisés pour estimer les températures plus basses qui se produisent dans les réservoirs moins profonds où les eaux résident pendant des périodes relativement courtes (Fournier 1989). Ce géothermomètre est lié à la variation du sodium et du potassium dans les eaux thermales en raison de l'échange ionique de ces éléments entre les feldspaths alcalins coexistants (Nicholson 1993).

Le principal avantage de ce géothermomètre est qu'il est moins affecté par la dilution et la séparation de vapeur que les autres géothermomètres couramment utilisés à condition qu'il y ait peu de Na^+ et K^+ dans l'eau de dilution par rapport à l'eau du réservoir. Les équations Na/K sont adaptées pour des températures de réservoir comprises entre 180 et 350° C (Ellis 1979), mais sont limitées à des températures plus basses, notamment inférieures à 120° C (Nicholson 1993).

II-2-2-2 Géothermomètre Na-K-Ca

Les teneurs en sodium et potassium dans les eaux thermales sont directement liées à la dissolution de ces éléments par les eaux chaudes à grande profondeur, tout spécialement quand on se trouve en présence des silicates des roches cristallines ou éruptive. Il convient toutefois de tenir compte des teneurs en calcium dont la présence modifie les conditions de solubilité des autres éléments. Lors de la remontée des eaux profondes vers la surface, les teneurs respectives en sodium et potassium et par conséquent le rapport Na/K sont peu modifiées, car les concentrations atteintes sont très inférieures aux solubilités maxima de ces éléments, même à la température extérieure.

Le géothermomètre Na-K-Ca a été développé par Fournier et Truesdell (1973) où il existe deux formulations du géothermomètre Na-K-Ca ; une pour les eaux à température plus basse (<100 ° C) et une pour les eaux à température plus élevée (> 100 ° C).

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1674}{\left[\log\left(\frac{\text{Na}}{k}\right) + (\beta \log\left(\frac{\sqrt{\text{Ca}}}{\text{Na}}\right) + 2.06) + 2.47\right]} - 273.15$$

La température est calculée selon les règles suivantes :

Tout d'abord, calculez la température en utilisant $\beta = 4/3$, et les concentrations de cations exprimées en mg/L ou ppm (mg/kg). Si la température calculée est inférieure à 100° C et que $[\log (\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}}) + 2,06]$ est positif, cette température calculée est appropriée. Cependant, si la température calculée $\beta = 4/3$ est supérieure à 100 °C ou $[\log (\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}}) + 2,06]$ négative, utilisez $\beta = 1/3$ pour calculer la température.

II-2-2-3 Géothermomètre K/Mg et Mg/Li

Le géothermomètre K/Mg a été présenté pour la première fois par Giggenbach et al. (1983), et plus tard discuté en détail par Giggenbach (1988). Le géothermomètre Mg/Li a été proposé par Kharaka et Mariner (1989). Il est, généralement, admis que les concentrations et proportions de magnésium des eaux superficielles sont beaucoup plus faibles que celles de l'eau de mer et diminuent habituellement quand la température augmente (White, 1965 ; Fournier et Potter, 1979 ; Kharaka et al., 1985). Les concentrations et proportions de lithium augmentent, par contre, avec la température (Fouillac et Michard, 1981 ; Kharaka et al. 1985), ce qui suggère que le rapport Mg/Li pourrait être un bon indicateur de la température.

II-2-3 Résultats et discussions

L'application de différents géothermomètres de la silice à l'évaluation des températures du réservoir profond de la région de Constantine (Fig. 50) présente des températures significatives ($20\text{ °C} \leq T \leq 70\text{ °C}$). Généralement, les températures estimées à partir des géothermomètres à Quartz et celles mesurées à l'émergence sont relativement similaires, tandis que le géothermomètre à calcédoine présente de faibles températures ($21\text{ °C} \leq T \leq 42\text{ °C}$). Cela indique que les eaux des sources thermales sont en équilibre avec le quartz, peu avec la calcédoine ; donc, il semble que les géothermomètres à Quartz sont les plus valables aux eaux thermales étudiées. Les températures estimées par les géothermomètres Na/K sont indiquées dans le tableau 16 et la figure 49 où elles sont trop élevées et ont une large plage ($64\text{ °C} \leq T \leq 289\text{ °C}$). Elles sont cohérentes avec les changements du rapport Na/K où les basses températures sont dues probablement à un refroidissement par conduction ou à des interactions près de la surface. Cependant, les températures plus élevées présentent par les géothermomètres Na/K reflètent la dissolution des formations salines triasiques riches en Na^+ . Le géothermomètre Na-K-Ca donne des températures de réservoir estimées allant de 25 à 130 °C sont bien inférieures à celles calculées avec le géothermomètre Na-K, probablement en raison du mélange avec de l'eau froide peu profonde. On peut voir clairement que les résultats des calculs des échantillons tels que Bouhama, Lehouima, Beni Haroune avec les géothermomètres Na-K et Na-K-Ca sont extrêmement inexacts, probablement parce que ces deux géothermomètres sont basés sur l'échange d'ions entre les feldspaths tandis que Na, K et Ca dans les eaux des sources thermales dans la région de Constantine sont proviennent de la dissolution incongrue des évaporites et des carbonates, qui ne sont pas contrôlés par l'échange d'ions de feldspath.

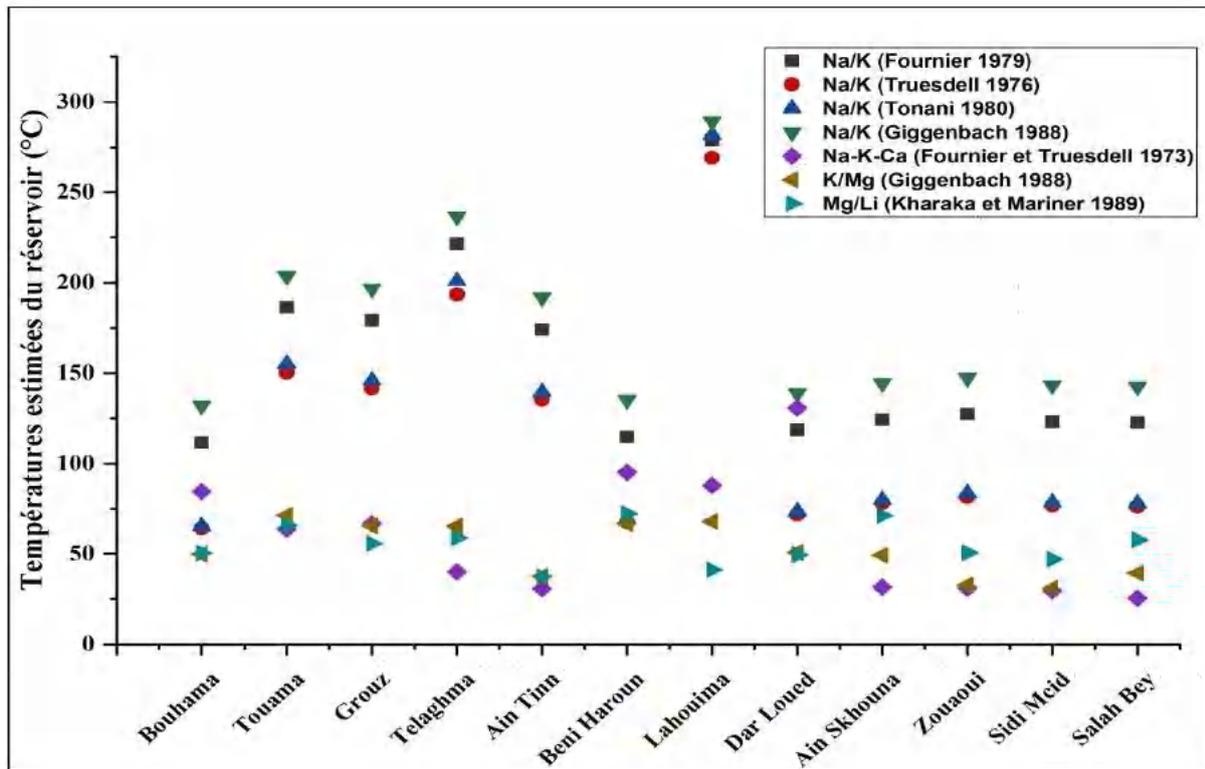


Fig. 49 : Températures estimées du réservoir basées sur des géothermomètres à cations.

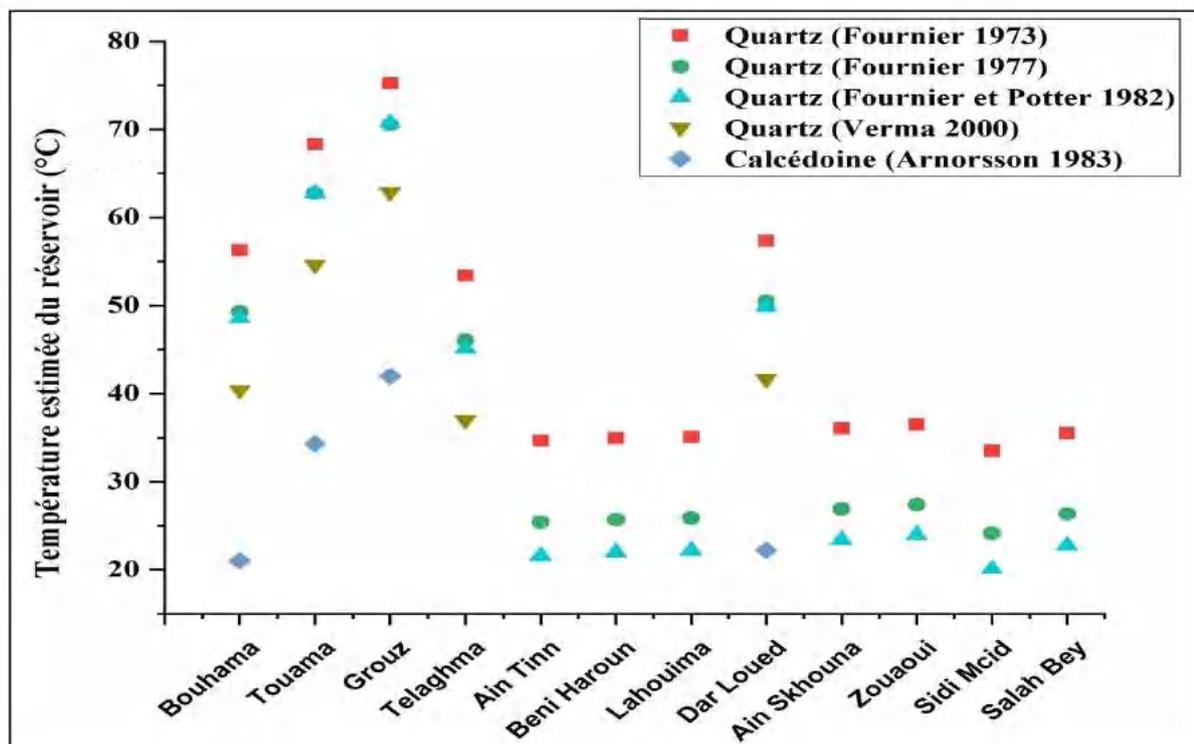


Fig. 50 : Températures estimées du réservoir basées sur les géothermomètres de la silice.

Les géothermomètres K/Mg et Li/Mg donnent des basses températures variant de 31 à 72° C (parfois supérieures à la température d'émergence) en raison de l'équilibrage rapide après mélange avec des eaux souterraines riches en Mg (Giggenbach 1988). Par conséquent, le refroidissement par conduction et le mélange avec des eaux riches en Mg plus froides ont une influence beaucoup plus grande sur la baisse de température de l'eau thermique lorsqu'elle s'écoule vers le haut jusqu'à la décharge (Han et al. 2010; Pasvanoglu 2013).

Généralement, les géothermomètres à cations sont établis sur la base des rapports de concentration des composants dissous indiquant la température à laquelle l'eau thermique atteint l'étendue en profondeur avec les roches réservoirs. Le mélange d'eau chaude avec de l'eau froide et l'absence d'un équilibre chimique complet dans le réservoir géothermique profond peut conduire à des résultats incertains calculés par les géothermomètres à cations.

Une autre approche pour évaluer la température du réservoir et reconnaître les eaux qui ont atteint l'équilibre avec les roches réservoirs a également été obtenue en appliquant le diagramme ternaire Na-K-Mg^{1/2} (Giggenbach, 1988 ; Fig. 51). Toutes les eaux des sources thermales dans la région de Constantine se situent dans la zone d'eau immature, ce qui signifie qu'elles n'ont pas atteint l'équilibre (près du coin Mg^{1/2}). Cela peut indiquer que les géothermomètres à cations ne conviennent pas pour calculer les températures du réservoir dans notre cas et suggérant l'effet du mélange avec de l'eau froide d'aquifères peu profonds pendant leur remontée à la surface, probablement comme : un mélange près de la surface avec les formations dolomitiques et calcaires du Jurassico-Crétacé qui contiennent des concentrations élevées de Mg.

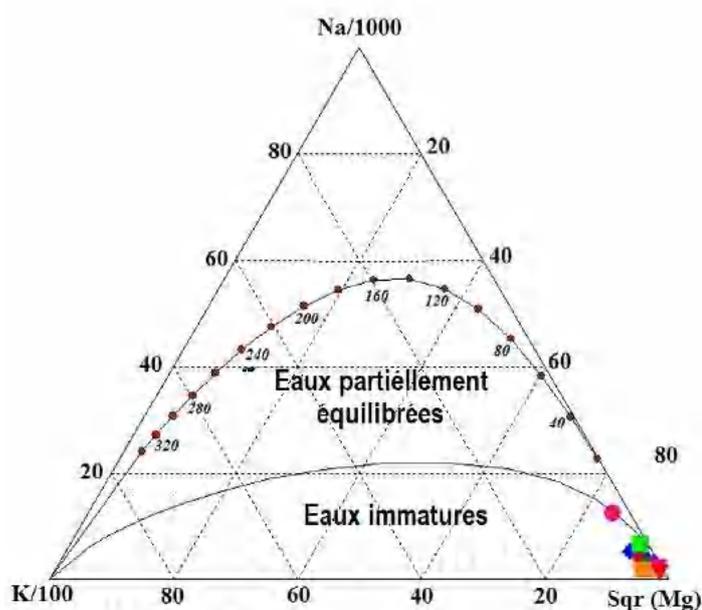


Fig. 51 : Projection des eaux thermales sur le diagramme ternaire de Giggenbach, 1988.

II-3 Les modèles de mélanges

II-3-1 Le modèle de mélange du Chlore (Chloride mixing model)

Le modèle de mélange enthalpie-chlorure est particulièrement utile pour comprendre l'hydrologie d'un champ géothermique. Il est largement utilisé pour obtenir des informations sur les processus souterrains tels que : perte de vapeur (ébullition), mélange/refroidissement par dilution ou refroidissement par conduction. Cela a été suggéré par Fournier (1979), qui a supposé que la partie majeure du chlorure dans l'eau thermique est libérée par l'interaction de l'eau à des températures élevées dans les réservoirs géothermiques. Son application implique essentiellement de relier les niveaux de chlorure analysés à l'enthalpie de l'eau, qui peuvent être dérivés de la température de décharge mesurée, de la température de géothermométrie et de la température du modèle de mélange silice – enthalpie (Shaoping D 1997; Magana 1999). La figure 52 montre le modèle de mélange enthalpie-chlorure pour les eaux thermales de Constantine, où toutes les eaux chaudes se trouvent le long de la ligne de mélange, ce qui indique que le mélange d'eau thermique avec de l'eau froide se produit probablement lors de leur remontée à la surface.

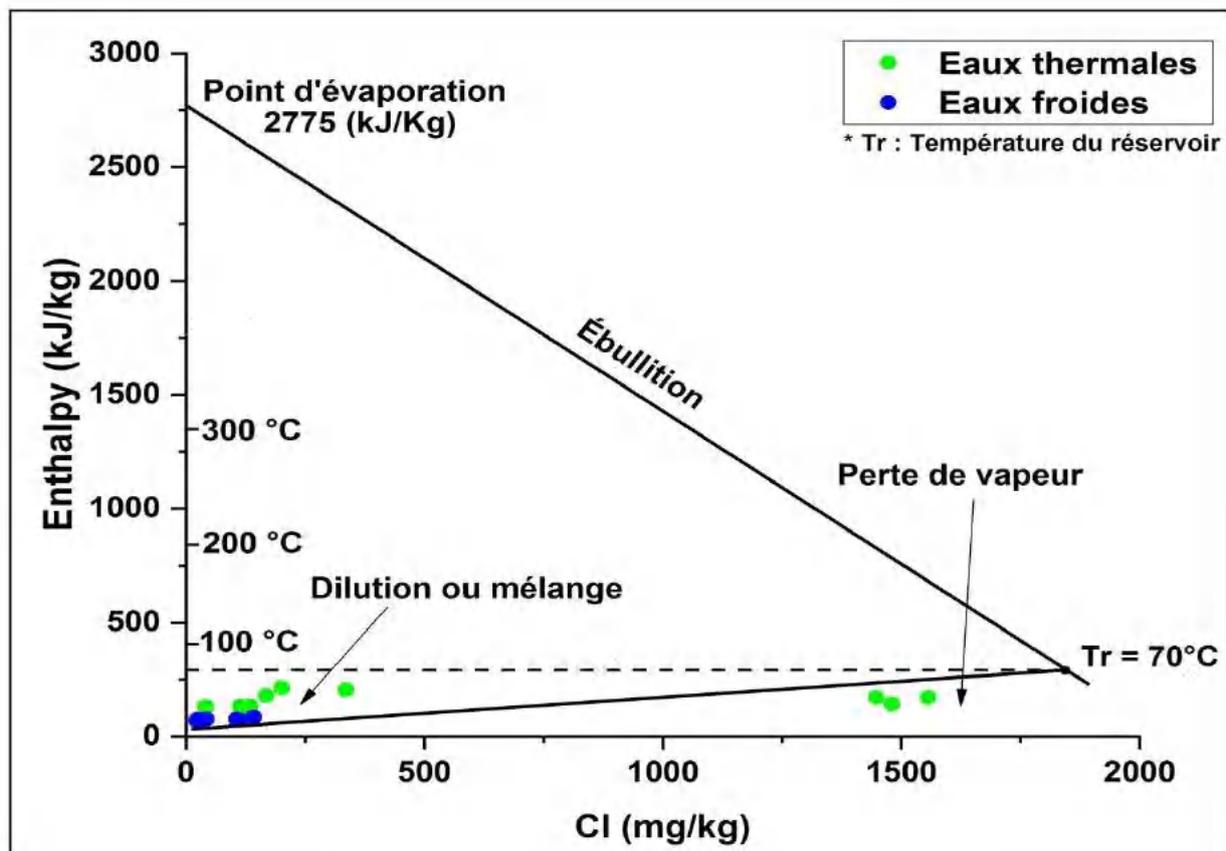


Fig. 52 : Modèle de mélange enthalpie-chlorure pour les eaux thermales de la région de Constantine

II-3-2 Le modèle de mélange de la silice (SiO_2)

Truesdell et Fournier (1977) ont proposé une méthode graphique simplifiée pour estimer la température des eaux chaudes profondes, qui est basée sur la concentration de silice dissoute par rapport à l'enthalpie de l'eau de source. Ce modèle reposait sur l'hypothèse qu'aucun refroidissement conducteur ne s'était produit après le mélange. Le diagramme de mélange silice-enthalpie pour les eaux thermales étudiées est montré sur la figure 53, où tous les échantillons se regroupent près et au-dessus de la ligne de solubilité du quartz. Si l'on considère qu'il n'y a pas de perte de vapeur après le mélange, l'enthalpie estimée pour les eaux thermales est d'environ 356 (kJ/kg) ce qui correspond à une température de 85° C. Elle est considérée comme supérieure à celles estimées par géothermomètre à quartz. Cela indique que les eaux thermales étudiées se sont mélangées avec les eaux froides dans le réservoir ou qu'un refroidissement conducteur se produit probablement pendant l'écoulement ascendant des eaux chaudes.

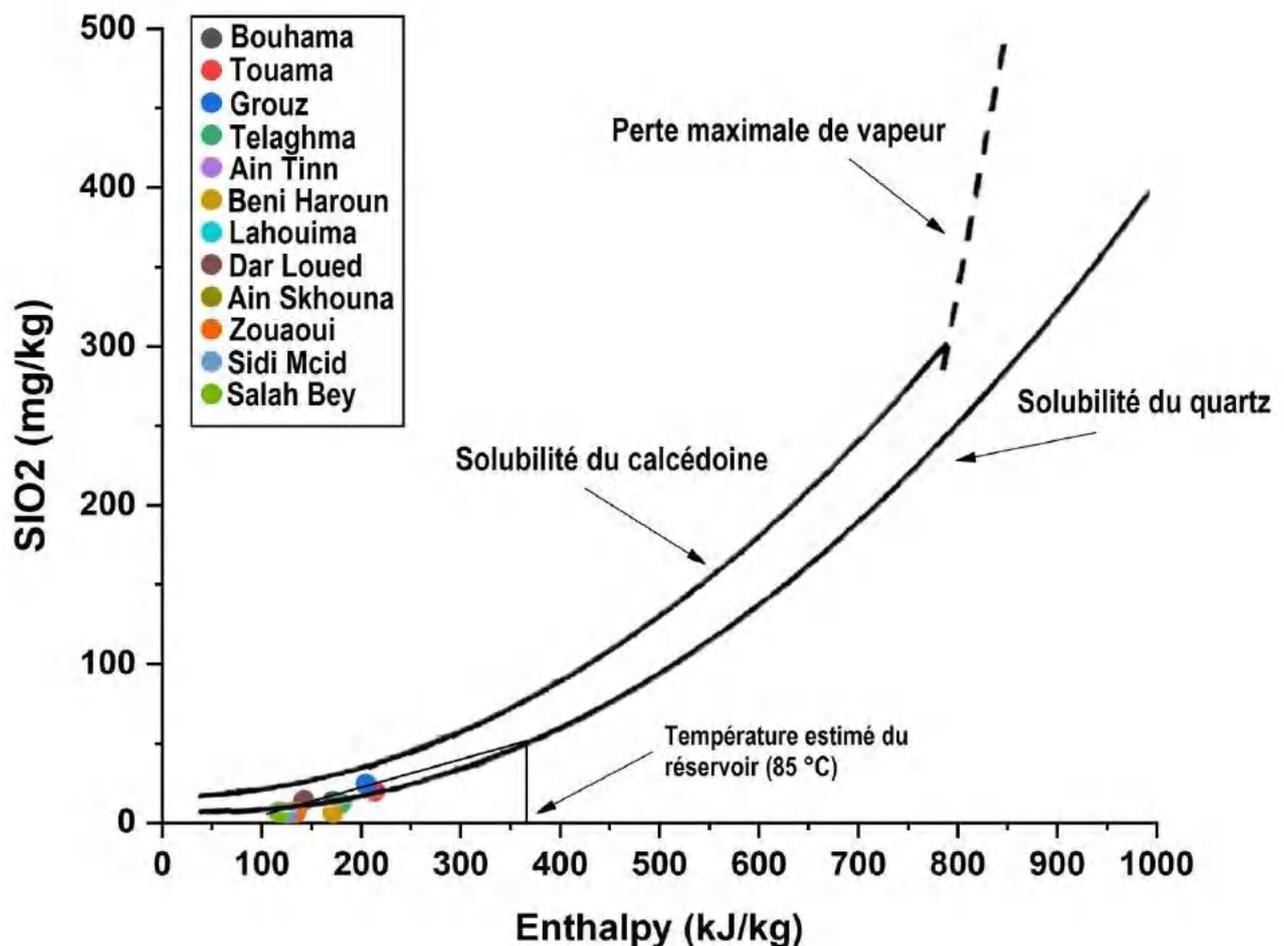


Fig. 53: Modèle de mélange de la Silice pour les eaux thermales de Constantine

II-4 Estimation des températures en profondeur à l'aide des indices de saturation

La modélisation de l'état d'équilibre à différentes températures est une autre approche pour déterminer la température du réservoir géothermique, en particulier en présence des roches carbonatées et évaporitiques (D'Amore et al. 1987; Lopez-Chicano et al. 2001). Avec cette approche, le degré de saturation de l'eau par rapport à un certain nombre des phases minérales est examiné à différentes températures (Mutlu et Kılıç 2009), et les résultats sont présentés sous forme de diagrammes température vs indice de saturation (IS). Lorsque les valeurs de l'indice de saturation d'une ou plusieurs phases minérales convergent vers une valeur de zéro à ou autour d'une température particulière, cette température peut être considérée comme la température du réservoir géothermique (Ben Brahim et al. 2014; Pirlo 2004).

Dans notre cas, les indices de saturation de différentes phases minérales sont calculés aux températures spécifiées comprises entre 20° C et 200° C par pas de 20° pour les cinq sources les plus chaudes. Fig. 54 montre que les indices de saturation de tous les minéraux se rapprochent de la saturation (équilibre) à des températures comprises entre 30 et 80° C. Ces dernières températures sont proches des températures estimées du réservoir obtenues à l'aide de thermomètres à quartz.

II-5 Estimation des profondeurs des réservoirs profonds à l'aide du gradient géothermique

D'après Bouchareb-Haouchine et al. 1994, il est possible d'estimer la profondeur des réservoirs géothermiques du Maghreb (Afrique du Nord) à l'aide du gradient géothermique et les températures estimées par les différents géothermomètres les plus représentatifs et fiables, selon l'équation suivante : $P = T_{cal} - T_a / G$; P : Profondeur du réservoir en (km), T_{cal} : Température estimée par le géothermomètre (°C), T_a : la température annuelle moyenne de l'air (°C), G : le gradient géothermique régional moyen (°C/Km). Considérant que (i) la région de Constantine appartient à une zone où le gradient géothermique est de 35-40 ° C / km (Bouchareb-Haouchine et al. 1994, Issaadi, 1992, Bouchareb-Haouchine 1993, 2012); (ii) la température annuelle moyenne (environ 18,5 ° C) et (iii) les températures des réservoirs profonds estimées par les géothermomètres à silice (Quartz) (20 - 75 °C), les profondeurs de circulation estimées variaient de 0,1 à 1 km (Tableau 17), suggérant que le réservoir correspondant devrait être à moins de 2 km de profondeur. D'un point de vue géologique, ces profondeurs correspondent aux formations calcaires et calcaires dolomitiques du Jurassique-Crétacé, qui sont considérés comme le principal réservoir géothermique dans la région.

II-6 Conclusion

L'évaluation de la température des réservoirs géothermiques de la région de Constantine par les outils géothermométriques et géochimiques a montré que les géothermomètres à cations n'étaient pas applicables pour le calcul des températures plausibles des réservoirs géothermiques, car comme l'indique le diagramme ternaire Na – K – Mg, ce système n'est pas dans un état d'équilibre chimique et

la qualité de l'eau a été influencée par des processus de mélange avec les eaux froides. Tandis que, ces eaux géothermales sont en équilibre avec le quartz, peu avec la calcédoine, qui indique que les températures mesurées par les géothermomètres à quartz sont susceptibles d'être plus fiables. Ces derniers géothermomètres ont donné des résultats un peu satisfaisants (entre 20 °C et 70 °C) et sont relativement similaires avec celles mesurées à l'émergence. Les modèles de mélange silice-enthalpie et chlorure-enthalpie ont donné des températures initiales moyennes de 85° C et 70 °C, respectivement. La comparaison de ces méthodes géothermométriques avec celles des indices de saturation suggère que les températures des réservoirs géothermiques de la région de Constantine oscillent entre 40° C et 80° C.

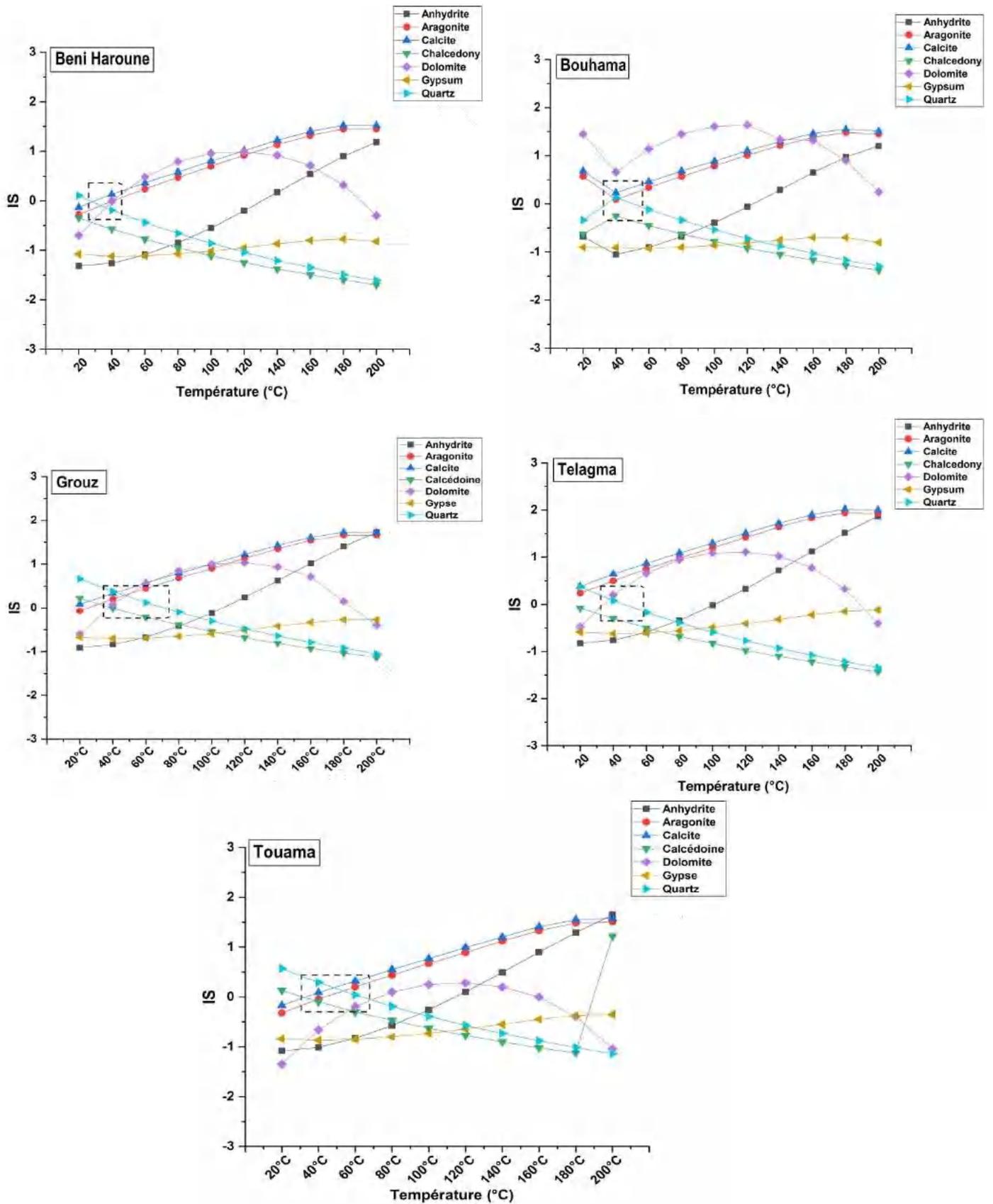


Fig. 54 : Indices de saturation simulés appliqués aux sources thermale de la région de Constantine.

Tableau 16: Profondeurs estimées (km) des réservoirs géothermales de la région de Constantine basées sur les géothermomètres de silice (Quartz).

	Fournier et Potter	1982		Fournier 1973		Fournier 1977		Verma 2000	
		Gradient géothermique (°C/km)	T (°C)	P (Km)	T (°C)	P (Km)	T (°C)	P (Km)	T (°C)
Bouhama	35-40	48.56	0.75 - 0.85	56.30	0.94 - 1	49.28	0.75 - 0.85	40.38	0.55 - 0.6
Touama	35-40	62.75	1.1 - 1.26	68.34	1.2 - 1.4	62.76	1.1 - 1.2	54.62	0.9 - 1
Grouz	35-40	70.71	1.3 - 1.5	75.24	1.4 - 1.6	70.53	1.3 - 1.5	62.89	1.1 - 1.2
Telaghma	35-40	45.10	0.6 - 0.75	53.42	0.85 - 1	46.07	0.7 - 0.8	37.01	0.4 - 0.5
Ain Tinn	35-40	21.60	0.07 - 0.08	34.65	0.4 - 0.46	25.39	0.15 - 0.2	ND	ND
Beni Haroun	35-40	21.99	0.08 - 0.09	34.95	0.4 - 0.46	25.71	0.15 - 0.2	ND	ND
Lahouima	35-40	22.18	0.09 - 0.1	35.10	0.4 - 0.47	25.88	0.15 - 0.2	ND	ND
Dar Loued	35-40	49.85	0.8 - 0.89	57.37	1 - 1.1	50.48	0.8 - 0.9	41.65	0.55 - 0.65
Ain Skhouana	35-40	23.42	0.12 - 0.14	36.05	0.4 - 0.5	26.92	0.2 - 0.25	ND	ND
Zouaoui	35-40	23.98	0.13 - 0.15	36.49	0.4 - 0.5	27.40	0.2 - 0.25	ND	ND
Sidi Mcid	35-40	20.12	0.04 - 0.04	33.52	0.35 - 0.4	24.15	0.14 - 0.16	ND	ND
Salah Bey	35-40	22.78	0.1 - 0.12	35.56	0.4 - 0.5	26.38	0.19 - 0.23	ND	ND

*ND : Non Déterminé

Chapitre III :
**Caractéristiques isotopiques des eaux
thermominérales**

III-1 Introduction

Au cours des dernières décennies, les techniques isotopiques environnementales ont été couramment et largement utilisées dans tout le domaine du développement et de la gestion des ressources en eau. Les données isotopiques sont couramment utilisées en hydrogéologie pour compléter les données hydrogéochimiques et hydrodynamiques afin de comprendre les modèles d'écoulement des eaux souterraines, l'origine de l'eau, le temps de séjour et les processus géochimiques au sein des aquifères. Les isotopes environnementaux les plus fréquemment utilisés comprennent les isotopes lourds des éléments de la molécule d'eau, l'hydrogène (^2H — également appelé deutérium, et ^3H — également appelé tritium), l'oxygène (^{18}O) et l'élément carbone (^{13}C et ^{14}C — également appelé radiocarbone ou carbone 14). Les applications de rapports isotopiques stables d'hydrogène et d'oxygène dans les eaux souterraines reposent principalement sur les variations isotopiques des précipitations atmosphériques, c'est-à-dire dans l'entrée du système hydrogéologique étudié. Les isotopes radioactifs (également appelés radio-isotopes ou, plus généralement, radionucléides) présents dans les eaux souterraines proviennent de réactions nucléaires cosmogoniques. Parmi les domaines les plus importants où les isotopes sont utiles dans les applications des eaux souterraines, on peut citer les études des processus de recharge et l'origine, l'âge, l'écoulement et les interconnexions entre les aquifères, ainsi que les sources et le mécanisme de pollution.

En particulier, dans des conditions climatiques arides et semi-arides, les techniques isotopiques constituent pratiquement la seule approche pour l'identification et la quantification de la recharge des eaux souterraines et ils sont utilisés à diverses recherches hydrogéologiques, à savoir, comme traceurs, pour la détermination de l'âge et de l'origine des eaux souterraines, l'estimation de la recharge, les caractéristiques hydrauliques et les processus de transport dans les aquifères (Akiti 1980; Clark and Fritz 1997; Aravena and Robertson 1998; Mahlknecht et al. 2006; Palmer et al. 2007; Demlie et al. 2008; Adomako et al. 2011; Carucci et al. 2012; Abid et al. 2012; Puig et al. 2013; Bahir et al. 2018; Elaid et al. 2020).

Les premiers travaux faisant appel aux techniques isotopiques relatives à la région de Constantine remontent au début des années 80, notamment, les travaux de Souag Mohamed (1985) sur les ressources en eau de la région. Dans cette étude, les isotopes d'éléments stables (^{18}O et ^2H) et radioactifs (^3H et ^{14}C) peuvent être utilisés comme traceurs des conditions d'infiltration (origine, altitude de la recharge, ...), l'âge et les processus chimiques pendant le parcours souterrain et des phénomènes de mélange. Enfin, nous tentons de construire un modèle conceptuel de l'acquisition de la minéralisation, des variations hydrochimiques et des modèles de recharge, en s'appuyant sur des outils géochimiques et isotopiques.

III-2 Les isotopes d'éléments stables (^{18}O et ^2H)

Les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène se comportent de façon conservatrice, car les interactions avec les matières organiques et géologiques le long du trajet d'écoulement auront un effet négligeable sur les rapports des isotopes dans la molécule d'eau (Simpkins, 1995; Kaseke et al., 2017). Les abondances des isotopes de l'oxygène montrent une dominance de l'isotope ^{16}O (99.762 %), suivi du ^{18}O (0.200 %) puis du ^{17}O (0.038 %). Les abondances des isotopes de l'hydrogène consistent en deux isotopes stables, ^1H et ^2H , avec une abondance respective d'environ 99.985 et 0.015 %. Le rapport des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène est exprimé en unité delta de déviation par rapport à un standard de référence. On utilise la notation δ exprimée en parts pour mille (‰) avec :

$$\delta = [(R \text{ échantillon}/R \text{ standard}) - 1] \times 1000$$

Où R est le rapport isotopique, un isotope lourd sur un isotope léger ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$). Le standard de référence est le Vienna Standard Mean Ocean Water, V-SMOW (Craig, 1961). Ce standard est défini à 0‰ pour le couple $\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$. En 1961, Craig a publié sa conclusion selon laquelle $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les eaux douces sont en corrélation à l'échelle mondiale suivant la ligne météorique mondiale (GMWL : Global Meteoric Water Line): $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10 \text{‰ SMOW}$. Cette relation a récemment été confirmée par Rozanski *et al.* (1993) à partir des données de l'AIEA (*l'Agence Internationale de l'Energie Atomique*), qui fournit une relation proche : $\delta^2\text{H} = 8.17\delta^{18}\text{O} + 11.3$. Si les signatures des eaux prélevées s'alignent sur cette droite, on considère qu'il s'agit d'eaux d'origine météorique dont la composition isotopique n'a pas été modifiée par évaporation, interaction eau-roche, exsolution de H_2S ou de CO_2 ou encore par hydratation de silicates (Fig. 55).

Dans le cadre de notre étude, les valeurs de l'oxygène (^{18}O) et de deutérium (^2H) des eaux thermominérales varient respectivement de -5 à -10 % et de -36 à -68 %. Ces derniers sont présentés sur la figure 55 où la ligne d'eau météorique mondiale (GMWL, Craig 1961) et la ligne d'eau météorique locale (LMWL, $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 12$, Souag 1985) sont également présentées. La corrélation ^{18}O vs ^2H (Fig. 55) indique que les eaux thermominérales ont une origine météorique, où tous les points sont globalement situés le long de la droite météorique mondiale et locale, ne reflétant ainsi aucune évaporation avant l'infiltration ayant modifié la signature isotopique des eaux, ce qui implique, probablement, que la recharge se fait de façon rapide, probablement à travers les formations calcaires et calcaires dolomitiques du Jurassique-Crétacé, qui sont largement fissurées et karstifiées à l'affleurement à grande altitude. La composition d' ^{18}O des eaux souterraines thermales et froides montre une bonne corrélation qui est probablement due à l'homogénéisation isotopique des eaux souterraines profondes le long des circuits hydrologiques et à la composition plutôt constante de la fraction d'eau de pluie qui s'infiltré efficacement.

L'estimation de l'altitude de recharge des sources thermales (Tab 17, Souag 1985) montre que les zones de recharges de ces eaux se trouvent dans les massifs carbonatés et leur alimentation est, en générale, pratiquement verticale à subverticale. D'après les travaux de Durozoy, 1960; Souag, 1985; Djebbar, 2005, ces eaux thermales peuvent être d'une part alimentées directement par les eaux qui s'infiltrèrent respectivement dans les affleurements calcaires des massifs carbonatés (Ex : Felten-Sellam et Dj. Akhal pour la source d'Ain Tinn), et d'autre part, par une alimentation latérale à partir des massifs carbonatés de Chattaba, Felten et Oum Settas, dans le cas des sources thermales d'El Hamma, Sidi M'cid et Grouz. Du point de vue structural et hydrogéologique, ces résultats peuvent être expliqués par des interconnexions profondes entre les massifs calcaires néritiques qui constituent un système aquifère très étendu et suffisamment vaste (sous la couverture néogène). Il s'agit d'un aquifère profond créacé (cénonanien) dont la nature carbonatée (calcaires karstifiés) avec des écoulements orientés vers le Nord, en particulier vers le groupe des sources d'El Hamma-Constantine (Fig 56, Durozoy, 1960, Voute 1967).

III-3 Les isotopes radioactifs (^3H et ^{14}C)

Le tritium (^3H) est le seul isotope radioactif naturel de l'hydrogène. Le ^3H , un isotope de courte durée de l'hydrogène avec une demi-vie de 12,32 ans, est un traceur couramment utilisé pour déterminer l'âge des eaux souterraines de moins de 50 ans (Lucas et Unterweger, 2000). Les concentrations de tritium sont exprimées en unités de tritium (UT). La plupart du tritium qui était présent dans l'atmosphère avant les essais thermonucléaires dans les années 1950 et 1960 était le résultat de la production naturelle dans la stratosphère par le bombardement d'azote (^{14}N) par les neutrons du rayonnement cosmique dans la haute atmosphère (Clark et Fritz 1997). La présence de tritium dans les échantillons d'eau est un indicateur fiable des échantillons qui contiennent au moins une fraction de l'eau après les années 1950 (Plummer, 2005). Contrairement au tritium, une demi-vie relativement longue de ^{14}C dans le carbone inorganique dissous, s'étendant jusqu'à 5730 ans, permet d'être utilisé pour les anciens systèmes hydrologiques dans lesquels les temps de séjour des eaux souterraines s'étendent jusqu'à env. 30 ka (Clark et Fritz 1997). Cependant, l'interprétation des données du radiocarbone pour obtenir les âges absolus des eaux souterraines est largement compliquée par le mélange potentiel avec des sources de carbone plus jeunes et plus anciennes (Carbone 14 provenant d'essais nucléaires à grande échelle et de l'interaction des eaux souterraines avec les minéraux carbonatés, respectivement (Clark et Fritz 1997). Les données isotopiques (^3H et ^{14}C) dans la région de Constantine (Tableau 3, Souag 1985) permettent d'identifier deux types d'eaux souterraines : (i) des eaux récentes (< 30 ans) sont des eaux des sources athermales ($16 \leq T \leq 20$ °C), (ii) des eaux thermales très anciennes (3700 à 7700 ans, d'après les trois modèles de Fontes, Garnier, Pearson et Tamers). Cette hétérogénéité d'âge entre les deux types d'eaux suggère que les zones d'alimentation sont probablement différentes.

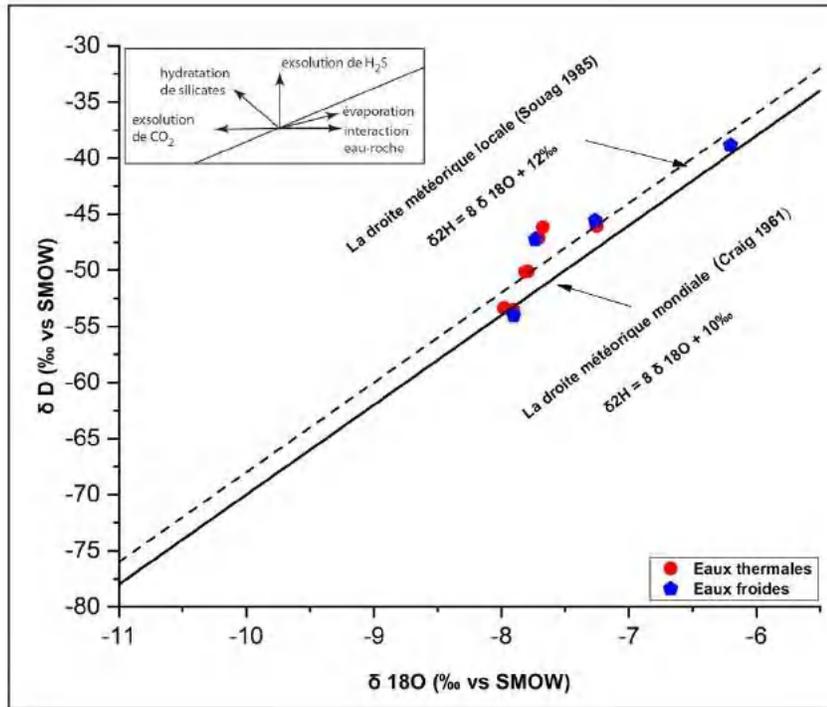


Fig.55: Diagramme $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ pour les eaux thermominérales de la région de Constantine.

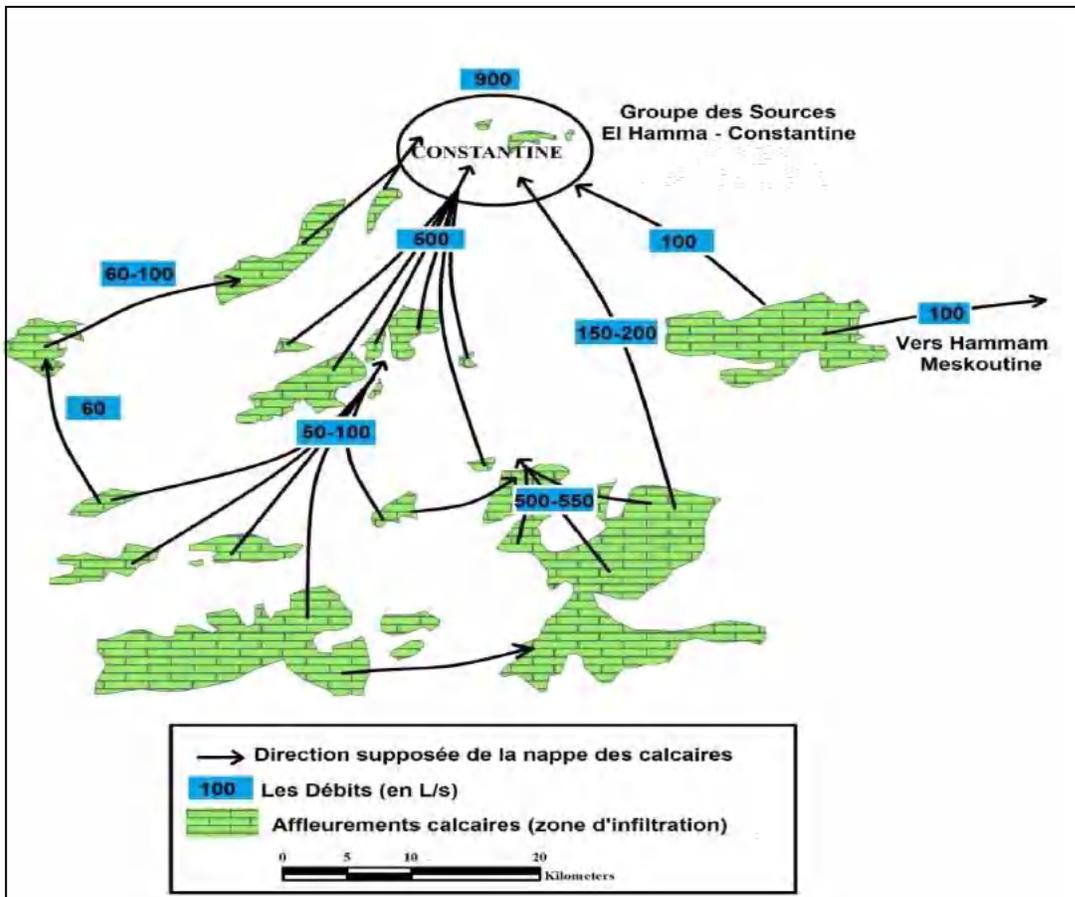


Fig. 56 : Schéma hydrogéologique des massifs calcaires de la région de Constantine (Voute 1967).

Tableau 17 : Données isotopiques des eaux thermales de la région de Constantine (Souag 1985)

	Hr (m)	^3H (UT)	A_0 ^{14}C (%)	Age (An, Pearson)
Ain skouna	870	4 ± 1	46.4	3800
Hammam Zouaoui	860	0	43	7300
Salah Bey	880	5.5 ± 1.5	46.6	3900
Sidi Mcid	930	9 ± 2	-	-
H. Grouz 1	1120	1	-	-
H. Grouz 2	1100	5 ± 1.5	-	-
Ain Tinn	880	6 ± 2	-	-

*Hr : Altitude isotopique de recharge, UT : unités de tritium, A_0 (activité initiale) : teneur initiale en ^{14}C .

III-4 Modèle conceptuel de la circulation des eaux thermales dans la région de Constantine.

Au terme de cette étude, nous essayerons, à travers les différentes données géologiques, tectoniques et les outils hydrogéochimiques, géothermométriques et isotopiques, de synthétiser et proposer des hypothèses sur le fonctionnement du système hydrothermal de la région de Constantine. Basée sur le modèle géothermique conceptuel pour le système géothermique du Nord de l'Algérie (proposé par Saïbi, 2009), la figure 57 montre un modèle conceptuel simplifié a été construit pour les eaux géothermiques de la région de Constantine, où les eaux météoriques se rechargent à une altitude élevée (600 m- 1200 m ; Souag, 1985) et s'infiltrent jusqu'au réservoir carbonaté (environ de 2 km) le long de failles et de fractures de formations carbonatées (calcaire et dolomite) du Jurassique-Crétacé supérieur (il n'y a aucune évaporation importante avant ou pendant l'infiltration.). Les eaux infiltrées se réchauffent en profondeur par un flux de chaleur conducteur élevé (80–140 mW/m²; Rimi et al. 2012; Barkaoui et al. 2014) et acquièrent leur minéralisation initiale (carbonatée). Après avoir été chauffés, ils remontent à la surface le long de failles et de fractures qui agissent comme des conduits des eaux thermales, et émergent sous forme de sources chaudes (actuellement, ces eaux sont exploitées par le biais de forages d'une profondeur moyenne 150 m). Pendant leur ascension vers la surface, ils subissent un refroidissement conducteur, mélange avec les eaux souterraines froides peu profondes, perd de la vapeur dans les cavités du karst et contact avec des formations évaporitiques du néogène et salifères du trias, qui permettent aux variations de températures et de compositions chimiques de ces eaux thermales.

III-5 Conclusion :

L'étude isotopique stable des eaux thermales et froides de la région de Constantine révèle une origine météorique de ces eaux. De plus, les données de ^3H et ^{14}C montrent nettement deux types d'eaux

souterraines qui ont des zones d'alimentation probablement différentes : eaux froides récentes d'âge moyen inférieur à 30 ans et eaux thermales anciennes (3700 à 7700ans).

Le modèle conceptuel propose que le système géothermique de la région de Constantine soit rechargé par une pénétration profonde des eaux météoriques à travers les failles et fractures des massifs calcaires qui sont largement fissurés et karstifiées, puis chauffées par un flux de chaleur conducteur. Les eaux chaudes ont remonté à la surface également à travers les failles et se sont mélangées aux eaux froides et ont finalement soient émergées en tant qu'eaux thermales ou exploitées par le biais de forages.

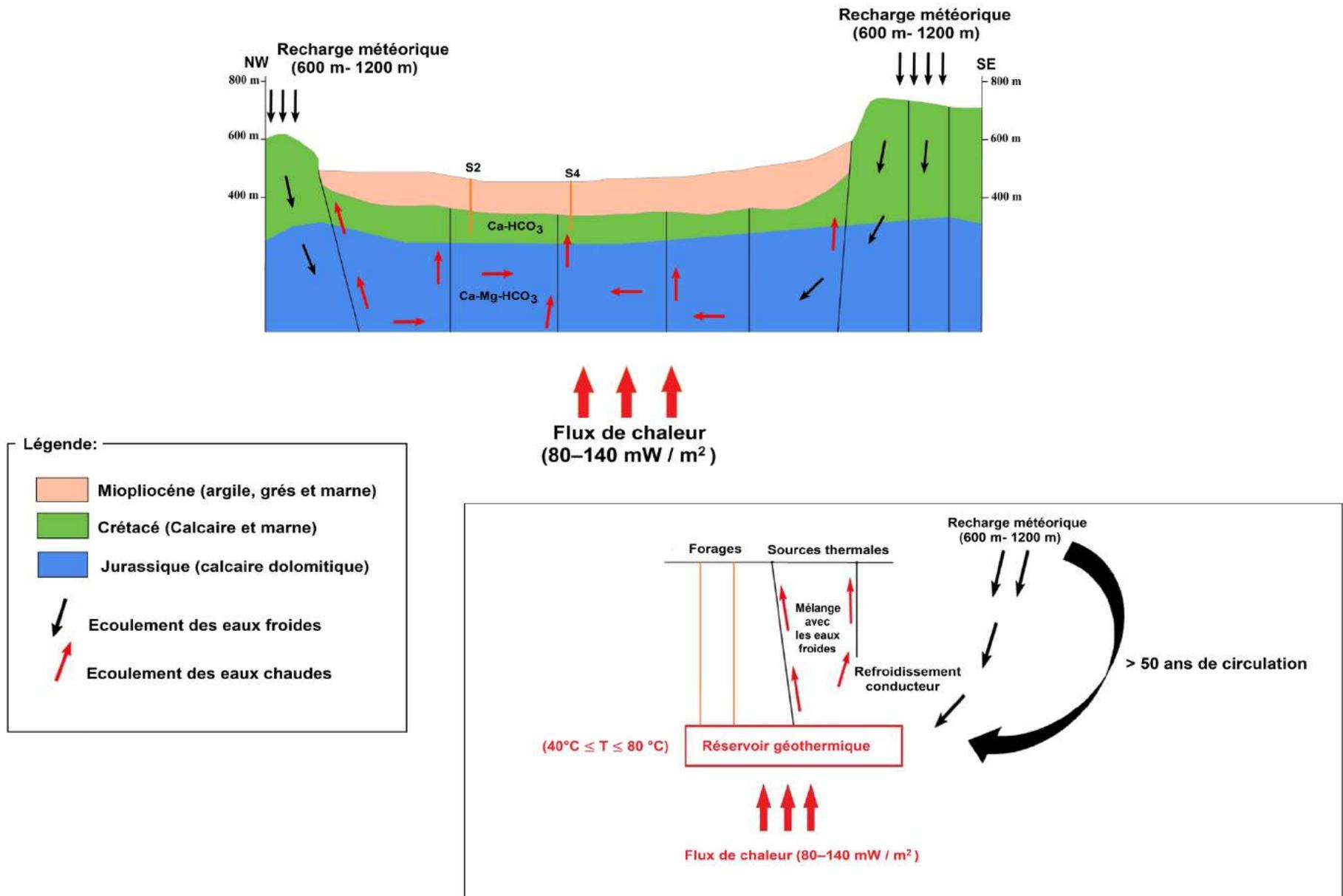


Fig.57 : Modèle conceptuel simplifié de la circulation des eaux thermales dans la région de Constantine.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Dans l'extrême Nord-Est de l'Algérie, les formations carbonatées karstifiées jouent un rôle déterminant dans la formation des systèmes hydrothermaux. Ces aquifères karstiques profonds sont largement sollicités, notamment pour l'alimentation en eau potable et l'irrigation. Le système karstique hydrothermal Constantinois présente une grande hétérogénéité, particulièrement dans les formations carbonatées d'âge jurassico-crétacé qui présentent une grande diversité de faciès, recouvertes par des formations continentales du Mio-Plio-Quaternaire. L'analyse structurale et tectonique montre une fracturation intense affectant la plate-forme carbonatée depuis le Mésozoïque, favorise à une infiltration des eaux en profondeur. La majorité des sources thermominérales dans la région s'émergent à la faveur des failles et les fractures de bordure des massifs calcaires septentrionaux et méridionaux à des températures oscillant entre 17 °C et 51 °C avec un débit très élevé (800 l/s à la source de Hammam Zouaoui). Les principaux groupes des sources sont ceux de Hamma Bouziane (Ain skhouna et Hammam zouaoui), rocher de Constantine (Sidi Mcid et Saleh Bey), Telaghma et Hammam Grouz.

La composition chimique des eaux thermominérales de la région est étroitement liée à la nature, la structure géologique et le contexte tectonique, où les sources liées aux formations évaporitiques se caractérisent par des faciès : chlorurée et sulfatée calcique et magnésienne ; et chlorurée sodique et potassique avec des fortes teneurs en chlorure, les sulfates, le sodium et le calcium, ainsi que le lithium et le strontium. Les faciès bicarbonatés provenant de la dissolution des formations carbonatées mésozoïques (calcaires ou calcaires dolomitiques d'âge jurassico-crétacé). Ainsi, la dissolution des évaporites triasiques essentiellement le gypse et l'halite influencent fortement la salinité des sources thermales. L'analyse en composantes principales (ACP) et l'indice de saturation ont mis en évidence l'effet de la dissolution des différents minéraux évaporitiques et carbonatés sur la minéralisation des eaux, en particulier l'halite, le gypse et la calcite, la dolomite et l'aragonite, respectivement.

Le potentiel géothermique de la région de Constantine est essentiellement de faible enthalpie et les températures évaluées des sources thermales collectées sont inférieures à 100 °C. L'estimation des températures des eaux en profondeur a révélé que les géothermomètres basés sur la silice, en particulier le quartz, donnent des températures concordantes, comprises entre 40 et 70 °C pour l'ensemble des sources. Ces températures ont également été obtenues à l'aide du diagramme ternaire de Giggenbach (1988) ainsi que la méthode des indices de saturation. Ces différents outils permettent généralement d'évaluer les températures du réservoir hydrothermal Constantinois, qui varient de 40 °C à 80 °C.

L'étude des isotopes naturels stables des eaux confirme que l'ensemble des eaux thermales, minérales et thermominérales ont une origine météorique. L'aire d'alimentation du système hydrothermal est liée principalement aux massifs carbonatés du Jurassico-Crétacé (Souag 1985), où les accidents

CONCLUSION GENERALE

tectoniques et la fracturation qui affectant l'ensemble des séries carbonatées jouent le rôle de conduits d'infiltration des eaux météoriques en profondeur. Enfin, l'étude approfondie des eaux thermominérales de la région permet de mieux comprendre le fonctionnement du système hydrothermal Constantinois, au sein d'un comportement structural et géologique complexe. Depuis l'alimentation où les eaux thermales proviennent de l'eau météorique commune à un climat relativement humide. En supposant un gradient géothermique de 35-40 °C/km (Bouchareb-Haouchine et al. 1994), l'eau météorique s'infiltré dans le sous-sol à une profondeur maximale d'environ 2 km, pour se réchauffent en profondeur par un flux de chaleur conducteur élevé (80–140 mW / m²; Rimi et al. 2012 ; Barkaoui et al. 2014) et acquièrent leur minéralisation initiale (carbonatée), et forment des eaux thermales profondes caractérisées par des températures d'environ 40 °C et 80 °C. Les eaux interagissent avec les dépôts évaporitiques triasiques composés de minéraux d'halite et de gypse en profondeur, ce qui se traduit par une salinité élevée, en particulier l'enrichissement de Na et de Cl. Le cadre tectonique local représenté par la présence de failles profondes dans cette région améliore la perméabilité et joue un rôle important dans la circulation et la remontée des eaux thermales profondes vers la surface. Ces eaux thermales profondes remontent le long des failles et se mélangent à différentes proportions d'eaux peu profondes et plus froides pour former les sources chaudes.

« Cette recherche a pour objectif de générer des informations fiables concernant les ressources en eau de la région de Constantine. Malgré les outils et méthodologies disponibles, nous regrettons du manque de moyens analytiques telles que : les isotopes radioactifs, les gaz et la conductivité électrique des roches, qui auraient augmenté la valeur scientifique de la recherche et fourni des informations et des résultats permettant de mieux comprendre le fonctionnement du système hydrothermal Constantinois. Cependant, cette étude aidera à passer en revue l'état actuel des ressources en eau dans la région, et fournira également des données de base et se qualifie comme un cadre de référence pour les études futures. »

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abacha I (2015) : Étude de la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie. Thèse De Doctorat De Sciences, Option : Sismologie, la Faculté des Sciences Département de Physique, Université Ferhat Abbas-Sétif (Algérie), 235p.
- Abid K, Dulinski M, Ammar F.H, Rozanski K, Zouari K, (2012): Deciphering interaction of regional aquifers in Southern Tunisia using hydrochemistry and isotopic tools. *Appl. Geochem.* 27, 44–55.
- Abouriche M., Fekraoui .A. Kedaid F.Z. et. Rezig M (1988) : Atlas des Ressources Géothermiques du Nord del'Algérie', Rapport Interne CDER.
- Adam P, Jan D (2008): Application of selected geothermometers to exploration of low-enthalpy thermal water: the Sudetic geothermal region in Poland. *Environ Geol* 58(8):1629–1638
- Adomako D, Osaè S, Akiti T.T et al. (2011): Geochemical and isotopic studies of groundwater conditions in the Densu River Basin of Ghana. *Environ Earth Sci* 62, 1071–1084 (2011). <https://doi.org/10.1007/s12665-010-0595-2>
- Agelos P, Athina M, Christos H, Panagiotis P, Olga P, Eleni D, Ioannis R (2010): Application of multivariate statistical methods for groundwater physicochemical and biological quality assessment in the context of public health. *Environmental Monitoring and Assessment* 170: 87–97.
- Akiti TT (1980): Geochemical and isotopic studies of groundwater in Upper West Region of Ghana. Unpublished, PhD Thesis, Université de Paris Sud.
- Alfé D., Gillian M.J., Price G.D. (2007): Temperature and composition of the Earth's core. *Contemporary Physics*, 48, 63–80.
- Aminu I, Hafizan J, Mohd-Ekhwan T, Adamu M, Azman A, Hamza A (2015) Assessment of Surface Water Quality Using Multivariate Statistical Techniques in The Terengganu River Basin. *Malaysian. Journal of Analytical Sciences* 19 (2): 338-348.
- ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydriques, 1993) : Carte pluviométrique de l'Algérie du nord à l'échelle du 1/500 000. Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, Ministère de Ministère de l'Équipement, Alger.
- ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydriques, 2005) : Carte du réseau hydro-climatologique et de la surveillance de la qualité des eaux, 1/500 000, Alger.
- Appelo CAJ, Postma D (1996) *Geochemistry, groundwater and pollution*, Balkema, Rotterdam.
- Aravena R, Robertson W (1998): The use of multiple isotope tracers to evaluate denitrification in groundwater: a case study in a large septic system plume. *Ground Water* 36, 975–982.
- Arevalo, R, McDonough, W and Luong, M, (2009): The K/U ratio of Earth: insights into mantle composition, structure and thermal evolution, *Earth and Planetary Science Letters*, V 278, p. 361-369.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aris Y (1994) : Etude tectonique et micro tectonique des séries jurassiques à plio-quaternaires du Constantinois central (Algérie nord orientale) caractérisation des différentes phases de déformations. Doctorat d'université, Nancy I, 215p.
- Arnórsson S. (1983) Chemical Equilibria in Iceland Geothermal Systems. Implications for Chemical Geothermometry Investigations. *Geothermics*, 12: 119-128.
- Arnórsson, S. (1970) Underground temperatures in hydrothermal areas in Iceland as deduced from the silica content of the thermal water. *Geothermics* 2 (1970), pp. 536–541.
- Arnórsson, S. (1975) Application of the silica geothermometer in low temperature area in Iceland. *Am. J. Sci.* 275, pp. 763–784.
- Bagnouls F. & Gaussen H. (1957) : Saison sèche et indice xérothermique. *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, 88, pp. 193-239.
- Bahir M, Ouhamdouch S, Carreira, P.M. (2018): Geochemical and isotopic approach to decrypt the groundwater salinization origin of coastal aquifers from semi-arid areas (Essaouira basin, Western Morocco). *Environ Earth Sci* 77, 485 (2018). <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7663-4>.
- Bahri F, Saïbi H, Cherchali ME (2011) Characterization, classification and determination of drinkability of some Algerian thermal waters. *Arabian Journal of Geosciences* 4 (1-2): 207-219.
- Bails J (1888) : Notice sur les sources thermales et minérales du département d'Oran, avec 6 blanches coloriées et carte d'ensemble. Oran, 8vo, pp.43.
- Bakalowicz M (1994): Water geochemistry: water quality and dynamics. In: J. Standford, Gibert, J., Danielopol, D. (Editor), *Groundwater Ecology*. Academic Press, San Diego, pp. 97127.
- Bakalowicz M. (1979) Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Doct. Sci. nat., Univ. P. et M. Curie, Paris-6, Géol. dyn. et Lab. souterrain CNRS, 269 p.
- Bakalowicz, M (1999) : Guide technique N°3: connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques, agence de l'eau du bassin Rhone-Méditerranée- Corse, 44p.
- Barkaoui AE, Zarhloule Y, Rimi A, Verdoya M, Bouri S (2014): Hydrogeochemical investigations of thermal waters in the northeastern part of Morocco. *Environmental Earth Sciences* 71:1767–1780.
- Belhai M, Fujimitsu Y, Bouchareb-Haouchine FZ et al. (2016): A hydrochemical study of the Hammam Righa geothermal waters in north-central Algeria. *Acta Geochimica*, 35: 271–287.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Belhai M, Fujimitsu Y, Nishijima J, Bersi M (2017): Hydrochemistry and gas geochemistry of the northeastern Algerian geothermal waters. *Arabian Journal of Geosciences* 10:8. DOI: 10.1007/s12517-016-2790-2.
- Belkhiri L, Boudoukha A, Mouni L, Baouz T (2010) Application of multivariate statistical methods and inverse geochemical modeling for characterization of groundwater—a case study: Ain Azel plain (Algeria). *Geoderma* 159: 390-398.
- Ben Brahim F, Makni J, Bouri S, Ben Dhia H (2014) Evaluation of temperature and mixing process of water in deep and shallow aquifers in the southwestern Tunisia: case of Djerid region. *Arab J Sci Eng* 39(7):5677–5689.
- Benabbas C (2006) : Evolution mio-plio-quadernaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale : apport de la photogéologie et analyse morpho structurale. Doctorat d'état Université, Constantine, 256 p.
- Bencer S, Boudoukha A, Mouni L (2016) Multivariate statistical analysis of the groundwater of Ain Djacer area (Eastern of Algeria). *Arabian Journal of Geosciences* 9:248.
- Benouar D (1994): The Melouza earthquake of 21 February 1960, Seismicity of Algeria and adjacent region during the twentieth century, *Ann. Geofis.* 37(4). 862 pp.
- Bödvarsson, G. (1960): Exploration and exploitation of natural heat in Iceland. *Bull. Volcanol.* 2:23 (1960), pp. 241–250.
- Bouaicha F (2018): Le Géothermalisme de la région de Guelma. Thèse de Doctorat en Sciences ; Option : Hydrogéologie, Département des sciences géologiques, Université Frères Mentouri – Constantine 1 –. 182p.
- Bouchareb-Haouchine FZ (1993) : Apport de la géothermométrie et des données de forages profonds à l'identification des ressources géothermiques de l'Algérie du Nord. Application à la région du Hodna. Mémoire de Magister, Univ. Alger, Algérie 105 p.
- Bouchareb-Haouchine FZ (2012) : Etude hydrochimique des sources thermales de l'Algérie du Nord-Potentialités géothermiques. These Doctorat en Sciences, USTHB, Algiers, 135 p.
- Bouchareb-Haouchine FZ, Issaad A, Bendhia H (1994): Estimation and interpretation of geothermal gradient in Northern Algeria. *Bulletin du Service géologique de l'Algérie* 5: 69-74.
- Boudiaf M.A (1996): Etude sismotectonique de la région d' Alger et de la Kabylie (Algérie), Thèse de Doctorat, Université de Montpellier, 274 p.
- Bouillin J P (1977): Geologie alpine de la petite Kabylie dans la region de "Collo" et "d'EI Milia" (Algerie) .These SC., Paris VI, 551 p.
- Bounif, M.A., Haessler, H and Meghraoui, M (1987): The Constantine (northeast Algeria) earthquake of October 27, 1985: surface ruptures and aftershock study. *Earth and Planetary Science Letters*, 451-460.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Carucci V, Petitta M, Aravena R (2012): Interaction between shallow and deep aquifers in the Tivoli Plain (Central Italy) enhanced by groundwater extraction: a multi-isotope approach and geochemical modeling. *Appl. Geochem.* 27, 266–280.
- Chadi M (1991) : Etude géologique de monts de Ain M'lila (Algérie orientale). Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy1, 191p
- Chadi M (2004) : Cadre géologique et structurale des séries créacées néritiques du Constantinois (Est–Algérien). Doctorat d'état Université, Constantine, 219 p.
- Clark I.D, Fritz P, (1997): *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, New York.
- Coiffait P E (1992) : Un bassin post-nappe dans son cadre structural l'exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord Orientale). Thèse Sciences. Nancy I.P.502.
- Coiffait PE et al. (1975) : Notice et esquisse hydrogéologique du groupement de mise en valeur du Djebel Ouash (Zone Nord). CURER. Constantine. Inédit.
- Coleman M.L, Sheperd, T.J., Rouse J.E, Moore G.R., (1982): Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. *Anal. Chem.* 54, 993–995.
- Coutagne, A. (1954) : “Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum.” *La Houille Blanche*: 360-374.
- Craig, H. (1961): Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, 133, 1702-1703. <http://dx.doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>.
- Cüneyt G, Geoffrey D, John E, McCray A, Keith T, (2002) Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeology Journal* 10: 455–474.
- D'Amore F, Fancelli R, Caboi R (1987) Observations on the application of chemical geothermometers to some hydrothermal systems in Sardinia. *Geothermics* 16(3):271–282
- Dalloni et marius (1928): observations géologiques sur les eaux minérales et thermales de l'Algérie: *Cong.Eau.Alger*.
- Demlie M, Wohnlich S, Ayenew T (2008): Major ion hydrochemistry and environmental isotope signatures as a tool in assessing groundwater occurrence and its dynamics in a fractured volcanic aquifer system located within a heavily urbanized catchment, central Ethiopia. *J. Hydrol.* 353, 175–188.
- Deutsch WJ (1997): *Groundwater geochemistry, fundamentals, and applications to contamination*. Lewis Publishers, Boca Raton, Florida.
- Dib Adjoul H. (2008) : Gide pratique des sources thermales de l'Est algérien. Mémoire du Service Géologique National n°15, Ministère de l'énergie et des mines. Alger, 106p.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Dib Adjoul. H (1985) : Le thermalisme de l'Est Algérien. Thèse de Doctorat 3ème cycle, U.S.T.H.B., Alger, Algérie 315p.
- Djebbar M (1991) : Le karst hydrothermal de la région de Constantine : Fonctionnement et modalité d'infiltration. Mémoire de Magister, Université de Constantine, Algérie 162p..
- Djebbar M (2005) Caractérisation du système karstique hydrothermal Constantine-Hamma-Bouziiane-Salah Bey dans le Constantinois central (Algérie Nord-oriental)", Thèse de Doctorat, Université de Constantine, Algérie 156p.
- Durand Delga M. (1969) : Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie.Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N. S., Bull. n°39, pp 89-131.
- Durozoy G (1952) : Hydrogéologie du massif calcaire créacé des monts de Constantine étude préliminaire.Ed Publ.Soc.Géol. Carte Géol. Algérie.
- Durozoy G (1955) : Les sources thermales de Constantine et du Hamma. Terre et eaux. Bull n°6. Asso. Hydrogéol.Alger, p18-43.
- Durozoy G (1960) : Les ressources en eau des masses calcaires créacées de la région de Constantine (étude hydrogéologique appliquée).Direction de l'hydraulique et de l'équipement rural- service des études scientifiques, Clairbois-Birmandreis, Alger.
- Edmunds, W.M., 1980. The hydrogeochemical characteristics groundwaters in the Syrte Basin, using strontium and other elements. Vol. 2. Dans: The Geology of Libya, Université Tripoli, 703–714.
- Edmunds, W.M., 1995. Characterisation of groundwaters in semiarid and arid zones using minor elements. In: H. Nash et G.J.H. McCall, eds. Groundwater quality. Special Report no. 17. Chapman and Hall, 19–30.
- Edmunds, W.M., Guendouz A.H. , Mamou A, Moulla A, Shand P, Zouari K (2003): Groundwater evolution in the Continental Intercalaire aquifer of southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators. Applied Geochemistry, Volume 18, Issue 6, June 2003, Pages 805-822.
- Elaid M, Hind M, Abdelmadjid B, Mohamed M (2020): Contribution of Hydrogeochemical and Isotopic Tools to the Management of Upper and Middle Cheliff Aquifers. Journal of Earth Science volume 31, pages993–1006 (2020). <https://doi.org/10.1007/s12583-020-1293-y>.
- Ellis, A.J. (1979): Chemical geothermometry in geothermal systems. Geothermics 25, pp. 219–226.
- ENEL (1982): Etude de reconnaissance géothermique du Constantinois oriental. Internal report SONELGAZ, 135 pp.
- Epstein S, Mayeda T.K (1953): Variation of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio in natural waters. Geochim. Cosmochim. Acta 4, 213–224.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Farah A S (1991) : Etude du comportement hydro chimique d'un Oued en zone méditerranéenne semi-aride d'Afrique du Nord et de ses causes naturelles et anthropiques: l'Oued Rhumel, Constantinois Algérie. Thèse de Doctorat. Université d'Orléans. France.
- Farnham IM, Johannesson KH, Singh AK, Hodge VF, Stetzenbach KJ (2003) Factor analytical approaches for evaluating groundwater trace element chemistry data, *Analytica. Chimica Acta* 490:123–138.
- Fekraoui A (1988): Geothermal resources in Algeria and their possible use. *Geothermics* 17 (2/3): 515-519.
- Feng Z, Yong L, Huaicheng G (2007) Application of Multivariate Statistical Methods to Water Quality Assessment of the Water courses in Northwestern New Territories, Hong Kong. *Environmental Monitoring and Assessment* 132:1-13.
- Ferraga A (1986) : Ressources en eau des karsts du Nord Est Algérien- thèse pour obtenir le grade de docteur-Ingénieur. 166 p.
- Fisher RS, Mullican WF (1997) Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodium-chloride groundwater beneath the Northern Chihuahuan Desert, Trans-Pecos, Texas, USA. *Hydrogeology Journal* 5(2): 4–16.
- Fontes, J.C.(1983) Dating of groundwater. In: *Guidebook on nuclear techniques in hydrology. Technical Report Series, 91, IAEA, Vienna, Austria, 1983, pp. 285–318.*
- Ford DC, Williams P (1989): *Karst Geomorphology and hydrology.* Chapman et Hall, London.
- Foued B, Hénia D, Lazhar B, Nabil M, Nabil Ch. (2017): Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal springs from the Guelma region, Algeria. *Journal of the Geological Society of India* 90: 226-232.
- Fouillac, R. & Michard, S. (1981): Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics* 10, pp. 55–70.
- Fournier (1979) Geochemical and hydrologic considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot-spring systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 1–2: 1-16.
- Fournier R.A. (1979): revised equation for Na/K geothermometer. *Geotherm Res Council Trans.*;3:221–4.
- Fournier R.O. (1977) Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics* 5:41 50.
- Fournier R.O., Truesdell A.H. (1973) An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1255-1275.
- Fournier, R.O. & Potter, R.W. II (1979) Magnesium correction to Na–K–Ca geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43 (1979), pp. 1543–1550.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Fournier, R.O. & Potter, R.W. II (1982) A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Geoth. Resour. Council Bull.* 11:10, pp. 3–12.
- Fournier, R.O. & Rowe, J.J. (1966) Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet steam wells. *Am. J. Sci.* 2:64, pp. 685–691.
- Fournier, R.O. (1973) Silica in thermal waters: laboratory and field investigations. *International Symposium on Hydrogeochemistry and Biogeochemistry, Tokyo, 1970, vol.1, Hydrochemistry, Washington, DC, 1973, pp. 122–139.*
- Fournier, R.O. (1989) Lectures on geochemical interpretation of hydrothermal waters. *UNU Geothermal Training Programme Reykjavik, Iceland Report 10.*
- Gelard J P (1969) : Le flysch a base schisto-greseuse de la bordure meridionale et orientale du massif de Chellata : le flysch Mauritanien (Grande Kabylie). *Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. XI, pp. 676-686.*
- Gèze B (1973) : Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie. , *Annales de Spéléologie, vol. 28 n°1, pp 1-20, 20p*
- Giggenbach WF (1988) Geothermal solute equilibria, derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52 :2749-2765.
- Giggenbach WF (1991): Chemical techniques in geothermal exploration. In: D'Amore F, editor. *Application of geochemistry in geothermal reservoir development. Rome: UNITAR/UNDP Center on Small Energy Resources; 1991. p. 119–44.*
- Giggenbach WF, Gonfiantini R, Jangi BL, Truesdell AH. (1983) Isotopic and chemical composition of Parbati Valley geothermal discharges, NW-Himalaya, India. *Geothermics;12:199–222.*
- Guigue S (1940): Les sources thermominérales de l'Algérie. *Serv. Carte Géol. De l'Algérie. (Algerie. 3ème série, 5ème fasc.).*
- Guigue S (1947): Les sources thermominérales de l'Algérie. *Serv. Carte Géol. De l'Algérie. (Algerie. 3ème série, 9ème fasc.).*
- 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 Sci. Univ. Nice, 270 p.*
- Guo Q, Pang ZH, Wang YC, Tian J (2017): Fluid geochemistry and geothermometry applications of the Kangding high-temperature geothermal system in eastern Himalayas. *Appl Geochem* 81:63–75.
- Gupta .H. (1980) *Geothermal resources: An energy alternative of Developments in economic geology. Elsevier Scientific Publishing Company, 227pp.*
- Han, D.M., Liang, X., Jin, M.G., Currell, M.J., Song, X.F, Liu, C.M., 2010, Evaluation of groundwater hydrochemical characteristics and mixing behavior in the Daying and Qicun geothermal systems, Xinzhou basin *J. Volcanol. Geotherm. Res* 189: 92–104.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Hanriot (1911): Les eaux minérales de l'Algérie. H. Dunod. E. Pinat éditeurs. Paris.
- Issaadi A. (1992) Le thermalisme dans son cadre géostrucurale, 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 p.
- Jilali, A., Chamrar, A. & El Haddar, A (2018): Hydrochemistry and geothermometry of thermal water in northeastern Morocco. *Geotherm Energy* 6, 9 (2018). <https://doi.org/10.1186/s40517-018-0095-2>
- Kaasalainen, H and Stefánsson, A.: The chemistry of trace elements in surface geothermal waters and steam, Iceland, *Chemical Geology*, 330–331, (2012), 60–85.
- Kaseke K.F,Wang L.X, Seely M.K.(2017): Nonrainfall water origins and formation mechanisms *Sci. Adv.*, 3 (2017), p. e1603131, 10.1126/sciadv.1603131.
- Kedaïd F.Z. et Rezig, M. (1990) : Etude de Reconnaissance du Sud de l'Algérie', Rapport Interne, CDER.
- Kedaïd FZ (2007) : Database of the geothermal resources of Algeria, *Geothermics* 36: 265-275.
- Kedaïd FZ and Mesbah M (1996): Geochemical approach to the Bou Hadjar hydrothermal system (NE Algeria), *Geothermics* 25 (2): 249-257.
- Kharaka Y.K. et Mariner R.H. (1989) Chemical geothermometers and their applications to waters from sedimentary basins. In: *Thermal history of sedimentary basins. S.C.P.M. special volume*, pp 99-117.
- Kharaka, Y.K., Specht, D.J. & Carothers, W.W. (1985) Low to intermediate subsurface temperatures calculated by chemical geothermometers. *American Association of Petroleum Geologists, Annual Meeting 69*, New Orleans,
- King AC, Raiber M & Cox ME (2014) Multivariate statistical analysis of hydrochemical data to assess alluvial aquifer–stream connectivity during drought and flood: Cressbrook Creek, southeast Queensland, Australia. *Hydrogeology Journal* 22: 481.
- Kouadra R., Demdoug A., Chabour N. et al (2019): The use of hydrogeochemical analyses and multivariate statistics for the characterization of thermal springs in the Constantine area, Northeastern Algeria. *Acta Geochim* 38, 292–306. <https://doi.org/10.1007/s11631-018-0298-z>.
- Lahlou Mimi A, Ben Dhia H, Bouri S, Lahrach A, Ben Abidate L, Boucharab-Haouchim F-Z (1998): Application of chemical geothermometers to thermal springs of the Maghreb, North Africa, *Geothermics* 27 (2): 211-233.
- Lopez-Chicano M, Bouamama M, Vallejos A, Pulido-Bosch A (2001) Factors which determine the hydrogeochemical behaviour of karstic springs. A case study from the Betic Cordilleras, Spain. *Appl Geochem* 16(9–10):1179–1192.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Lucas L.L and Unterweger M.P (2000): “Comprehensive Review and Critical Evaluation of the Half-Life of Tritium”. *Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology* 105 (4): 541.
- Magana BMI (1999) Geochemical interpretation of thermal fluid discharge from wells and springs in the Berlin geothermal field, El Salvador. Report 7:165–191.
- Mahlknecht J, Gárfias-Solis J, Aravena R, Tesch R (2006): Geochemical and isotopic investigations on groundwater residence time and flow in the Independence Basin, Mexico. *J. Hydrol.* 324, 283–300.
- Makni J, Bouri S, Ben Dhia H (2013): Hydrochemistry and geothermometry of thermal groundwater of southeastern Tunisia (Gabes region). *Arab J Geosci* 6(7):2673–2683
- Mangin, A (1975) : Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Annales de spéléologie*: 283-329.
- Mareschal, Jean-Claude; Jaupart, Claude (2013) : Radiogenic heat production, thermal regime and evolution of continental crust. *Tectonophysics*, 609, 524-534. doi:10.1016/j.tecto.2012.12.001.
- Marsaud, B (1996) : Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats Expérimentaux. ; Document BRGM Thesis, Paris XI Orsay, 303 pp.
- Mauricio Ormachea Muñoz et al. (2015) : Arsenic and other trace elements in thermal springs and in cold waters from drinking water wells on the Bolivian Altiplano. *Journal of South American Earth Sciences*, volume 60, July 2015, Pages 10-20.
- Mebarki A (2005) : Hydrologie des bassins de l'Est Algérien : Ressources en eau, Aménagement et environnement. Thèse. Docte. Etat. Université. Mentouri. Constantine. 360 p.
- Meghraoui M (1988) : Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie (paléosismologie, Tectonique active et synthèse sismotectonique). Thèse de Doctorat, université de Paris sud, Orsay, France.
- Mencio A, Mas-Pla J (2008) Assessment by multivariate analysis of groundwater–surface water interactions in urbanized Mediterranean streams. *Journal of Hydrology* 352 (3-4): 355-366.
- Meybeck, M., 1988. Sr/Ca ratios in rivers. In: Letman, A.M. (Ed.), *Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles*, p. 261. and Tunisia: trace element and isotopic indicators. *Applied Geochemistry*, 18, 805–822.
- Morey, G.W., Fournier, R.O. & Rowe, J.J.(1962) The solubility of quartz in water in the temperature interval from 29 to 300°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 26, pp. 1029–1043.
- Mutlu H, Kılıç A (2009): Geothermometry applications for the Balıkesir thermal waters. *Turk Environ Geol* 56(5):913–920
- Nicholson K. (1993): *Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques*. Springer-Verlag, Berlin– Heidelberg – New York, 263 pp.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Nosrati K, Van-Den-Eeckhaut M (2012) Assessment of Groundwater Quality using Multivariate Statistical Techniques in Hashtgerd Plain, Iran. *J. Environmental Earth Science* 65 (1): 331-344.
- Omo-Irabor O, Olobaniyi SB, Oduyemi K, Akunna J, (2008) Surface and groundwater water quality assessment using multivariate analytical methods: a case study of the Western Niger Delta, Nigeria. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 33(8–13): 666–673.
- Ouali S., Khellaf A., Baddari K. (2006) : Etude géothermique du Sud de l'Algérie. *Revue des Energies Renouvelables* Vol. 9 N°4 (2006) 297 – 306.
- Palmer P.C, Gannett M.W, Stephen R, Hinkle S.R (2007): Isotopic characterization of three groundwater recharge sources and inferences for selected aquifers in the upper Klamath Basin of Oregon and California, USA. *J. Hydrol.* 336, 17–29.
- Parkhurst, D.L. & Appelo, C., 2013. Description of input and examples for PHREEQC version 3—A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations: U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 6, chap. A43, 497 p., available only at <https://pubs.usgs.gov/tm/06/a43/>.
- Pasvanoglu, S., 2013, Hydrogeochemistry of thermal and mineralized waters in the Diyadin (Agri) area, Eastern Turkey *Applied Geochemistry* 38: 70–81.
- Pathak JK, Alam M, Sharma S (2008) Interpretation of groundwater quality using multivariate statistical technique in Moradabad City, Western Uttar Pradesh State, India. *E-Journal of Chemistry* 5:607–619.
- Penman, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc., A* 193, 120–145.
- Pirlo MC (2004) Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal groundwaters from the Birdsville Track Ridge, Great Artesian Basin, South Australia. *Geothermics* 33(6):743–774
- Pirlo MC (2004): Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal groundwaters from the Birdsville Track Ridge, Great Artesian Basin, South Australia. *Geothermics* 33(6):743–774
- Plummer L.N (2005): Dating of young groundwater. In: *Isotopes in the Water Cycle* (Eds P. K. Aggarwal, J. R. Gat, and K. Froehlich). Springer, Dordrecht, pp. 193–218.
- Pouget. I et Chouchak. D (1923): Radioactivité des eaux minérales du département de Constantine.
- Puig R, Folch A, Menció A, Soler A, Mas-Pla J (2013): Multi-isotopic study (^{15}N , ^{34}S , ^{18}O , ^{13}C) to identify processes affecting nitrate and sulfate in response to local and regional groundwater mixing in a large-scale flow system.
- Quinif, Y. (1998): Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques. *Karstologia*, 31:1-11.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Rafighdoust Y, Eckstein Y, Harami R.M, Mahmudy-Gharaie M.H., Mahboub AA (2016) Using inverse modeling and hierarchical cluster analysis for hydrochemical characterization of springs and Talkhab River in Tang-Bijar oilfield, Iran. *Arabian Journal of Geoscience* 9: 241.
- Raoult J F (1969) : Nouvelles donnees sur les flyschs du Nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du Col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algerie) *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), t. XI, pp 516-543.
- Raoult J F (1974) : Geologie du centre de la chaine numidique (Nord - Constantinois, Algerie). *Mem. Soc. Geol. Fr., N.S.*, t. LIII, n°121, 164 p.
- Rezig M (1991) : Etude Géothermique du Nord-Est de l'Algérie', DEA, Université des Sciences et des Techniques du Languedoc, Montpellier.
- Rezig M, Marty B (1995): Geothermal study of the northeastern part of Algeria. *Proceedings of the World Geothermal Congress Florence, Italy* 2: 1151–1155.
- Rezig, M. (1992): Etude Géothermique de l'Extrémité EST de l'Atlas Saharien', Rapport Interne, CDER.
- Ricardo Arevalo Jr.; William F. McDonough; Mario Luong (2009): The K/U ratio of the silicate Earth: Insights into mantle composition, structure and thermal evolution. , 278(3-4), 0–369. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.023.
- Rimi A, Zarhloule Y, Barkaoui AE, Correi A, Carneiro J. et al (2012): Towards a de-carbonized energy system in north-eastern Morocco: prospective geothermal resource.. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 16:2207–2216.
- Roques H. (1962) : Appareillages pour le dosage de CO₂ dans les mélanges gazeux, dans *Annales de Spéléologie*, 17, 45 5-462.
- Roques, H , Ek C (1973) : Etude expérimentale de la dissolution des calcaires par une eau chargée de CO₂. *Annales de Spéléologie*, XVIII(4): 549-563.
- Rozanski K, Araguás-Araguás L, Gonfiantini R (1993): Isotopic patterns in modern global precipitation. In: Swart PK et al (eds) *Climate change in continental isotopic records*. American Geophysical Union Monograph Ser, American Geophysical Union, Washington, vol 78: 1–36.
- Saibi H (2009): Geothermal resources in Algeria. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 13:2544–2552.
- Saibi H (2015): Geothermal resources in Algeria. *Proceedings in World Geothermal Congress, Melbourne, Australia*.
- Savornin J (1920) : Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. *Bull. du S.C.G.A.*, 2^e série stratigraphie, descriptions regionales N° 7.
- Schoeller H.J (1975) : La pollution des eaux souterraines. Actes du Colloque de Moscou, IAHS/ISH Publ. No. 103.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Shaoping D (1997) Geochemical Interpretation of Thermal Fluid from the Yangyi High-Temperature Field, Tibet, China. Geothermal Training Programme, Orkustofnun, Grensasvegur 9, IS-108 Reykjavik, Iceland Number 5: 113-134.
- Shrestha S, Kazama F (2007) Assessment of surface water quality using multivariate statistical techniques: Fuji river basin Japan. *Environmental Modeling and Software* 22: 464-475.
- Simpkins W.W.(1995): Isotopic composition of precipitation in central Iowa *J. Hydrol.*, 172 (1995), pp. 185-207.
- Singh CK, Shashtri S, Mukherjee S (2010) Integrating multivariate statistical analysis with GIS for geochemical assessment of groundwater quality in Shiwaliks of Punjab, India. *Environmental Earth Sciences* 62:1387–1405.
- Slack K. (2009): Geothermal resources and climate emissions. Draft Report for Public Review. Geothermal Energy Association, Washington, DC, 39 pp.
- Smart P.L , Friedrich H (1986): Water movement and storage in the unsaturated zone of a maturely karstified carbonated aquifer. In: N.W.W. Association (Editor), Conference on Environment problems of karst terranes and their solutions, Mendip Hills, England, pp. 59-87.
- Souag M (1985) : Etude hydrogéologique, hydrochimique et isotopique de la nappe néritique septentrionale de la région de Constantine (Algérie). Thèse de Doctorat troisième cycle, Université de Paris Sud, Centre Orsay, France 191 p.
- Stefánsson, A. and Arnórsson,S. (2005): The Geochemistry of As, Mo, Sb, and W in Natural Geothermal Waters, Iceland, Proceedings, World Geothermal Congress.
- Taran, Y., Rouwet, D., Inguaggiato, S., Aiuppa, A. (2008): Major and trace element geochemistry of neutral and acidic thermal springs at El Chichón volcano, Mexico: implications for monitoring of the volcanic activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, 224–236.
- Tenalem A, Shimeles F, Wisotzky F, Demlie M, Wöhnlich S (2009) Hierarchical cluster analysis of hydrochemical data as a tool for assessing the evolution and dynamics of groundwater across the Ethiopian rift. *International Journal of Physical Sciences* 4:76-90.
- Tenko R, George A (2008) *An Introduction to Applied Multivariate Analysis*. First Edition 99-364.
- Thomas C (1983) : L'aquifère karstique hydrothermal d'Algérie et sa mise en évidence à partir de la géochimie des sources thermales. *Rev.Int.Sc.Terre.Univ.Mentouri.Constantine*.p 35.
- Thomas C (1986) : Evolution des aquifères karstiques hydrothermaux ; analyse du système Hama Bouziane-Constantine. Séminaire régional. Univ. Mentouri. Constantine, p19.
- Thornthwaite, C. W. (1948): An approach towards a rational classification of climate. *Geogr. Rev.* **38**, 55–94.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Triki I, Trabelsi N, Zairi M, Dhia HB (2014) Multivariate statistical and geostatistical techniques for assessing groundwater salinization in Sfax, a coastal region of Eastern Tunisia. *Desalination and Water Treatment* 52 (10-12):1980-1989.
- Verdeil P (1976) Application de l'analyse factorielle à la recherche d'une méthode générale de classification des eaux -- Exemple des eaux minérales, thermales et thermominérales de l'Algérie. S.I.T.H., Tunis.
- Verdeil P (1982): Algerian thermalism in its geostructural setting - How hydrogeology has helped in the elucidation of Algeria's deep-seated structure. *Journal of Hydrology* 56: 107-117.
- Verdeil P. (ed.) (1974) : Carte 1/50000 des eaux minérales, thermales et thermominérales de l'Algérie.
- Verma MP (2000) Revised quartz solubility temperature dependence equation along the water–vapor saturation curve. In: Proceedings of the 2000. World Geothermal Congress, Kyushu and Tohoku, Japan, 28 May–19 June 1927–1932.
- Vila J M (1974) : Le Rocher de Constantine, stratigraphie, microfaunes et position structurale Bull. Soc. Hist. nat. afr-nord, 65.fasc 1-2.pp385-392.Alger.
- Vila J M (1977): Carte de l'Algérie au 1/200 000, feuille de Constantine (P-Q ; 3-4),. Publ. comm. Serv. Carte Geol, Algerie/SONATRACH, not. Expl. Détaillée, 45p
- Vila J M (1978) : Définition de la nappe néritique constantinoise, élément structural majeur de la chaîne alpine d'Algérie orientale. C. R. Somm. Soc. Geol. Fr. 2fig. pp 791-794.
- Vila JM (1980) : La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat, Université Paris VI, 665 p.
- Ville L (1852) : Recherches sur les roches, les eaux et les gîtes minéraux des provinces d'Oran et d'Alger. Paris : Imprimerie nationale, 1852, IV-421p.
- Voute (1967) : Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Ain fakroune, Ain babouche et régions limitrophes. Bul.Serv. carte Géol. Algérie. N.S, N°36.
- Wang J, Jin M, Jia B, Kang F. (2015): Hydrochemical characteristics and geothermometry applications of thermal groundwater in northern Jinan, Shandong, China. *Geothermics*. 2015;57:185–95.
- Ward JH (1963) Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association* 58 (301): 236-244.
- White D.E. Brannock W.W. and Murata K.J. (1956) Silica in hot-spring waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 10, 27- 59.
- William .E. (2014) : Geothermal Energy: Renewable Energy and the Environment, Second Edition] [By: Glassley, William E.] [November, 2014]. 410pp.
- Wolfgang KH and Léopold S (2012) Applied Multivariate Statistical Analysis. 3 Edition, 201-418.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Xu P, Li M, Qian H, Zhang Q, Liu F, Hou K (2019): Hydrochemistry and geothermometry of geothermal water in the central Guanzhong Basin, China: a case study in Xi'an. *Environ Earth Sci* 78, 87 (2019). <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8099-1>
- Yelles-Chaouche A.K., Boudiaf A, Djellit H and Bracène R (2006) : La tectonique active de la région Nord algérienne. *Comptes Rendus Géosciences*. 338, 126–139.

ANNEXES

Annexe 1 : Les précipitations moyennes mensuelles aux quatre stations (ONM, ANRH).

	Sep	Oct	Nov	Déc	Janv	Fev	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aou	Moyenne Annuelle (mm)
Constantine (1990-2014)	40.86	34.95	56.43	79.37	70.72	63.68	55.72	53.37	41.44	16.3	3.68	15.62	532.17
Beni Haroune (1990-2014)	33.04	37.82	83.24	97.92	90.3048	80.27	64.10	58.09	42.04	17.19	3.02	6.89	613.97
Grouz (1990-2014)	32.356	27.26	36.89	43.01	47.4644	32.87	40.02	44.18	42.3	14.04	9.18	15.6	385.26
Ain El Tine (2003-2014)	41.27	40.52	59.32	90.56	71.27	89.79	71.28	55.7	43.25	9.06	4.96	22.44	599.47

Annexe 2 : Les températures moyennes mensuelles aux quatre stations (ONM, ANRH).

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Moyenne Annuelle (°C)
Constantine (1990-2014)	21.61	17.37	11.46	7.68	6.80	7.35	10.23	12.64	17.47	22.62	26.13	25.97	15.61
Grouz (1990-2014)	24.53	20.9	14.20	10.38	8.59	10.59	13.72	16.76	22.54	28.28	31.75	31.56	19.5
Beni Haroune (1990-2014)	22.59	18.04	12.29	8.713	7.72	8.13	10.94	13.66	17.82	23.21	26.43	26.92	16.4
Ain El Tine (2003-2014)	22.9	19.31	12.6	8.77	7.75	7.5	10.87	14.2	18.1	23.56	27.22	26.87	16.6

ANNEXES

Annexe 3 : log lithostratigraphique de forage d'El Hamma Bouziane (Mai. 1987).

SONDAGE HAMMA BOUZIANE ^{F₃}/_{bis} 86
 Carte : Constantine N°73
 Date des travaux : 01/02/87 au 20/05/87 Long : X.850,680
 Echelle de la coupe : 1/2000 Lat : Y.354 220 Z

N° Fichier Forages	N° Inventaire
--------------------	---------------

Profondeurs et cotés	Tubages et Cimentation	Plans d'eau	Echant.	Coupe	DESCRIPTION GEOLOGIQUE	Etage
0					Terre végétale, 1m	
20	IG ø 20"				Vase noire fossilifère, 16m	
40					Graviers et galets gréseux, 39m	
60					Marne argileuse, brune gravelleuse, rougeâtre à la base.	
80	TP ø 22" API ø 13 3/8					
100					116m	
120					Calcaire gris et marne brune, 123m	
140					135m	
160	Trou nu				Calcaire cristallin blanc.	
180						
200					209m	
220					Eléments de calcaire très fin, zone de broyage ?	
240						
260					265m	
280					Gros galets, marne brune, pyrite, 270m	

mis à jour par H-ZENATI le MAI 87

ANNEXES

Annexe 4 : log lithostratigraphique de forage d'Ain Skhouna (Fév. 2001).

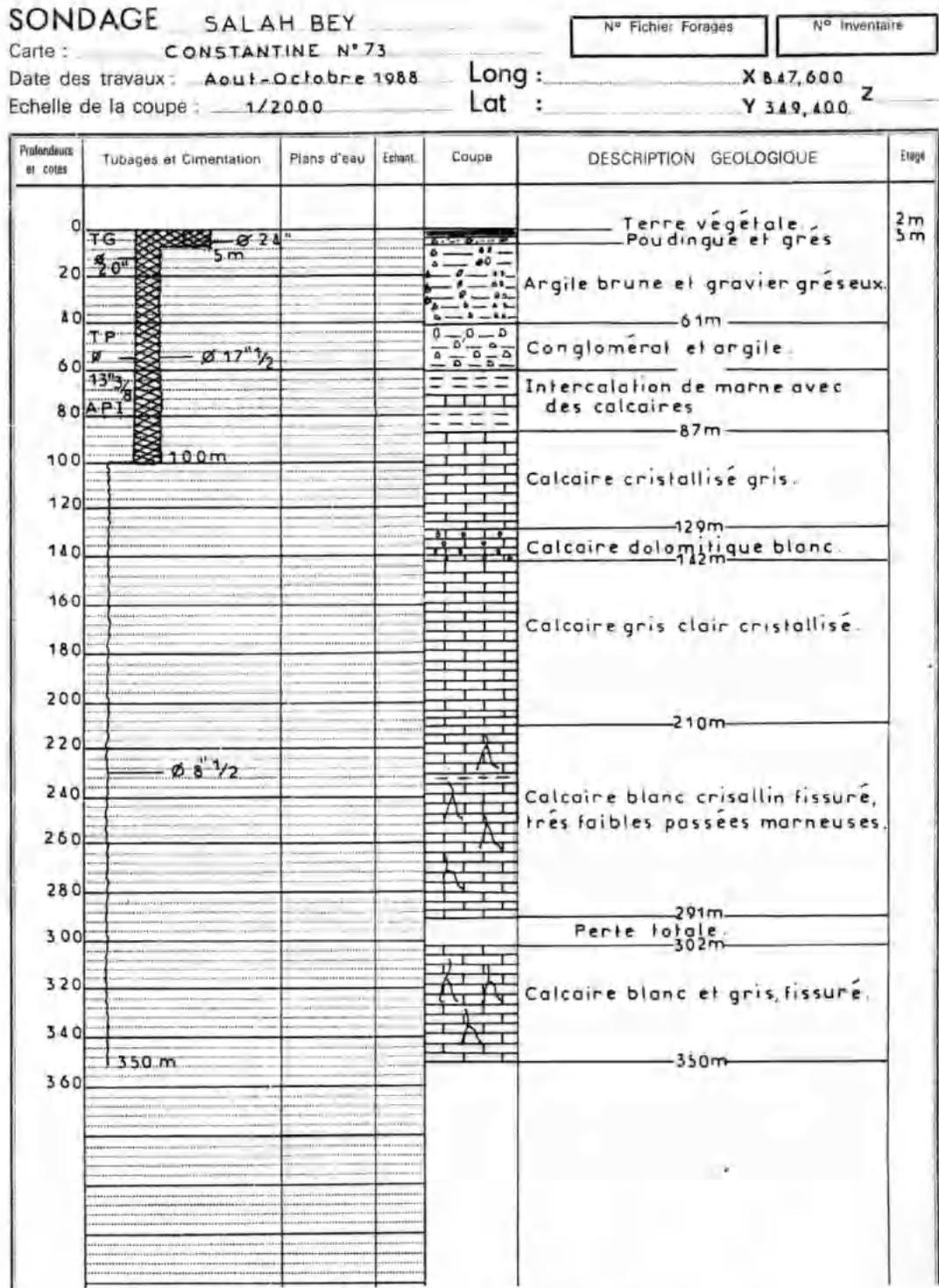
SONDAGE _____ **FORAGE AIN SKHOUNA F/91** N° Fichier Forages N° Inventaire
 Carte : _____ **CONSTANTINE N°23 au 1/50000**
 Date des travaux : du 09/01/91 au 12/02/91 **Long :** _____ **X = 850,860**
 Echelle de la coupe : _____ **1/1000** **Lat :** _____ **Y = 355,080** **Z = 510 m**

Profondeurs et cotes	Tubages et Cimentation	Plans d'eau	Echant.	Coupe	DESCRIPTION GEOLOGIQUE	Etage
0					ARGILE VERDATRE	
4					ARGILE SABLEUSE ET GRES	
10					GRES, SABLES, CONGLOMERATS	
23					ARGILE BRUNE GRAVELEUSE	
35						
60					MARNE NOIRE	
70						
115						
120						
140					CALCAIRE CRISTALLIN GRIS CLAIR	
150					FISSURE PERTE TOTALE DE CIRCULATION DE 129 à 190 m	
190						

mis à jour par M^e H-ZENATI le MARS 1991

ANNEXES

Annexe 5 : log lithostratigraphique de forage de Saleh Bey (Oct. 1988).



mis à jour par **H-Z ENATI** le **NOVEMBRE 88**

Annexe 6 : log lithostratigraphique de forage de Sidi M'cid (Sep. 2005).

SONDAGE

SIDI M'CID (2004)

Carte :Constantine N°73.....

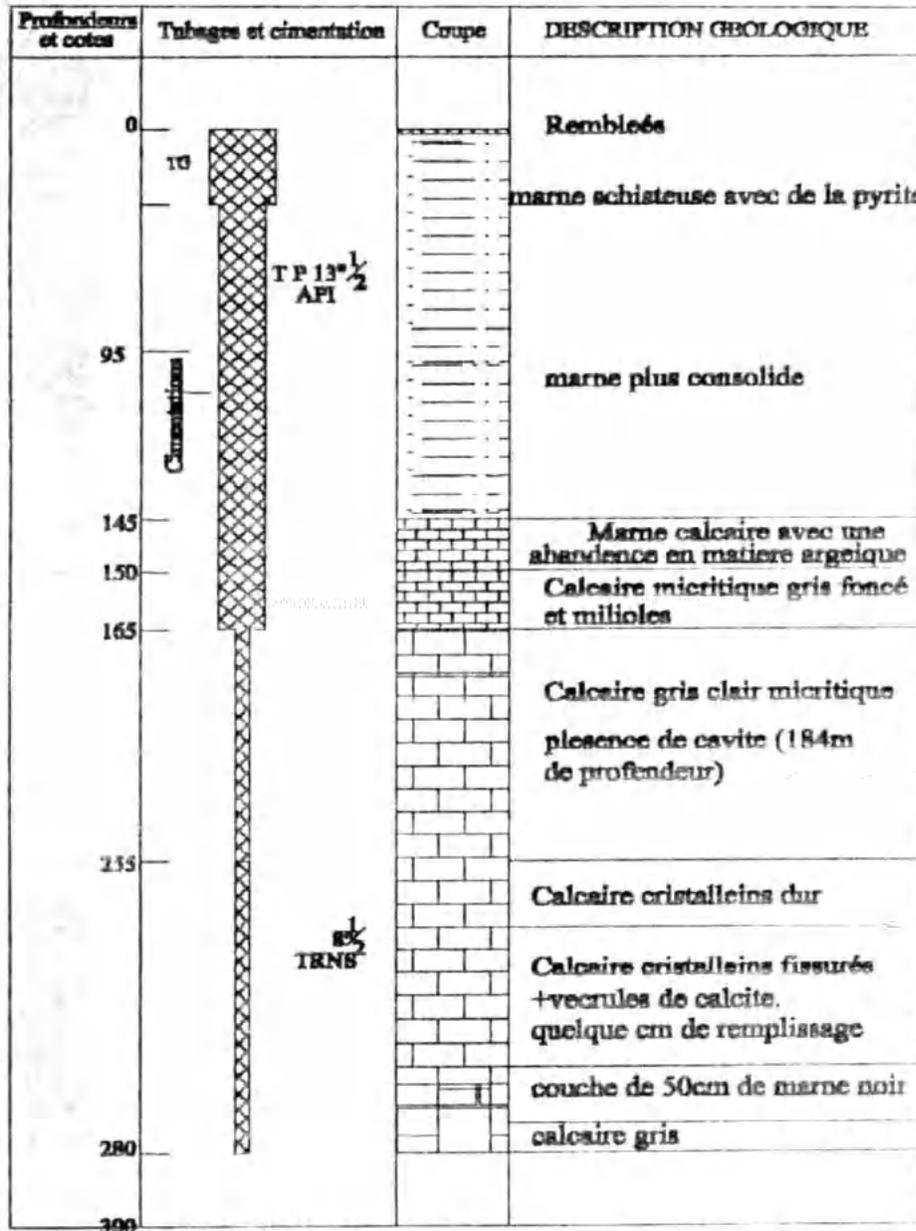
Date des travaux : ...10/06/05 au 07/09/05

Echelle de la coupe:.....1/2000.....

X = 850,65

Y = 354,200

Z = 480,000



Maitre d'œuvre D.H.W.CONSTANTINE
Entreprise : FOREHMYD

ANNEXES

Annexe 7 : Coupes géoélectriques passant par les forages d'Hammam Zouaoui et Ain Skhouna (CGG 1973).

