



Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

MEMOIRE

Pour l'obtention du diplôme de Magister
en Sciences de la Terre
Option : Hydrogéologie

Synthèse hydrogéologique et origine de la salinité des eaux
thermo-minérales du littoral oranais par les méthodes
géochimiques et isotopiques

Présenté et soutenue publiquement par :
Melle MEKEBRET Imane

Devant le jury composé de :

HASSANI Moulay Idriss	Professeur	Université d'Oran 2	Président
MEBROUK-ZAIDI Naima	Professeur	Université d'Oran 2	Encadreur
HAYANE Sidi Mohamed	M.C.A.	Université d'Oran 2	Examineur
SAFA Aissa	M.C.A.	Université d'Oran 2	Examineur

Année 2017

Remerciements

Avant tout, je remercie **DIEU** le tout puissant qui m'a donné sagesse et santé afin de réaliser ce modeste travail

Tout d'abord, je tiens à exprimer ma gratitude envers Madame **MEBROUK-ZAIDI N.**, professeur à l'université d'Oran, ma promotrice, qui, avec patience, a suivi mes travaux. Je la remercie de m'avoir fait bénéficier de ses connaissances et de ses critiques qui m'ont beaucoup aidée à l'amélioration de ce travail. Sa méthode rigoureuse sera pour moi un bon exemple à suivre.

Je tiens à remercier pleinement Monsieur **HASSANI M. I.**, Professeur à l'université d'Oran, pour m'avoir fait l'honneur de présider le jury. Je lui en suis très reconnaissante.

Je tiens également à remercier Monsieur **HAYANE S. M.**, Maître de conférences à l'université d'Oran, d'avoir accepté de juger ce travail, je lui adresse mes plus respectueux remerciements. .

J'adresse aussi mes remerciements à Monsieur **SAFA A.** Maître de Conférences à l'université d'Oran, pour son soutien et sa gentillesse. Sa participation à ce jury m'honore.

Je tiens aussi à exprimer toute ma gratitude au personnel de Ministère du tourisme, et notamment le directeur des activités thermales au ministère du tourisme Monsieur **ALILI D.**, et l'A. N. R. H d'Alger et Blida, en particulier, Monsieur **MISRATI** et Madame **KHIATI D.**, pour leur accueil et leur patience. Sans leur collaboration, ce travail n'aurait pu se réaliser.

Je tiens aussi à remercier l'ensemble des enseignants du Département des Sciences de la Terre, en particulier ceux de la filière hydrogéologie qui m'ont été d'une aide précieuse.

Dédicace

*C'est avec un grand plaisir que je dédie ce travail
à mes très chers parents et ma grande mère, pour
tous les sacrifices qu'ils ont faits, pour que je puisse
arriver à ce stade, que Dieu leur offre une longue
vie pour me voir réussir dans ma vie.*

à mon très cher frère Abdallah

à qui je dois ma réussite,

à toute ma famille

A toutes les personnes que j'aime

Imane

Sommaire

Remerciements	4
Dédicace	
Liste des figures.....	
Liste des tableaux.....	
Liste des acronymes et abréviations.....	
Introduction générale.....	1

Chapitre I : Présentation générale de la région du littoral oranais

1. Situation géographique de la région d'étude.....	4
2. Inventaire et répartition des sources thermo-minérales	5
3. Contexte climatique	9
3.1. Aperçu général du climat	9
3.2. Étude des précipitations	10
3.3. Etude de la température.....	12
3.4. Etude du climat	13
3.4.1. Indice d'aridité de De Martonne	13
3.4.2. Indice climatique d'Emberger	15
4. Cadre géologique et structural.....	17
4.1. Cadre géologique général	17
4.2. Aperçu structural	19
4.2.1. Eléments structuraux	20
4.2.1.1. Gravimétrie	20
4.2.1.2. Séismicité	21
4.2.1.3. Alignements structuraux (imagerie satellite).....	22
4.3. Volcanisme.....	23
5. Thermalisme à l'échelle de l'Algérie du Nord.....	25
6. Cadre hydrogéologique	26
6.1. Trias	27
6.2. Jurassique.....	27
6.3. Crétacé	27
6.3.1. Crétacé inférieurs	27
6.3.1.1. Les formations du Barrisien	27
6.3.1.2. Les formations du Barrémien	27
6.3.1.3. Les formations aptiennes.....	27
6.3.1.4. Les formations albiennes.....	27
6.3.2. Crétacé supérieur.....	27
6.4. Paléogène	28
6.5. Néogène	28
6.6. Quaternaire.....	28
7. Conclusion	29

Chapitre II : Description détaillée des principales sources thermo-minérales

1. Description détaillée des sources thermo-minérales par secteur	31
1.1. Méséta oranaise.....	31
1.1.1. Lithostratigraphie	32
1.1.1.1. Dans les Monts de Tlemcen	32
1.1.1.2. Dans les Monts de Saida :	32
1.1.2. Aperçu structural	33
1.1.3. Sources des Monts de Tlemcen	34
1.1.3.1. Hammam Chiguer (1) et Hammam Boughrara (2).....	34
1.1.3.2. Ain Al Hammam (4)	37
1.1.3.3. Ain Tahamamite (5)	37
1.1.3.4. Hammam Sidi Abdelli (6)	37
1.1.4. Sources des Monts de Saida.....	39
1.1.4.1. Hammam Rabi (20) et Sidi Aissa(19)	39
1.2. Oranie occidentale et les régions voisines.....	41

1.2.1. Lithostratigraphie	44
1.2.2. Aperçu structural	45
1.2.3. Sources liées aux massifs littoraux	48
1.2.3.1. Ain Madagh (11)	48
1.2.3.2. Ain Franin (12).....	49
1.2.3.3. Autres sources	50
1.2.4. Sources liées aux plaines	50
1.2.4.1. Hammam Bouhadjar (8) et Sidi Ayd(9):	50
1.2.4.2. Hammam Sellama (13).....	53
1.2.4.3. Hammam Bouhnifia (14,15, 16, 17, 18).....	53
1.2.4.3.1. Les principales sources et leur situation:	55
1.2.4.4. Ain Nouissy (24)	56
1.3. Moyen Chélif	57
1.3.1. Aperçu lithostratigraphique	57
1.3.1.1. Les formations anténéogènes:	57
1.3.1.2. Les formations Néogènes et Quaternaires post-nappes	58
1.3.2. Aperçu structural	59
1.3.2.1. Tectonique souple	59
1.3.2.2. Tectonique cassante	59
1.3.3. Source du Moyen Chélif	60
1.3.3.1. Ain Mentilia (37).....	60
1.3.3.2. Sidi Hadj (46).....	60
1.4. Chott Chergui	61
1.4.1. Lithostratigraphie	61
1.4.2. Aperçu structural	62
1.4.3. Eaux thermales du Chott Chergui	63
1.4.3.1. Ain Skhoua (21, 22, 23)	63
1.5. Atlas Saharien occidental	64
1.5.1. Lithostratigraphie	64
1.5.2. Aperçu structural	64
1.5.3. Source thermale de Monts de Ksour	65
1.5.3.1. Ain Ouarka (10)	65
2. Conclusion :	67

Chapitre III : Hydrogéochimie appliquée aux secteurs étudiés

1. Généralités et méthode d'étude des eaux thermo-minérales	69
1.1. Caractérisations des eaux thermo-minérales.....	69
1.1.1. Gisement d'eau thermo-minérale	69
1.1.1.1. Impluvium	69
1.1.1.2. Zone de transit.....	69
1.1.1.3. Zone d'émergence	69
1.1.2. Classifications des eaux thermo-minérales.....	70
1.1.2.1. Thermalité	70
a. Gradient géothermique.....	70
a.1. Anomalie géothermique dans l'Algérie du Nord	70
a.2. Perte de chaleur	71
b. Réactions chimiques exothermiques:	71
c. Désintégration des minéraux radioactifs	71
d. Mouvements de l'écorce terrestre	71
1.1.2.2. Chimisme de l'eau.....	72
1.1.3. Exploitation des eaux thermo-minérales	72
1.2. Hydrogéochimie des eaux thermo-minérales	73
1.2.1. Données hydrochimiques disponibles	73
1.2.2. Balance ionique	74
1.2.3. Méthodes d'interprétation	74
1.2.3.1. Méthodes d'interprétation des données physiques	74
1.2.3.1.1. Température	74
1.2.3.1.2. pH	74
1.2.3.1.3. Conductivité	75

1.2.3.1.4. Résidu Sec	75
1.2.3.1.5. Radioactivité	75
1.2.3.1.6. Gaz	75
1.2.3.2. Méthodes d'interprétation des données chimiques :.....	75
1.2.3.2.1. Représentations graphiques	75
Diagramme de Berkaloff-Schoeller.....	75
Diagramme de Piper.....	75
1.2.3.2.2. Rapports caractéristiques.....	76
1.2.3.2.3. Indice de Déséquilibre Chloro-alcalin I.D.C.....	76
2. Applications aux secteurs étudiés	77
A. Méséta Oranaise	77
A.1. Aquifère carbonaté (l'aquifère des dolomies et des calcaires de jurassique)	77
A.1.1. Monts de Tlemcen.....	77
A.1.1.1. Caractéristiques physico-chimiques	77
A.1.1.2. Caractéristiques chimiques	77
A.1.1.3. Classifications hydrochimiques	78
A.1.1.4. Rapports caractéristiques.....	79
A.1.1.5. Indice de Déséquilibre Chloro-alcalin (I.D.C)	79
A.1.2. Monts de Saida	80
A.1.2.1. Caractéristiques physico-chimiques	80
A.1.2.2. Caractéristiques chimiques	80
A.1.2.3. Classifications hydrochimiques	81
A.1.2.4. Rapports caractéristiques.....	82
A.1.2.5. Indice de Déséquilibre Chloro-alcalin (I.D.C)	82
A.2. Conclusion.....	82
B. Oranie occidentale.....	83
B.1. Sources liées aux massifs littoraux.....	83
B.1.1. Caractéristiques physico-chimiques	83
B.1.2. Caractéristique chimique	83
B.1.3. Classifications hydrochimiques	84
B.1.4. Rapports caractéristiques	85
B.1.5. Indice Déséquilibre Chloro-alcalin (I.D.C)	85
B.2. Sources liées au Plio-quatenaire	85
B.2.1. Caractéristiques physico-chimiques	85
B.2.2. Caractéristiques chimiques	86
B.2.3. Classifications hydrochimiques	87
B.2.4. Rapports caractéristiques.....	88
B.2.5. Indice Déséquilibre Chloro-alcalin (I.D.C)	88
B.3. Conclusion.....	88
C. Moyen Chélif.....	89
C.1. Nappe du calcaires à lithothamnium	89
C.1.1. Caractéristiques physico-chimiques	89
C.1.2. Caractéristiques chimiques	89
C.1.3. Classifications hydrochimiques	90
C.1.4. Rapports caractéristiques.....	90
C.1.5. Indice Déséquilibre Chloro-alcalin (I.D.C)	90
C.1.6. Conclusion.....	90
D. Chott Chergui	91
D.1. Nappe du sénonien	91
D.1.1. Caractéristiques physico-chimiques	91
D.1.2. Caractéristiques chimiques.....	91
D.1.3. Classifications hydrochimiques.....	92
D.1.4. Rapports caractéristiques.....	92
D.1.5. Indice de Déséquilibre Chloro-alcalin (I.D.C)	93
D.1.6. Conclusion.....	93
E. Monts de Ksour	93
E.1. Aquifère du jurassique inférieur (calcaire du Lias)	93
E.1.1. Caractéristiques physico-chimiques	93
E.1.2. Caractéristiques chimiques	94
E.1.3. Classifications hydrochimiques	94

E.1.4. Rapports caractéristiques	95
E.1.5. Indice des Déséquilibre Chloro-alcalin (I.D.C)	95
E.1.6. Conclusion	95
3. Etude synthétique	96
3.1. Paramètres physiques	96
3.1.1. Températures mesurées	96
3.1.2. Conductivité.....	97
3.1.3. Relation conductivité, Résidu Sec et minéralisation	97
3.1.4. pH	99
3.2. Paramètres chimiques.....	100
3.2.1. Calcium	100
3.2.2. Magnésium.....	100
3.2.3. Sodium	101
3.2.4. Potassium	101
3.2.5. Chlorures	101
3.2.6. Sulfate	101
3.2.7. Bicarbonates.....	101
3.2.8. Nitrates	102
3.3. Classifications hydrochimiques.....	102
3.4. Représentations graphiques.....	102
3.4.1. Diagramme de Schoeller-Berkaloff	102
3.4.2. Diagramme de Piper	104
3.4.3. Diagramme d' I.I.R.G (Institut International de Recherche en Géothermie)	104
3.4.3.1. Principe du diagramme I.I.R.G	104
4. Conclusion	107

Chapitre IV : Salinité des eaux thermo-minérales du littoral oranais

1. Définition de la salinité des eaux	109
2. Différentes origines de la salinité.....	110
2.1. Domaine marin.....	110
2.1.1. Intrusion marine	110
2.1.1.1. Mécanismes de l'intrusion marine	111
2.1.1.2. Facteurs déterminants de l'intrusion marine	111
2.1.1.2.1. Effet de l'exploitation.....	111
2.1.1.2.2. Situation par rapport à la mer	112
2.1.2. Dissolution des aérosols et embruns marins	112
2.2. Domaine continental	113
2.2.1. Dissolution des évaporites.....	113
2.2.2. Concentration par évaporation	113
2.2.3. Facteurs déterminant la salinité continentale	114
2.3. Facteurs anthropiques : les eaux usées, les déchets solides, les activités agricoles.....	114
3. Etude de la salinité des eaux thermo-minérales du littoral oranais	115
3.1. Répartition de la salinité des eaux thermo-minérales	115
3.2. Etude de la relation conductivité/éléments chimiques	118
3.3. Comportement de quelques éléments majeurs	120
3.3.1. Chlorure	120
3.3.2. Sodium	121
4. Identification d'un mélange ou d'une dissolution à l'origine des eaux thermo-minérales.....	122
4.1. Eléments chimiques majeurs et traces:.....	122
4.1.1. Sodium vs chlorure	123
4.1.2. Strontium vs calcium.....	124
4.1.3. Brome vs chlorure	127
4.1.4. Indice de saturation	129
4.1.5. Diagramme de Gibbs	130
4.2. Etude isotopique	132
4.2.1. Composition en isotopes stables (¹⁸ O, ² H) de l'eau thermale.....	132
4.2.2. Altitudes de recharge.....	134
5. Géothermometrie	135
5.1. Définition	135

5.2. Géothermomètre Silice	136
5.3. Géothermomètre alcalin Na/K	136
5.4. Géothermomètre Na-K-Ca	137
5.5. Géothermomètre Na/Li	137
5.6. Géothermomètre K/\sqrt{Mg}	137
6. Conclusion.....	140
Conclusion générale	141
Références bibliographiques.....	143
Annexes.....	150

Liste des Figures

Fig. n°1: Situation géographique de la région d'étude	4
Fig. n°2: Principales eaux thermo-minérales de l'Ouest Algérien	7
Fig. n°3: Secteurs des eaux thermo-minérales étudiées A, B, C, D et E	8
Fig. n°4: Répartitions des histogrammes des précipitations moyennes mensuelles interannuelles pour chaque station.....	10
Fig. n°5: Histogrammes des précipitations moyennes mensuelles interannuelles en mm.....	11
Fig. n°6: Variations des températures moyennes mensuelles en °C.....	12
Fig. n°7: Abaque d'indice d'aridité (<i>De Martonne, 1925</i>).....	14
Fig. n°8: Représentation de l'indice climatique d'Emberger.	16
Fig. n°9: Principaux domaines de la région d'étude (<i>Benest, 1985</i>).	18
Fig. n°10: Esquisse structurale de l'Ouest Algérien (<i>A. Kiken modifiée</i>)(<i>In A. Fekraoui 2007</i>)	19
Fig. n°11: Gravimétrie de la région d'étude (<i>Lagrula, 1951</i>)	20
Fig. n°12: Carte d'épicentres des principales secousses sismique du Sahal oranais (<i>Selon Nadji, 2010</i>).....	21
Fig. n°13: Carte des linéaments de l'Algérie Nord-Occidentale (<i>Image Landsat-IFP</i>).....	23
Fig. n°14: Volcanisme en Oranie (<i>Guardia, 1975</i>)......	24
Fig. n°15: Répartition des bandes thermiques (<i>Verdeil, 1982</i>).....	25
Fig.n°16: Contexte structural de la Méditerranée occidentale obtenu par la comparaison des failles thermales et sismiques (<i>Verdeil, 1982</i>).....	26
Fig. n°17: Situation géologique des sources thermo-minérales liées à la méséta oranaise (<i>In Issaadi, 1992</i>).....	34
Fig. n°18: Carte de situation géographique de Hammam Chiguer et Hammam Boughrara.....	35
Fig. n°19: Succession lithologique sommaire dans le secteur de Hammam Boughrara.....	35
Fig. n°20: Carte et coupe géologiques de Hammam Boughrara	36
Fig. n°21: Carte de situation géographique de Hammam Ain Al Hammam	37
Fig. n°22: Carte de situation géographique de Hammam Ain Tahamamite.....	38
Fig. n°23: Carte de situation géographique de Hammam Sidi Abdelli	38
Fig. n°24: Carte de Situation géographique de Hammam Rabi	39
Fig. n°25: Coupe géologique-axe-Saida-Hammam Rabi (<i>G. Pitaud, 1973</i>).....	40
Fig. n°26: Log géologique synthétique de la région d'Oran (<i>Hassani M.I., 1987</i>).	41
Fig. n°27: Carte géologique de l'Oranie Nord-Occidentale (<i>G. Thomas, 1985</i>).....	42
Fig. n°28: Coupe géologique illustrant les formations anté et post-nappes autour du Djebel Khar.....	44
Fig. n°29: Situation géologique des sources thermo-minérales de l'Oranie occidental (<i>In Issaadi, 1992</i>).....	46
Fig. n°30: Situation géologique des sources thermo-minérales des secteurs orientaux	47
Fig. n°31: Carte de situation géographique des sources thermo-minérales liées aux massifs littoraux	48
Fig. n°32: Situation géologique de la source d'Ain Madagh (<i>Travaux Doumergue (1908), Fenet (1975)</i>).....	48
Fig. n°33: Coupe géologique d'Ain Franin (<i>A. Demena, 1956</i>).....	49
Fig. n°34: Situation géologique de la source d'Ain Franin (<i>Travaux Doumergue (1908), Fenet (1975)</i>)	49
Fig. n°35: Carte de situation des sources thermo-minérales de la région de Hammam Bouhadjar.....	51
Fig. n°36: Coupe schématisant les conditions d'alimentation des sources thermales de Hammam Bouhadjar ...	51
Fig. n°37: Carte géologique de la région de Hammam Bouhadjar (<i>Craag, 2005</i>).....	52
Fig. n°38: Carte de situation géographique de la source thermo-minérale d'Ain Sellama.....	53
Fig. n°39: Carte de situation géographique des sources thermo-minérales de Hammam Bouhnifia	54
Fig. n°40: Localisation schématique des principales sources (<i>M.T.A, 2010</i>).....	55
Fig. n°41: Carte de Situation géographique d'Ain Nouissy	56
Fig. n°42 : Log stratigraphique synthétique de la plaine du Moyen Chelif Occidental (<i>Meghraoui, 1982</i>)	58
Fig. n°43: Carte de Situation géographique d'Ain Mentilia.....	60
Fig. n°44: Carte de Situation géographique Sidi Hadj	61
Fig. n°45: Coupe du forage dans la région d'Ain Skhouna	62
Fig. n°46: Schéma tectonique de la région du Chott Chergui (<i>In Issaadi, 1992</i>).....	62
Fig. n°47: Carte de Situation géographique d'Ain Skhouna	63
Fig. n°48: Coupe schématique montrant les liaisons hydrologiques possibles entre les divers horizons aquifères (<i>Clair, 1952</i>).....	64
Fig. n°49: Carte de situations géographique de Hammam Ain Ouarka	65
Fig. n°50: Carte géologique du secteur d'Ain Ouarka (<i>J.P. Bassoullet, 1973</i>).....	66
Fig. n°51: Gisement d'eau thermo-minérale	70
Fig. n°52: Carte du gradient géothermique de l'Algérie du Nord.	71
Fig. n°53: Histogramme des teneurs en éléments majeurs.....	78
Fig. n°54: Représentation graphique des eaux des Monts de Tlemcen sur le diagramme de Schoeller-Berkaloff.....	79

Fig. n°55: Histogramme des teneurs en éléments majeurs.....	81
Fig. n°56: Représentation graphique des eaux des Monts de Saida sur le diagramme de Schoeller-Berkaloff.....	81
Fig. n°57: Représentation graphique des eaux de la Méséta oranaise sur diagramme de Piper.....	81
Fig. n°58: Histogramme desteneurs en éléments majeurs.....	84
Fig. n°59: Représentation graphique des eaux liées aux massif littoraux sur le diagramme de Schoeller-Berkaloff.....	84
Fig. n°60: Histogramme des teneurs en éléments majeurs.....	87
Fig. n°61: Représentation graphique des eaux liées au Plio-quaternaire sur le diagramme de Schoeller-Berkaloff.....	87
Fig. n°62: Représentation graphique des eaux de l'Oranie occidentale sur diagramme de Piper.....	87
Fig. n°63: Histogramme des teneurs en éléments majeurs.....	89
Fig. n°64: Représentation graphique des eaux du Moyen Chélif sur les diagrammes de Schoeller-Berkaloff et Piper.....	90
Fig. n°65: Histogramme des teneurs en éléments majeurs.....	92
Fig. n°66: Représentation graphique des eaux de Chott Chergui sur les diagrammes de Schoeller-Berkaloff et Piper.....	92
Fig. n°67: Histogramme des teneurs en éléments majeurs.....	94
Fig. n°68: Représentation graphique des eaux de Monts de Ksour sur les diagrammes de Schoeller-Berkaloff et Piper.....	94
Fig. n°69: Pourcentage des températures mesurées.....	96
Fig. n°70: Droite de corrélation entre le Résidu Sec et la conductivité.....	98
Fig. n°71: Droite de corrélation entre la conductivité et la minéralisation.....	98
Fig. n°72: Droite de corrélation entre la minéralisation et le Résidu Sec.....	98
Fig. n°73 : Pourcentage de pH.....	99
Fig. n°74: Représentation graphique des éléments majeurs des eaux thermo-minérales étudiées.....	100
Fig. n°75: Représentation graphique des eaux thermo-minérales de cinq secteurs sur le diagramme de Schoeller-Berkaloff.....	103
Fig. n°76: Représentation graphique des eaux sur le diagramme de Piper.....	103
Fig. n°77: Diagramme rectangulaire I.I.R.G.....	105
Fig. n°78: Représentation graphique des eaux thermo-minérales étudiées sur Diagramme I.I.R.G.....	106
Fig. n°79: Carte de chimie des eaux thermo-minérales de l'Ouest Algérien.....	108
Fig. n°80: Gammes de concentrations et terminologie (<i>Kharaka et Hanor, 2005</i>).....	109
Fig. n°81: Mécanismes naturels de salinisation des eaux de surfaces et souterraines (<i>Kloppman et al, 2011</i>)...	110
Fig. n°82: Relation eau douce eau de mer (<i>In Hsissou, 1990</i>).....	111
Fig. n°83: Dissolution des sels marins issus des aérosols et embruns marins (<i>In Hsissou, 1999</i>).....	112
Fig. n°84: Carte de la salinité des eaux thermo-minérales du littoral oranais (exprimé en $\mu\text{s/cm}$).....	116
Fig. n°85: Diagramme de Piper des eaux thermo-minérales du littoral oranais.....	117
Fig. n°86: Relation entre Cl^- et Na^+ en fonction de la conductivité électrique.....	118
Fig. n°87: Relation entre Mg^{+2} , SO_4^{-2} , Ca^{+2} , HCO_3^- et la conductivité électrique.....	119
Fig. n°88: Distribution des concentrations en chlorures des eaux thermo-minérales du littoral oranais (2014, 2015).....	120
Fig. n°89: Distribution des concentrations en sodium des eaux thermo-minérales du littoral oranais (2014, 2015).....	121
Fig. n°90: Diagramme Na^+ vs Cl^- des sources thermo-minérales du littoral oranais.....	123
Fig. n°91: Relation strontium vs sulfates.....	124
Fig. n°92: Relation strontium vs calcium.....	126
Fig. n°93: Relation strontium vs calcium.....	126
Fig. n°94: Relation brome vs chlorure (1992).....	128
Fig. n°95: Relation brome vs chlorure (2013).....	129
Fig. n°96: Représentation graphique des eaux thermo-minérales du littoral oranais sur le diagramme de Gibbs.....	131
Fig. n°97: Composition isotopique de quelques sources thermales du littoral oranais (<i>Belhai, 2016</i>).....	133
Fig. n°98: Relation entre teneurs en Cl^- et teneurs en $\delta^{18}\text{O}\%$ (<i>Belhai, 2016</i>).....	134
Fig. n°99: Diagramme Altitude-deutérium des sources thermales étudiées.....	134
Fig. n°100: Relation entre température et teneur en silice.....	136
Fig. n°101: Diagramme SiO_2 vs Température des sources thermales (1993).....	138
Fig. n°102: Diagramme SiO_2 vs Température des sources thermales (2013).....	139

Liste des tableaux

Tab. n°1: Principales eaux thermo-minérales de l'Ouest algérien	5
Tab. n°2: Caractéristiques des stations pluviométriques	10
Tab. n°3: Précipitation moyennes mensuelles interannuelles en mm.....	11
Tab. n°4: Températures moyennes mensuelles interannuelles en °C.....	12
Tab. n°5: Indice d'aridité de la région d'étude.....	13
Tab. n°6: Indice climatique d'Emberger de la région d'étude	15
Tab. n°7: Distribution des directions linéamentaires (images Landsat)	22
Tab. n°8: Résultats de l'analyse physico-chimique (ANRH, 2014),.....	77
Tab. n°9: Rapports caractéristiques et indice de Déséquilibre Chloro-alkalin des sources	79
Tab. n°10: Résultats de l'analyse physico-chimique (ANRH, 2014).....	80
Tab. n°11: Rapports caractéristiques et indice déséquilibre Chloro-alkalin des sources.....	82
Tab. n°12: Résultats de l'analyse physico-chimique (ANRH, 2014).....	83
Tab. n°13: Rapports caractéristiques et indice de déséquilibre Chloro-alkalin (I.D.C).....	85
Tab. n°14: Résultats de l'analyse physico-chimique (ANRH, 2015).....	85
Tab. n°15: Caractéristiques des eaux carbogazeuses (Issaadi, 1992).....	86
Tab. n°16: Rapports caractéristiques et indice de déséquilibre Chloro-alkalin (I.D.C).....	88
Tab. n°17: Analyses physico-chimique de la source thermo-minérale (ANRH, 2015)	89
Tab. n°18: Rapports caractéristiques et indice de déséquilibre Chloro-alkalin (I.D.C).....	90
Tab. n°19: Résultats de l'analyse physico-chimique (ANRH, 2015).....	91
Tab. n°20: Rapports caractéristiques et indice de déséquilibre Chloro-alkalin des sources.....	93
Tab. n°21: Résultats de l'analyse physico-chimique (ANRH, 2015).....	93
Tab. n°22: Rapports caractéristiques et indice de déséquilibre chloro-alkalin des eaux	95
Tab. n°23: Classification des eaux selon la température mesurée.....	96
Tab. n°24: Classification des eaux selon la conductivité électrique.....	97
Tab. n°25: Classification des sources thermo-minérales étudiées suivant leur pH	99
Tab. n°26: Formules caractéristiques et faciès des sources thermo-minérales étudiées.....	102
Tab. n°27: Résultats de l'analyse du Strontium (Bouchareb-Haouchine, 1993).....	125
Tab. n°28: Résultats de l'analyse du Strontium (Mebrouk et Hassani, 2013)..	126
Tab. n°29: Résultats de l'analyse du Bromure (Issaadi, 1992).	127
Tab. n°30: Résultats de l'analyse du Bromure (Mebrouk et Hassani, 2013).	128
Tab. n°31: Indices de saturation des eaux de sources étudiées	130
Tab. n°32: Rapports $[r(\text{Na}/\text{Na} + \text{Ca}) \text{ et } r(\text{Cl}/\text{Cl} + \text{HCO}_3)]$ des eaux thermo-minérales du littoral oranais.....	131
Tab. n°33: Résultats isotopiques de δD (‰) et $\delta^{18}\text{O}$ (‰) par rapport an SMOW, les eaux thermales de Nord Ouest algérien (Belhai, 2016)	133
Tab. n°34: Température de profondeur (°C) estimées par les différents géothermomètres Chimiques (Bouchareb-Haouchine, 1993)	138
Tab. n°35: Température de profondeur (°C) estimées par les différents géothermomètres Chimiques (2013)...	139

Liste des Acronymes et Abréviations

Acronymes

IFP : Institut Français du Pétrole

M.T.A : Ministère du Tourisme et de l'Artisanat

A.N.R.H : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques

C.R.A.A.G : Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique.

B.R.G.M : Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

Abréviations

H : Hammam

pH : potentiel hydrogène

I.D.C : Indice de Déséquilibre Chloro-alkalin

IS : Indice de Saturation

μS : micro-siemens.

R.S : Résidu Sec

W.M.W.L : (Global Meteoric Water Line ou WMWL., World Meteoric Water Line) : la droite météorique mondiale

S.M.O.W : Standard Mean Ocean Water.

Introduction générale

La richesse de l'Algérie en eaux thermales, minérales et thermo-minérales est connue depuis bien longtemps et l'efficacité de ces eaux est bien établie.

Les eaux thermales ont toujours intéressé les êtres humains pour leur bienfait thérapeutique. Les sculptures découvertes dans les régions des hammams indiquent que bien avant l'époque romaine, des établissements balnéaires existaient à ces endroits. Mais ce sont surtout les romains qui ont le mieux développé les techniques de captation et de canalisation des eaux thermales.

Les recherches scientifiques menées sur les eaux thermales sont d'un grand intérêt. En effet, ces recherches basées sur diverses disciplines scientifiques, ont permis d'apprécier le phénomène du thermalisme (qui a été jusqu'à un temps récent considéré comme phénomène surnaturel) comme phénomène naturel et de définir l'origine des eaux dites thermales ainsi que leurs zones d'alimentation et leurs processus d'acquisition de la température et de la minéralisation.

Les premiers travaux scientifiques sur le thermalisme en Algérie ne furent effectués qu'en 1823, et que fut mise en place la première réglementation en vigueur portant sur des données médicales précises.

On peut citer quelques auteurs qui ont contribué avec leurs travaux en Algérie dans ce domaine:

- en 1852, M. Ville publia ses recherches sur "Les roches, les eaux et les gîtes minéraux des provinces d'Oran et d'Alger.
- en 1880, J. Bails publia une notice sur "Les sources thermales et minérales du département d'Oran.
- en 1923, MM. Pouget et Chouchak effectuèrent une étude très détaillée sur "La radioactivité des eaux algériennes".
- en 1940 et 1947, S. Guigue étudia "Les sources thermo-minérales de l'Algérie" dans le cadre de la carte géologique de l'Algérie.
- en 1974, P. Verdeil publia une carte au 1/500000 des eaux minérales, thermales et thermo-minérales de l'Algérie.
- en 1985, H. Dib-Adjoul travailla sur "Le thermalisme de l'Est algérien" dans le cadre de sa thèse de doctorat troisième cycle.
- en 1992, A. Issaadi travailla aussi sur "Le thermalisme dans son cadre géostructural" dans le cadre de sa thèse de doctorat d'état.

Il y a aussi quelques études scientifiques récentes, entre autres : Fekraoui (2007), Hakam et al., (2000), Lakhdar et al., (2006), Lakhdar et al., (2007) et Zarhloule et al., (2007). Ces études montrent que le Nord de l'Algérie compte un nombre important de sources thermales. Plus de 200 sources ont été inventoriées. Elles sont réparties à travers tout le territoire Nord Algérien, la majorité au Nord-Est. Parmi les plus importantes, nous pouvons citer Hammam Debagh (98°C) à Guelma et Hammam Bouhnifia à Mascara (67°C). Ces nombreuses sources thermales émergent principalement à partir des calcaires jurassiques du Nord de l'Algérie.

L'étude globale a porté sur 46 sources et forages d'eaux thermales de l'Ouest algérien dont 20 sources celles du littoral oranais (cf. tab. n°1. p5. et fig. n°2. p7). Seules, une douzaine d'entre elles ont des eaux vraiment chaudes, avec une température qui dépasse 40°C, dix-sept autres sources ont des températures moyennement élevées, entre 30° et 40°C, les autres ont des températures qui varient entre 21° et 28°C.

L'étude hydrogéochimique proprement dite se base sur 21 sources et forages thermo-minéraux, répartis sur cinq secteurs différents de l'Ouest algérien (cf. fig. n°3. p8) : 17 sources sont situées dans trois secteurs de la région d'étude du littoral oranais, dont seules trois sources n'appartiennent pas à la région d'étude en raison de l'éloignement de la mer. Les quatre autres sources, appartenant aux deux derniers secteurs, ont également été pris en compte dans cette étude, à titre comparatif. Cette répartition est basée sur la position géographique de ces secteurs, le contexte structural, la nature lithologique et les différents types de nappes de chaque région. Les outils choisis pour atteindre les objectifs fixés dans cette étude sont essentiellement axés sur les méthodes chimiques et isotopiques:

- L'hydrochimie (éléments chimiques majeurs et traces).
- Les isotopes : isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O , ^2H).

Compte tenu des objectifs de notre travail, nous avons choisi de présenter ce document en quatre chapitres:

Le premier sera consacré à une présentation générale de la région d'étude, et à un inventaire des principales émergences thermo-minérales de l'Ouest algérien en général, et du littoral oranais en particulier, avec son cadre climatique et la détermination des régimes qui y règnent, en se basant sur un certain nombre d'indices climatiques.

Le deuxième chapitre sera consacré à la description détaillée des principales sources thermo-minérales, basée sur une synthèse bibliographique géologique et hydrogéologique des cinq secteurs étudiés. Les dispositions lithostratigraphiques et structurales et leur influence sur le thermalisme de la région d'étude seront également examinées.

Les généralités sur les eaux thermo-minérales et les différentes méthodes d'interprétation utilisées en hydrogéochimie sont brièvement exposées dans le troisième chapitre. L'étude hydrogéochimique est ici appliquée à chaque secteur étudié.

Le quatrième chapitre est consacré à l'étude de la salinité des eaux thermo-minérales de notre région d'étude en réponse à la problématique posée.

Chapitre I

Présentation générale de la région du littoral oranais

1. Situation géographique de la région d'étude :

Le domaine qui fait l'objet du présent travail correspond à la zone du littoral oranais. Ce dernier occupe la partie marginale du Sahel occidental de l'Algérie du Nord (Fig. n°1. a), caractérisé par une tectonique et sismicité actives, les terrains de cette zone s'organisent en un système de horst et graben bien connu à l'échelle régionale.

Il se limite comme suit (Fig. n°1. b) :

- au Nord, par la mer méditerranée.
- au Sud, par les hautes plaines oranaises.
- à l'Ouest, par la frontière marocaine.
- à l'Est, la limite est marquée par Ténès et les Monts de l'Ouarsenis.

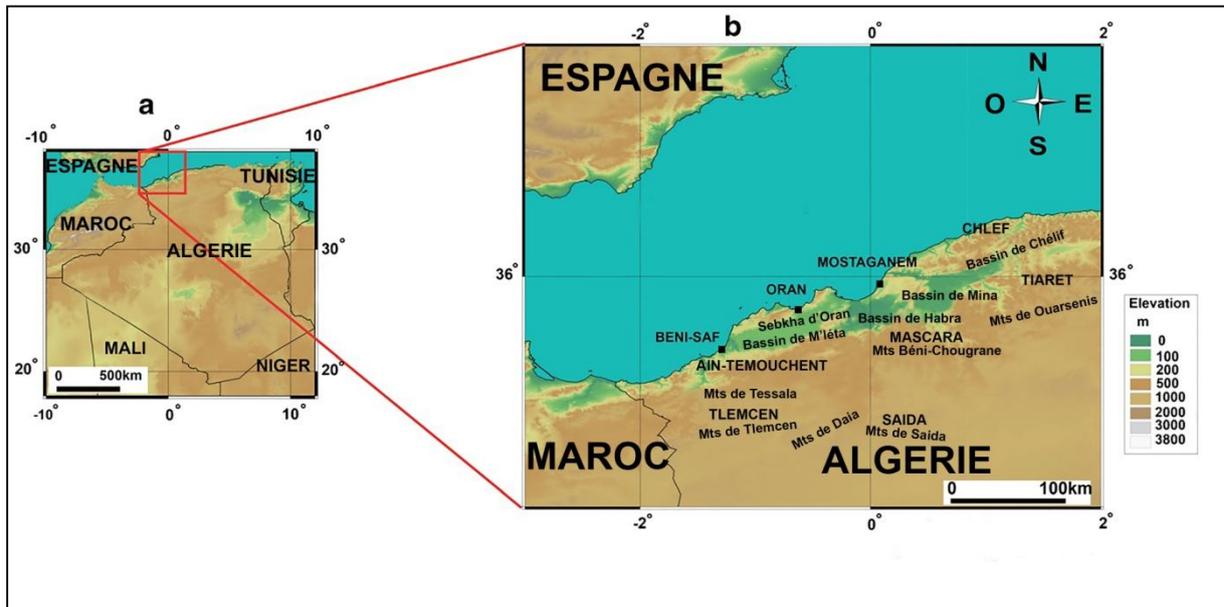


Fig. n°1: Situation géographique de la région d'étude

La zone d'étude est caractérisée par une vaste dépression qui s'étend du Sud-Ouest oranais à la vallée du Chélif, plus à l'Est. Cette dépression est occupée par des lacs salés : la Grande Sebkhia d'Oran et les salines d'Arzew, la plaine de la M'léta et de la Habra qui prolongent celle du Chélif (Fig. n°1. b). Au Nord, elle est représentée par la partie la plus occidentale du Tell septentrional, et est constituée par les massifs du littoral. Au Sud, les Monts de Tessala appartiennent au Tell méridional (ensemble des massifs montagneux) qui se prolonge au-delà des Béni Chougrane et des Monts de l'Ouarsenis ver l'Est.

La zone concernée par l'étude est située entre 2°10'00" Ouest et 1°21'29" Est de longitude et entre 34°42'09" et 36°33'21" de latitude Nord, d'une superficie totale d'environ 17 132km

Le littoral oranais s'étend sur une longueur d'environ 448km et présente une largeur de 50km. Il couvre partiellement ou en totalité les régions suivantes: Tlemcen, Ain Témouchent, Oran, Mostaganem, Relizane, ainsi que la région de Chlef.

2. Inventaire et répartition des eaux thermo-minérales :

Les eaux thermo-minérales étudiées sont réparties sur les principaux domaines géologiques du littoral oranais (Fig. n°2 et n°3). Pour faciliter le travail, nous avons regroupé les sources sur trois secteurs: la Méséta oranaise, l'Oranie occidentale et les régions voisines, et la région du Moyen Chélif. Deux autres secteurs ont également été prospectés à titre comparatif, le Chott Chergui (Ain Skhouna) et l'Atlas Saharien (Monts de Ksour). Cela permettra d'avoir une vision globale sur le thermalisme de l'Ouest algérien.

Les sources de la zone d'étude ont été sélectionnées selon la définition géographique du littoral (une largeur moyenne de 50km) (Tab. n°1), les sources de Hammam Bouhnifia (éloignées d'environ 60km à la mer) ont été rajoutées afin de combler les données manquantes au niveau du littoral, elles sont donc incluses dans le traitement des données hydrochimiques de l'ensemble de la région d'étude.

Tab. n°1: Principales eaux thermo-minérales de l'Ouest algérien

Numéro	Nom de la source	Commune	T°C	Région
1*	Hammam Chiguer*	Chiguer	32	Tlemcen
2*	Hammam Bougherara*	Bouhrara	42	
3	Hammam Ain Sidi Rahou*	Hennaya	24	
4	Hammam Ain El-Hammam*	Sebdou	26	
5*	Hammam Ain Tahamamite*	Tlemcen	32	
6	Hammam Ain Sidi Abdelli*	Sidi-Abdelli	34	
7*	Hammam Ain sidi Berkabi*	Sidi Abdelli	22	
8*	Hammam Sidi Ayd*	Bouhdjar	68	Ain-Témouchent
9*	Hammam Bouhadjar*	Bouhadjar	66,5	
10	Ain Ouarka	Assela	45	Naâma
11*	Ain Madagh*	Boutlelis	24	Oran
12*	Ain Franin*	Bir El Djir	35	
13*	Ain Sellama*	Mers El Hadjadj	24,5	
14*	Ain Palmier (*)	Bou Hanifia	65,5	Mascara
15*	Source Dupont(*)	Bou Hanifia	53,2	
16*	Ain El Hammamat(*)	Bou Hanifia	53	
17*	Ain Sidi Ali N°3(*)	Bou Hanifia	67	
18*	Ain El Hamam N°6(*)	Bou Hanifia	44,2	
19*	Hammam Sidi Aissa	Sidi Beubekeur	49	Saida
20*	Hammam Rabi	Ould Khaled	48	

21*	Ain Skhouna	Ain Skhouna	48	Mostaganem
22*	Ain Melha	Ain Skhouna	28	
23*	Ain Zeoul	Ain Skhouna	35	
24*	Ain Nouissy*	Ain Nouissy	38	
25	Keberta*	Sidi Charef	36	Relizene
26	Ain Sidi Ali*	Ain Rahma	27	
27	Ain Derkaoua*	Ain Rahma	30	
28	Ain Brahim*	Ain Rahma	28	
29	Hammam Labes*	Sidi Khattab	38	
30	Hammam Yakhas*	Sidi Khatab	38	
31	Ain El Gesra*	El Guittar	38	
32	Ain Mekeberta*	Mazouna	25	
33	Hammam Beni Yassad*	Mendes	30	
34	Hammam Mekeberta*	Oueld Esslem	35	
35	Ain Bahri*	Oueldja	37	
36	Charchar*	Ain Tarek	28	
37	Ain Mentilia*	Ammi Moussa	35	
38	Metahra*	Ramka	35	
39	Ain Erramka*	Ramka	28	
40	Hammam Erroudjet*	Ramka	35	
41	Mehisser*	Sobha	23	Chlef
42	Sidi Said*	Boukadir	24	
43	Hemouna*	Ouled Ben Abdelkader	23	
44	Ain Bouzarour*	Medjaja	22	
45	Ain Elkadhi*	Medjaja	22	
46*	Sidi Hadj	Sidi Hosny	21,9	Tiaret

**décrite dans le texte*

**Source thermale du littoral oranais*

()Source incluse au littoral oranais*

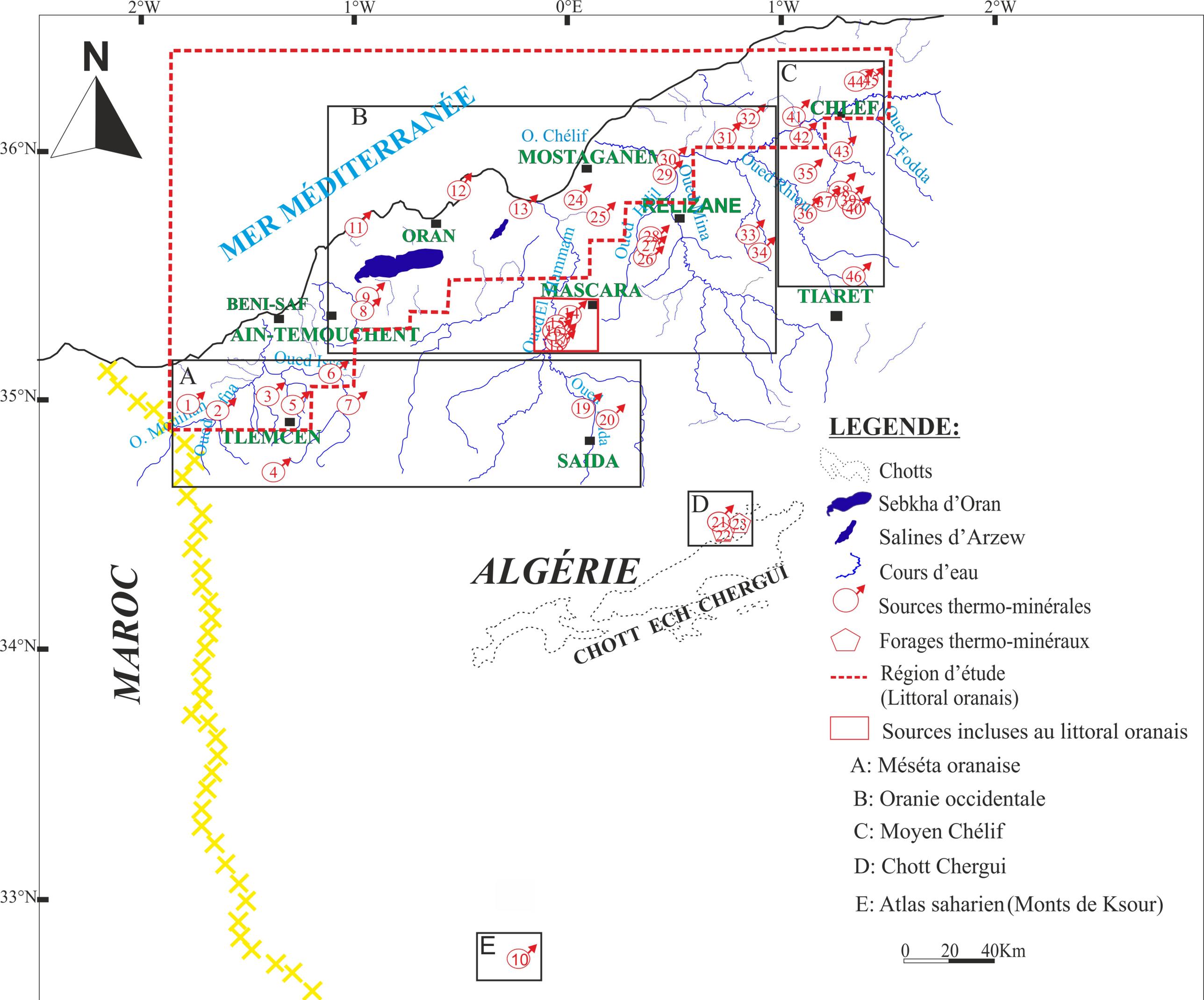


Fig. n°2: Principales eaux thermo-minérales de l'Ouest Algérien

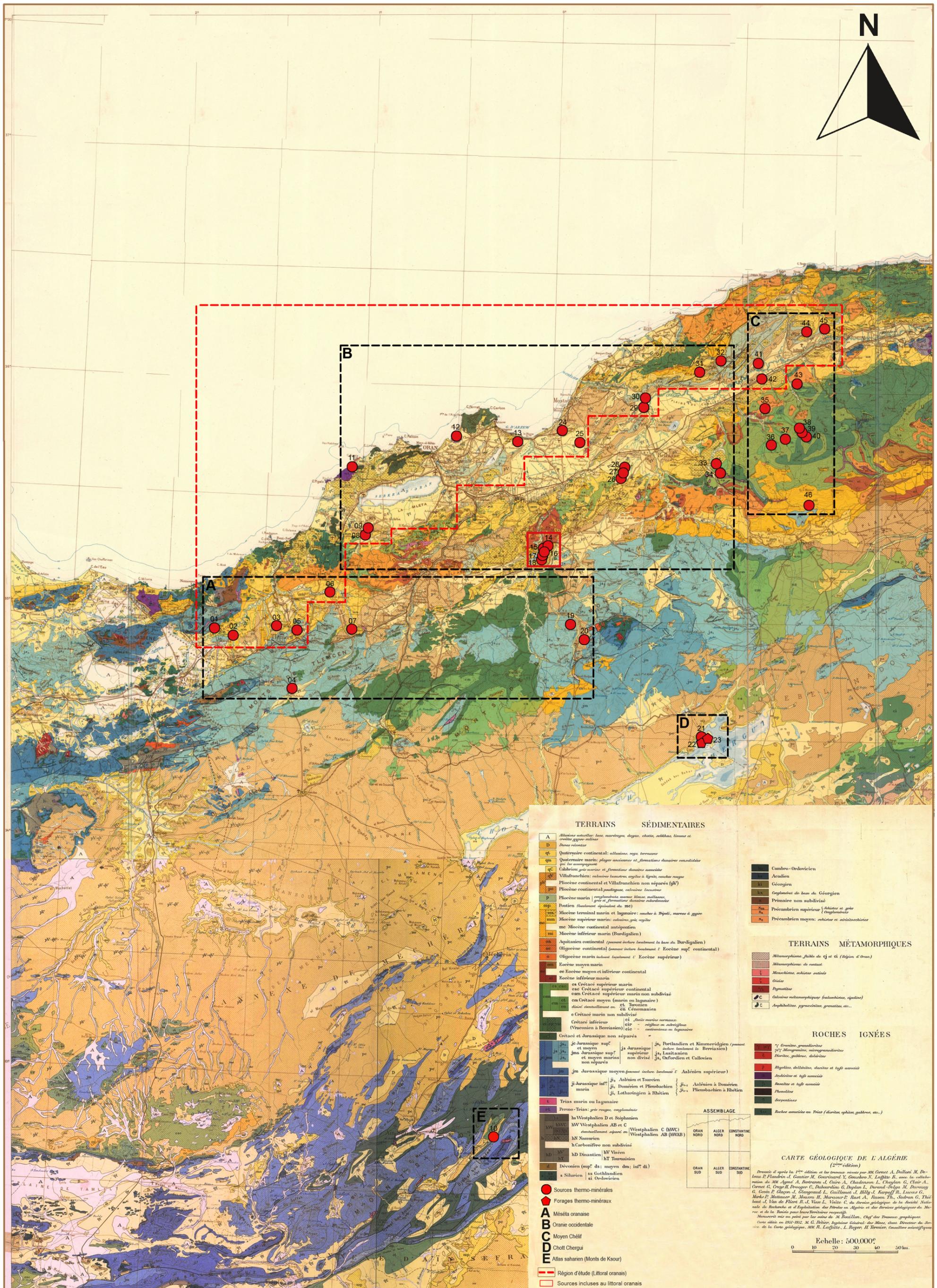


Fig. n°3: Secteurs des eaux thermo-minérales étudiées A, B, C, D et E

3. Contexte climatique :

La climatologie intervient dans l'étude des eaux thermo-minérales par deux facteurs importants :

- Les précipitations : car nous verrons que l'eau des sources a une origine essentiellement météorologique et nous renseignent sur les modalités d'alimentation des différents réservoirs aquifères.

- La température : puisque les eaux thermales se définissent à partir de la température moyenne annuelle locale. Elle permet aussi d'estimer la quantité d'évaporation et par conséquent les conditions d'alimentation des aquifères profonds et la concentration des sels dissous dans les eaux.

3.1. Aperçu général du climat :

L'Algérie est caractérisée par le contraste entre le climat méditerranéen de la bordure littorale et le climat désertique du Sud, en passant par le climat montagnard des hauts plateaux. Il est nécessaire de préciser le type climatique de la zone que l'on étudie.

En effet, les contrastes climatiques de l'Oranie ont attiré depuis longtemps des chercheurs et climatologues, nous citons en particulier : Seltzer (1946), Emberger (1930-1971), Bagnouls et Gaussen (1953), Walter et al., (1960) et plus récemment : Quezel (1976), Le Houerou et al., (1977), Daget (1980), Alcaraz (1983), Djabaili (1984), Madail et Quezel, (1997), Benabadji et Bouazza (2000), Meterfi et al., (2002).

La région de l'Oranie s'inscrit dans l'étage bioclimatique aride modéré à hiver froid (Emberger, 1942). Elle constitue une zone tampon entre l'Algérie occidentale côtière et l'Algérie occidentale saharienne. Elle présente la particularité d'avoir toutes les caractéristiques du climat méditerranéen et d'être simultanément soumise aux influences continentales (Meterfi et al, 2002).

Le climat de la région étudiée est marqué par un type méditerranéen, semi aride, malgré sa proximité à la mer, avec un hiver relativement tempéré et un été chaud et sec. Cette région est caractérisée par une saison pluvieuse qui annonce l'arrivée des premières pluies de l'automne de Septembre jusqu'au mois d'Avril ou parfois Mai, si bien que les précipitations présentent une forte variabilité interannuelle, où l'on remarque qu'une grande partie des pluies tombe sur cette zone en quelques semaines et se présente sous forme d'averses, et puis de grandes sécheresses s'annoncent après ces averses.

3.2. Étude des précipitations :

Le calcul des précipitations moyennes dans la région doit se baser sur les mesures des stations pluviométriques (Tab. n°2). Pour la région étudiée, nous avons considéré les données de précipitation de la période s'étendant de 1987 à 2012 pour la majorité des stations (Tab. n°3) (In Yahyaoui, 2010 ; Bouabdelli, 2015 ; Slimani, 2013 ; ANRH Chlef).

Les stations sont situées dans trois zones naturelles bien distinctes: le littoral, l'Atlas tellien et les Hautes Plaines Oraises. Sept stations ont été retenues pour l'étude des précipitations et températures (Tab. n°2 et Fig. n°4).

Tab. n°2: Caractéristiques des stations pluviométriques

Station	Longitude	Latitude	Altitude
Tlemcen(Zenata)	W 1°19'	35°53'	810
Oran Es-sénia	W 00° 36'	N 35°38'	90
Mascara(Ghriss)	E 0°6'	35°24'	590
Beni-Saf	W 1°23'	35°18'	5
Chlef (Oued Sly)	-	-	95
Relizene (Metmeur)	E 0°48'	35°72'	70
Mostaganem	E 0°6'	35°55'	26

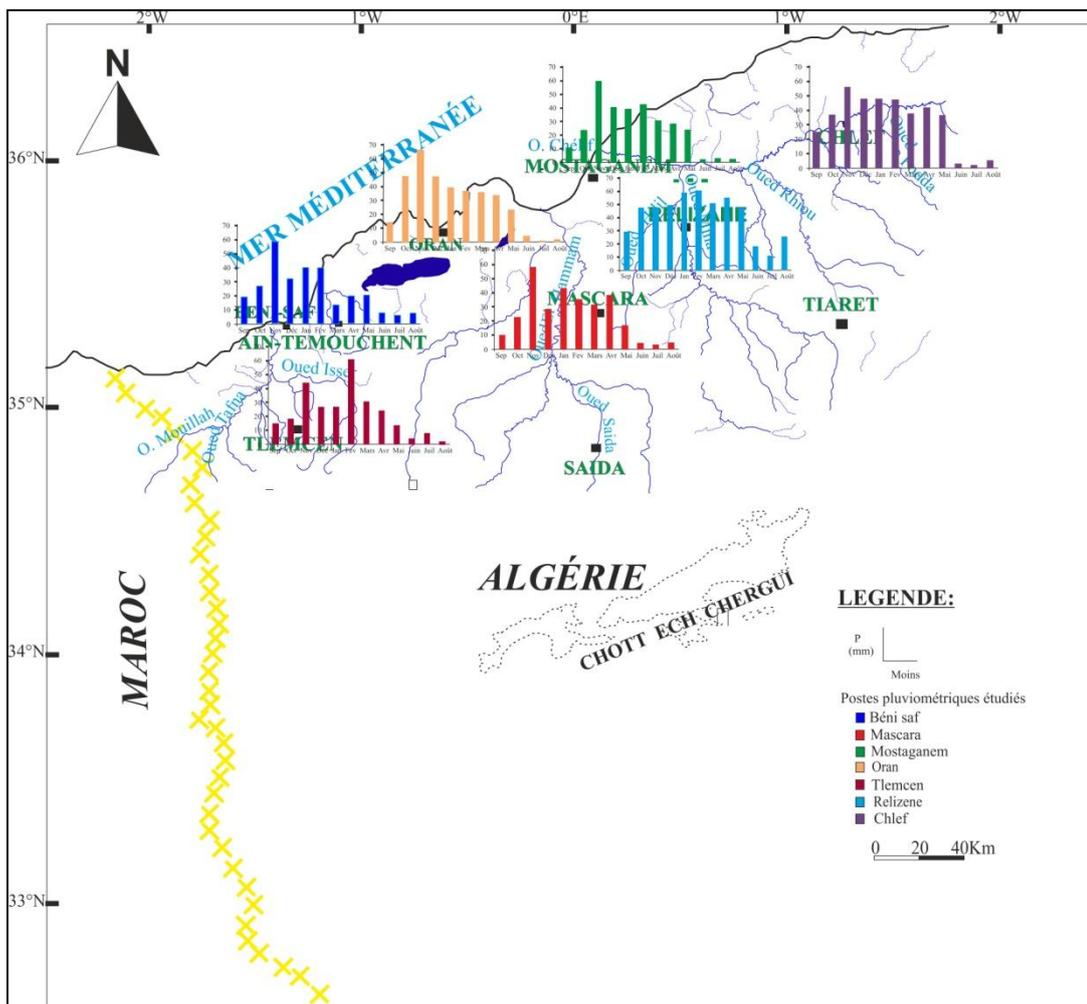


Fig. n°4: Répartition des histogrammes des précipitations moyennes mensuelles interannuelles pour chaque station

Tab. n°3: Précipitations moyennes mensuelles interannuelles en mm.

Station	Période	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Févr	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Total
Béni-Saf	1987-2012	19,06	26,8	58,08	31,9	40,06	39,5	13,68	19,9	20,3	7,66	6,28	7,7	290,92
Mascara	1987-2012	10,06	22,61	57,61	28,41	43	35,35	31,44	38,27	17	4,54	3,3	4,82	296,41
Mostaganem	1987-2012	11,89	25,6	64,57	43,8	42,67	46,56	33,39	31,02	25,95	2,26	3,52	2,86	334,09
Oran	1987-2013	14,53	47	66,25	46,97	39,2	36,5	35,84	33,98	23,8	4,41	1,2	2,14	351,82
Tlemcen	1987-2012	18,96	23,25	56,75	34,34	34,53	78,15	39,46	31,53	17,59	5,68	10,31	2,3	352,85
Relizene	1968-2010	20,98	33,91	34,25	35,14	42,19	43,16	36,12	39,1	33,68	12,93	8,05	18,29	357,8
Chlef	1990-2010	21	31	48	41	41	41	32	36	31	3	2	5	332

D’après les histogrammes (Fig. n°5), la variation des précipitations mensuelles sur le plan temporel est caractérisée par les mêmes tendances dans toutes les stations de notre région d’étude. La répartition des précipitations mensuelles est irrégulière d’un mois à un autre dans la totalité des stations.

A l’échelle mensuelle, on remarque que dans la plupart des stations du littoral, l’Atlas tellien et hautes plaines, le mois le plus pluvieux est le mois de Novembre avec un maximum de 66mm enregistré au niveau de la station d’Oran, au niveau de la station de Mostaganem avec 64mm, et le mois le plus pluvieux au niveau de la station de Tlemcen est le mois de Février avec 78mm.

Le mois le plus sec dans toutes les stations est celui de Juillet, avec une valeur minimale de 1,2mm enregistrée au niveau de la station d’Oran.

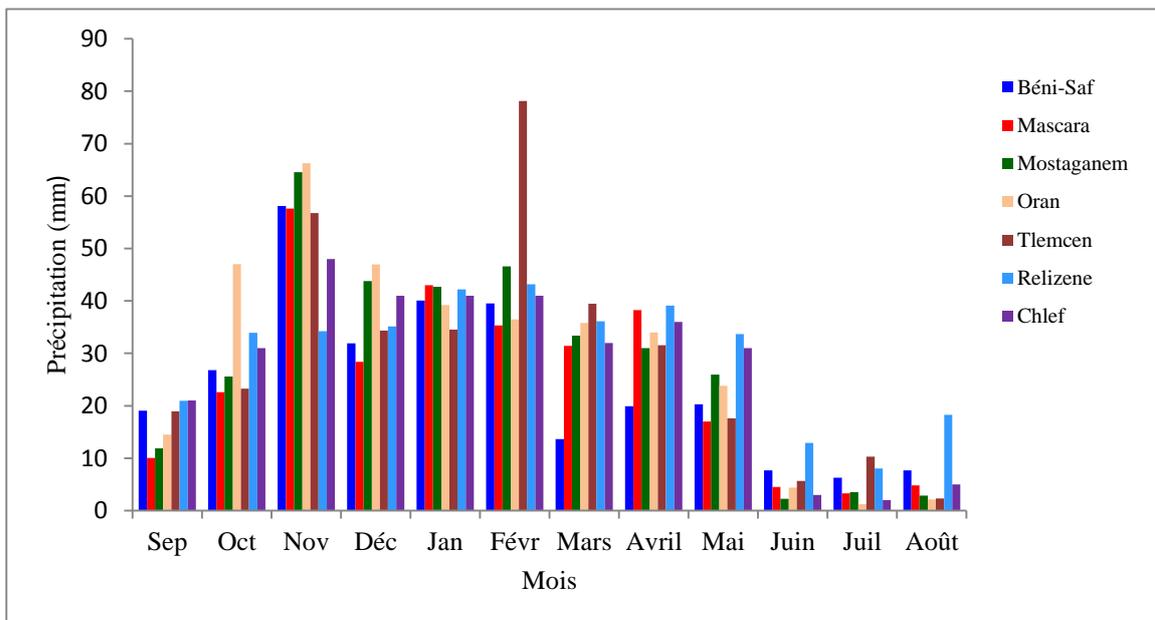


Fig. n°5: Histogrammes des précipitations moyennes mensuelles interannuelles en mm

3.3. Etude de la température :

Nous disposons d'une série de valeurs de température pour la période de 1987 à 2012 pour la majorité des stations (Tab. n°4) (In Yahyaoui, 2010 ; Bouabdelli, 2015 ; Slimani, 2013 ; ANRH Chlef).

Tab. n°4: Températures moyennes mensuelles interannuelles en °C.

Station	Période	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Total
Béni Saf	1987-2012	24,16	20,91	17,35	14,82	13,09	13,12	15,1	16,74	18,98	22,68	25,16	26,64	19,06
Mascara	1987-2012	23,59	19,36	13,77	11,98	8,99	9,07	10,05	14,6	18,7	23,51	26,92	27,78	17,36
Mostaganem	1987-2012	23,44	20,12	15,87	13,85	10,77	11,02	12,84	15,18	18,25	22,48	25,29	26,67	17,98
Oran	1987-2012	23,09	20,02	15,39	12,22	11,17	12,09	13,92	16,1	19,22	22,96	25,83	26,02	18,17
Tlemcen	1987-2012	23,99	20,32	15,43	12,07	10,54	10,76	13,46	16,01	18,99	22,95	25,97	27,88	18,2
Relizane	1968-2010	24,4	19,7	14,7	11,15	10,25	11,7	13,3	15,6	19,35	24,05	27,7	28,15	18,34
Chlef	1990-2010	25,9	22,4	16,9	12,32	10,8	12,63	14,1	16,34	20,65	25,81	29,51	29,99	19,78

Le tableau n°04 montre que les valeurs les plus faibles sont enregistrées au mois de Janvier au niveau de toutes les stations. Toutes les stations présentent des valeurs qui fluctuent entre 8°C et 13°C

Les valeurs les plus élevées sont enregistrées au mois d'Août pour toutes les stations du littoral où la température moyenne est de 26°C, de même pour la station de Tlemcen avec 27°C. Le maxima est enregistré à la station de Chlef avec 29°C.

On peut constater que pendant l'été, les températures au niveau des stations littorales ne se différencient pas fortement de celles de l'Atlas Tellien ou les Hautes Plaines Oranaises (Fig. n°6).

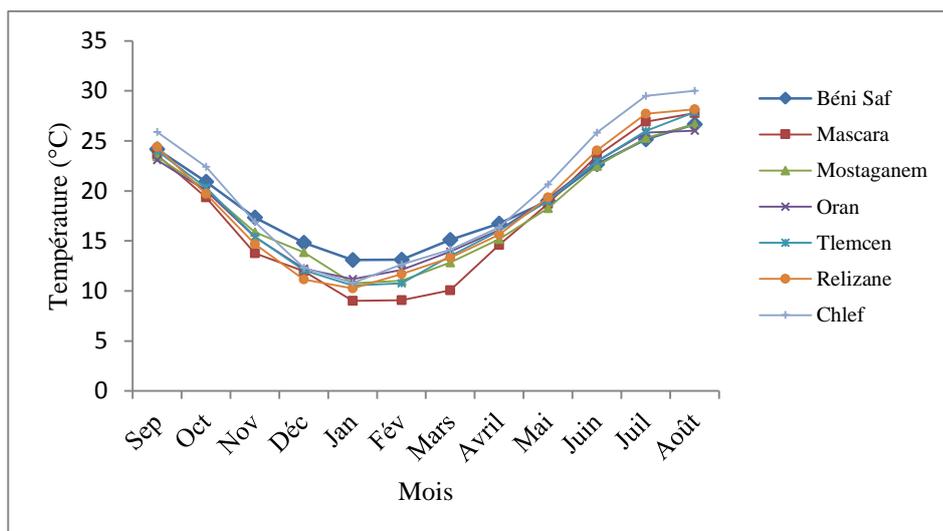


Fig. n°6: Variations des températures moyennes mensuelles en °C

3.4. Etude du climat :

Les indices climatiques permettent une meilleure connaissance du type du climat qui règne sur la région.

3.4.1. Indice d'aridité de De Martonne :

Cet indice proposé par De Martonne en 1925 est fondé sur le régime des précipitations et des températures, il est calculé par la formule suivante :

$$I = P/T + 10$$

Où :

I : indice d'aridité annuel de De Martonne.

P : précipitations moyennes annuelles (mm).

T : température moyenne annuelle (°C).

Pour :

$20 < I < 30$: climat tempéré.

$10 < I < 20$: climat semi-aride.

$7.5 < I < 10$: climat steppique.

$5 < I < 7.5$: climat désertique.

$I < 5$: climat hyperaride.

Les différentes valeurs de l'indice d'aridité calculé selon la formule de De Martonne sont portées dans le tableau suivant :

Tab. n°5: Indice d'aridité de la région d'étude

Station	Période	P	T	I	Climat
Béni Saf	1987-2012	290,92	19,06	10,01	Semi aride
Mascara	1987-2012	296,41	17,36	10,83	Semi aride
Mostaganem	1987-2012	334,09	17,98	11,94	Semi aride
Oran	1987-2013	351,82	18,17	12,49	Semi aride
Tlemcen	1987-2012	352,85	18,2	12,51	Semi aride
Relizene	1990-2007	357,8	18,34	12,62	Semi aride
Chlef	1990-2010	332	19,78	11,15	Semi aride

En comparant les valeurs de l'indice d'aridité entre les différentes stations (Tab. n°5), nous avons pu enregistrer un changement dans l'aridité avec différentes intensités. Les valeurs les plus élevées sont observées dans les stations de Relizene, de Tlemcen et d'Oran et, et la valeur minimale est observée dans la station de Béni Saf. Selon cet indice, la zone d'étude est une zone ayant un climat semi aride.

Un abaque donné par De Martonne permet de représenter les différentes stations (Fig. n°7), l'ensemble des stations étudiées se trouve dans la zone à régime semi aride à écoulement temporaire.

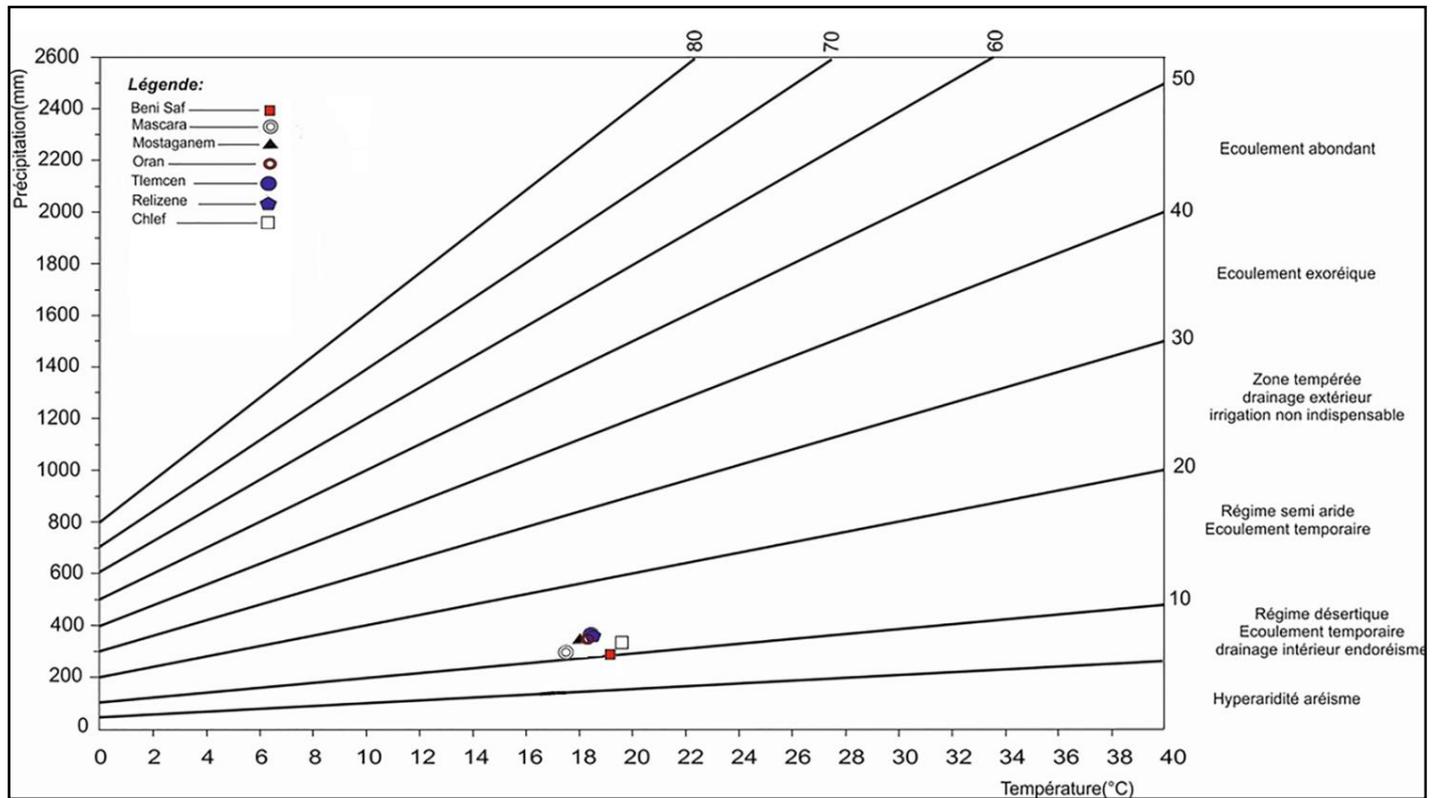


Fig. n°7: Abaque d'indice d'aridité (De Martonne, 1925)

3.4.2. Indice climatique d'Emberger :

Pour préciser le type du climat dominant sur la région, on utilise l'indice d'Emberger qui se base sur le quotient d'écoulement et les températures minima et maxima (Tab. n°6), nous appliquons la formule :

$$Q_z = 2000 \times P / M^2 - m^2.$$

Avec :

Q_z : Quotient pluviométrique d'Emberger

P : Précipitations annuelles moyennes en mm.

M : Moyenne des maxima du mois le plus chauds en °K = T (°C) + 273.

m : Moyenne des minima du mois le plus froid en °K = T (°C) + 273.

Tab. n°6: Indice climatique d'Emberger de la région d'étude

Station	P(mm)	m(°c)	M(°C)	Q_z
Béni Saf	290,92	9,9	29,8	49,92
Mascara	296,41	2,98	35,96	30,73
Mostaganem	334,09	5,38	32,9	41,55
Oran	351,82	5,43	32,31	44,84
Tlemcen	352,85	4,96	34,92	40,20
Relizene	357,8	5,2	35,4	40,39
Chlef	332	6,6	38	35,80

L'indice climatique d'Emberger montre que toutes les stations de la région d'étude ont une tendance à l'aridité (Tab. n°6). Les valeurs de Q_z varient entre 30,73 à 49,92. La valeur moyenne des minima m varie entre le semi aride supérieur à hiver chaud-tempéré à l'aride inférieur à hiver tempéré à frais.

Les stations du littoral de la région d'étude (la station de Béni Saf, d'Oran, et de Mostaganem) connaissent la même tendance migratoire et convergent toutes dans le sens de l'aridité (Fig. n°8).

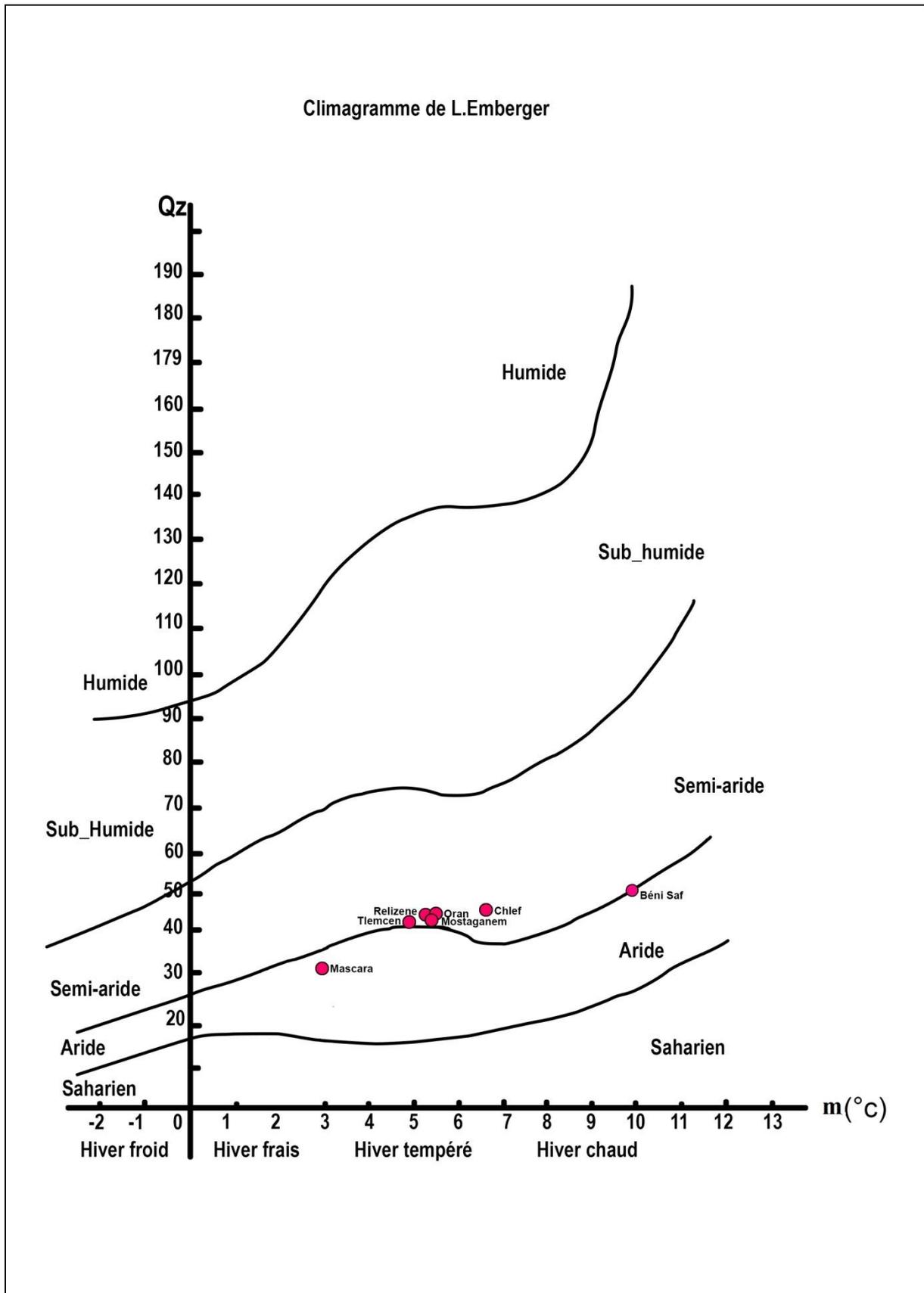


Fig. n°8: Représentation de l'indice climatique d'Emberger

4. Cadre géologique et structural

4.1. Cadre géologique général :

La structure actuelle de l'Algérie du Nord est liée aux mouvements orogéniques hercyniens et alpins qui ont permis l'individualisation de plusieurs domaines.

En Oranie, nous avons du Nord vers le Sud, les domaines suivants (Fig. n°9):

- le domaine tellien : Tell septentrional et Tell méridional
- le domaine atlasique (y compris les hauts plateaux et hautes plaines)
- et l'Atlas saharien occidental

Le littoral Oranais est considéré comme une entité géologique qui se différencie par des particularités géologiques et structurales très marquées (Gourinard, 1952 et Perrodon, 1975).

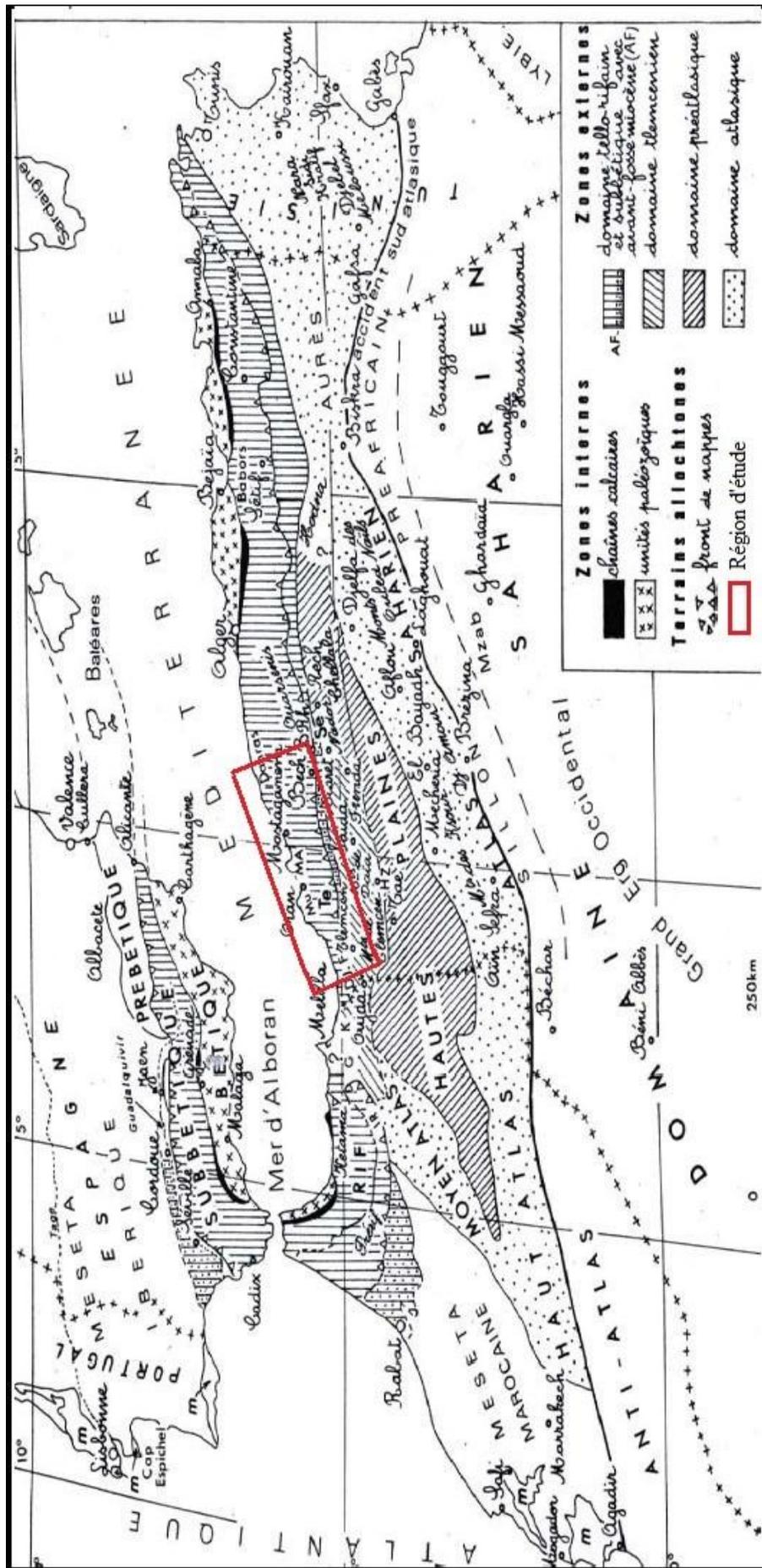
Le littoral est un chapelet de petits massifs schisteux secondaires, séparés par des plateaux néogènes et quaternaires. C'est une zone assez élevée, très abrupte, entourée de plaines basses subsidentes. Selon Thomas (1985) et les autres auteurs, la région concernée comprend les grands ensembles suivants :

- Le Tell septentrional qui est marqué par la présence de formations paléozoïques et mésozoïques (calcaires et schistes) formant les massifs littoraux qui eux-mêmes sont recouverts parfois de croûtes calcaires, de limons et de dunes quaternaires.

- Plus au Sud, les vastes dépressions remplies de formations surtout détritiques, constituent les plaines de la M'léta et de la Habra. Ces dépressions rejoignent vers l'Est, la plaine du Chélif.

- Le Tell méridional est constitué par une série de massifs qui forment les Monts de Tessala, et les Monts d'Ouled Ali et Béni Chougrane. Ces massifs montagneux, constitués en majorité d'épaisses séries carbonatées du Paléozoïque, marquent la limite méridionale des nappes telliennes.

- Enfin, plus au Sud, en bordure des Hauts Plateaux, les calcaires et dolomies du Lias et Malm forment les Monts de Tlemcen, les Monts Daïa et les Monts de Saida. Dans les Monts Daïa, ces formations sont recouvertes par les séries crétacées où dominent marnes et grès (B. Blavoux et B. Collignon, 1986).



Bech. Bechtout ; B Rh. Bou Rheddou ; Dj. F. Djebel Fillaoussène ; G. Chaîne du Gareb ; HZ. Hassi Zerga ; IR. Zone intrarifaine ; K. Kebdana ; MA. Monts d'Arzew ; MU. Djebel Murdjajo ; Rech. Djebel Recheiga ; Tae. Djebel Taerziza ; Te. Monts du Tessala ; m. Mésozoïque du Portugal et du Maroc atlantique comportant du Jurassique supérieur et du Crétacé basal

Fig. n°9: Principaux domaines de la région d'étude (Benest, 1985)

4.2. Aperçu structural :

Dans la région d'étude, la tectonique dessine les traits essentiels de la structure actuelle et s'exprime selon les directions principales N10-20° E, N50-70° E, N90° E et N140°E. Ces directions se trouvent dans toute l'Algérie du Nord.

Les eaux thermo-minérales présentes dans la région d'étude sont souvent liées à des accidents tectoniques. Selon Fenet (1975), P. Verdeil., J.L. Lacas (1982) et Fekraoui (2007), la source thermo-minérale d'Ain Franin se trouve sur l'axe défini par la transversale d'orientation N20°E. Il y'a aussi des forages peu profonds réalisés sur ce même axe qui ont aussi donné de l'eau thermique. L'émergence des sources thermo-minérales de la région de Mostaganem et de la plaine de la Habra serait aussi en relation avec une autre transversale de même orientation que la première (Fig. n°10).

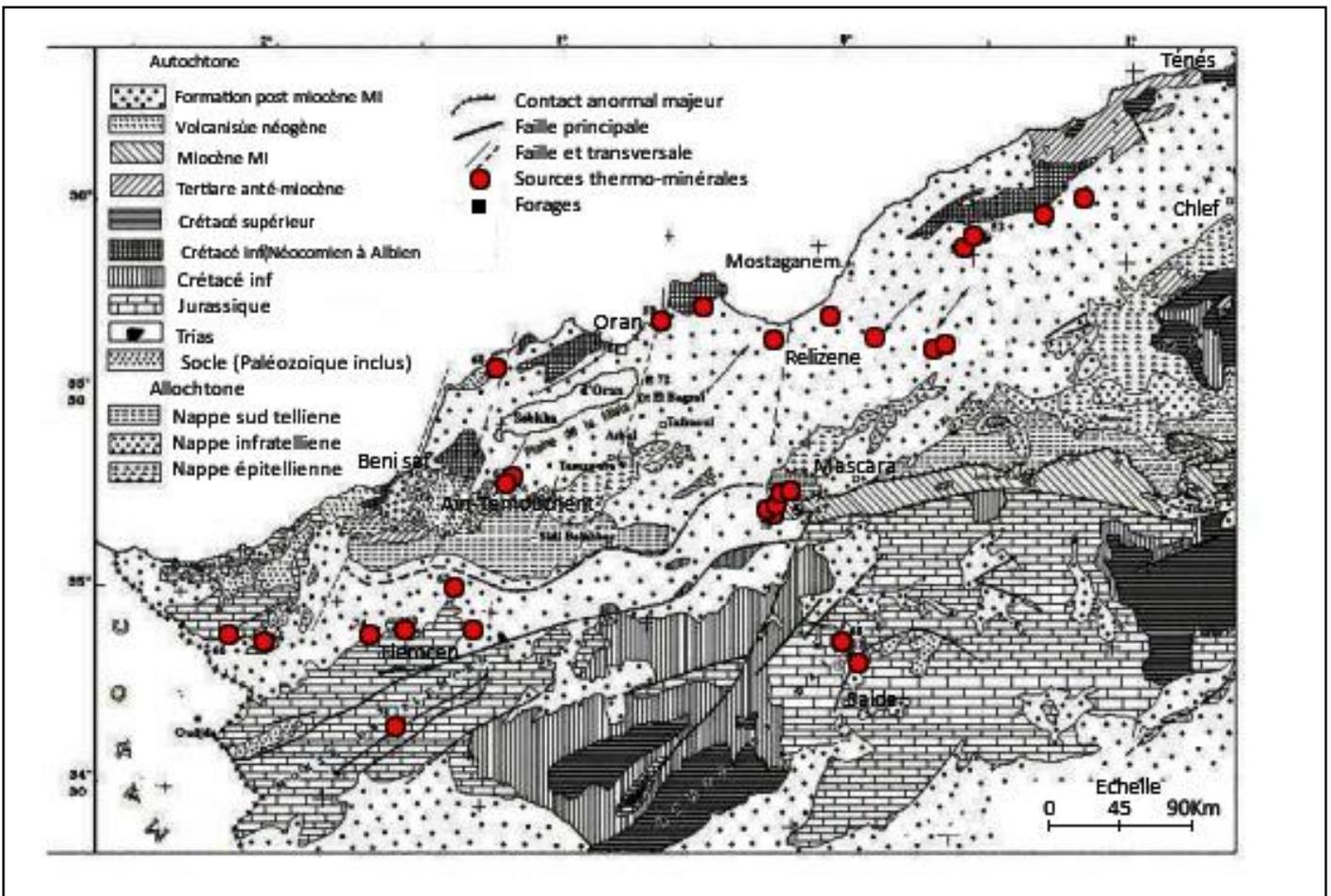


Fig. n°10: Esquisse structurale de l'Ouest Algérien (A. Kiken modifiée)
(In A. Fekraoui 2007)

Dans le deuxième chapitre, nous allons étudier le contexte structural de la zone d'émergence de chaque secteur afin de mieux démontrer la relation qui existe entre la tectonique et le thermalisme.

4.2.1. Eléments structuraux :

La gravimétrie, la sismicité, les linéaments obtenus par imagerie satellite sont des méthodes d'investigations qui permettent de préciser les principaux traits structuraux majeurs qui affectent le littoral oranais.

4.2.1.1. Gravimétrie :

La carte gravimétrique dressée par J. Lagrula en 1951 et qui couvre toute l'Algérie du Nord, fait apparaître les zones à anomalies positives et les zones à anomalies négatives. La figure n°11 ne couvre que l'Ouest algérien.

Les fortes anomalies positives variant de +40 à +70 milligals sont observées sur le littoral. Ces fortes anomalies positives correspondent à une bande étroite s'étirant depuis la frontière marocaine passant au Nord du chott Chergui jusqu'à la région de Nador-Ksar Chellala où affleurent les terrains paléozoïques. Les anomalies positives ne s'expliquent que par une position du socle très proche de la surface.

Entourant ces secteurs à fortes anomalies, on observe des anomalies comprises entre 20 et 40 milligals, moins importantes que la précédente, et qui couvre la zone entre Sidi Bel Abbes et Saida. Les fortes anomalies négatives marquent l'augmentation considérable de l'épaisseur des formations mésozoïques et cénozoïques.

D'après la carte de la figure n°11, le plus grand nombre de sources thermales apparaissent dans les zones à anomalie positive, ce qui confirme cette relation.

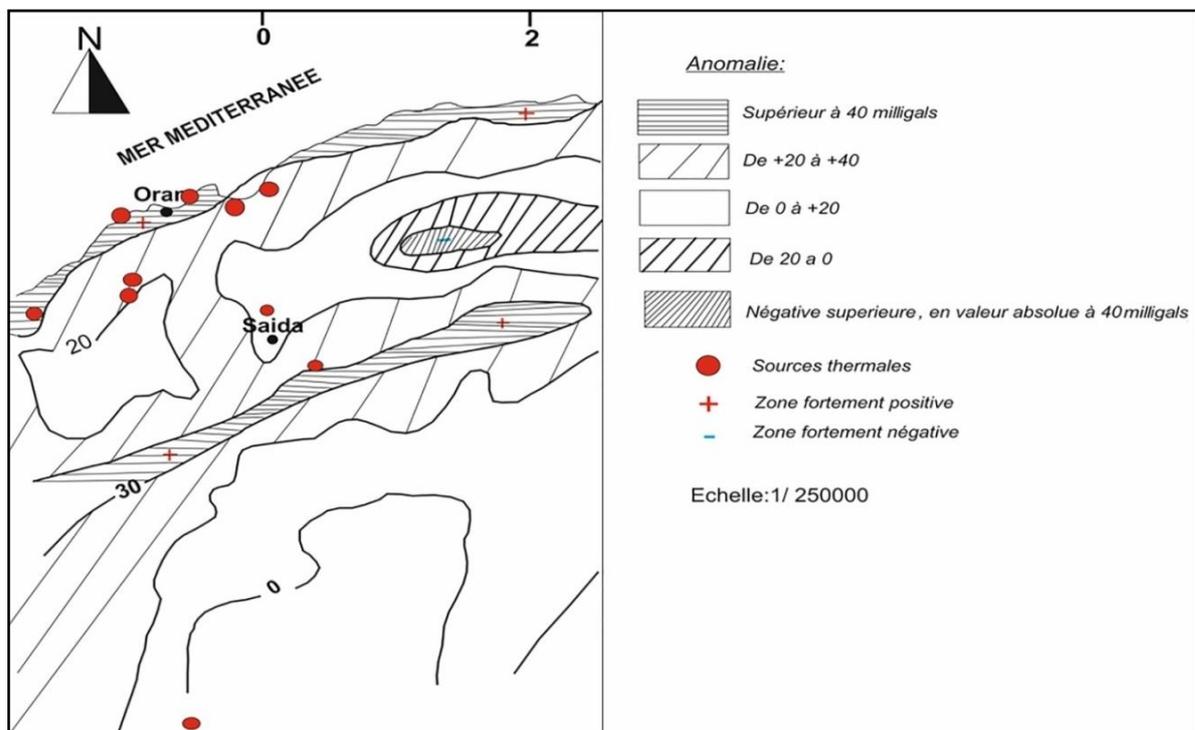


Fig. n°11: Gravimétrie de la région d'étude (Lagrula, 1951)

4.2.1.2. Séismicité :

L'Algérie du Nord est une zone à forte activité sismique comme le montre les nombreux séismes destructeurs qui ont eu lieu. Cette activité sismique est en liaison avec une activité tectonique récente compressive (Meghraoui, 1988).

Dans la région d'étude, la plus grande densité d'épicentres se trouve concentré dans le bassin du Chelif (bassin néogène), ainsi que dans les plaines côtières du Sahel d'Oran et de Mostaganem (Fig. n°12), avec des directions d'alignements des épicentres qui apparaissent. Selon N. Kazi Tani (1968), il y a un alignement NNE-SSW qui suit le revers occidental de la côte Ouest Oranaise. C'est un trait géologique important qui fermait au Mésozoïque la gouttière sud tellienne séparant ainsi ce domaine de celui du Moyen-atlas. Elle est aujourd'hui la frontière entre la mer d'Alboran et le bassin Nord-Algérien. Cela vient du fait que la partie de Nord Ouest du pays est caractérisée par une grande activité tectonique

L'observation de la carte sismique du littoral oranais et la répartition des émergences thermales, confirme l'existence de la relation entre le thermalisme et la sismicité.

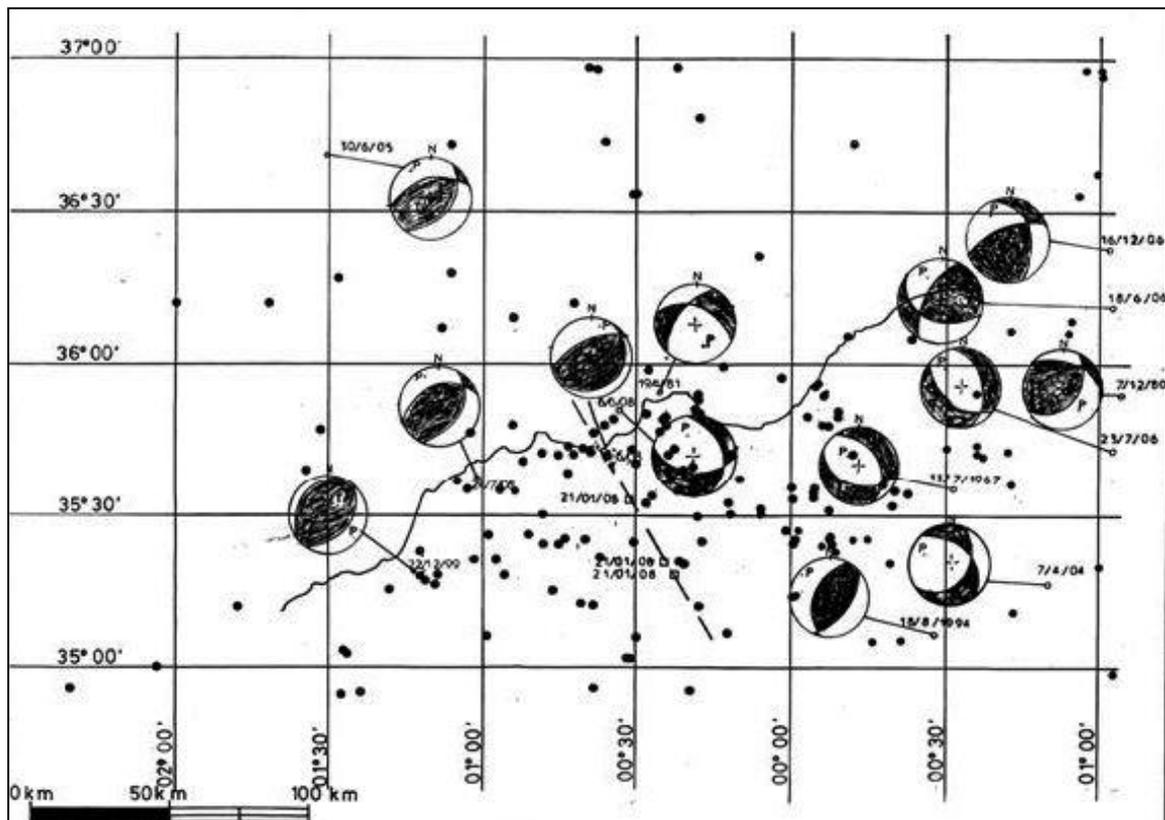


Fig. n°12: Carte d'épicentres des principales secousses sismiques du Sahel oranais, (Selon Nadji, 2010)

4.2.1.3. Alignements structuraux (imagerie satellite) :

De nombreuses études thermales ont tendance à montrer l'étroite relation entre la fracturation et le thermalisme. Presque la totalité des remontées sont facilitées par une ou plusieurs fractures importantes se recoupant souvent et affectant des reliefs plus ou moins favorables à l'installation d'une source.

L'examen de la carte géologique du Nord-Ouest algérien montre plusieurs directions structurales, bien différenciées qui se présentent en alignements structuraux s'étendant sur de grandes distances. Ces alignements correspondent notamment aux orientations des principaux linéaments réalisés à partir des images Landsat.

L'exploitation de la carte établie de ce document a permis de compter au total 188 linéaments. Nous avons superposé nos sources sur la carte de linéament afin de mieux comprendre la relation qui existe entre les fractures et les sources thermales (Tab. n°7 et Fig. n°13).

Tab. n°7: Distribution des directions linéamentaires (images Landsat)

Directions	Nombre de linéaments
N°0 à 30°E	31 linéaments
N°31° à 60°E	43 linéaments
N°61° à 90°E	40 linéaments
N°91° à 120°E	36 linéaments
N°121 à 150°E	18 linéaments
N°151 à 170°E	19 linéaments

Parmi les alignements structuraux du littoral Oranais qui ont une relation nette avec le thermalisme, on note ceux le long desquels émergent les principales sources chaudes hyperthermales ou mésothermales et même parfois hypothermales. On peut trouver des sources thermales qui émergent à l'intersection de deux alignements de directions différentes.

Dans la figure n°13, sont représentés les principaux alignements qui marquent bien cette relation.

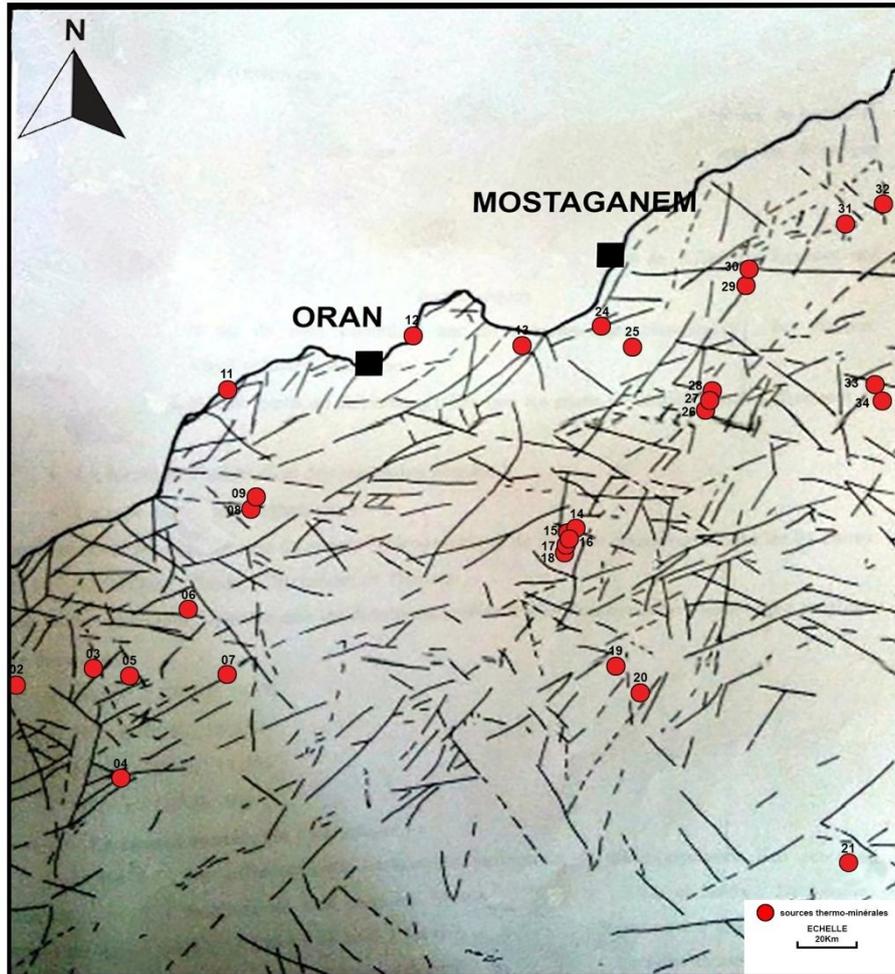


Fig. n°13: Carte des linéaments de l'Algérie Nord-Occidentale (*Image Landsat-IFP*)

4.3. Volcanisme :

En Algérie du Nord, un volcanisme important se manifeste après le paroxysme Miocène (environ 15 à 5 Ma) (Kazi Tani N, 1986). Ce dernier est caractérisé par le début des manifestations volcaniques qui vont se poursuivre jusqu'au quaternaire et affecter toute la région Nord-Ouest de l'Algérie (l'Oranie). Selon Megartsi (1985), les émissions du miocène supérieur se répartissent en trois centres importants : la moyenne Tafna (environ 15MA) par l'émission de rhyolite, il se poursuit dans le Sahel d'Oran entre 11,7 et 9 MA par émission d'andésites, de dacites et de rhyolites, et il se termine dans le M'sirda (7,5MA) par l'émission basaltique et andésitique. Ces émissions du miocène supérieur correspondent à une série calco-alcaline potassique (Fig. n°14).

Au Plio-Quaternaire, c'est un volcanisme basaltique qui s'est manifesté et qui se distingue des phases éruptives miocènes par son caractère essentiellement basique et alcalin.

Il s'installe dans les massifs de Ghazaouat, et dans la basse et moyenne Tafna, à M'sirda et autour d'Ain Témouchent.

P. Verdeil, A. Issaadi (1985) ont déjà distingué l'Oranie occidentale comme caractérisé par un volcanisme récent et par un important nombre d'émergences thermales et thermo-minérales. L'abondance des sources thermales dans ces régions volcaniques (au niveau du littoral, des Monts de Traras et Ain Témouchent) nous a permis de se demander s'il y a une relation directe entre ces épanchements volcaniques et ces émergences thermales.

Le thermalisme peut-être lié directement ou indirectement au volcanisme (P. Verdeil, A. Issaadi, 1985). Certaines sources carbogazeuses émergent à proximité des appareils volcaniques, d'autres suggèrent l'existence d'un volcanisme ou plutonisme à plus ou moins grande émergence. Il n'en demeure pas moins que certaines sources ne présentent pas d'indicateur permettant de les relier au volcanisme pourtant à proximité.

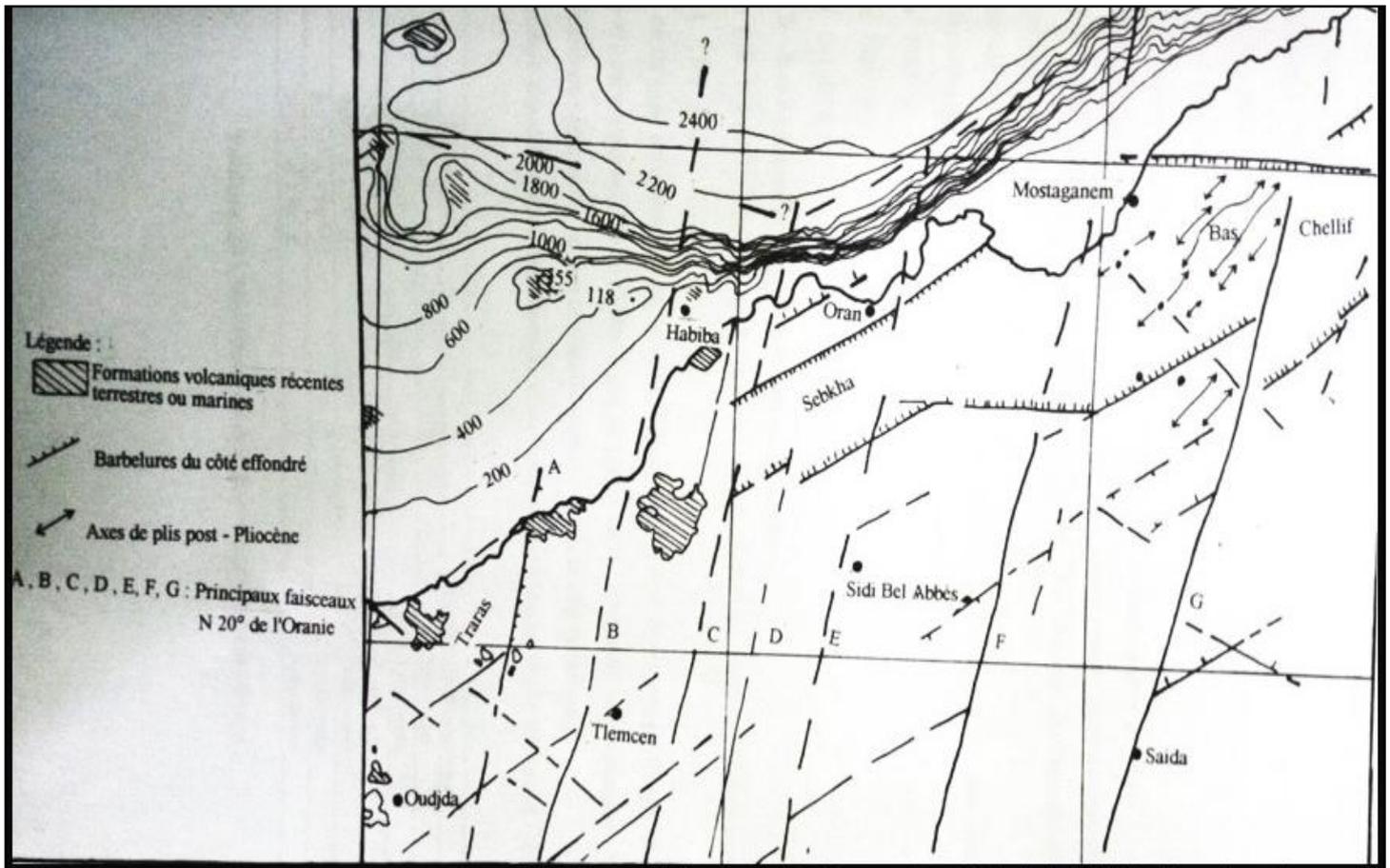


Fig. n°14: Volcanisme en Oranie (Guardia, 1975)

5. Thermalisme à l'échelle de l'Algérie du Nord :

Pour compléter l'étude sur la relation thermalisme-tectonique du littoral oranais, il est évident de placer ce phénomène dans un contexte structural à l'échelle de l'Afrique du Nord en général et de l'Algérie du Nord en particulier.

Une étude des sources thermales à l'échelle de l'Afrique du Nord a été réalisée par Verdeil (1982). Cet auteur regroupe les sources thermales en quatre zones thermales ou axes thermo-sismiques (Fig. n°15) de direction générale WNW-ESE qui sont de l'Ouest vers l'Est :

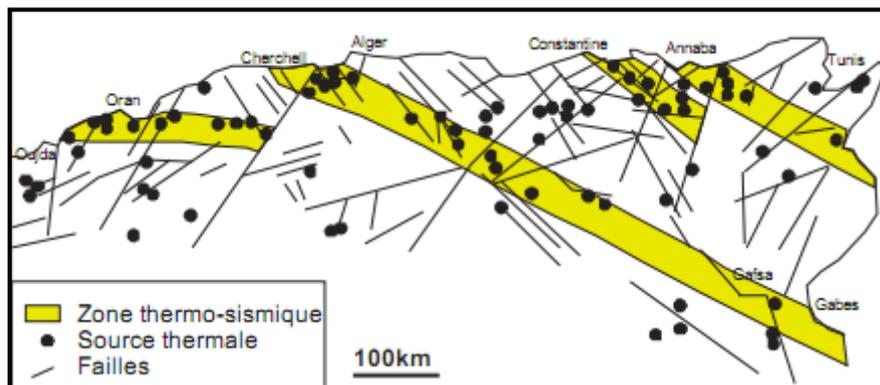


Fig. n°15: Répartition des bandes thermiques (Verdeil, 1982)

- La zone thermique «Oran-Relizane-Tiaret » ;
- La zone thermique «Cherchel-Ténès-Gafsa-Benghazi-Alexandria » ;
- La zone thermique «Constantine-El Kef-Maktar » ;
- La zone thermique «Annaba-Tebersouk-Takrouna ».

L'étude de la relation entre le thermalisme, la tectonique et la sismicité a montré que ces zones thermales sont limitées souvent par deux familles d'accidents : la première de direction N20-40 senestre, la deuxième de direction N115 dextre, ce dernier a provoqué le séisme d'Al Asnam en octobre 1980 (Verdeil, 1982).

Les zones thermales (Fig. n°16) d'Oran, de Constantine et d'Annaba ont une extension limitée, par contre la zone thermique de Cherchel-Alexandrie est beaucoup plus étendue puisqu'elle est située sur un grand accident dextre WNW-ESE qui traverse la Méditerranée en direction de l'Algérie, la Tunisie, la Libye et se termine en Egypte. L'importance de cet accident est marquée par les points suivants :

- la présence «des points chauds » reconnus en Méditerranée le long de cet accident (Anonymous, 1977).

- la forte activité sismique dans la Mer d'Alboran s'arrête brusquement vers l'Est au contact de cet accident (Hatzfeld et al., 1977).

- La carte magnétique de la Méditerranée occidentale (Galdéano, 1977) montre le long de cette zone une grande anomalie positive.

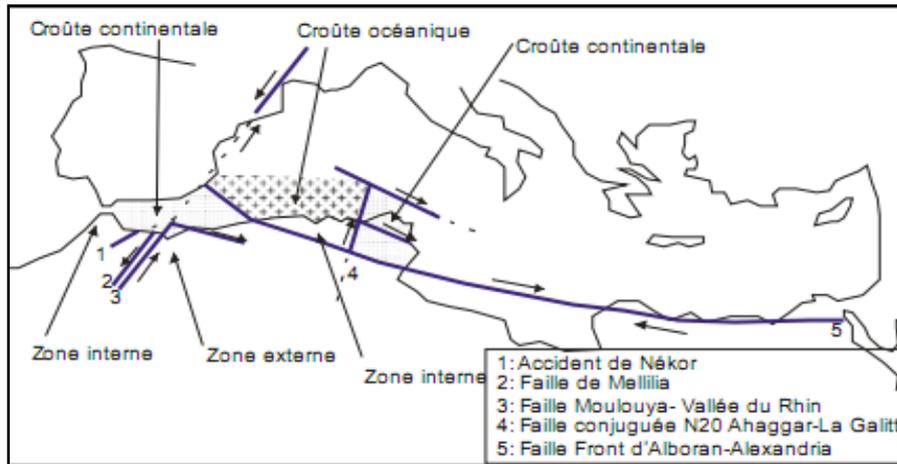


Fig. n°16: Contexte structural de la Méditerranée occidentale obtenu par la comparaison des failles thermales et sismiques (Verdeil, 1982)

Les émergences des sources thermales de l'Algérie du Nord en général et du littoral oranais en particulier sont en relation directe avec les mouvements tectoniques cassants qui se manifestent sur des accidents décrochants à jeu récent, surtout des accidents de grande ampleur qui marquent la limite des plaques Afrique-Europe.

6. Cadre hydrogéologique :

Les aspects lithostratigraphiques et structuraux des formations géologiques du secteur d'étude font ressortir les principaux systèmes aquifères :

6.1. Trias :

En Algérie du Nord en général et tout au long du littoral oranais en particulier, les dépôts triasiques sont généralement reconnus par les diapirs argilo-gypso-salifères localisés le long de grande failles, ou attribués aux parties sommitales des anticlinaux faillés.

Vu leur facies argileux, les formations triasiques sont très peu perméables et ne peuvent pas constituer de véritables réservoirs aquifères, mais leur nature gypso-saline jouera un rôle très important dans la minéralisation des aquifères. En effet, de nombreuses sources qui émergent dans ces formations ou à leur proximité, sont très minéralisées et présentent des facies chimiques typiques : hyperchlorurées, chlorurée sodiques ou sulfatées.

6.2. Jurassique :

Les affleurements du jurassique couvrent de vastes régions dans le Nord des hauts plateaux (Monts de Tlemcen, Monts de Saida, les Djebels Nador et Traras). Leurs sédiments sont dans la majeure partie des roches carbonatées : dolomie, calcaire et à moindre degré, des marnes. Ces formations jurassiques constituent de véritables réservoirs d'eaux souterraines en raison de leur nature lithologique et morphologique (karstique).

6.3. Crétacé :

Les terrains du crétacé sont très répandus dans l'Atlas Tellien où des séries terrigènes, carbonatées et flyschoides prédominent. Dans les Hauts plateaux, le Crétacé est composé de roches grés-argileuse et parfois de carbonates.

6.3.1. Crétacé inférieur : est caractérisé par une grande variété lithologique :

6.3.1.1. Les formations du Berriasien sont formées de

- marnes et de grès (Monts des Béni Chograne)
- formations du Néocomien (Valanginien+Hauterivien), formées de roches terrigènes à Béni Saf où il y a des schistes argileux à passées de grès et de roches détritiques et de brèches de carbonates.

6.3.1.2. Les formations du Barrémien

Les formations du Barrémien essentiellement terrigènes, elles sont constituées de marnes à passées d'argiles et de grès (Béni Chograne et Mina), et de grès à passées de dolomies gréseuses (Monts de Tessala et Tlemcen).

6.3.1.3. Les formations aptiennes

Elles sont représentées dans le littoral oranais par des dépôts calcaires grossiers à intercalations de marnes et dolomies (Béni Chougrane et Oranie).

6.3.1.4. Les formations albiennes

Elles sont présentes sous forme d'argiles et de calcaires à la base et de calcaires au sommet (Béni Chougrane), et sous forme de grès et marnes à passées calcareuses et dolomitiques (Tlemcen)

6.3.2. Crétacé supérieur :

Le Crétacé supérieur diffère du Crétacé inférieur par une stabilité lithologique. Il est formé de sédiments carbonatés; on y rencontre les formations sénoniennes qui se présentent sous forme de calcaires épais avec des passées de calcaire dolomitiques (Béni Chougrane).

Ces dernières données lithologiques permettent de définir les réservoirs potentiels. Ainsi, les formations du Crétacé inférieur peuvent constituer des potentiels hydriques très

importants vu la nature carbonatée et gréseuse de leurs sédiments et l'importance de leurs assises.

6.4. Paléogène :

Le paléogène supérieur est constitué généralement par des roches détritiques (grès, poudingues, et conglomérats). Dans la partie du Chéelif, il se montre sous forme de marne avec intercalations de lentilles de calcaires.

Les formations du Paléogène sont pour la plupart des roches meubles (grès et conglomérat et calcaire). Elles peuvent donc fonctionner en réservoirs d'eaux souterraines et être associés à ceux des terrains perméables sous-jacents crétacés et jurassiques.

6.5. Néogène :

Les terrains néogènes sont formés de deux types de sédiments : marins et continentaux. Les principaux affleurements des sédiments marins se localisent dans les dépressions (Tafna, Chéelif), où ils sont recouverts par une faible épaisseur de terrains quaternaires.

Le Miocène anté-nappe est représenté par une série transgressive grésos-conglomératique (Béni Chograne).

Le Miocène post-nappe est développé dans les bassins de la Tafna et Chéelif et sur les versants de Béni Chougrane.

Le Pliocène est formé essentiellement de sédiments continentaux qui comblent les vallées et les dépressions internes. Les sédiments marins sont développés sur les bordures des massifs littoraux.

6.6. Quaternaire :

Les sédiments quaternaires reposent en discordance sur les formations plus anciennes. Dans la plaine du Chéelif, les sédiments quaternaires forment des terrasses fluviales. Dans le bassin de la Tafna, la coupe quaternaire montre des limons alluviaux gréseux à passées de graviers.

Les séries détritiques souvent grossières du Néogène, que recouvrent les pendages quaternaires dans les vallées, les plaines côtières et internes, présentent des caractéristiques hydrogéologiques variables mais bonnes dans l'ensemble formant ainsi des horizons aquifères importants.

7. Conclusion :

L'étude du cadre physique du littoral oranais a abouti aux conclusions suivantes:

- La région étudiée est située au Nord-Ouest de l'Algérie, et est caractérisée par la présence de deux des quatre ensembles géostrucuraux algériens :

- Le domaine Tello-Rifain qui se subdivise en Tell septentrional et en Tell méridional. Ce domaine est caractérisé par une forte tectonisation se traduisant par des déplacements. C'est un domaine de chevauchement au Nord dans le Tell septentrional et de charriage vers le Sud dans le Tell méridional.
- Le domaine Tlemcenien avec d'Ouest en Est le Horst de Ghar Roubane et les Monts de Tlemcen

- Le littoral oranais est caractérisé par un climat semi-aride de type Méditerranéen, malgré la proximité de la mer. Il reçoit des précipitations qui se caractérisent par une irrégularité interannuelle, variant d'une station à l'autre. Elles sont plus importantes dans les stations en altitude. Le régime des précipitations est plus marqué au niveau des stations des Hautes Plaines oranaises avec une pluviométrie moyenne de 352mm par an, et au niveau des stations littorales avec une pluviométrie moyenne entre 290mm à Béni Saf et de 351mm par an à Oran, et une pluviométrie moyenne entre 296mm à Mascara et 357,8mm par an à Relizene dans les régions de l'Atlas Tellien. Les températures moyennes interannuelles ne diffèrent pas entre les stations de la région d'étude avec une moyenne de 18°C.

L'étude des indices climatiques a confirmé l'appartenance de la zone d'étude au climat semi aride, influencé par les courants humides de la méditerranée en hiver et chauds en été.

- vingt (20) sources thermo-minérales, réparties sur le littoral oranais, ont été sélectionnées. La répartition spatiale de ces sources coïncide avec les principaux traits structuraux de l'Algérie de Nord, qui sont la conséquence de la compression actuelle Nord-Sud liée à la convergence Afrique-Europe. Une relation étroite existe entre le thermalisme et les différents phénomènes. On peut en citer quatre :

- thermalisme et volcanisme : un certain nombre de sources thermo-minérales présente des caractéristiques particulières, telles que des dégagements gazeux qui seraient liées directement au magmatisme (Voir le chapitre III).
- thermalisme et séismicité : dans toutes les régions qui ont été le site de tremblements de terre de forte intensité, apparaissent de nombreuses sources thermales, alignées le long des fractures de différentes directions.

- thermalisme et analyses gravimétriques : dans la zone à anomalies positives émergent la majorité des sources chaudes en particulier les sources hyperthermales et mésothermales.
- thermalisme et alignement structuraux : les plus importantes sources thermo-minérales du littoral oranais apparaissent à la faveur des accidents de différentes directions. Les sources jalonnant ce type de fracture sont soit hyperthermales soit mésothermales (Voir le chapitre II).

Chapitre II

Description détaillée des principales sources thermo-minérales

1. Description détaillée des sources par secteurs :

Vu le nombre important de sources et de forages thermo-minéraux dans les secteurs étudiés, la description portera uniquement sur les principales sources.

Pour chaque secteur, nous avons effectué une synthèse géologique, hydrogéologique et structurale des travaux réalisés par plusieurs auteurs.

1.1. Méséta oranaise :

De la frontière algéro-marocaine à la transversale de Tiaret, la Méséta oranaise fait partie du domaine atlasique au sein duquel elle constitue un ensemble rigide limité à l'Ouest par le moyen Atlas et au Nord par le sillon Sud-tellien. Elle couvre les Monts de Tlemcen, des Daïa, de Saida, du Nador et de Chellala-Reibell.

Il s'agit d'une zone caractérisée par un substratum, formé d'un matériel sédimentaire paléozoïque plissé qui affleure au niveau des horsts et d'une couverture jurassique dominante carbonatée (calcaire et dolomie) tabulaire ou faiblement plissée lors de l'orogénèse alpine. Les affleurements les plus fréquents concernent le jurassique supérieur et le crétacé inférieur qui s'annoient au Nord et au Sud sous d'épaisses séries Mio-Plio-Quaternaires. Au Nord-Ouest, le bassin Miocène de la Tafna constitue une dépression. Le Miocène inférieur, discordant sur les termes carbonatés du Jurassique supérieur, montre des conglomérats surmontés par des marnes bleues souvent évaporitiques à la base, ensuite viennent des conglomérats continentaux du Mio-Pliocène. Les formations jurassiques réapparaissent dans les Monts des Traras (Issaadi, 1992).

La structure d'ensemble est dominée par un système de horsts et grabens dont les axes structuraux sont généralement orientés SW-NE. Les accidents de socle se traduisent par une tectonique cassante déterminante des failles verticales qui limitent les plaines d'effondrements.

Dans ce secteur, les sources thermo-minérales sont réparties:

- 1- Dans les Monts de Tlemcen, à la limite des affleurements jurassiques et des terrains miocènes.
- 2- Dans les Monts de Saida, au niveau de l'oued de Saida.

1.1.1. Lithostratigraphie:

Du point de vue lithostratigraphique, Nous distinguons :

1.1.1.1. Dans les Monts de Tlemcen :

Les Monts de Tlemcen sont caractérisés par des terrains dont l'âge varie du Primaire au Plio-Quaternaire :

- Le plio-Quaternaire est représenté par les formations continentales qui comblent les dépressions au Nord des massifs carbonatés (Plaine de Maghnia).
- Les dépôts argilo-gréseux du Miocène formant un ensemble imperméable pouvant avoir sous le plio-quaternaire des plaines sub côtière de Maghnia et Hennaya.
- Le crétacé basal est constitué par 200m à 300m d'alternance de marnes et de marno-calcaires. Il s'agit d'une formation qui occupe de vastes zones et masque les formations carbonatées.
- Les calcaires et les dolomies du Jurassique supérieur constituent les affleurements les plus étendus.
- Les grès du Jurassique supérieur se présentent en bancs massifs entrecoupés par de nombreuses passées marneuses ou argileuses
- Le callovo-oxfordien est représenté par des marnes et des argiles avec des passées gréseuses.
- Les terrains du Jurassique inférieur et moyen apparaissent à la faveur des horsts. Ils sont caractérisés par une faible extension à l'affleurement et d'importantes variations de faciès liées à des conditions de sédimentation complexe (Lucas, 1942).
- Le Trias se présente suivant deux faciès : soit détritique et discordant sur les terrains antérieurs et surmonté par le lias carbonaté, soit riche en gypse, halite et argile en position anormale, résultat d'une tectonique diapirique.
- Les terrains d'âge primaire affleurent dans le horst de Ghar Roubane où la série débute par des schistes de couleur brune à rougeâtre alternant avec les quartzites très compactes de couleur grisâtre à rougeâtre en bancs décimétriques.

1.1.1.2. Dans les Monts de Saida :

Le paléozoïque affleure dans les Monts de Tiffrit. On le retrouve au Djebel Modzab à l'Est de Hammam Rabi où il est représenté par les formations sédimentaires recoupées par des intrusions plutoniques et des roches volcaniques. Il comprend des séries schisteuses, des calcaires, des grès, des tufs et des brèches volcaniques, des basaltes avec des intrusions de

granodiorites, monzonites, granites et microgranites. Au-dessus, le Mésozoïque discordant débute par des conglomérats, grès, argiles et des venues basaltiques.

Dans la région de Saida, le lais inférieur et moyen montre un faciès assez constant représenté par des dolomies dont l'épaisseur varie beaucoup. La puissance maximum atteint 100m. Le Toarcien montre aussi des épaisseurs assez variables.

Il constitue de marnes dolomitique ou de calcaire argilo-dolomitiques à passées franchement argileuse. Le dogger comporte une dizaine de mètres de marne vertes et calcaire quartzo-pélique argileux dont l'épaisseur n'excède pas 50m. Le callovo-oxfordien est caractérisé par un faciès où dominant des argiles finement gréseuses contenant de volumineux cristaux de gypse et ferrugineuse à intercalations de bancs de calcaire argileux, dolomitique, de calcaire gréseux et de grès. L'épaisseur du Callovo-Oxfordien varie entre 250m et 400m. Au dessus, le membre supérieur du jurassique est constitué d'une puissance dolomitique.

1.1.2. Aperçu structural

Du point de vue structural, selon les auteurs: Guiraud, 1973; Elmi, 1984 ; Fenet, 1975 ; Guardia, 1975; Benest et Auclair, 1967, on peut distinguer trois grandes familles d'accidents d'importances diverses (Fig. n°17):

- Les accidents NE-SW à ENE-WSW sont les plus fréquents, souvent groupés en faisceaux et déterminent les champs de horst et de grabens. Il s'agit de failles verticales qui limitent le horst de Ghar Roubane, de Tiffrit ou le fossé de Sebdu. Elles marquent généralement les limites du domaine de Hautes plaines des bassins Miocènes ou affectent les anticlinaux étroits comme celui de Chellala.
- Les accidents N-S à NNE-SSW marquent le passage des accidents crustaux de L. Glangeaud. Parallèlement aux transversales Tafna-Magoura à l'Ouest et Teniet el Had-Tipaza à l'Est, il existe des accidents d'orientation moyenne N20°E. Ces accidents senestres sont jalonnés de diapirs triasiques particuliers lorsqu'ils sont conjugués à d'autres accidents.
- Les accidents NW-SE correspondent aux décrochements dextres et sont eux-mêmes décalés par les transversales (Guardia, 1975). Par exemple, au niveau des Monts du Nador où ils affectent surtout les formations dolomies-calcaires et calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. Ils deviennent plus fréquents dans les Monts de Tlemcen et de Saida.

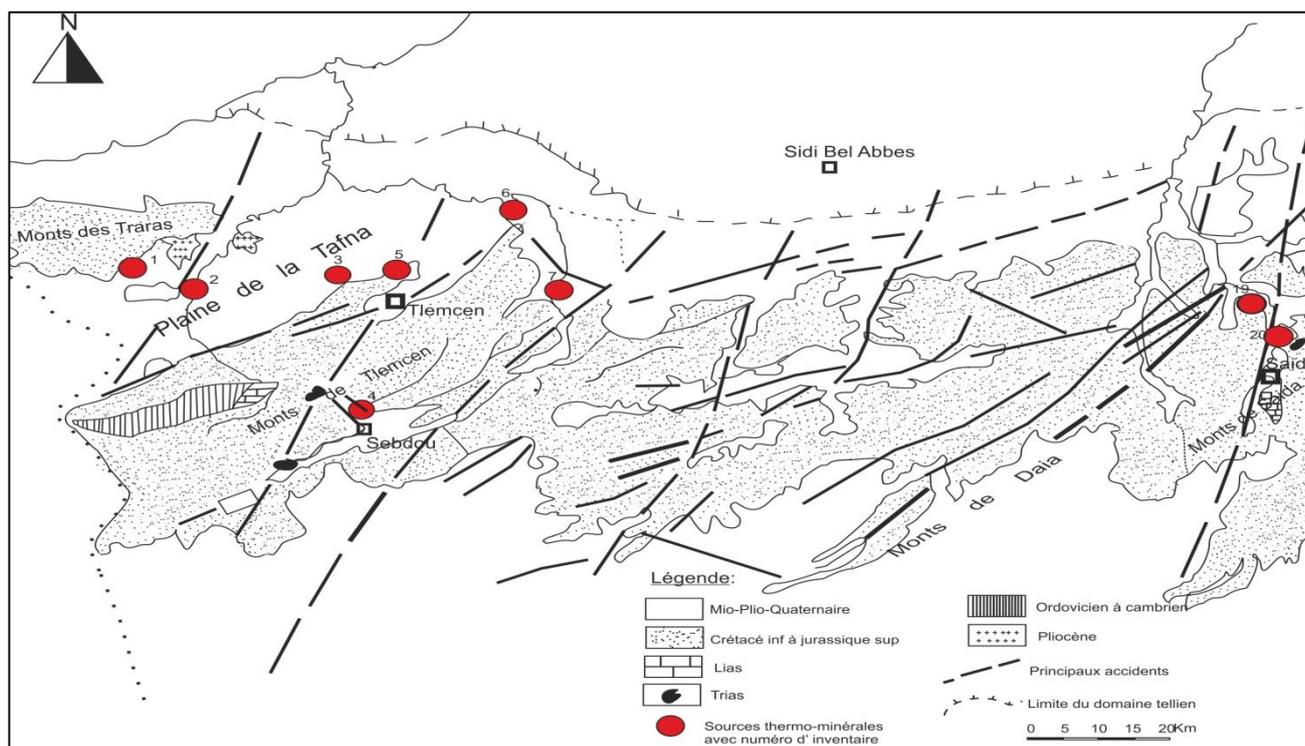


Fig. n°17 : Situation géologique des sources thermo-minérales liées à la méséta oranaise
(In Issaadi, 1992)

1.1.3. Sources des Monts de Tlemcen:

1.1.3.1. Hammam Chiguer (1) et Hammam Boughrara (2) :

Les stations Chiguer et Boughrara sont deux stations thermales parmi les plus connues dans la région de Tlemcen depuis plusieurs siècles, par leurs effets thérapeutiques dans le traitement de certaines infections de natures variées.

La station thermale de Chiguer est située à 4km au Nord de la ville de Maghnia, la température de l'eau est de 32°C (Fig. n°18). L'émergence des eaux thermo-minérales de Chiguer se fait sur une série de griffons : un griffon conduisant l'eau à l'ancien moulin et tombant en cascade dans l'oued Mouillah et les autres griffons alimentant la piscine.

La station thermale de Boughrara se trouve à 10km à l'Est de la ville de Maghnia et à 50km au Nord-Ouest de la ville de Tlemcen (Fig. n°18). Parmi les caractéristiques principales des eaux thermales de ce Hammam, une température de 42°C et un débit de 1,5l/s.

La source chaude de Chiguer émerge dans une vaste plaine du Jurassique. Le bassin versant d'oued Mouillah est constitué par les calcaires qui longent l'oued Mouillah et se prolongent au Nord-Est des Monts de Trara et aux piémonts de Tlemcen, par les terres alluvions constituées principalement de calcaire recouvrant les basses terrasses et les lits des oueds et marnes du Miocène, localisés au Nord de la plaine de Maghnia.

Le Hammam Boughrara fait partie du bassin de la moyenne Tafna. Dans cette région, les principaux affleurements sont d'âge Miocène et Pliocène. Ces formations dessinent un pli synclinal, dont les flancs laissent apparaître les grès du Jurassique supérieur (Lusitanien) (Fig. n°19 et n°20).

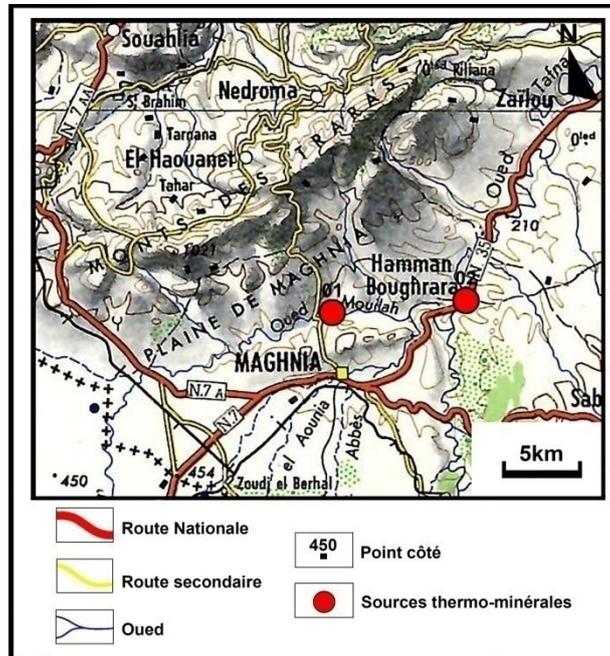


Fig. n°18: Carte de situation géographique de Hammam Chiguer et Hammam Boughrara
 Source : Extrait des cartes topographiques de Tlemcen (1/500000)

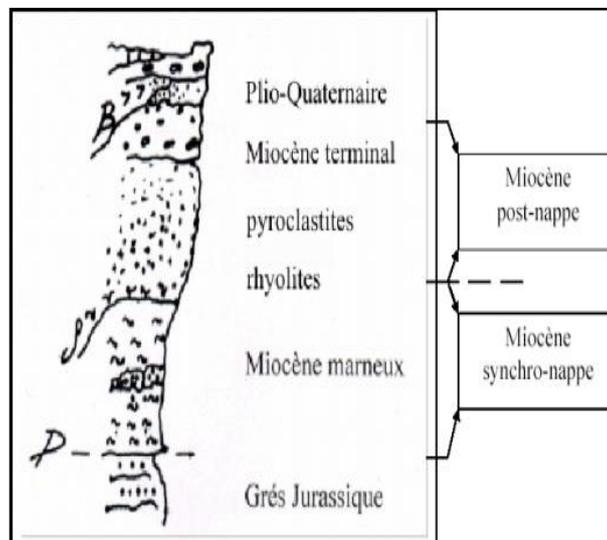


Fig. n°19: Succession lithologique sommaire dans le secteur de Hammam Boughrara

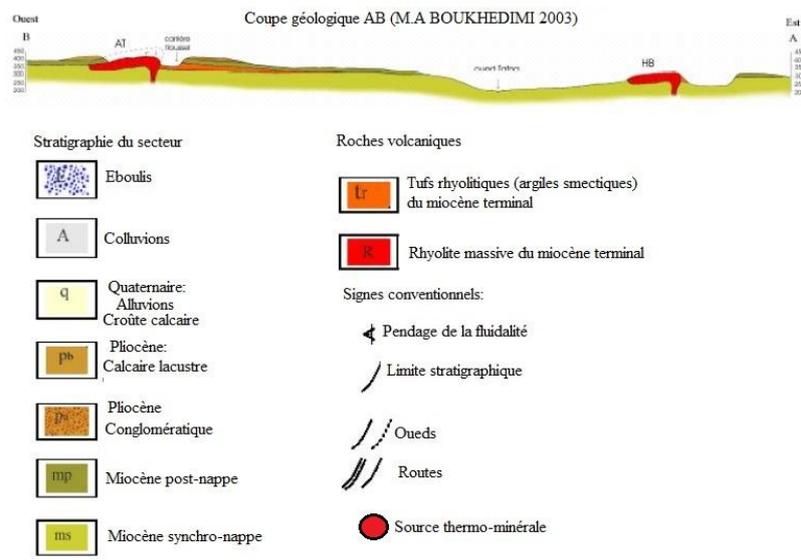
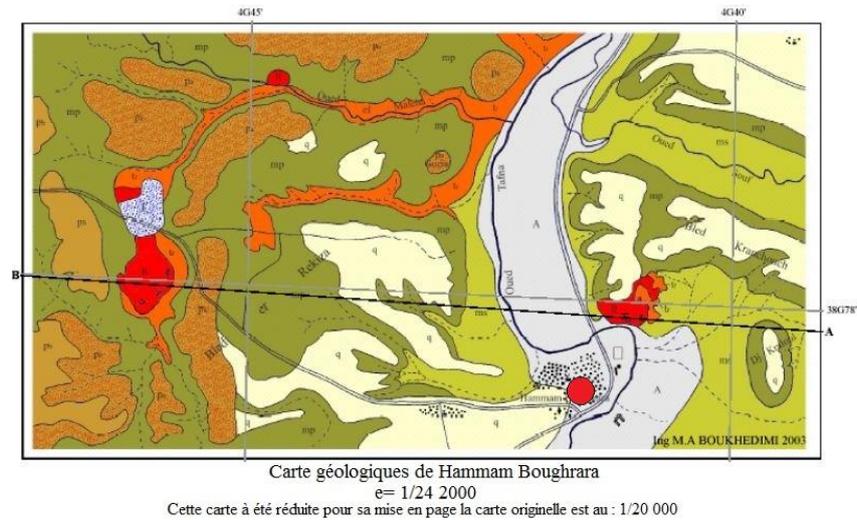


Fig. n°20: Carte et coupe géologiques de Hammam Bouhrara (1/200000)
 (In Boukhedimi, 2003)

Les dômes rhyolitique de Hammam Bouhrara sont les plus anciens témoins du volcanisme en Oranie. Les terrains rhyolitique bentonitisés, sont à relier à un hydrothermalisme (Boukhedimi, 2009).

1.1.3.2. Ain El Hammam (4) :

La source Ain El Hammam se situe sur la rive gauche de l'oued Tafna à 400m environ de la route de Seb dou (Fig. n°21). Elle émerge à la faveur d'une faille de direction NNE-SSW, son débit est de l'ordre de 10 l/s et sa température de 26°C. Cette source n'appartient pas à la zone d'étude en raison d'éloignement de la mer.

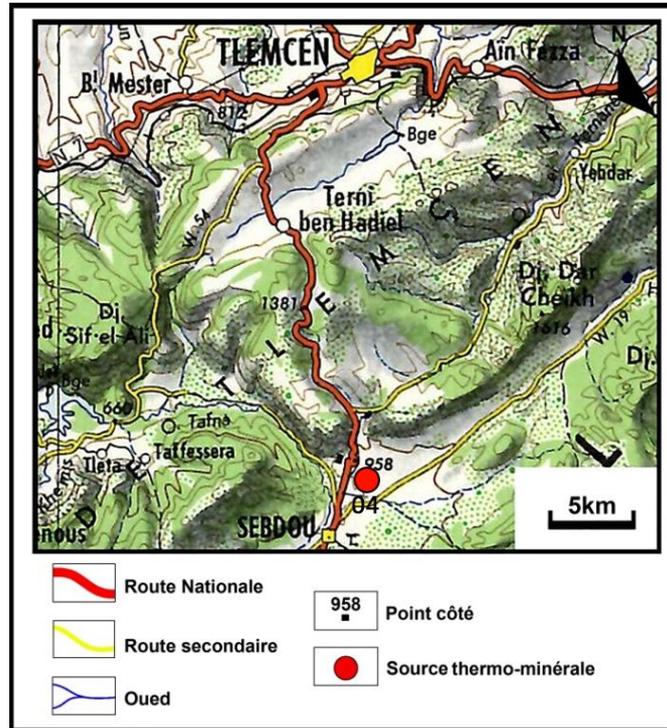


Fig. n°21: Carte de situation géographique de Hammam Ain Al Hammam
Source : Extrait de la carte topographique de Tlemcen au 1/500000

1.1.3.3. Ain Tahamamite (5) :

La source thermale appelée aussi Tihmamite, se situe à Ouazidane (village de Chetouane) près de l'oued Messaoud, non loin de Hennaya à 8km au Nord-Ouest de Tlemcen (Fig. n°22). Elle émerge au pied des roches de type Seffah à la faveur d'une faille de direction NNE-SSW. Sa température est de 32°C pour un débit de l'ordre de 2l/s.

1.1.3.4. Hammam Sidi Abdelli (6) :

La source est située à 25km de la ville de Tlemcen et à 8km du village Bensekrane sur la région de Sidi Abdelli (Fig. n°23). Sa température est de 34°C.

De nombreuses émergences d'eaux chaudes accompagnées de dégagements gazeux alimentent les deux piscines du Hammam. Cette source fait partie des sources carbogazeuses du littoral oranais.

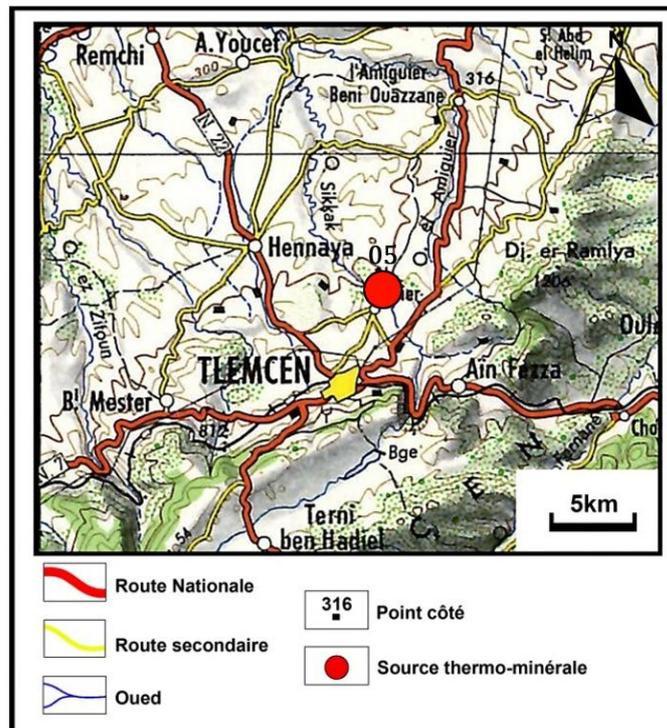


Fig. n°22: Carte de situation géographique de Hammam Ain Tahamamite
 Source : Extrait de la carte topographique de Tlemcen au 1/500000

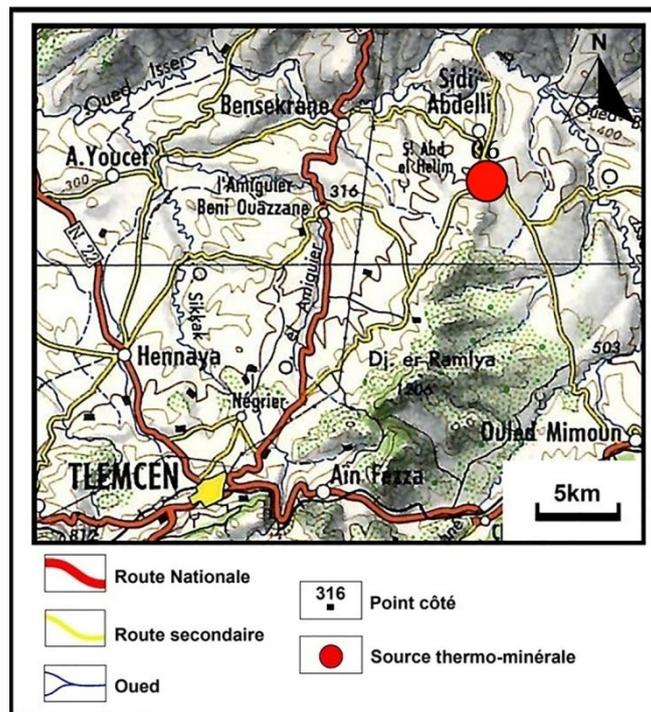


Fig. n°23: Carte de situation géographique de Hammam Sidi Abdelli
 Source : Extrait de la carte topographique de Tlemcen au 1/500000

1.1.4. Sources des Monts de Saïda :

1.1.4.1. Hammam Rabi (20) et Sidi Aïssa (19) :

La source de Hammam Rabi est une source thermo-minérale dont l'eau est caractérisée par une température élevée (plus de 42°C). Elle est située à 11km environ au Nord de Saïda sur la nationale 6 (RN6) Saïda-Mascara (Fig. n°24).

La source thermo-minérale de Sidi Aïssa est située non loin de la source de Hammam Rabi, à quelques kilomètres au Nord-Ouest. Ces eaux sont semblables aux eaux de Hammam Rabi et elles auraient la même origine (Fig. n°24). Ces deux sources thermo-minérales ne font pas partie du littoral oranais.

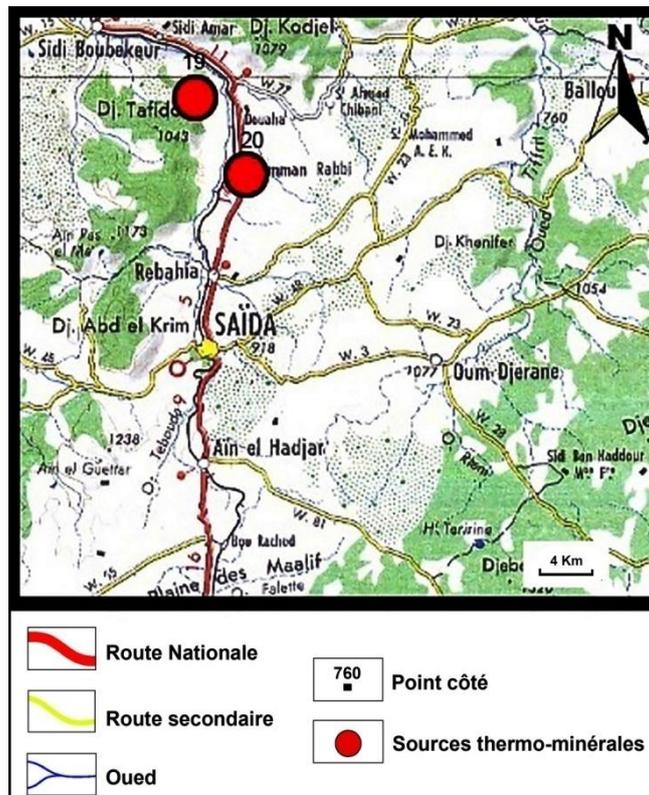


Fig. n°24: Carte de Situation géographique de Hammam Rabi
Source : Extrait de la carte topographique de Mascara au 1/500000, N°31

La source de Hammam Rabi émerge des marnes du Callovo-Oxfordien à la faveur de profondes cassures qui relèvent le paysage probable d'une faille. La source jaillit à une altitude de 700m environ. Il s'agit d'une émergence chargée en minéraux, provenant d'une profondeur de plusieurs centaines de mètres de la nappe du Lias.

Au niveau du secteur des « Eaux chaudes », la nappe du Lias butte contre les formations imperméables du Callovien-Oxfordien de la partie Nord du fossé d'effondrement

de Saida, et remonteraient en surface grâce à un jeu de faille, donnant ainsi naissance aux sources de Hammam Rabi, Sidi Aissa, Kerkeb.

La source de Hammam Rabi est un apport de la nappe inférieure (aquifère dolomitique) vers la nappe supérieure libre. Ces circulations se font, comme on l'a vu ci-dessus (Fig. n°25), à la faveur de failles, jouant le rôle de drain suivant l'importance de leur rejet. D'autres sources jalonnent ces failles, principalement le long du lit de l'oued Saida et à l'Est de Hammam Rabi.

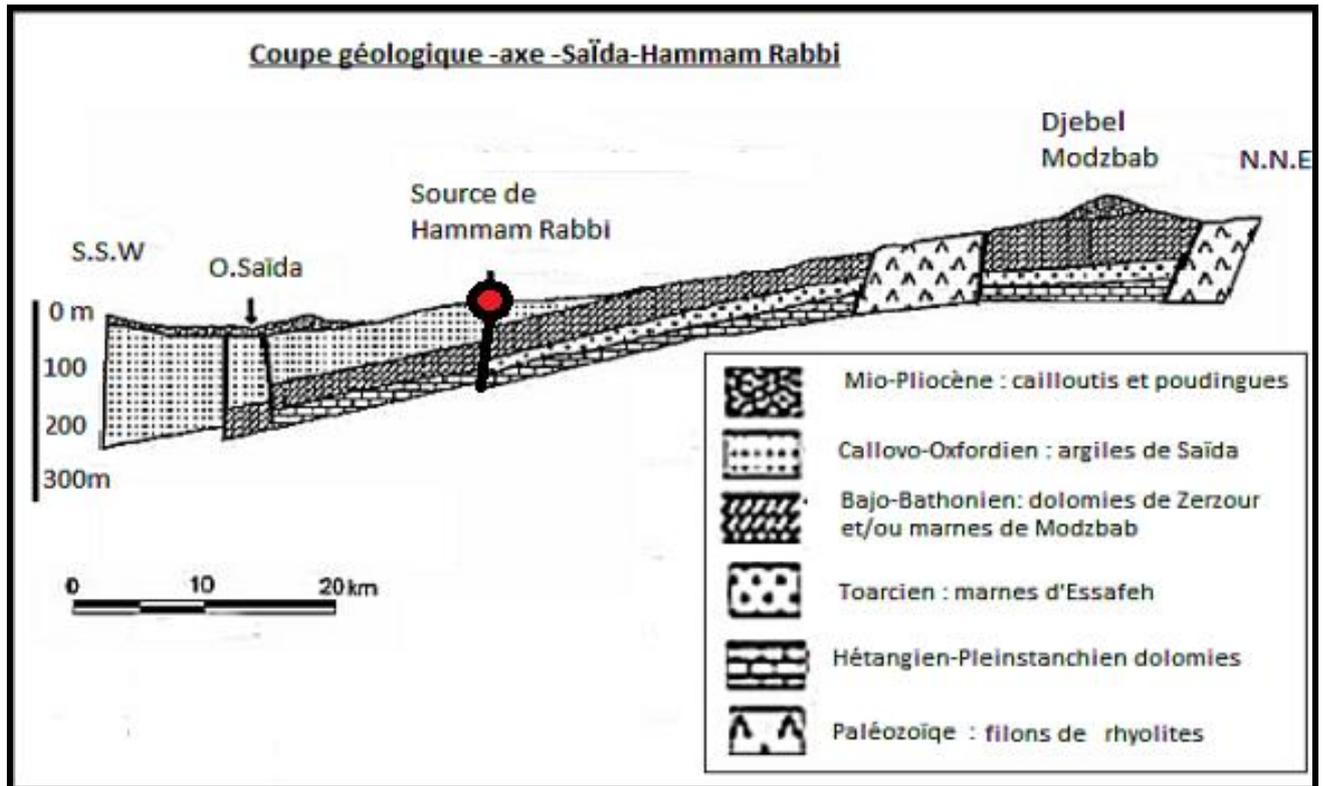


Fig. n°25: Coupe géologique-axe-Saïda-Hammam Rabi (G. Pitaud, 1973)

1.2. Oranie occidentale et les régions voisines :

Dans l’Oranie, seul le domaine externe de l’orogénèse Alpine est représenté. Les massifs littoraux constituent un élément de cette orogénèse Alpine Nord Maghrébine (Maghrébides). Ils sont séparés des Monts de Tessala et des Béni Chougrane, domaine des nappes telliennes, par les bassins de la M’léta et de la Habra. Ces derniers forment un sillon qui s’allonge suivant une direction WSW-ESE. Les séries autochtones de la partie septentrionale rigide de la méséta oranaise se prolongent vers le Nord sous les séries telliennes, tertiaires et quaternaires (Fig. n°26).

De nombreux travaux effectués sur ce secteur, en particulier par F. Doumergue (1908), Tinthoin (1948), A. Perrodon (1957), A. Gourinard (1958), B. Fenet (1975), G. Thomas (1985), ont permis de distinguer deux grands ensembles structuraux, dont le premier est anté à synchro-nappe et le second est post-nappe (Fig. n° 27).

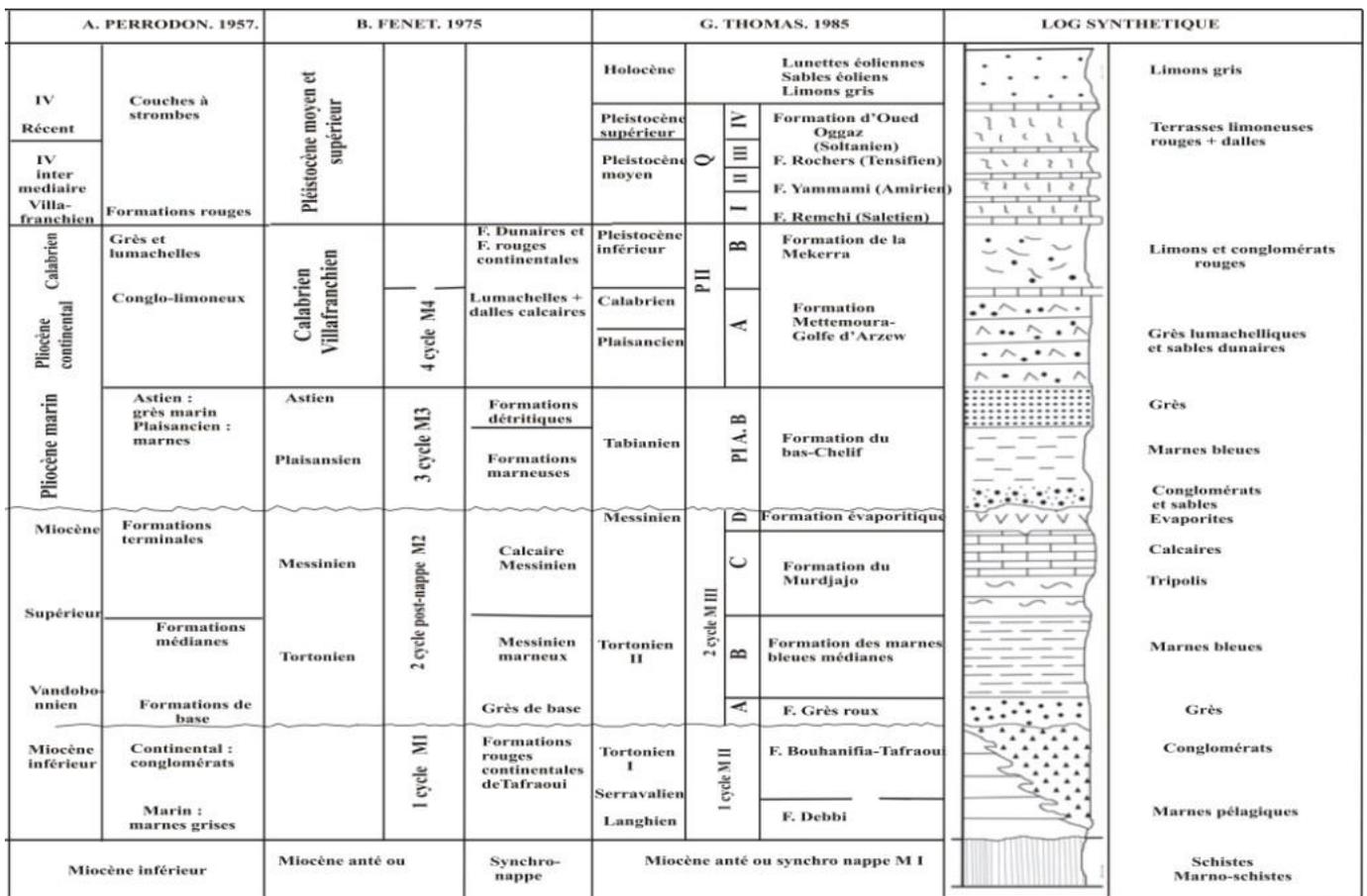


Fig. n° 26 : Log géologique synthétique de la région d’Oran (Hassani M.I., 1987)

- Le substratum anté à synchro nappe :

Dans les massifs littoraux d'Oran, les formations du substratum forment l'autochtone relatif (B. Fenet, 1975) ou autochtone anté-nappe (G. Thomas, 1985). Ce substratum affleure dans le Djebel Murdjadjo, le Djebel Khar (Montagne des Lions) et dans les Monts d'Arzew, représentés par des massifs schisteux, autochtones, d'âge permo-triasique, jurassique et crétacé, fortement affectés par l'orogénèse alpine.

- Le remplissage (couverture) post-nappe :

Tandis que les unités telliennes achèvent de se mettre en place dans le bassin synchro-nappes sud tellien dans lequel la sédimentation marine se poursuit encore un certain temps, plus au Nord s'amorce un nouveau cycle sédimentaire. Il s'installe pendant que naissent et se développent des mouvements épirogéniques qui découpent les régions littorales en zones ascendantes ou subsidences (Y. Gourinard, 1957) : horsts et fossés du littoral.

Ces phénomènes épirogéniques se poursuivent pendant toute la fin du Néogène puis le Quaternaire et c'est sur une morphologie réglée presque exclusivement par les mouvements ascendants et descendants que vont succéder quatre cycles marins d'importance inégale, entrecoupés de périodes d'érosion. Ce sont :

- Le premier cycle miocène post-nappes (M1) :

Il début par des formations continentales non datées qui se déposent immédiatement après la mise en place des nappes sur les massifs littoraux (B. Fenet, 1975). Les dépôts continentaux sont constitués d'alternance de conglomérats et de marnes parfois gypseuses, bien développés sur les côtes. L'âge de ces formations du M1 est compris entre la transgression messinienne (P. Guardia et J. Magné, 1971) et la mise en place des nappes, il s'agit pour partie du Tortonien.

- Le deuxième cycle miocène post-nappes (M2) :

Il débute généralement dans le bassin du Chélif par une importante série détritique grés-sableuse. Il est constitué aussi par ;

- des formations médianes constituées de marnes bleues.
- des formations terminales, constituées par une série de tripolis et la série des gypses.

- Le troisième cycle post-nappes –pliocène- (P1) :

Dans le bassin du Bas Chélif, le Pliocène est représenté par la succession classique des marnes bleutées "plaisanciennes" et des grés marins "astiens" puis continentaux.

- Le quatrième cycle post nappes (Calabrien) :

Ce cycle, d'abord lumachellique ou conglomératique, passe progressivement à des grès dunaires et représente le dernier épisode marin de quelque importance sur le littoral.

1.2.1. Lithostratigraphie:

Du point de vue lithostratigraphique, nous distinguons du Nord au Sud les formations liées aux massifs littoraux, aux plaines et aux domaines telliens.

Au niveau des massifs littoraux, les terrains anté-triasiques sont constitués par les formations permo-carbonifères. Le Djebel Khar est essentiellement formé d'une épaisse série schisteuse très redressé où B. Fenet (1975), distingue trois termes (Fig. n°28):

- à la base, des séquences gréseuses, sombres, séparées par les pélites charbonneuses et des conglomérats.
- des pélites schisteuses en alternance avec des grès grossiers et des bancs lenticulaires de conglomérats à galets, à quartz ou de phtanites.
- une épaisse formation de pélites rouges à rares bancs de grès.

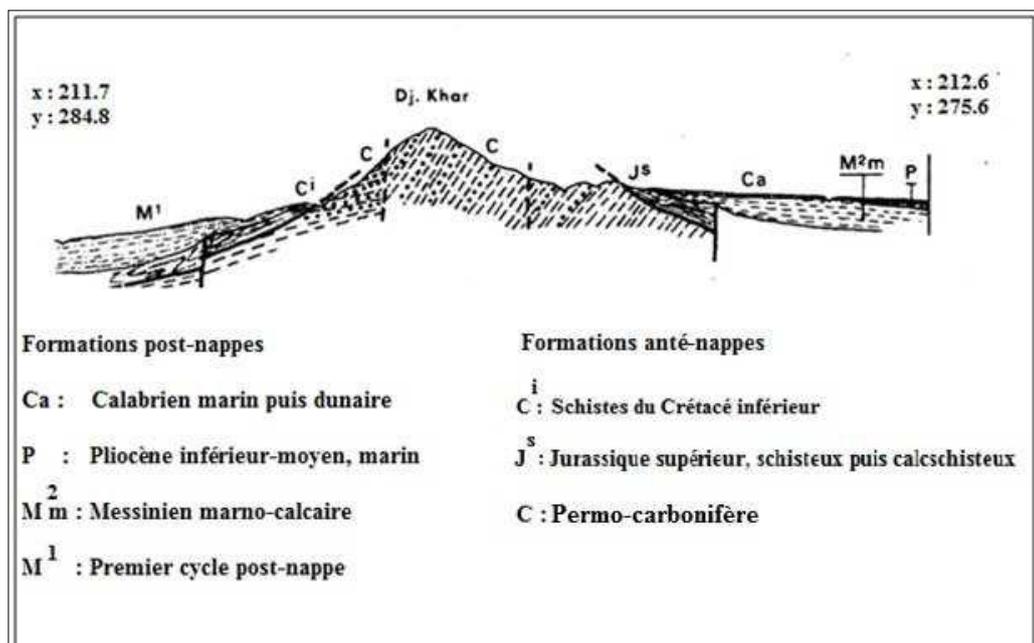


Fig. n°28: Coupe géologique illustrant les formations anté et post-nappes autour du Djebel Khar (B. Fenet, 1975)

Dans le massif de l'oued Madagh, les schistes graphiteux noirs à lentilles de conglomérats sont attribués aux formations Permo-Carbonatées.

Les plaines sont occupées par d'épaisses séries de schistes Mio-Plio-Quaternaire qui varient entre 2800m sur les aires marginales et 5200m dans les aires centrales des bassins (A. Perrodon, 1957).

Les Monts de Tessala et des Béni Chougrane comportent une superposition d'unités jalonnées de Trias gypso-salin. Elles correspondent aux nappes telliennes les plus occidentales de l'Algérie. Dans les Tessala, Fenet (1975) distingue les unités suivantes (de bas en haut) :

- L'unité Albo-Cénomanienne
- L'unité Chaoula
- L'unité Sénonienne
- L'unité Oligo-Miocène

1.2.2. Aperçu structural

Du point de vue tectonique, on distingue :

- des accidents transverses qui découpent tous ces ensembles, au nombre de quatre:
 - A l'Ouest, la transversale de la Tafna orientée NNE-SSW limite à l'Est les Traras des zones subsidentes de la Tafna. Cet accident majeur est jalonné par une série de pointement volcanique.
 - Un deuxième accident apparait nettement dans la partie centrale de la plaine de la M'léta. Il passe par le diapir triasique d'Arbal et se poursuit vers le Nord en direction de la source thermale d'Ain Franin.
 - Un troisième accident longe la vallée de l'oued el Hammam, se traduit par un système de failles et de cassures qui provoquent la remontée d'ensemble du substratum. Il se poursuit vers le Nord marqué par le tracé rectiligne de la côte.
 - Enfin, un quatrième accident Saida-Relizene limite à l'Ouest le prolongement du massif du Dahra.
- un deuxième système d'accidents globalement orientés NE-SW marquent au Nord et au Sud les limites de plaines.
- un troisième système d'accidents mis en évidence par les travaux relativement récents de néotectonique montre une orientation générale W-E.

Les massifs littoraux sont aussi marqués par la présence d'un substratum rigide engendrant une tectonique cassante caractérisée par des mouvements verticaux. Le plateau de Mostaganem est limité par une flexure méridionale à travers laquelle jaillit le diapir de Nouissy les bains et une trainée de roches basaltiques.

Les sources thermo-minérales de l'Oranie occidentale apparaissent (Fig. n°29 et n°30) le long de la côte liée aux massifs littoraux, et dans les plaines.

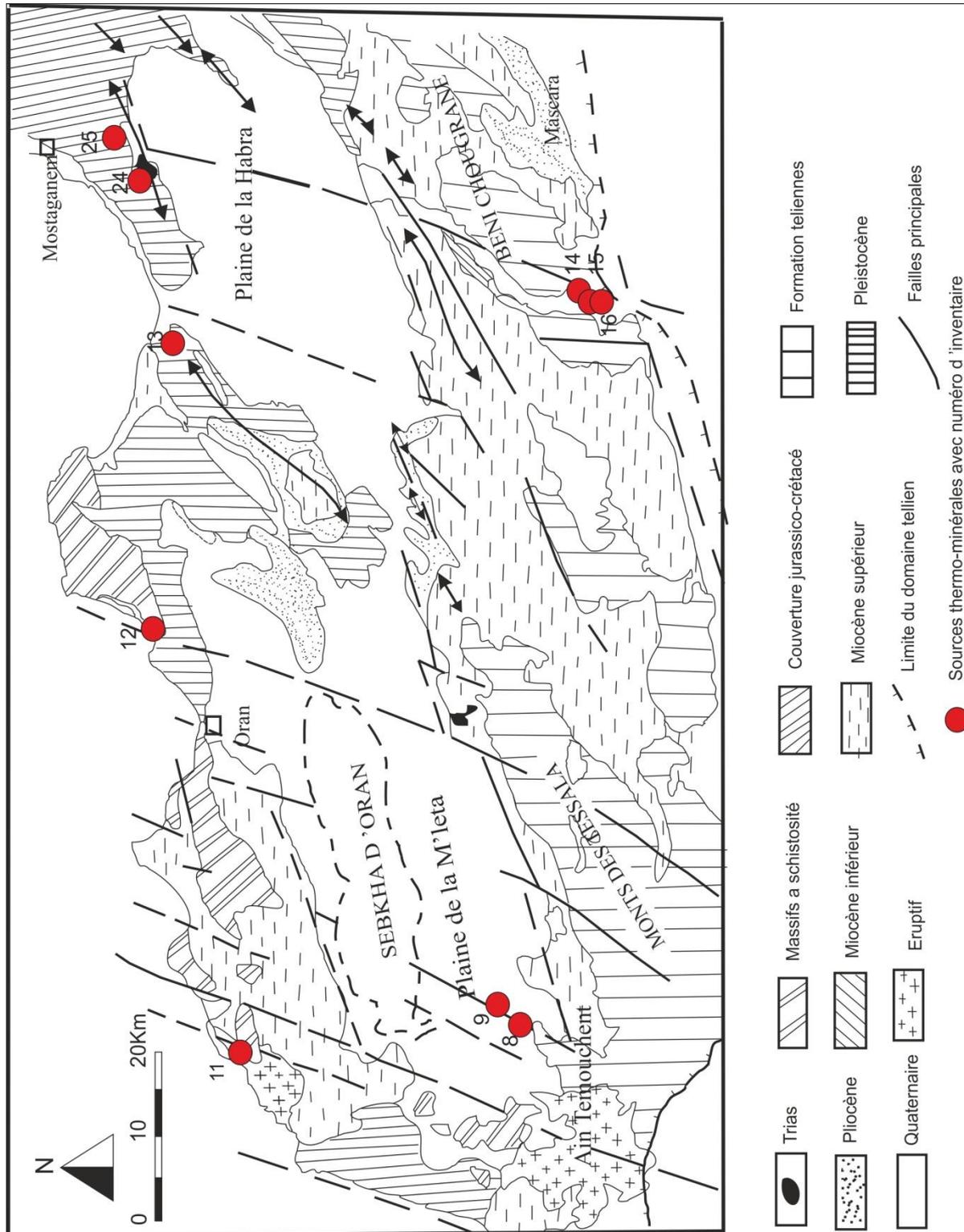


Fig. n°29: Situation géologique des sources thermo-minérales de l'Oranie occidentale (In Issaadi, 1992)

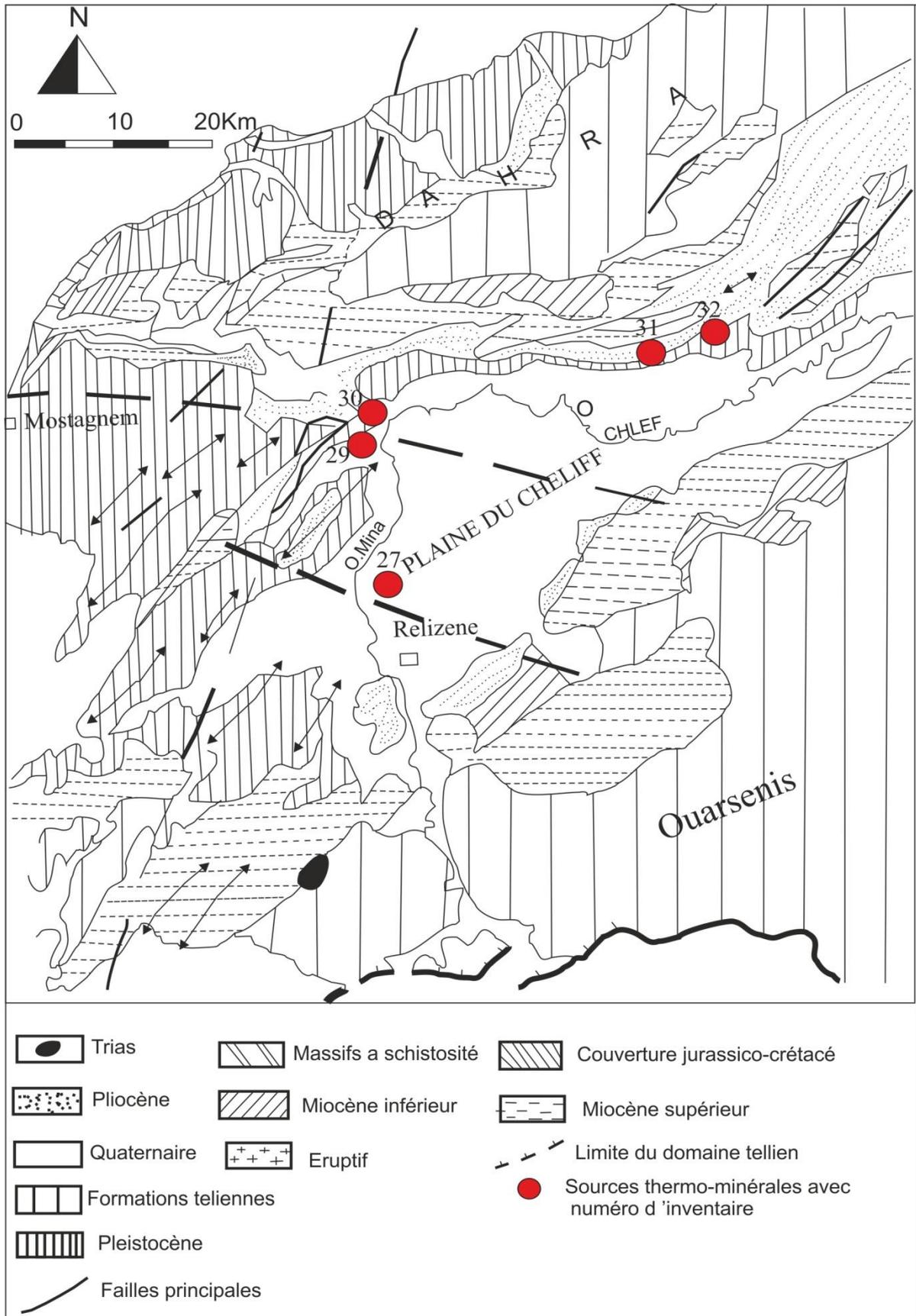


Fig. n°30: Situation géologique des sources thermo-minérales des secteurs orientaux
(In Issaadi, 1992)

1.2.3. Sources liées aux massifs littoraux :

1.2.3.1. Ain Madagh (11) :

La source chaude d'Ain Madagh se trouve à l'Ouest de la ville d'Oran (Fig. n°31), au Nord de l'oued Madagh qui draine les pentes du Djebel Taroneit. Selon A. Issaadi (1992), les eaux d'Ain Madagh émergent directement au niveau des dolomies, avec une température de 24°C (Fig. n°32).

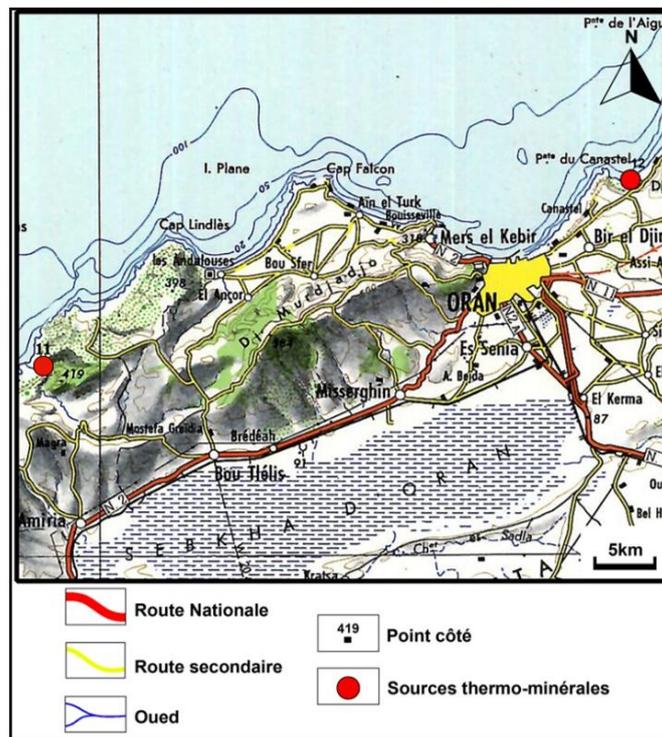


Fig. n°31: Carte de situation géographique des sources thermo-minérales liées aux massifs littoraux.
 Source : Extrait de la carte topographique Oran au 1/500 000

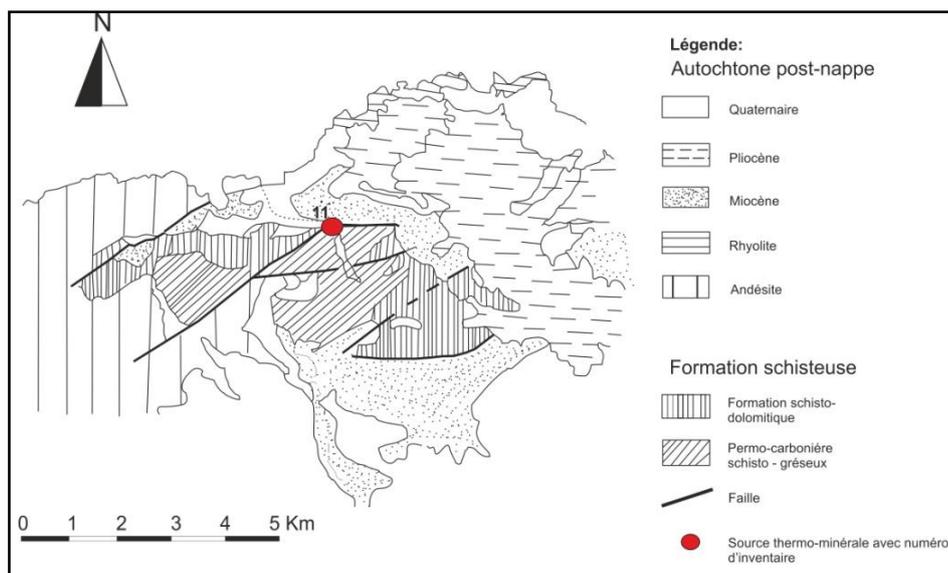


Fig. n°32: Situation géologique de la source d'Ain Madagh.
 (Travaux Doumergue (1908), Fenet (1975))

1.1.3.2. Ain Franin (12) :

La source d'Ain Franin connue auparavant sous le nom de Yepserra, émerge au pied d'une falaise affaissée à une vingtaine de mètres au dessus du littoral (Fig. n°31), à l'E.S.E de la pointe de Canastel, au Nord de la commune de Bir El Djir, sur le revers septentrional du Djebel Khar (Montagne des Lions).

La source sort à la faveur d'une faille Nord-Sud limitant le contact de gypses réputés triasiques avec les marnes du Miocène (Fig. n°33 et n°34). La température de l'eau est de 35°C.

Les eaux d'Ain Franin sont plus spectaculaires à cause des dégagements gazeux abondants et des dépôts rougeâtres qui tapissent le captage (Issaadi, 1992).

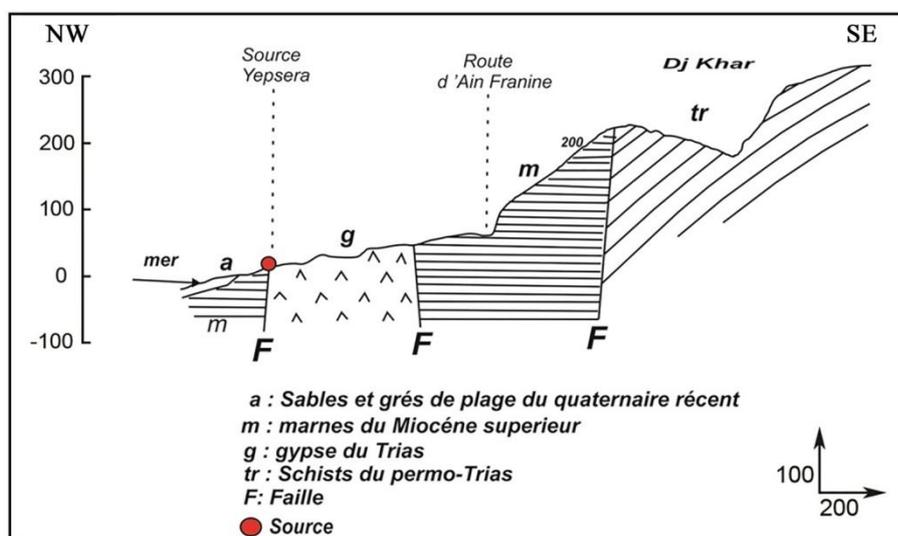


Fig. n°33: Coupe géologique d'Ain Franin (A. Demena, 1956)

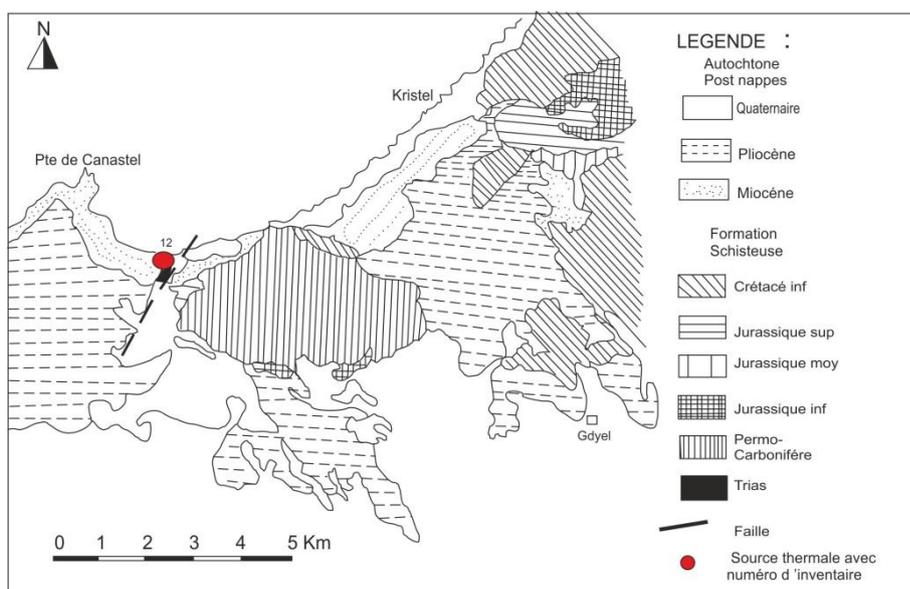


Fig. n°34: Situation géologique de la source d'Ain Franin (Travaux Doumergue (1908), Fenet (1975))

1.2.3.3. Autres sources :

Parmi les autres émergences liées aux massifs littoraux, peu de renseignements sont disponibles, nous citons deux sources thermales :

- Source des Bains de la Reine :

Elle a disparu sous le béton de Mers El Kebir. Les eaux des Bains de la Reine émergeait d'un banc de quartzite intercalé dans les dolomies et se déversait directement en mer avec une température de 55C° (Laissoub, 1974).

- Source de Dadayoun (ou Dadayoub):

Il existe une série de griffons thermaux au point où la plage de Saint Roch vient butter sur les formations du Djebel Santon.

L'eau thermale sort des fissures de la roche et rejoint la mer tout près à travers un cordon de sable mélangé à des galets. La source thermale apparait dans les dolomies jurassiques en contact anormal orienté NNE-SSW avec les formations du Crétacé (Laissoub, 1974).

1.2.4. Sources liées aux plaines :

1.2.4.1. Hammam Bouhadjar (8) et Sidi Ayd (9):

Hammam Bouhadjar constitue l'un des plus importants complexes thermaux de l'Ouest algérien. Il se situe à 50km à l'Ouest d'Oran et à 18km au Nord-Est d'Ain Témouchent (Fig. n°35). Les eaux de Hammam Bouhadjar ont une température qui dépasse 65°C. Les sources de Sidi Ayad présentent des débits appréciables, d'une température de 68°C.

Hammam Sidi Ayd fait partie de la zone thermale de Hammam Bouhadjar, qui sont les plus importants réservoirs géothermiques au Nord-Ouest algérien

Le thermalisme de Hammam Bouhadjar se manifeste par des sources localisées actuellement au niveau des fissures (Fig. n°36).

Au sud de Hammam Bouhadjar, d'importants dépôts de travertins affleurent sous forme de murailles, de direction généralement Nord 175. L'axe présente une fissure large de 10cm à partir de laquelle émergent les eaux thermales. Ces travertins ont été déposés par les sources thermo-minérales en liaison avec les fractures et les failles affectant la région (Craag, 2005).

Autour de la station thermale, les murailles de travertins dessinent une sorte de «Fer à cheval», long de 800m sur 6 à 10m d'épaisseur. Au Nord, les deux terminaisons sont

surélevées et peuvent atteindre 15m, tandis qu'au sud, le relief diminue pour donner un plateau travertineux occupant une superficie dépassant 1km².

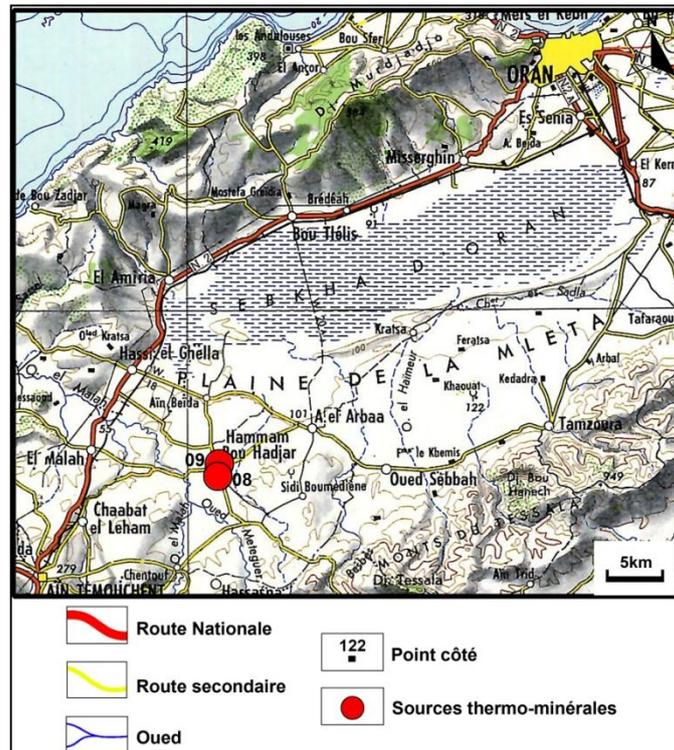


Fig. n°35: Carte de situation des sources thermo-minérales de la région de Hammam Bouhadjar
 Source : Extrait de la carte topographique Oran au 1/500 000

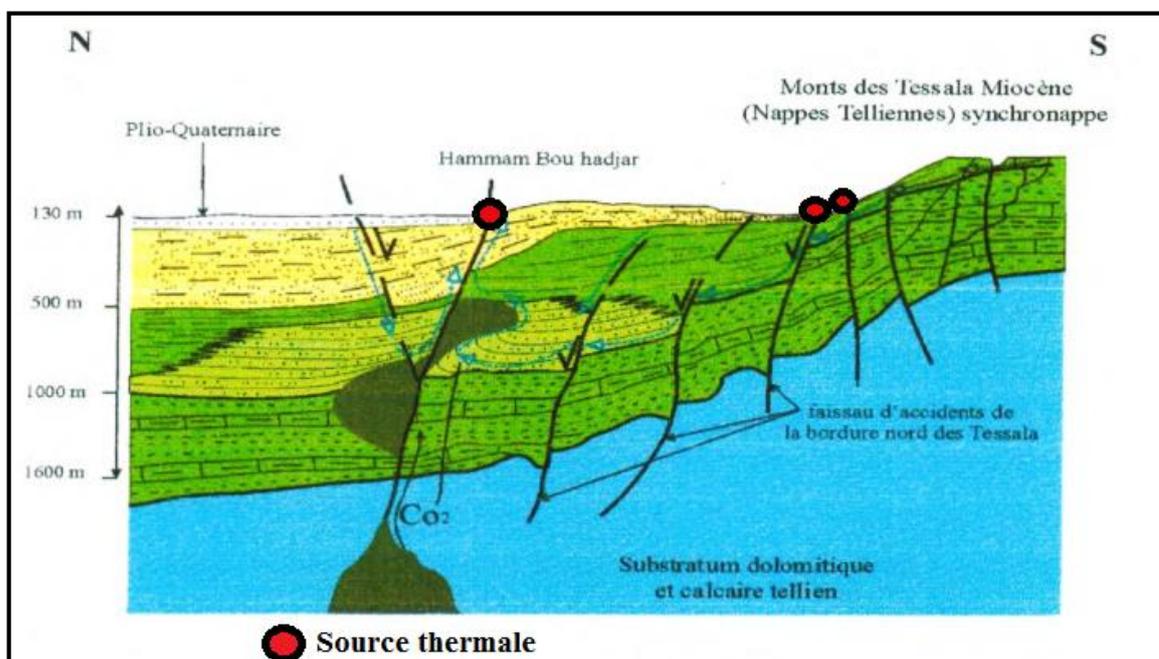


Fig. n°36: Coupe schématisant les conditions d'alimentation des sources thermales de Hammam Bouhadjar (Craag, 2005)

A l'Est du «Fer à cheval», une autre muraille de moindre importance se présente parallèlement à la première. Elle débute à une dizaine de mètres au Nord d'El-Hamda pour se continuer vers le Nord sur une longueur d'une centaine de mètres. L'axe de cette muraille présente une fissure de 8 à 10cm où les émergences sont absentes. Les sources de Sidi Ayad ne font pas partie du «Fer à cheval».

Au Sud de la station thermale, et plus précisément au niveau de Sidi-Ayad, une troisième muraille s'allonge vers le Nord sur une longueur de 350m. Elle présente une fissure de 10cm laissant apparaître des émergences d'eau chaude.

Cet ensemble travertineux apparaît au milieu des alluviaux quaternaires et des sables, et grès rouges du Pliocène continentales (Fig. n°37).

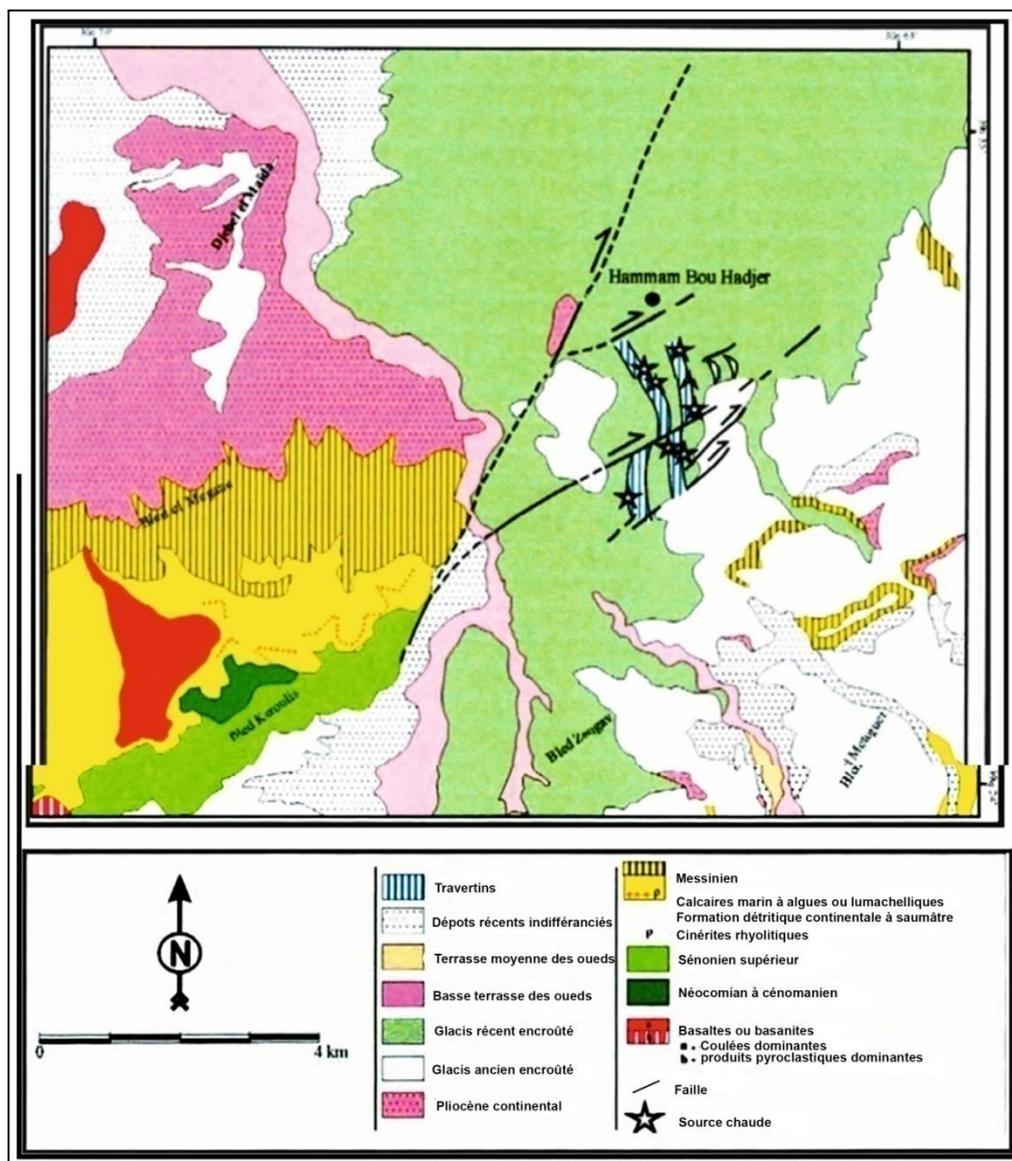


Fig. n°37: Carte géologique de la région de Hammam Bouhadjar (D'après la carte géologique d'Ain Témouchent, 1987, modifiée et complétée par des observations sur le terrain (Craig, 2005))

1.2.4.2. Ain Sellama (13) :

La source d'Ain Sellama est localisée à 42km à l'Est de la ville d'Oran (Fig. n°38), près de Mers el Hadjaj. Les eaux sortent du Miocène, avec une température de 24°C.

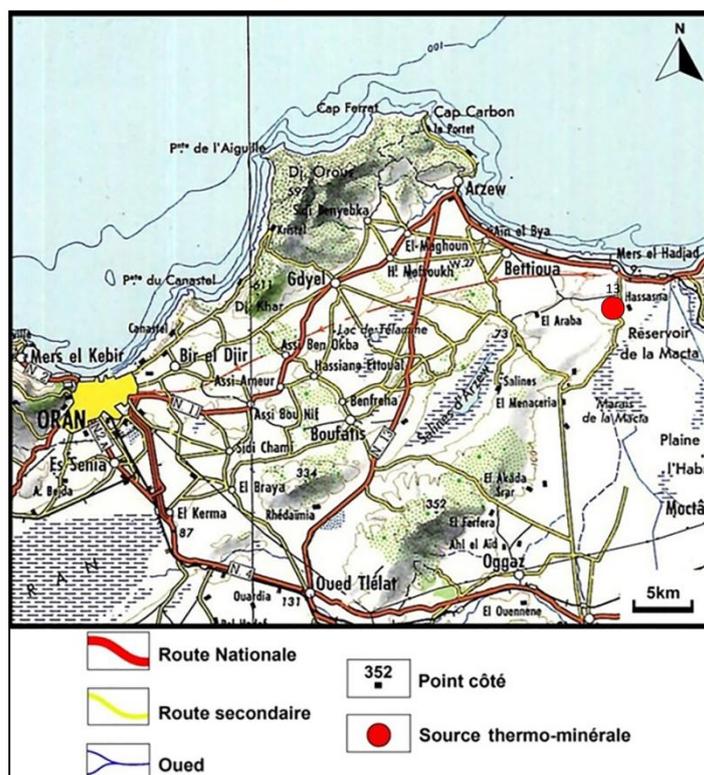


Fig. n°38: Carte de situation géographique de la source thermo-minérale d'Ain Sellama
Source: Extrait de la carte topographique d'Oran au 1/500 000

1.2.4.3. Hammam Bouhnifia (14, 15, 16, 17, 18)

Hammam Bouhnifia constitue l'une des plus anciennes et des plus importantes stations thermales de l'Ouest algérien. Il est situé à 20km au Sud-Ouest de Mascara et à 67km au Sud d'Oran (Fig. n°39). La station thermale de Hammam Bouhnifia est localisée sur la rive droite de l'oued Hammam, au pied du flanc Ouest du Djebel Mamât à 230m d'altitude.

Les eaux thermales sortent sur la bordure sud des formations telliennes à travers les travertins, les marnes et les calcaires à silex de l'Eocène inférieur (Issaadi, 1992).

Du point de vue géologique, Dalloni (1925) explique la formation des émergences thermales par un affaissement qui a créé la dépression qui sépare la zone bouleversée du Tell des montagnes jurassiques du massif de Saida. Elle a été occupée par un grand lac vers la fin du Pliocène.

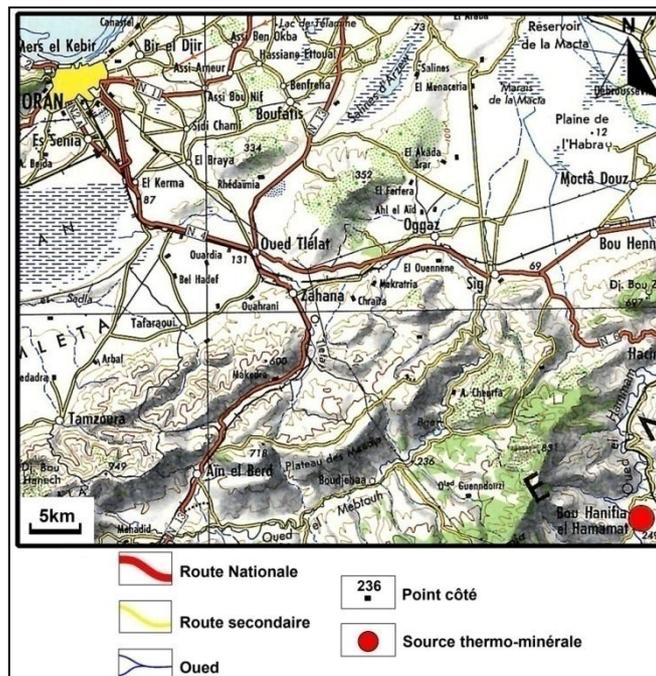


Fig. n°39: Carte de situation géographique des sources thermo-minérales de Hammam Bouhnifia
 Source: Extrait de la carte topographique d'Oran au 1/500000

Les calcaires déposés dans le fond de cette cuvette ont été redressés jusqu'à la verticale par une accentuation posthume du même effondrement. C'est également une fracture d'âge quaternaire qui donne lieu aux sources de Bouhnifia. Ces sources apparaissent en plusieurs griffons sur la rive droite de l'oued el Hammam. Elles ont formé une masse considérable de travertins qui masquent généralement les marnes bleuâtres et calcaires à silex de l'éocène inférieur à travers lesquels les eaux thermo-minérales montent.

Selon S. Guigue (1940), l'accident géologique qui donne naissance aux sources aurait pour rôle de faire remonter rapidement à la surface du sol, avec une température résiduelle importante, des eaux originellement chargées de CO₂ atmosphérique, qui auraient emprunté leurs éléments minéraux (carbonates terreux et chlorures alcaliques) aux terrains dans lesquels elles circulent.

Les sources thermales de Bouhnifia sortent le long d'une faille orientée SE-NW, depuis le village même de Bouhnifia jusqu'au lieu dit «grotte au pigeon» située à 6km. Cette faille traverse verticalement les assises très épaisses de la marne bleue éocène que l'on considère comme le véritable terrain d'émergence des sources. Elle s'est produite lors de l'effondrement qui donna lieu à la formation de la plaine de Ghris.

1.2.4.3.1. Les principales sources et leur situation:

Les eaux de Bouhnifia se répartissent en trois groupes bien distincts (Fig. n°40):

- Groupe des sources supérieures :

Il comprend les sources n°1, 3, 4 (ou du palmier). Ces sources jaillissent sur un plateau situé au Nord-Est du village. Ce sont des eaux hyperthermales (65°C) modérément radioactives (0,2 à 6 millimicrocuries).

- Groupe des sources inférieures

Les nombreux griffons de ce groupe sont alignés au pied d'une falaise de travertin qui repose sur le lit épais des marnes éocènes. Cette falaise est assez éloignée de l'oued El-Hammam. Les sources situées au sud du pont se trouvent à une certaine distance de l'Oued El Hammam et hors d'atteinte des plus fortes crues, tandis qu'en aval du pont, les griffons se trouvent sur la berge qui, parfois sont submergés d'une composition chimique sensiblement identique à celle du groupe supérieur. Ces eaux s'en distinguent par une température moins élevée et par une radioactivité considérable

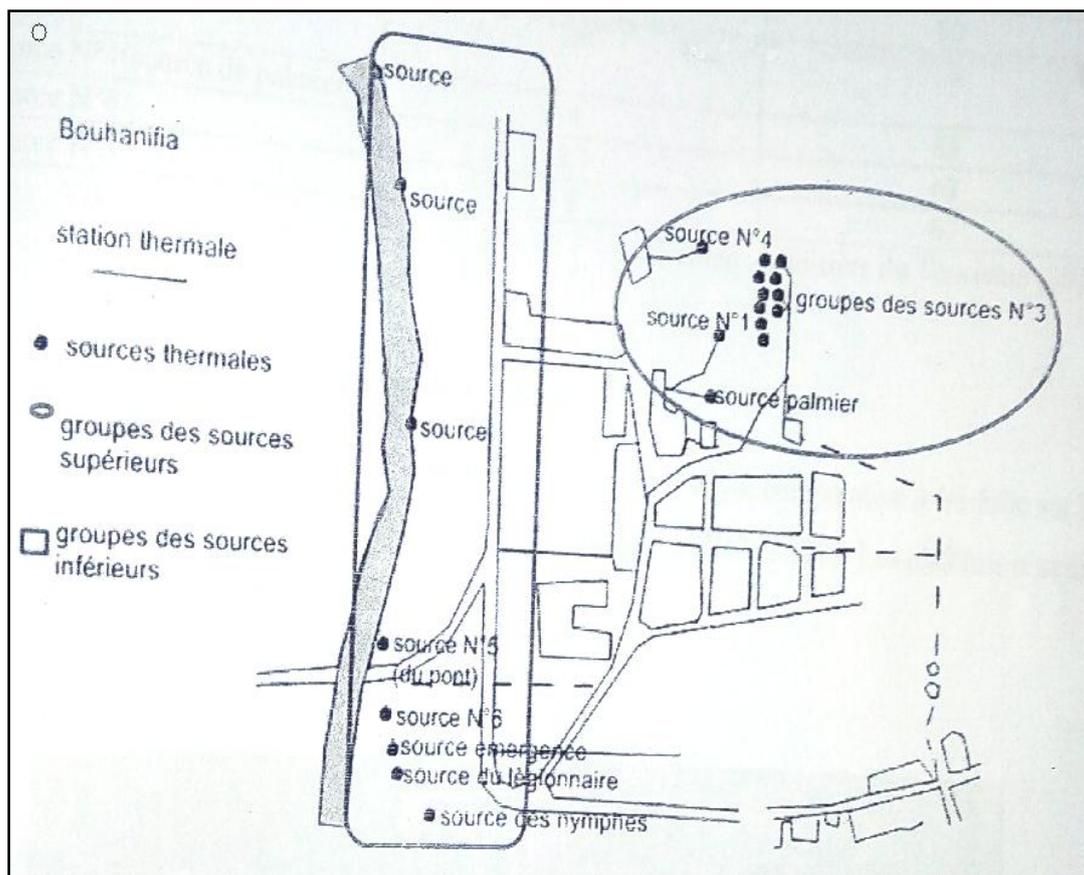


Fig. n°40: Localisation schématique des principales sources (M.T.A, 2010)

- Les sources de Sidi Abdallah: dites sources salées ou purgatives. D'un caractère tout différent, avec un débit peu considérable, une température de 20°C, une radioactivité notable, elles présentent surtout une forte minéralisation. Ses griffons jaillissent sur la rive gauche de l'Oued El-Hammam, à 500m au sud du village.

1.2.4.4. Ain Nouissy (24):

La source thermale est située à 16km au Sud-Ouest du plateau de Mostaganem dans la commune d'Ain Nouissy (Fig. n°41). Cette source est caractérisée par une température relativement élevée 40°C.

L'affleurement de gypses triasiques d'Ain Nouissy qui s'étend sur environ quatre kilomètres, est traversé par les roches volcaniques du djebel Chegga. Ces gypses triasiques renferment des blocs de roches cristallophylliennes, généralement peu volumineux, à côté des roches franchement éruptives. Le diapir est situé sur la transversale Nord 50°W.

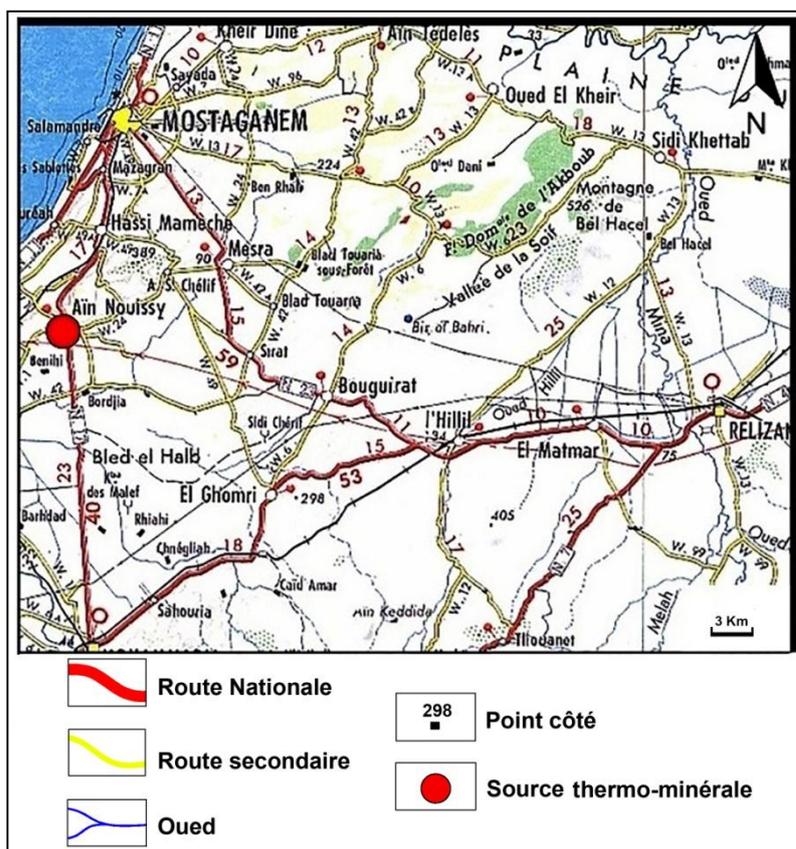


Fig. n°41: Carte de Situation géographique d'Ain Nouissy
 Source : Extrait de la carte topographique de Mascara au 1/500000

1.3. Moyen Chélif:

Le bassin du Chélif est un bassin subsident de type intra montagneux fonctionnant en graben le long de grandes flexures bordières (Perrodon, 1957).

La région du Moyen Chélif est située au Nord-Ouest de l'Algérie. Elle fait partie du bassin du Chélif, formée essentiellement par deux ensembles lithologiques :

- Les formations anténéogènes
- Les formations néogènes et quaternaire

1.3.1. Aperçu lithostratigraphique :

Du point de vue lithostratigraphique, selon les travaux de Maghraoui (1988) et Perrodon (1957) :

1.3.1.1. Les formations anténéogènes:

➤ Les terrains anciens autochtones :

Ils affleurent au niveau des bordures où ils se présentent le plus souvent en fenêtres tectoniques surmontées de terrains allochtones. De bas en haut, on distingue:

- Le Paléozoïque (Silurien et Permo-Trias) : il constitue l'essentiel du massif du Doui avec quelques apparitions au massif du Temoulga.

- Le Secondaire (Jurassique et Crétacé) : le Jurassique est présent dans les deux massifs précédents mais il est plus dominant au Doui.

- Le Tertiaire (Eocène) : le seul affleurement important se trouve au Sud du massif de Temoulga.

➤ Les terrains allochtones :

Il s'agit d'un empilement de nappes de charriage. On distingue trois grands ensembles : nappes A, nappes B et nappes C, elles mêmes subdivisées en sous unités.

- Les nappes A : Elles occupent les zones les plus externes au sud du bassin et constituent une partie des Monts de l'Ouarsenis. Le faciès est représenté par le Crétacé marno-gréseux et le Trias gypsifère.

- Les nappes B : Leur position est intermédiaire entre les zones internes et externes. Le faciès est essentiellement flyschoides à marneux, renfermant des blocs de quartzite et de calcaire. Ces terrains couvrent une grande surface de part et d'autre du bassin du Chélif.

- Les nappes C : Elles reposent sur tous les édifices des deux nappes antérieures. On les retrouve dans le Dahra au nord et à l'Ouarsenis occidental. Il s'agit de terrains Oligo-Miocène grésomiacés.

1.3.1.2. Les formations Néogènes et Quaternaires post-nappes (Fig. n°42):

Les terrains néogènes qui correspondent aux dépôts mio-plio-quaternaires post nappes reposent directement en discordance sur le substratum.

Ces dépôts, d'une épaisse série, sont essentiellement marins allant du Miocène inférieur au Pliocène inférieur et ont un caractère marneux dans les zones centrales subsidentes avec quelques dépôts détritiques en bordure.

La sédimentation continentale s'installe et fait suite à ces dépôts marins depuis le Pliocène supérieur au Quaternaire et continue à l'actuel.

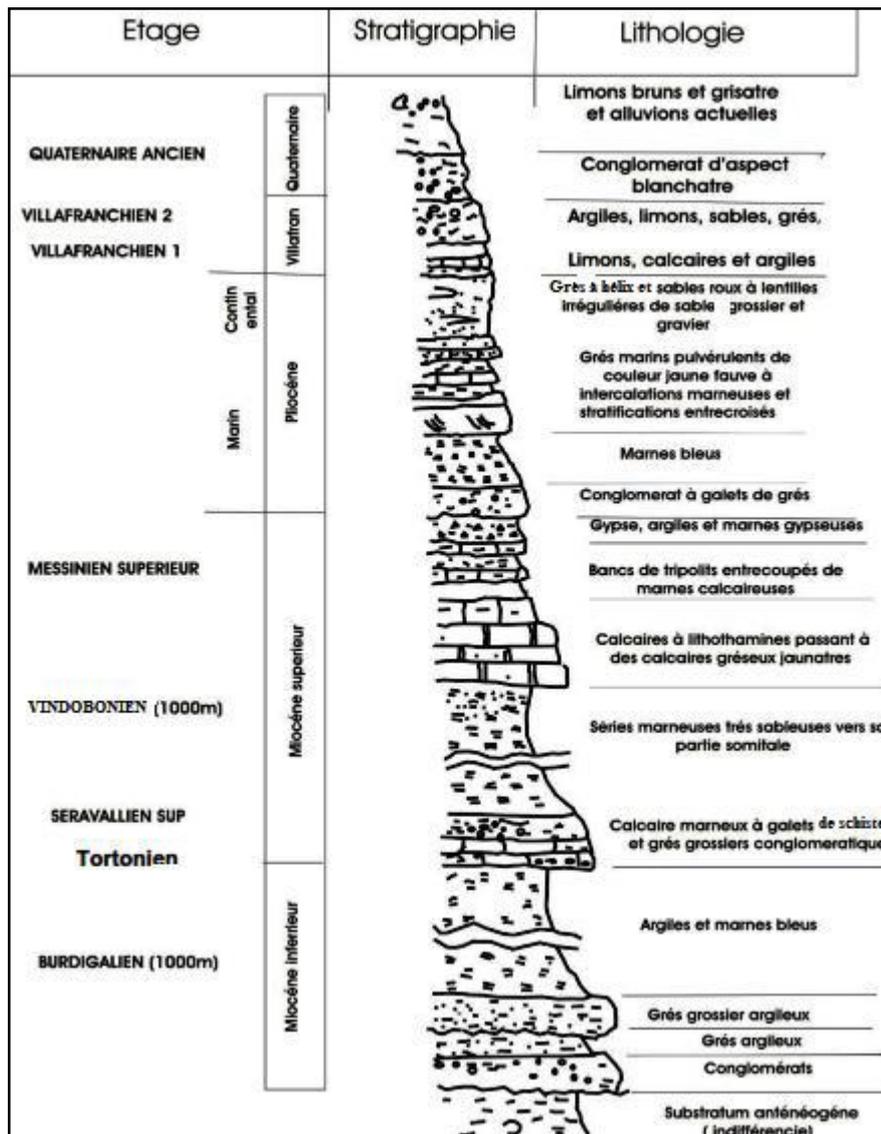


Fig. n°42 : Log stratigraphique synthétique de la plaine du Moyen Chelif Occidental (Meghraoui, 1982) au 1/10000.

1.3.2. Aperçu structural :

La structure de la région est liée à la tectonique alpine où les phénomènes tectoniques synsédimentaires d'ampleurs diverses commandent la sédimentation.

Ce secteur d'étude se situe dans un domaine tectonique actif. On distingue :

1.3.2.1. Tectonique souple

Près de trois quarts du bassin du Moyen Chelif sont occupés par des formations plissées (Perrodon, 1957).

Le bassin a subi une tectonique polyphasée au cours du temps :

- Au Miocène inférieur : une phase de distension avec une direction d'allongement NNW–SSE qui a permis l'ouverture du bassin du Chélif ainsi que sa mise en place en tant que structure post-nappe (Maghraoui, 1982).

- Au Miocène supérieur : une phase transgressive ayant provoquée le dépôt d'une épaisse formation de marnes qui s'est prolongée jusqu'à la fin du Miocène supérieur (formations terminales). Cet événement a pour effet de combler les bassins préexistants. En même temps que le comblement se faisait, des mouvements compressifs apparaissent et se traduisent par la formation de plis E-W à ESE-WNW.

- Pendant le Pliocène : un événement compressif se produit. Les déformations qui l'accompagnent s'expriment nettement en constituant des structures plissées qui tendent à réduire le bassin à un couloir étroit allongé Est-Ouest. Une importante phase se manifeste à la fin de cette période et met en place des plis de direction ENE-WSW.

- Au Pliocène supérieur : un épisode compressif déforme les niveaux continentaux du Pliocène supérieur suivant des plis de direction Est-Ouest.

1.3.2.2. Tectonique cassante :

De nombreuses failles ont affecté la région du bassin du Moyen Chelif Occidental. Deux failles assez importantes ont été mises en évidence par Maghraoui (1988):

- Le pli-faille de Boukadir :

Cette structure anticlinale a une direction N50E et est située à 40Km du pli-faille de Chelif. Elle est transverse à la direction générale du bassin du Bas Chelif qui a une direction N70E-N80E.

- La faille de Relizane :

La limite Sud du bassin (qui est la limite sud des dépôts plio-quadernaires) est bien marquée par un contact tectonique linéaire entre les dépôts du quaternaire et les calcaires à lithothamnium du Miocène. C'est la faille de Relizane qui a une direction N70E et parcourt une distance d'environ 150 Km de la ville de Chelif à celle de Relizane.

1.3.3. Sources du Moyen Chélif :

Nos sources thermo-minérales sont réparties dans deux formations aquifères, aquifère des calcaires à lithothamnium et aquifère du Plio-Quaternaire

1.3.3.1. Ain Mentilia (37) :

La source est localisée au Sud-Est d'Ammi Moussa sur la rive et dans le lit de l'oued Tléta. Les eaux d'Ain Mentilia ont une température qui ne dépasse pas 35°C (Fig. n°43).

Elle émerge d'une formation albo-aptienne, constituée d'une épaisse série rythmique de schistes très durs et de bancs de grès quartzitique, à l'Est de l'accident de Tiaret-Chelif-Tipaza. Les eaux chaudes apparaissent sur une faille parallèle à l'accident principal et qui fait remonter l'Albien au niveau du Sénonien.

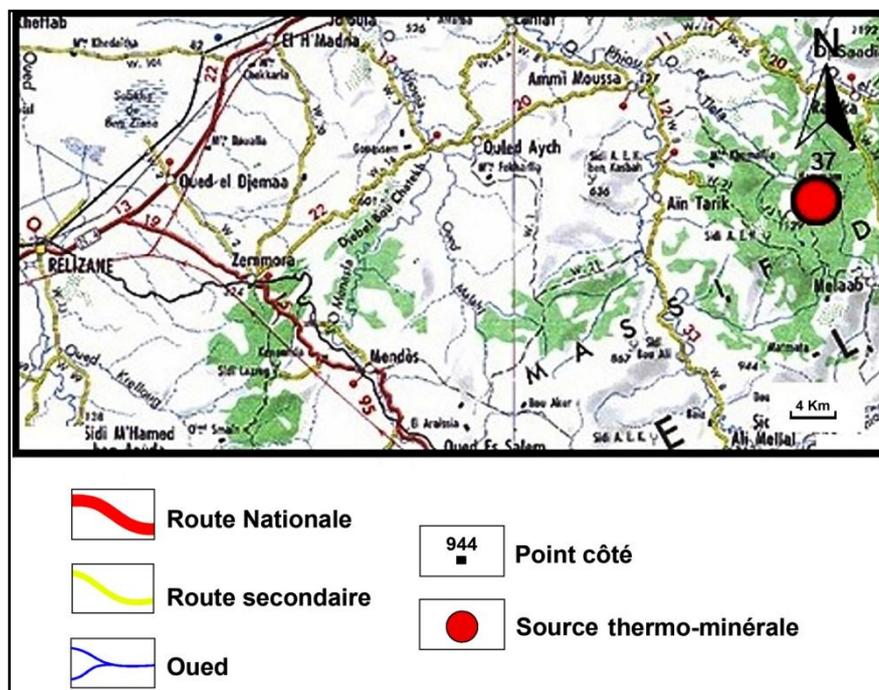


Fig. n°43: Carte de Situation géographique d'Ain Mentilia
Source: extrait de la carte topographique de Mascara au 1/500000.

1.3.3.2. Sidi Hadj (46):

La source thermale se trouve à environ 22km au Nord-Est de Tiaret, à quelques kilomètres de la route reliant la ville de Tiaret et la ville de Tissemsilt (RN14) (Fig. n°44).

Le secteur de la source est constitué par des formations d'âge miocène au Sud et au Nord ayant la même constitution lithologique (Nedjai, 1987). Ces eaux ont une température entre 19°C et 23°C.

Les sources thermo-minérales d'Ain Mentilia et de Sidi hadj n'appartiennent pas à la région d'étude en raison de leur éloignement par rapport à la mer.

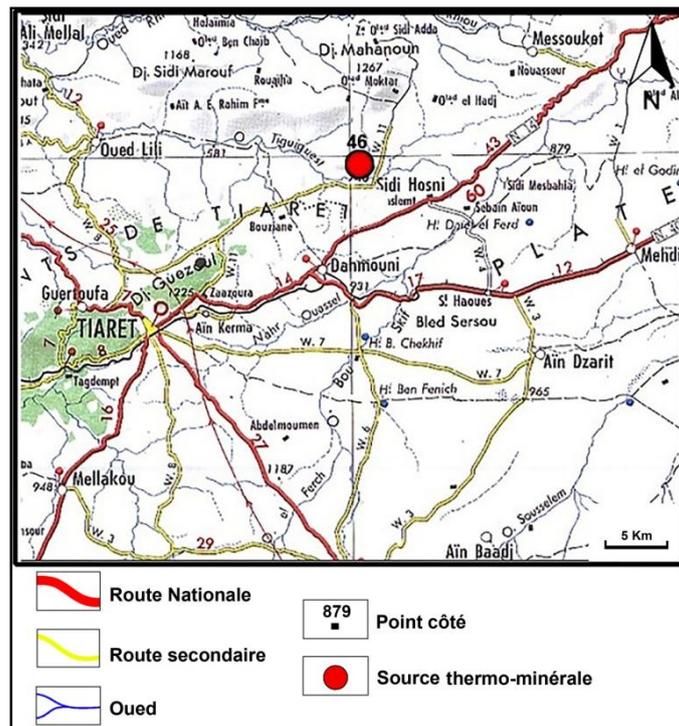


Fig. n°44: Carte de Situation géographique Sidi Hadj
 Source: Extrait de la carte topographique de Mascara au 1/500000

1.4. Chott chergui :

Bien que cette région ne fasse pas partie du littoral oranais, nous avons considéré une source et deux forages représentatifs du Chott Chergui à titre comparatif.

Le Chott Chergui est une vaste étendue plate de 27000km², situé au cœur des hautes plaines steppiques oranaises. Cette dépression est orientée WSW-ENE, comprise naturellement entre l'Atlas Tellien au Nord et l'Atlas Saharien au Sud. Il est limité, au Nord par les Monts de Saida et de Frenda, au sud par les Monts des Ksour, à l'Est par le djebel Amour et à l'Ouest par Chott el Gharbi. L'émergence la plus importante de cette dépression c'est Ain Skhouana.

1.4.1. Lithostratigraphie:

Du point de vue lithostratigraphie du forage F34 (Fig. n°45), le substratum secondaire, et les formations du Jurassique sont recouvertes, en discordance par des formations calcaires d'âge Sénonien et le toit est recouvert par le remplissage tertiaire.

1.4.2. Aperçu structural

Du point de vue tectonique, la région est affectée par deux systèmes de failles (Fig. n°46) :

- une première famille traduit en surface le passage de deux accidents profonds, le premier limite le chott à l'Est et se poursuit au Nord en direction de Tiaret-Tipaza, le second passe entre les deux dépressions et correspondant à l'accident Ain-Safra-Saida.
- une deuxième famille de faille de direction atlasique délimite les bordures des chotts.

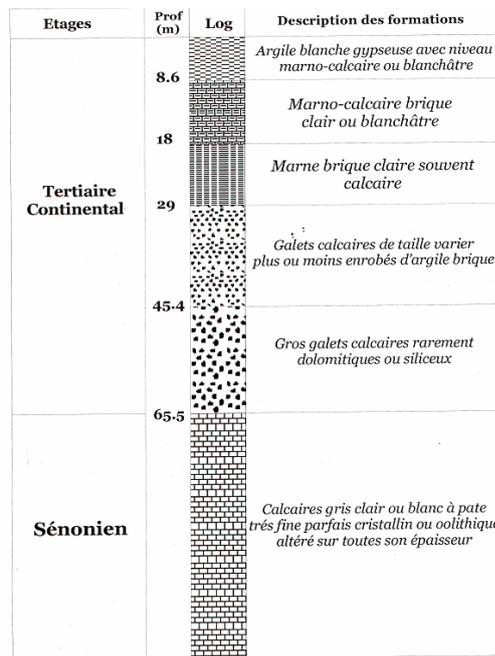


Fig. n°45: Coupe du forage dans la région d'Ain Skhouna (In Djidi, 2015)

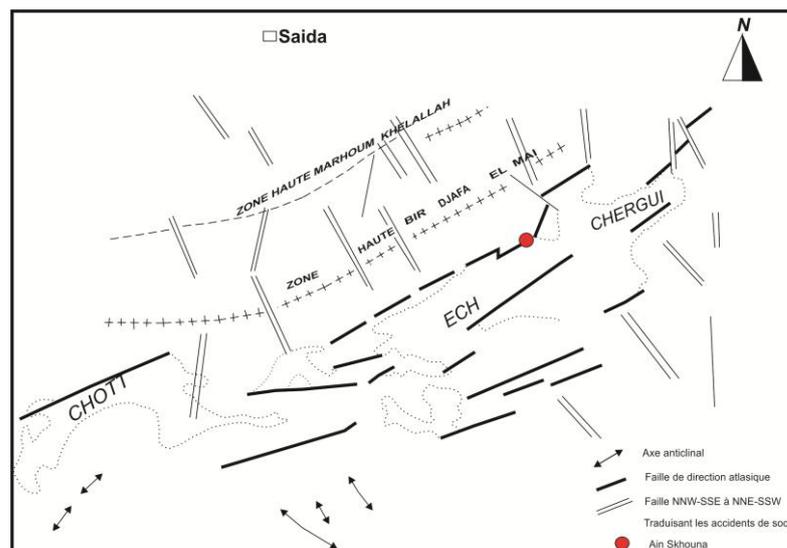


Fig. n°46: Schéma tectonique de la région du Chott Chergui (In Issaadi, 1992)

1.4.3. Eaux thermales du Chott Chergui :

1.4.3.1. Ain Skhouna (21, 22, 23):

Deux forages réalisés par l'ANRH (en 2014) et une source, captant les aquifères du Sénonien, sont situés à Skhouna, à 74km au Sud-Est de Saida (Fig. n°47). Le réservoir principal est constitué par les formations calcaires du Sénonien.

Les eaux d'Ain Skhouna émergent au Nord-Est du chott au droit de la faille qui limite celui-ci vers le Nord (Issaadi, 1992). Ces eaux s'évaporent à proximité de la source et constituent, par leurs sels dissous et les alluvions, ce que l'on appelle "l'île de Skhouna" qui s'élève à plus de 7m au-dessus du Chott (Clair, 1952).

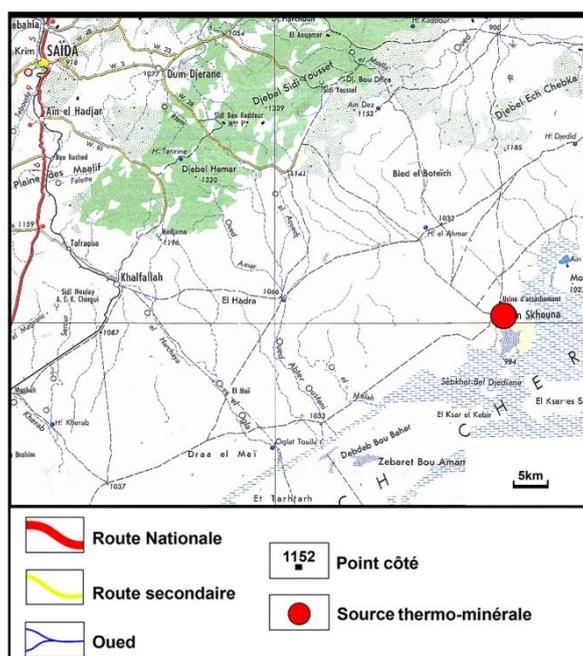


Fig. n°47: Carte de Situation géographique d'Ain Skhouna
Source : Extrait de la carte topographique de Mascara au 1/500000.

En profondeur, le Sénonien calcaire se présente en lambeaux, qui ne sont pas toujours en communication facile les uns avec les autres. Un de ces lambeaux joue un rôle essentiel, donnant naissance à la grosse source d'Ain Skhouna (Fig. n°48).

Pour l'essentiel, les eaux s'infiltrent probablement au NW dans la région de Saida où affleure le Jurassique, circulent dans les niveaux calcaires en direction SE vers les chotts. A ce niveau, la série du Jurassique supérieur joue le rôle d'écran imperméable et permet aux eaux de remonter à la surface par l'intermédiaire de la faille orienté SW-NE, responsable de la disposition des assises perméables du Lias-Dogger et imperméable du Malm. Un mélange avec des eaux plus superficielles peut se produire par le biais des eaux qui circulent dans la formation caillouteuse du remplissage tertiaire (Issaadi, 1992).

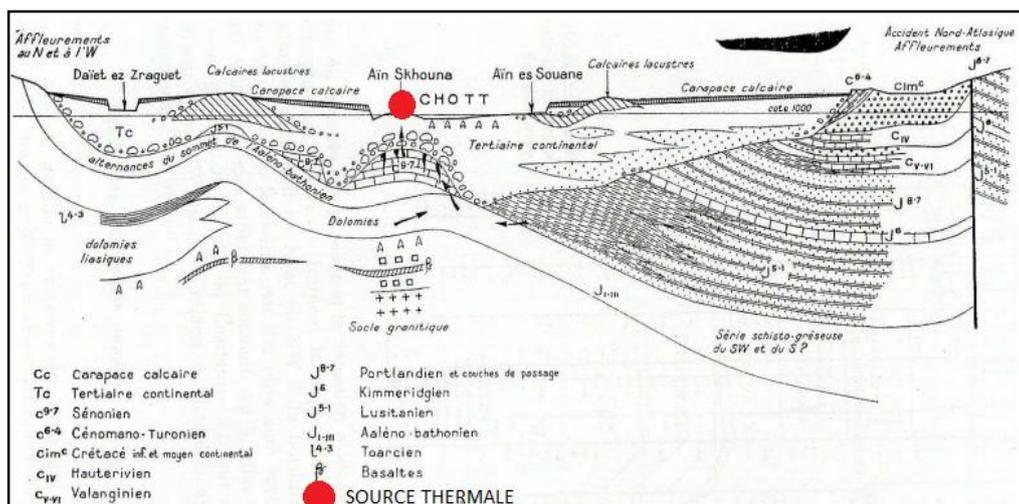


Fig. n°48: Coupe schématique montrant les liaisons hydrologiques possibles entre les divers horizons aquifères (Clair, 1952)

1.5. Atlas saharien occidental:

Cette région ne fait également pas partie du littoral mais nous avons considéré un exemple de source représentative de l'Atlas saharien à titre comparatif.

L'Atlas saharien occidental ou l'Atlas saharien sud oranais ou encore les Monts de Ksour, constituent une région bien individualisée du point de vue structural. Ils séparent les hauts plateaux au Nord de la plate-forme saharienne au Sud par l'accident sud-atlasique.

1.5.1. Lithostratigraphie:

Au point de vue stratigraphique, les Monts de Ksour sont essentiellement constituées de formations mésozoïques d'une épaisseur totale d'environ 6000m (Bassoulet, 1973) et que l'on peut subdiviser en quatre ensembles principaux :

- un ensemble triasique argilo-gypseux accompagné de basaltes
- une épaisse série carbonatée à la base, marneuse au sommet datée du Lias-Bajocien moyen.
- une série détritique argilo-gréseuse avec des passées carbonatées, attribuées au Bathonien-Albien.
- une série argilo-gypseuse avec des intercalations de bancs dolomitiques, surmontée de calcaires et de marnes. Cet ensemble est daté du Cénomaniens-Turonien.

1.5.2. Aperçu structural

Sur le plan tectonique, le style cassant observé dans les Monts des Ksour est représenté par un système de failles à la faveur duquel remontent les sources thermo-minérales d'origine triasique, c'est le cas de la source thermo-minérale d'Ain Ouarka.

1.5.3. Source thermale de Monts de Ksour :

1.5.3.1. Ain Ouarka (10) :

La région d'Ain Ouarka se trouve à 60km au Sud–Est de la ville d'Ain Séfra. Elle est dotée d'une source thermo-minérale avec une température de 46°C (Fig. n°49).

Cette source du Sud Oranais se trouve au Nord Est de Tiout, à l'extrémité Nord de l'axe anticlinal liasique du djebel Chémariikh. Les eaux arrivent en surface par l'intermédiaire d'une zone faillée où apparaît un accident majeur dextre orienté W-E, sub-vertical, déterminant le contact entre les dolomies et les argiles du Trias.

Il existe deux griffons principaux, l'un alimentant le hammam, l'autre peu abondant et non capté en raison de son faible débit se déversant directement dans un lac qui doit son origine aux eaux thermales.

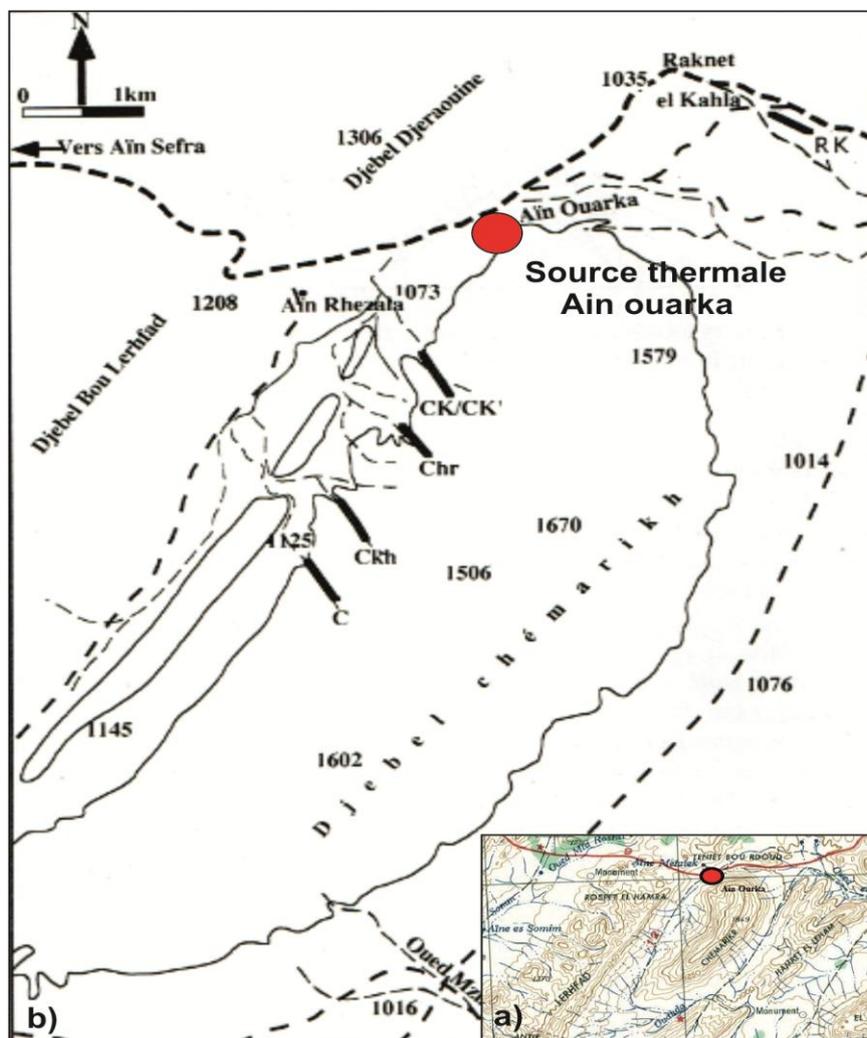


Fig. n°49: Carte de situations géographique de Hammam Ain Ouarka
 Source : a) Extrait de la carte topographique Ain Sefra au 1/125 000
 b) Extrait de la carte topographique d'Ain Sefra au 1/100 000 N°13

Ain Ouarka est caractérisé par l'énorme masse de calcaires dolomitiques du Djebel Chémarikh qui forme le cœur d'une structure anticlinale d'axe NE-SW (Fig. n°50). L'anticlinal d'Ain Ouarka, long de 50 à 60km et large de 20km est une structure composite montrant plusieurs axes d'orientation variée (Douihasni et *al.*, 1974).

Du point de vue hydrogéologique, les hauteurs du Djebel Chémarikh peuvent correspondre à l'aire d'alimentation où les eaux des précipitations et de fonte des neiges s'infiltrent profondément dans la masse dolomitique et calcaire liasique qui constitue certainement le réservoir principal des eaux thermales. L'accident sub-vertical orienté W-E constitue la branche ascendante des eaux vers la surface (Issaadi, 1992).

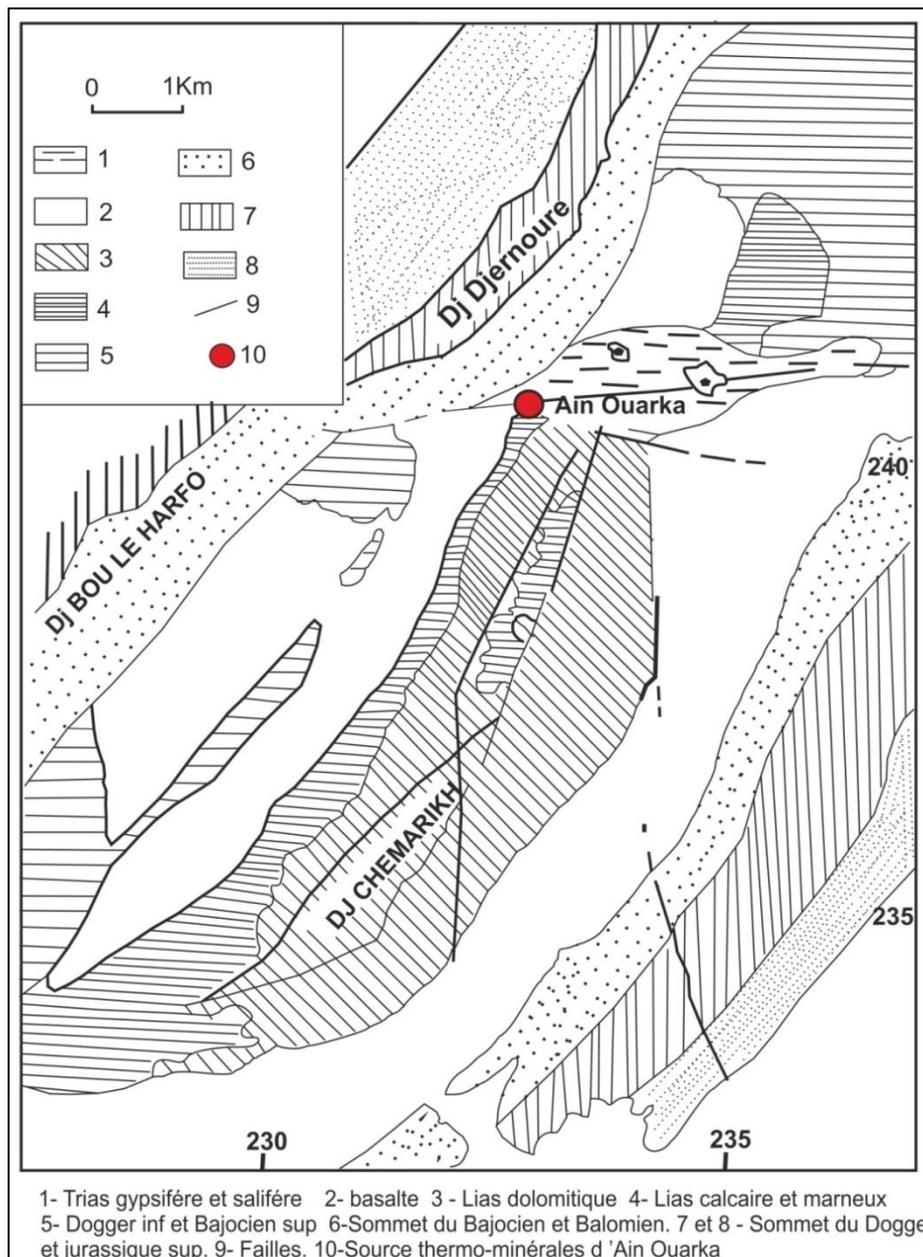


Fig. n°50: Carte géologique du secteur d'Ain Ouarka (J.P. Bassoullet, 1973)

2. Conclusion :

Les conclusions et les observations que nous pouvons tirer de ce chapitre se résument comme suit :

Les sources thermo-minérales étudiées sont intimement liées aux conditions lithostructurales: d'une part, certaines sources sont considérées comme des manifestations tardives du volcanisme, lui-même lié à la tectonique, c'est le cas de Hammam Bouhadjar et Hammam Boughrara, et d'autre part, les circuits empruntés par l'eau sont créés par des failles et des fissures c'est le cas de la majorité des sources aussi bien du littoral oranais (Ain Franin) que l'Atlas Saharien (Ain Ouarka). Ces failles sont souvent injectées d'évaporite triasique, leurs directions sont NE-SW, NW-SE et E-W.

Par ailleurs, il apparait que les principaux réservoirs de la majorité des sources thermo-minérales étudiées correspondent aux formations carbonatées et gréseuses.

Chapitre III

Hydrogéochimie appliquée aux secteurs étudiés

A travers l'existence de nombreuses sources thermo-minérales réparties sur la presque totalité du Nord-Ouest algérien, nous pouvons déjà affirmer que le potentiel géothermique de cette région est non négligeable.

Les études sur la relation tectonique et thermalisme ont montré qu'il y a un lien étroit entre tectonique cassante polyphasée et hydrothermalisme (Gibert et al., 1975 ; Dazy et Grillot, 1981-1982 ; Grillot et Dazy, 1983). Dans ce lien, la tectonique actuelle et l'histoire néotectonique influent sur la position des émergences (Grillot et Drogue, 1986 ; Gastil et Bertine, 1986) comme sur certaines caractéristiques hydrogéochimiques telles que la radioactivité (Ulomov, 1968 ; Sadovski et al., 1972 ; Rémy et Pellerin, 1982 ; Oddou et al. 1983) et le dégagement de CO₂ (Grillot et al., 1983).

Les études géochimiques classiques et isotopiques des eaux thermo-minérales permettent d'expliquer la plupart des circuits hydrothermaux, de définir l'origine des eaux en précisant les zones d'alimentation, de transit et d'émergence, les processus d'acquisition de la température et de la minéralisation ainsi que de déterminer les températures acquises par les eaux au cours de leur enfouissement (Issaadi. 1992).

L'origine de la salinité des eaux thermo-minérales résulte, soit d'une minéralisation importante acquise par une eau d'origine météorique et ce par interactions chimiques avec la roche de l'aquifère, ou au contraire d'un mélange avec une solution saline ou une saumure rencontrée dans le circuit souterrain (Duriez. 2006).

Notre objectif est de contribuer à la compréhension du processus de minéralisation des eaux thermo-minérales de cinq secteurs considérés à titre comparatif. Plusieurs méthodes sont utilisées pour comprendre l'origine de cette salinité.

1. Généralités et méthode d'étude des eaux thermo-minérales :

1.1. Caractérisations des eaux thermo-minérales :

Selon la commission des eaux minérales et thermales de l'Association Internationale des Hydrogéologues (A. Issaadi, 1992), une eau est dite thermale lorsque la température à l'émergence est supérieure à celle de la partie supérieure de la zone d'homothermie. En d'autres termes, c'est une eau dont la température à l'émergence est supérieure de 4°C à la température interannuelle du lieu considéré.

Une eau minérale étant une eau : « dont la composition chimique diffère de celle des eaux souterraines locales du lieu de son émergence et qui renferme des substances naturelles dissoutes ou en très petite quantité ou en très grandes quantités, ou assez actives pour modifier profondément ses qualités ordinaires » (*In Laissoub, 1974*).

Une eau thermo-minérale cumule l'ensemble des caractères précédents (cf. annexe 1).

1.1.1. Gisement d'eau thermo-minérale :

Un gisement d'eau thermo-minérale est défini comme étant l'ensemble de la structure géologique souterraine située au droit d'une zone géographique délimitée, et de laquelle il est possible d'extraire, moyennant la mise en œuvre de techniques appropriées, de l'eau minérale naturelle (BRGM, 2004). La figure n°51 représente les différentes composantes d'un gisement d'eau thermo-minérale :

1.1.1.1. L'impluvium : secteur d'alimentation du gisement. Les fluides alimentant le réservoir souterrain peuvent être de différentes natures (eau météorique, eau de mer, eau de rivière)

1.1.1.2. La zone de transit : secteur dit de circulation « profonde » de fluide (la notions de profondeur est très relative d'un site à l'autre). La zone de transit permet aux fluides d'acquérir des caractéristiques physico-chimiques spécifiques (thermalité, minéralisation) grâce aux modifications des conditions physiques rencontrées (nature lithologique des roches encaissantes, pression, température, flux de fluide géothermaux).

1.1.1.3. La zone d'émergence : secteur où l'eau thermo-minérale sourd.

La connaissance du fonctionnement du gisement est primordiale pour en permettre une exploitation maîtrisée, assurant sa préservation dans le temps.

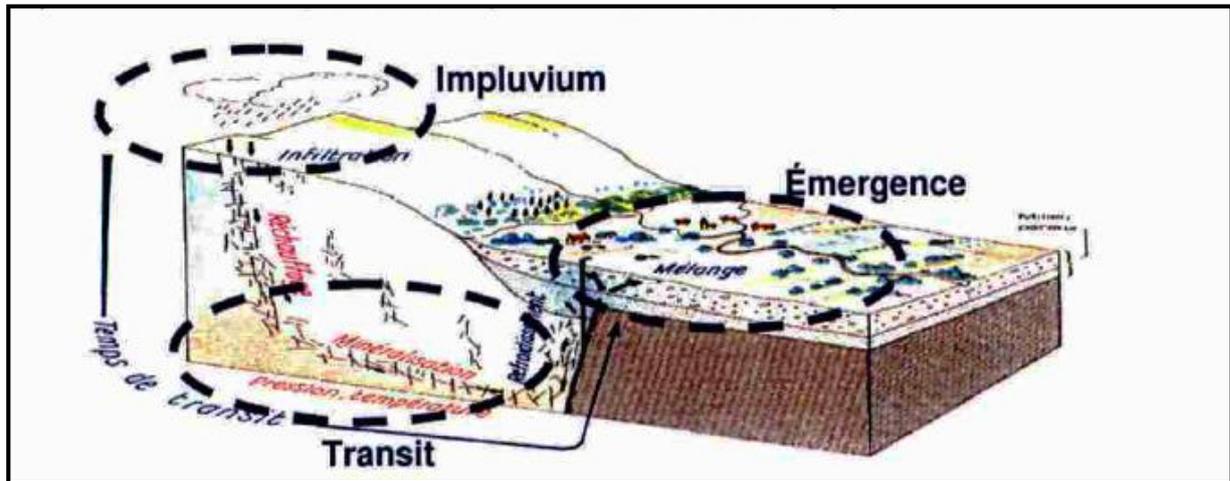


Fig. n°51: Gisement d'eau thermo-minérale
(d'après Guide qualité pour la ressource en eau minérale - BRGM édition, 2004)

1.1.2. Classifications des eaux thermo-minérales:

Les deux principaux caractères des eaux thermo-minérales sont la température et la minéralisation.

1.1.2.1. Thermalité :

Selon P. Verdeil (1987), il y a divers facteurs susceptibles d'intervenir pour assurer la thermalité de l'eau, ce sont :

a- Le gradient géothermique :

La présence de phénomènes volcaniques, de sources chaudes et d'autres manifestations naturelles telle que les séismes ont conduit à supposer l'existence de hautes températures. Donc la température augmente rapidement avec la profondeur, cette augmentation de la température en fonction de la profondeur est expliquée par le terme de gradient géothermique.

a.1. Anomalie géothermique dans l'Algérie du Nord :

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

- le premier concerne la région d'étude du littoral oranais
- le second concerne tout le secteur compris entre Skikda et Annaba et qui se poursuit vers le Sud-Est jusqu'à Tebessa.

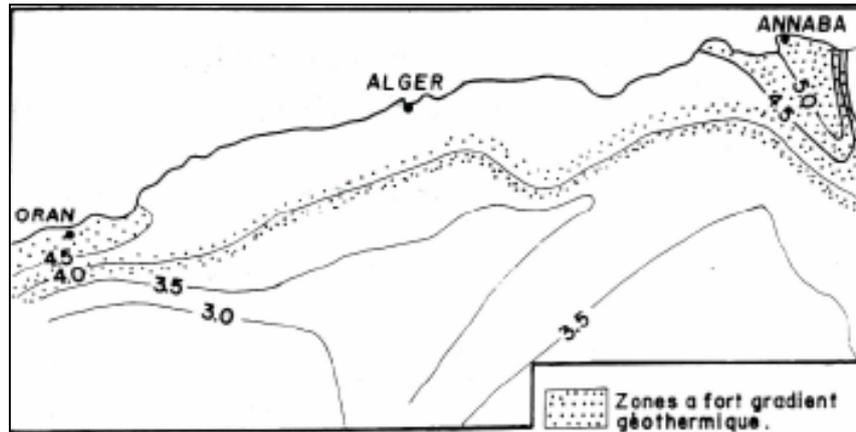


Fig. n°52: Carte du gradient géothermique de l'Algérie du Nord.
(D'après N. Kazi Tani, 1974).

a. 2. Perte de chaleur :

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

b. Les réactions chimiques exothermiques :

Elles ont pu être invoquées pour expliquer la thermalité de quelques sources. Parmi les réactions les plus courantes : la réduction des sulfates, la transformation de l'anhydrite en gypse, l'oxydation des pyrites de fer.

c. La désintégration des minéraux radioactifs :

La désintégration des minéraux radioactifs peuvent aussi engendrer une élévation considérable de la température des eaux.

d. Les mouvements de l'écorce terrestre :

Dans les zones actives de la marge algérienne, il y aurait production d'énergie calorifique liée :

- à des déformations mécaniques lentes dont l'existence est traduite dans ces secteurs par la microsismicité.
- à la rupture des formations mises sous tension dans les grandes zones de dislocation (séismes).
- à des déplacements lents du réseau de failles sans séismes majeurs.

Cette énergie serait ensuite véhiculée vers la surface par les eaux souterraines circulant dans les zones de dislocation. Il n'est pas possible pour l'instant d'estimer son ordre de grandeur, faute d'un réseau de mesures au niveau de failles actives. Retenons cependant à titre indicatif que, lors du séisme de Chlef du 10 octobre 1980, des fissures ouvertes dans les calcaires du Djebel des Attafs ont laissé échappé des dégagements gazeux qui ont carbonisé la végétation environnante (Dib. 1985)

1.1.2.2. Chimisme de l'eau :

Certaines eaux thermo-minérales, du fait de la température du réservoir, acquièrent des propriétés chimiques particulières, différentes des caractéristiques habituellement observées pour les eaux froides de surface. Du fait des températures qui peuvent être élevées dans le réservoir (200 ou 300°C), elles sont capables de dissoudre certains minéraux et s'enrichir en «oligo» éléments.

Le temps joue un rôle principal dans les processus de dissolution ; l'acquisition de la minéralisation d'une eau n'est pas instantanée et le circuit des eaux thermo-minérales est généralement assez long : plus le contact avec la roche est long et plus l'eau a le temps de dissoudre et de se minéraliser pour tendre vers un équilibre fixé par les constantes de dissolution de chaque minéral.

On peut distinguer deux types d'eaux selon la minéralisation :

- a- Sources avec $RS > 1000$ mg/l
- b- Source avec $RS < 1000$ mg/l.

1.1.3. Exploitation des eaux thermo-minérales :

En Algérie, les sources thermo-minérales sont utilisées à l'heure actuelle pour de simples traitements médicaux. Il s'agit de cinq stations médicalisées dans l'Ouest Algérien: Hammam Bouhnifia, Hammam Chiguer, Hammam Boughrara, Hammam Bouhadjar et Hammam Rabi.

Les utilisations de la géothermie dans le monde sont nombreuses (production d'électricité, chauffage de serre, balnéothérapie, etc.). Plus de 60 pays utilisent cette énergie comme les Etats-Unis, le Japon, l'Islande, la Nouvelle-Zélande, la France et la Suisse.

En Islande, plus de 80 % des maisons sont chauffées par les eaux thermales, c'est le cas de Reykvik.

À Huergerdi, les eaux chaudes permettent de faire pousser différents végétaux sous de vastes serres. Ces grandes serres sont chauffées grâce à la géothermie.

Un autre bon exemple est donné par les Philippines qui produisent 21,5% de leur énergie électrique.

Le potentiel géothermique étant très important dans notre pays, il est souhaitable que l'Algérie suive ces exemples. La demande de l'exploitation reste malheureusement très limitée et se restreint principalement à la balnéothérapie et aux usages domestiques.

1.2. Hydrogéochimie des eaux thermo-minérales :

L'étude de la chimie des eaux est une méthode de prospection hydrogéologique qui permet la caractérisation des aquifères. En effet, la composition chimique des eaux souterraines dépend en grande partie du type de roche encaissante, des évolutions hydrodynamiques des écoulements, de la profondeur des écoulements (température) et la zone climatique (Dakoure, 2003)

La géochimie est un puissant outil permettant de contribuer à la compréhension des circulations des eaux souterraines en se basant sur le mécanisme d'acquisition des ions et leurs évolutions dans les aquifères (Schoeller, 1962).

Les changements de la géochimie des eaux souterraines peuvent être fonction des variations des propriétés hydrogéologiques ou de la proportion des minéraux des roches encaissantes (Glynn & Plummer, 2005 in Aboubakar, 2012).

1.2.1. Données hydrochimiques disponibles :

Les données utilisées dans cette partie proviennent des campagnes de terrain effectuées par les services de l'A.N.R.H (Agence Nationale des Ressources Hydraulique) en 2014 et 2015.

Les analyses physico-chimiques ont été faites au laboratoire suivant les protocoles suivants :

- L'échantillonnage pour l'analyse des éléments chimiques majeurs (anions et cations) a été effectué dans des flacons en polyéthylène de 150 ml et conservé à 4°C. Les anions (Cl^- , SO_4^{2-} et NO_3^-) ont été analysés par chromatographie ionique en phase liquide et les bicarbonates (HCO_3^-) par Titration d'alcalinité. Les cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+) sont analysés par spectromètre d'absorption atomique(SSA).

- Lors du prélèvement, les paramètres physiques (la température, la conductivité électrique et le pH) ont été mesurés in situ.

1.2.2. Balance ionique:

Pour s'assurer de la qualité de chaque échantillon utilisé, un contrôle a été effectué par la méthode de la balance ionique. Nous avons jugé acceptable toutes les analyses dont l'erreur ne dépasse pas 8% (cf. annexe 2).

1.2.3. Méthodes d'interprétation :

L'étude hydrochimique des eaux thermo-minérales pour cinq secteurs se base sur l'interprétation des données physico-chimiques :

1.2.3.1. Méthodes d'interprétation des données physiques :

Les caractères physico-chimiques des eaux permettent de distinguer les différents types d'eaux selon leur température, leur pH, leur conductivité et leur Résidu Sec. Les eaux thermo-minérales présentent d'importantes anomalies physico-chimiques par rapport aux eaux potables et froides.

Les paramètres physico-chimiques se résument comme suit :

1.2.3.1.1. Température :

La température d'une eau thermale est fonction de la profondeur du réservoir d'origine, de la longueur du trajet parcouru et de la vitesse de remontée. Elle est influencée par les mélanges avec les eaux superficielles et peut ainsi être variable d'une source à l'autre.

Selon P. Verdeil (1986) et A. Issaadi (1992), les eaux thermales, minérales et thermo-minérales sont classées en fonctions de leurs degrés thermiques:

- Eaux hypothermales: ce sont des eaux dont la température à l'émergence est inférieure à celle de la partie supérieure de la zone d'homothermie ou à la température moyenne interannuelle du lieu d'émergence plus 4°C.

- Eaux métriothermales: ce sont des eaux dont la température à l'émergence est inférieure à 30 °C mais supérieure à celle des eaux hypothermales.

- Eaux mésothermales : ce sont des eaux dont la température à l'émergence est entre 30 °C et 50 °C.

- Eaux hyperthermales : ce sont des eaux dont la température à l'émergence est supérieure à 50 °C et inférieure à 100 °C.

1.2.3.1.2. pH :

Le pH est par définition, la mesure de l'activité des ions H⁺ contenus dans une eau. C'est un paramètre qui détermine l'acidité ou l'alcalinité d'une eau.

$$\text{pH} = -\text{Log} (\text{H}^+)$$

1.2.3.1.3. Conductivité :

La conductivité électrique (CE) joue un rôle très important dans la connaissance de la minéralisation des eaux souterraines et principalement l'ensemble des cations et des anions dissous dans l'eau.

Issaadi a regroupé les sources minérales et thermales algériennes en quatre classes :

- Classe 1 : où la conductivité est inférieure à 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$
- Classe 2 : où la conductivité est comprise entre 2000 et 7000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.
- Classe 3 : où la conductivité est comprise entre 7500 et 15000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.
- Classe 4 : où la conductivité est supérieure à 15000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

1.2.3.1.4. Résidu Sec :

La mesure de ce paramètre donne une idée exacte du poids des matières solubles dans l'eau.

1.2.3.1.5. Radioactivité :

La radioactivité est l'une des caractéristiques essentielles des eaux thermo-minérales. Elle est due à la désintégration du Radium, du Thorium et à celle de l'Actinium. Elle y est soit temporaire, soit permanente.

1.2.3.1.6. Gaz :

Les sources thermo-minérales sont parfois accompagnées de dégagements gazeux qui les font bouillonner : le gaz carbonique, l'hydrogène sulfuré (H_2S), l'oxygène (O_2), l'hydrogène (H_2), l'azote (N_2) et les gaz rares.

1.2.3.2. Méthodes d'interprétation des données chimiques :

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

1.2.3.2.1. Représentations graphiques :

- Diagramme de Berkloff-Schoeller.

C'est une représentation graphique qui consiste à établir pour l'échantillon analysé, la ligne figurative joignant les points correspondants aux teneurs des éléments chimiques. Le type d'eau est donné par la prédominance d'un anion et d'un cation

- Diagramme de Piper

Cette méthode consiste à représenter sur deux triangles les pourcentages des quantités en réactions (r %) de chaque cation et anion. Les deux points sont reportés sur un losange en

un seul point qui représente la famille chimique de l'eau. Ce diagramme présente l'avantage de pouvoir regrouper un grand nombre d'analyses.

1.2.3.2.2. Rapports caractéristiques :

L'utilisation de certains rapports entre les éléments chimiques permet de préciser le milieu de provenance des eaux thermo-minérales, de comparer leur concentration en éléments chimique et de confirmer les résultats précédents.

L'étude des rapports caractéristiques a concerné les rapports suivants: $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$; $\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2}$, $\text{Na}^+/\text{Mg}^{+2}$ et $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$:

- Le rapport $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ représente une approche de la connaissance des variations des teneurs en chlorures dans le sous-sol. Ce rapport permet de distinguer les eaux qui ont circulé à travers des roches évaporitiques en dissolvant les sels sulfatés, principalement le gypse; dans ce cas, on obtient des valeurs inférieures à 1, de celles qui ont dissout des sels chlorurés, fondamentalement la halite, avec des valeurs supérieures à 1 (El morabiti et al, 2008).

- Le rapport $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ permet d'apprécier la part du Magnésium (provenant de roches dolomitiques) par rapport au Calcium. Une valeur élevée serait liée à la présence de dolomies et/ou à un temps de séjour long (Barbieri et al., 2005). Si les valeurs de ce rapport sont faibles, ceci est dû à leur enrichissement en ion calcium, qui aurait pour origine l'échange cationique inverse entre l'eau et le substratum marneux. L'enrichissement en magnésium et l'appauvrissement en calcium sont dus essentiellement aux réactions d'échange ionique.

1.2.3.2.3. Indice de déséquilibre Chloro-alkalin I.D.C :

L'utilisation de l'indice de déséquilibre Chloro-alkalin (I.D.C) permet de mettre en évidence les modifications du chimisme de l'eau au cours de son trajet souterrain. Par définition, l'i.d.c est le rapport entre les ions échangés et les ions de même nature primitivement existants dans l'eau. Il est obtenu par la relation suivante (Dib, 2010; Schoeller, 1956) :

$$\text{I.D.C} = [\text{rCl} - \text{r}(\text{Na} + \text{K})] / \text{rCl}$$

- Si l'i.d.c. est négatif alors les ions Ca^{+2} et Mg^{+2} de l'eau sont échangés contre les ions K^+ et Na^+ des formations encaissantes.

- Si l'i.d.c est positif alors les ions Na^+ et K^+ de l'eau sont remplacés par les ions Mg^{+2} et Ca^{+2} des formations encaissantes.

- Si l'i.d.c= 0 alors il y a un équilibre entre les compositions chimiques de l'eau et celle du terrain encaissant.

2. Applications aux secteurs étudiés:

A. Méséta oranaise :

A.1. Aquifère carbonaté (l'aquifère des dolomies et des calcaires du Jurassique) :

Les caractéristiques physico-chimiques des eaux thermo-minérales de la Méséta oranaise sont liées aux paramètres lithologiques et structuraux des massifs carbonatés.

Pour l'étude des principaux traits hydrochimiques de ce secteur, cinq sources thermo-minérales ont été échantillonnées (ANRH, 2014), dont les résultats sont consignés dans les tableaux suivants (Tab. n°8 et n°10)

A.1.1. Monts de Tlemcen :

A.1.1.1. Caractéristiques physico-chimiques :

Dans les Monts de Tlemcen, le réservoir principal correspond au groupe carbonaté supérieur (Issaadi, 1992). Les résultats analytiques des paramètres physico-chimiques des sources thermo-minérales sont donnés dans le tableau n°8:

Tab. n°8: Résultats de l'analyse physico-chimique (ANRH, 2014),

N	Nom	pH	T°C	Cond μs/cm	R.S mg/l	Ca ⁺² mg/l	Mg ⁺² mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻² mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
1	H. Chiguer	7,34	32	3300	3142	152	43,74	660	16,8	1384,5	23,75	8,2	305
2	H. Bouhrara	7,61	42	730	481,8	28	13	103	7	69	21	0	269
5	H. Ain Tahamamite	7,14	32	770	508,2	28,8	85,54	68,75	27	142,5	21,6	18,56	378

En fonction de la température, on constate que toutes les eaux appartiennent à la classe des eaux mésothermales, pouvant atteindre 42°C à Hammam Bouhrara.

Les valeurs de la conductivité électrique varient entre 730 et 3300μs/cm. On peut différencier deux groupes : un premier groupe avec des valeurs moyennement faibles (Cond <800μs/cm) pour les sources de Hammam Bouhrara et Hammam Ain Tahamamite, et un deuxième groupe, formé par des eaux relativement minéralisées avec une conductivité de l'ordre de 3300μS/cm (Source de Hammam Chiguer).

Le Résidu Sec de ces sources varie entre 481mg/l et 3142mg/l.

A.1.1.2. Caractéristiques chimiques :

Pour les ions analysés (Fig. n°53), on observe des valeurs, anormalement élevées pour la source de Hammam Chiguer, surtout pour le sodium et les chlorures et qui suggère une relation avec des roches évaporitiques.

L'ion bicarbonate se présente avec des concentrations moyennement fortes dans la majorité des sources des Monts de Tlemcen.

Le sodium est prédominant sur le calcium et magnésium pour la majorité des sources, le potassium est toujours présent avec des teneurs faibles.

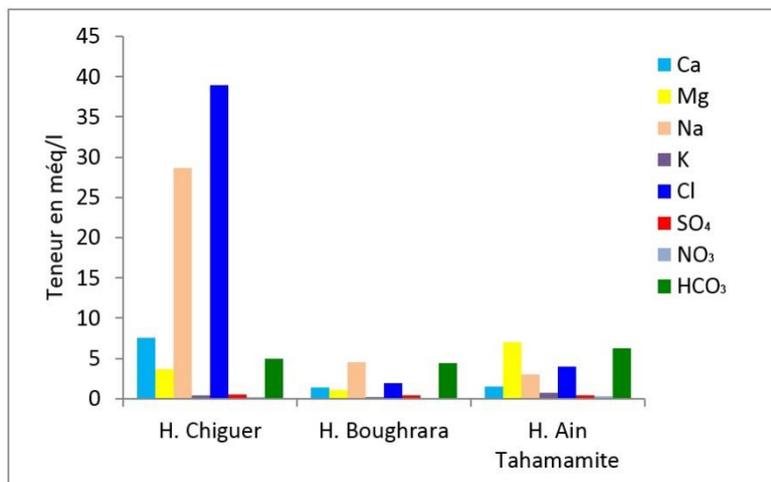


Fig. n°53: Histogramme des teneurs en éléments majeurs

A.1.1.3. Classifications hydrochimiques :

Collignon (1988) avait étudié les dolomies du Jurassique supérieur dans les Monts de Tlemcen, recoupées par 25 forages ayant cumulé une longueur de 5500m. À la lumière des résultats des analyses physico-chimiques, il apparaît que les eaux captées par ces forages sont de faciès chimique soit bicarbonaté, soit chloruré. Les fortes minéralisations ont été acquises à des profondeurs importantes par un lessivage des formations carbonatées mises en évidence par les forages et les formations évaporitiques du Trias sus-jacent (Bensaoula et al, 2005), c'est le cas de la source thermo-minérale de Hammam Chiguer.

Les eaux thermo-minérales ont toutes un faciès bicarbonaté magnésien, ce qui nous permet d'affirmer que les eaux proviendraient de réservoirs dolomitiques (Hayane, 1983), c'est le cas de la source de Hammam Ain Tahamamite.

Deux types de faciès hydrochimiques ont été distingués sur les diagrammes de Schoeller (Fig. n°54) et Piper (Fig. n°57)

- Faciès chloruré sodique à minéralisation élevée, représenté par la source de Hammam Chiguer

- Faciès bicarbonaté sodique à faible minéralisation représenté par la source de Hammam Boughrara et un faciès bicarbonaté magnésien représenté par la source de Hammam Ain Tahamamite.

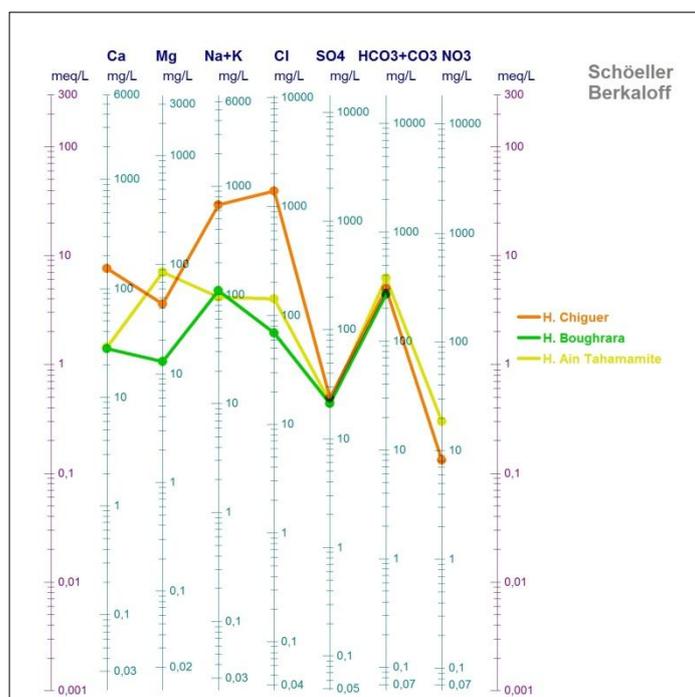


Fig. n°54: Représentation graphique des eaux des Monts de Tlemcen sur le diagramme de Schoeller-Berkaloff

A.1.1.4. Rapports caractéristiques :

Le calcul des rapports caractéristiques a donné les résultats suivants (Tab. n°9) :

Le rapport $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ est très faible. Il est de l'ordre de 0,2 indiquant de fortes teneurs en chlorures prédominantes par rapport aux sulfates.

Les rapports $\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2}$ et $\text{Na}^+/\text{Mg}^{+2}$ sont très élevés et supérieurs à 1 traduisant ainsi la prédominance des alcalins sur les alcalino-terreux. Le rapport $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ est inférieur à 1 pour Hammam Chiguer et Hammam Boughrara, ce qui traduit la prédominance du calcium et inversement, une augmentation notable du magnésium à Hammam Ain Tahamamite.

Tab. n°9: Rapports caractéristiques et indices de Déséquilibre Chloro-alcalin des sources

Nom	I.D.C	$r(\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-)$	$r(\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2})$	$r(\text{Na}^+/\text{Mg}^{+2})$	$r(\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2})$
H. Chiguer	0,25	0,01	3,77	7,97	0,47
H. Boughrara	-1,39	0,22	3,2	4,19	0,76
H. Tahamamite	0,08	0,11	2,07	0,42	4,9

A.1.1.5. Indice de Déséquilibre Chloro-alcalin (I.D.C) :

Les valeurs de l'indice de déséquilibre s'échelonnent de -1,39 à 0,25 où les ions Na^+ des eaux seraient échangés contre les ions Ca^{+2} et Mg^{+2} de la roche réservoir pour Hammam Chiguer et la source d'Ain Tahamamite et inversement pour Hammam Boughrara (Tab. n°9).

A.1.2. Monts de Saïda :

A.1.2.1. Caractéristiques physico-chimiques :

Les Monts de Saïda constituent un vaste plateau représenté par des affleurements carbonatés sur une surface de 2500 à 3000km². Ces formations sont constituées d'épaisses séries de dolomies et calcaires du Bajo-Bathonien qui constituent le réservoir principal de la région. Elles sont très karstifiées (Djidi, 2015). Le tableau ci-dessous donne un résumé des principales analyses effectuées :

Tab. n°10: Résultats de l'analyse physico-chimique (ANRH, 2014)

N	Nom	pH	T°C	Cond μS/cm	R.S mg/l	Ca ⁺² mg/l	Mg ⁺² mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻² mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
19	Sidi Aïssa	7,28	49	2440	2338	300	29	460	15	540	812	1	304
20	H.Rabi	7	48	2440	2363	318	56	437	15	545	956	6	264

La température élevée des eaux thermo-minérales de Hammam Rabi et de Sidi Aïssa (49°C) implique que le réservoir des eaux thermales se situe au-delà de 800m de profondeur (en considérant un gradient géothermique local de 1°C tous les 30m) (Djidi, 2015).

Les valeurs mesurées de la conductivité (autour de 2440μs/cm) indiquent une minéralisation relativement importante. Elles appartiendraient à la classe 2.

A.1.2.2. Caractéristiques chimiques :

Les eaux thermo-minérales de Hammam Rabi et de Sidi Aïssa sont caractérisées par une forte concentration en Na⁺, Cl⁻, SO₄⁻².

Les teneurs en sulfates et en chlorures sont relativement élevées et très rapprochées. Elles prédominent sur celles des bicarbonates (Fig. n°55). Les fortes concentrations en Cl⁻ sont des marqueurs d'évaporites dissoutes en profondeur, au même titre que celles en sulfates (Djidi, 2015).

La concentration en sodium des eaux est forte, dominant sur l'ensemble des cations, en revanche le potassium est très faiblement concentré. Les concentrations en potassium (K⁺) et en sodium (Na⁺) correspondent également à la mise en solution d'évaporites, gypse et halite, probablement celles du Trias (Djidi, 2015).

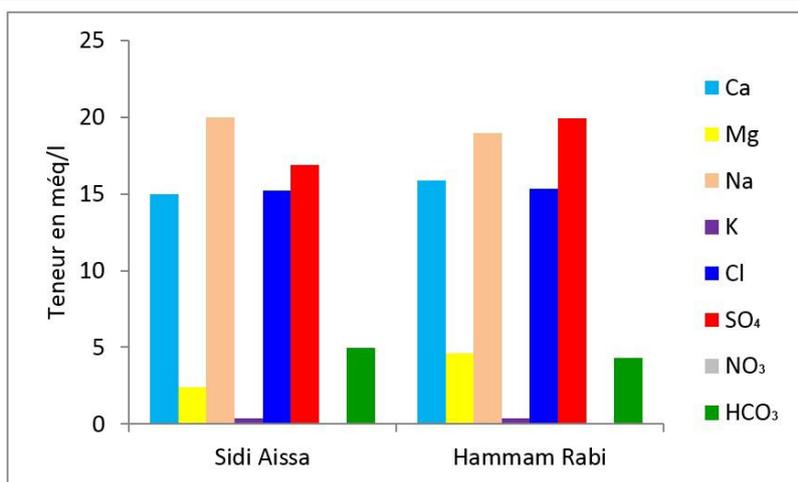


Fig. n°55: Histogramme des teneurs en éléments majeurs

A.1.2.3. Classifications hydrochimiques:

Pour pouvoir apprécier les principaux caractères hydrochimiques des eaux analysées, on a représenté les résultats des analyses sur les diagrammes de Schoeller (Fig. n°56) et Piper (Fig. n°57). Le faciès chimique des deux eaux du type sulfaté sodique.

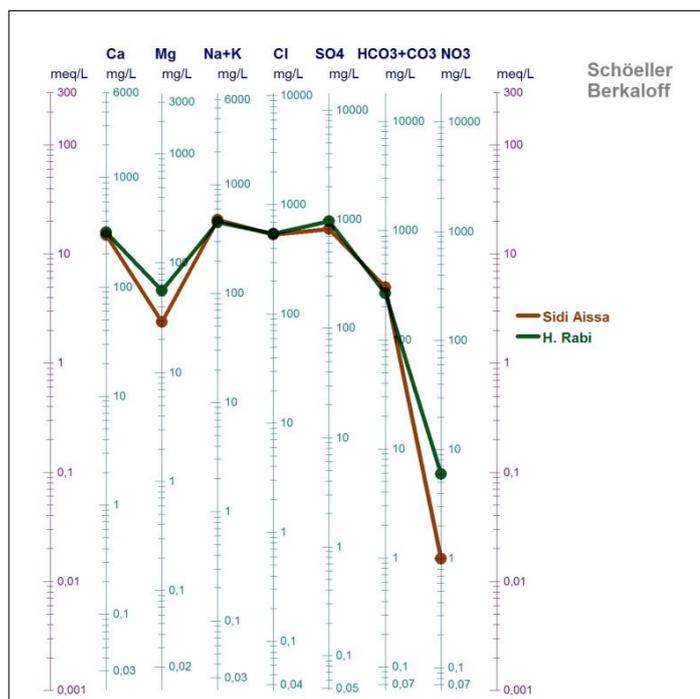


Fig. n°56: Représentation graphique des eaux des Monts de Saïda sur le diagramme de Schoeller-Berkaloff

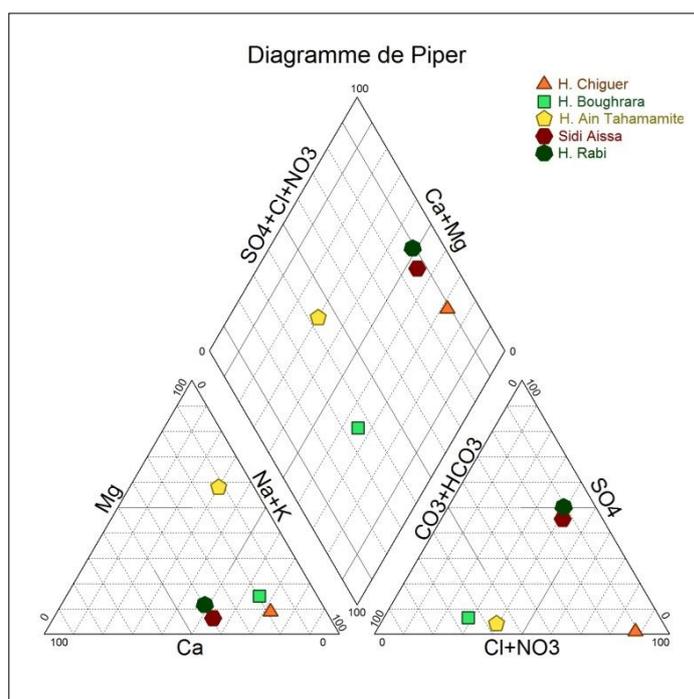


Fig. n°57: Représentation graphique des eaux de la Méséta oranaise sur diagramme de Piper.

A.1.2.4. Rapports caractéristiques :

Les différents rapports caractéristiques (Tab. n°11), montrent la prédominance des teneurs en chlorures et en sodium sur les ions de leurs familles respective.

Le rapport du magnésium sur le calcium est inférieur à 1, ce qui traduit la prédominance du calcium.

Tab. n°11: Rapports caractéristiques et indices déséquilibre Chloro-alkalin des sources

Nom	I.D.C	$r(\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-)$	$r(\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2})$	$r(\text{Na}^+/\text{Mg}^{+2})$	$r(\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2})$
Sidi Aissa	-0,34	1,11	1,33	8,37	0,16
Hammam Rabi	-0,26	1,3	1,19	4,12	0,29

A.1.2.5. Indice de Déséquilibre Chloro-alkalin (I.D.C) :

Les échanges d'éléments entre l'eau et les formations traversées sont relativement faibles. L'i.d.c calculé est négatif traduisant une substitution de Ca^{2+} et Mg^{2+} de l'eau par le sodium des formations encaissantes (Tab. n°11)

A.2. Conclusion :

L'étude des caractéristiques physico-chimiques des eaux thermo-minérales de la méseta oranaise est complexe. L'existence des formations carbonatées du Jurassique est très importante dans les Monts de Tlemcen et les Monts de Saida où elles constituent de véritables réservoirs. La karstification est très prononcée dans les Monts de Tlemcen et aussi dans les Monts de Saida, ce qui favorise d'importants réseaux souterrains et d'importantes résurgences.

Les eaux thermo-minérales prélevées au niveau des Monts de Tlemcen sont classées comme des eaux mésothermales. Le faciès chimique est chloruré sodique, assez minéralisé pour les eaux ayant circulé à travers des formations salifères du Trias, et bicarbonaté-sodique ou magnésien, à faible minéralisation pour les eaux dont la circulation est principalement carbonatée.

Dans les Monts de Saida, les eaux profondes de la nappe du Lias (profondeur estimée à 800m) sont classées comme mésothermales à hyperthermales. Sa conductivité relativement élevée et son faciès chimique de type sulfaté sodique, confirme l'influence du Trias évaporitique sur la circulation de ces eaux.

B. Oranie occidentale :

Pour l'étude des principaux traits hydrochimiques de l'Oranie occidentale, 11 sources thermo-minérales ont été échantillonnées dont les résultats sont représentés dans les tableaux n°12 et n°14.

B.1. Sources liées aux massifs littoraux :

Au niveau des zones externes, un certain nombre de sources émerge directement ou à proximité des massifs à schistosité. A ce niveau, les réservoirs potentiels correspondent aux formations calcaires ou dolomitiques du Jurassique. Très peu de sources paraissent aux réservoirs gréseux anté-jurassiques (Ain Franin) (Issaadi, 1992).

B.1.1. Caractéristiques physico-chimiques :

Les caractéristiques physico-chimiques des sources sont résumées dans le tableau n° 12:

Tab. n°12: Résultats de l'analyse physico-chimique (ANRH, 2014)

N	Nom	pH	T°C	CE μs/cm	RS mg/l	Ca ⁺² mg/l	Mg ⁺² mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
11	Ain Madagh	8,23	24	5620	4095	79,2	96,71	773,5	39	1547,8	115,1	2,1	549
12	Ain Franin	7	35	5792	4250	49,2	169,13	542	181	1079,2	152	13,8	920

Les températures d'émergence des eaux thermo-minérales des massifs littoraux se situent entre 24 et 35°C, selon la classification, nous avons :

- une eau métriothermale : pour la source d'Ain Madagh 24°C.
- une eau mésothermale : pour la source d'Ain Franin 35°C.

Les valeurs de la conductivité électrique varient entre 5620 et 5792μs/cm. En général élevée, elles appartiendraient au second groupe de classification.

Ces eaux sont caractérisées par un Résidu Sec élevé entre 4095mg/l et 4250mg/l. ces valeurs concordent parfaitement avec la conductivité.

On note pour la source d'Ain Franin 0,15 millimicrocuries ou 0,99 millimicrocuries de radon/l (in Foukrache, 2001). La phase gazeuse est représentée par 53,6% de gaz carbonique, accompagné de 34,6% d'azote, de 11,6% d'oxygène et de 0,04% d'hélium (Issaadi, 1992).

B.1.2. Caractéristiques chimiques:

Les chlorures sont très fortement concentrés dans les eaux. Ils prédominent sur les anions. La forte teneur en chlorures se traduit toujours par une teneur élevée en sodium. Ce

dernier est caractérisé par une concentration relativement élevée supérieure à celle des alcalino-terreux (Fig. n°58).

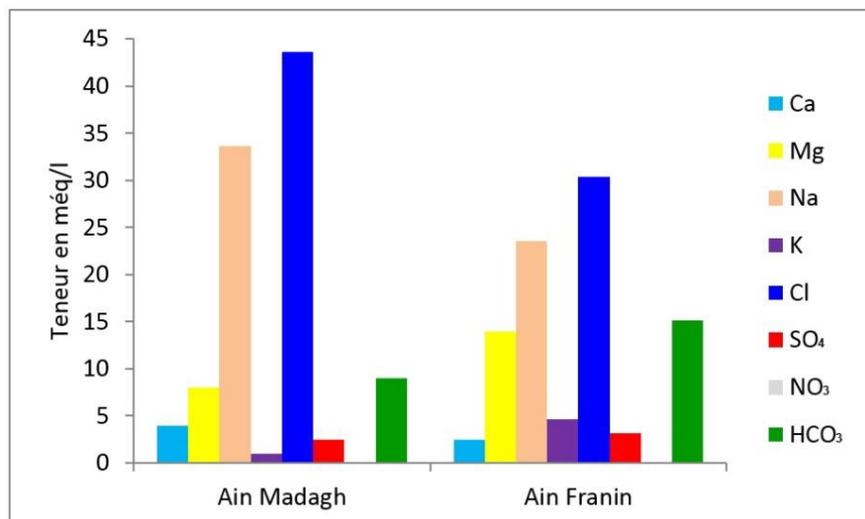


Fig. n°58: Histogramme des teneurs en éléments majeurs

B.1.3. Classifications hydrochimiques :

La représentation graphique des analyses des eaux selon les diagrammes de Schoeller-Berkaloff (Fig. n°59) et Piper (Fig. n°62) nous indique que les eaux thermo-minérales liées aux massifs littoraux présentant des maxima au niveau des pôles Cl⁻ et Na⁺ sont de type chloruré sodique.

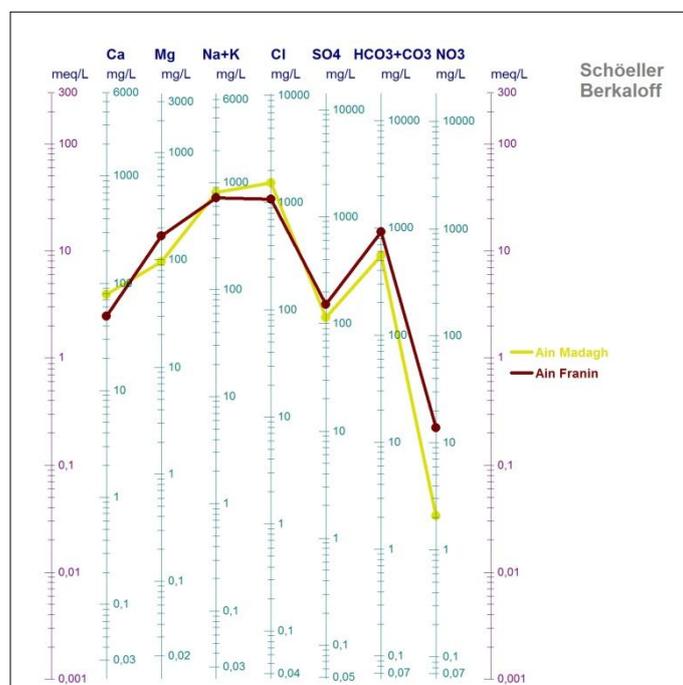


Fig. n°59: Représentation graphique des eaux liées aux massifs littoraux sur le diagramme de Schoeller-Berkaloff

B.1.4. Rapports caractéristiques :

Les différents rapports caractéristiques (Tab. n°13), montrent la prédominance des teneurs en magnésium sur le calcium, ceci témoigne en faveur d'une circulation des eaux souterraines dans les calcaires dolomitiques du Lias qui affleure largement à hauteur de Kristel. Cette zone forme un front d'alimentation de la nappe Plio-Quaternaire, ce qui confirme la contribution du calcaire liasique à la recharge de cette nappe. Les rapports du sodium sur les alcalino-terreux sont élevés (proche de 10). Cette situation est liée à la présence d'évaporites très répandues sur la région et la prédominance des chlorures sur les sulfates (Foukrache, 2001).

Tab. n°13: Rapports caractéristiques et indices de déséquilibre Chloro-alcalin(I.D.C)

Nom	I.D.C	$r(\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-)$	$r(\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2})$	$r(\text{Na}^+/\text{Mg}^{+2})$	$r(\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2})$
Ain Madagh	0,20	0,05	8,49	4,22	2,01
Ain Franin	0,07	0,10	9,58	1,62	5,66

B.1.5. Indice de Déséquilibre Chloro-alcalin (I.D.C) :

L'indice de déséquilibre Chloro-alcalin variant entre 0,07 et 0,2. Ceci indique que les eaux échangent les ions Na^+ et K^+ contre les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} de l'encaissant (Tab. n°13)

B.2 Sources liées au Plio-quaternaire :

B.2.1. Caractéristiques physico-chimiques :

Les analyses chimiques de ces eaux sont données dans le tableau n°14:

Tab. n°14: Résultats de l'analyse physico-chimique (ANRH, 2015)

N	Nom	pH	T°C	CE μs/cm	RS mg/l	Ca^{+2} mg/l	Mg^{+2} mg/l	Na^+ mg/l	K^+ mg/l	Cl^- mg/l	SO_4^{2-} mg/l	NO_3^- mg/l	HCO_3^- mg/l
8	Sidi Ayd	6,53	68	5110	3840	206	21	1001	47	1441	88	4	745
9	Bouhadjar	6,53	66,5	5010	3680	199	177	955	46	1690	35	3	866
13	Ain Sellama	6,75	24,5	20000	15938	107,2	292,08	2953,5	27,9	5907,2	370	0,89	570
14	Ain Palmier	7,08	53,2	1880	1703	158,4	29,16	319	8	330,72	110	2,3	592
15	Source Dupont	6,69	67	1970	1782	177,6	21,38	327	10	336,54	100	6	643
16	Ain El Hammamat	6,7	53	2850	1861	229	55	296	37	538	139	0	793
17	Ain Sidi Ali N°3	7,35	65,5	1750	1583	123,2	31,104	312	12	313,82	90	12,2	609
18	Ain El Hamam N°6	6,49	44,2	2004	1721	171,2	41,8	329	8	319,4	160	6,3	627
29	H. Labes	7,2	38	980	756,12	90,18	97,2	19	8,5	230,42	101,23	67,23	196

Les eaux des stations thermales de Hammam Bouhnifia et Hammam Bouhadjar sont les plus chaudes du littoral oranais, et sont hyperthermales. Les sources de Hammam Labes sont mésothermales, tandis que la source d'Ain Sellama est métriothermale.

Les valeurs du pH varient entre 6.49 et 7.35. Les valeurs les plus faibles et donc, les plus acides, sont enregistrées par les sources à dégagement de CO₂ (Hammam Bouhnifia, Hammam Bouhadjar et Ain sellama).

Comme pour les sources de la Méseta oranaise, la conductivité est très variable : ainsi on distingue trois groupes : le premier groupe est formé par des eaux peu minéralisées avec des conductivités entre 980 et 2004us/cm (classe 1), un deuxième groupe, avec des valeurs moyennement fortes, entre 2850 et 5110us/cm (Ain El Hammamt, Hammam Bouhadjar et hammam sidi Ayd)(2^{ème} classe) et finalement le troisième groupe des valeurs très fortes dépassant les 20000us/cm à la source Ain Sellama (5^{ème} classe). Le Résidu Sec de ces sources varie entre 756mg/l et 15938mg/l

La caractéristique commune pour ces eaux (Hammam Bouhadjar, Bouhnifia, et Ain Sellama) est leur forte teneur en bicarbonates et la présence de gaz (bulle de gaz ou par l'odeur) (Tab. n°15).

La radioactivité mesurée à Hammam Bouhnifia, au niveau de la source Palmier est de 0,19 millimicrocuries, de 38,30 millimicrocuries de radon/l à la source Dupont, et entre 0,23 à 22,8 millimicrocuries de radon/l au niveau de Hammam Bouhadjar (Guigue, 1940).

Tab. n°15: Caractéristiques des eaux carbogazeuses (Issaadi, 1992)

Sources carbogazeuses	Caractéristique des Gaz %
Hammam Bouhnifia	Azote, N ₂ 64,6
	Oxygène, O ₂ 21,7
	Gaz carbonique, CO ₂ 13,7
Hammam Bouhadjar	CO ₂ libre, entre 501,6 et 1053,8mg
Ain Sellama	Azote, N ₂ 48,9
	Oxygène, O ₂ 16,3
	Gaz carbonique, CO ₂ 34,8

B.2.2. Caractéristiques chimiques :

Les fortes teneurs en chlorures et en sodium sont enregistrées à Ain Sellama avec des concentrations de 166méq/l et 128méq/l respectivement.

Pour les sources de Hammam Bouhnifia, les teneurs en bicarbonates et en chlorures sont très élevées (Fig. n°60).

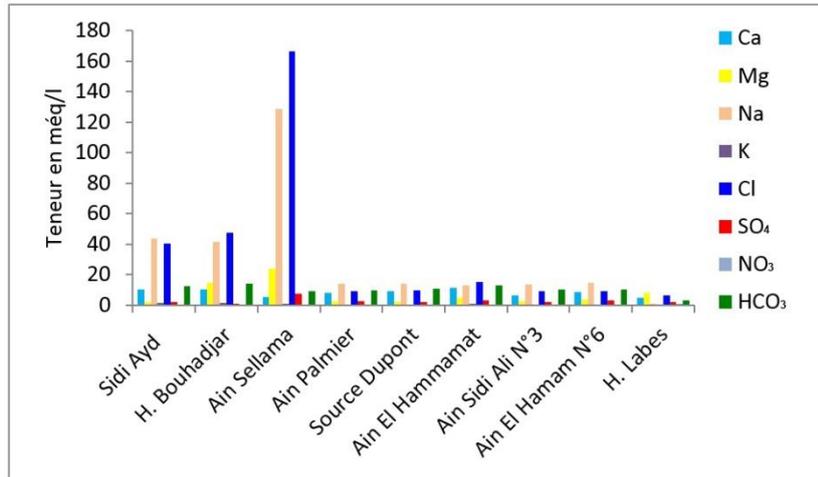


Fig. n°60: Histogramme des teneurs en éléments majeurs

D.2.3. Classifications hydrochimiques :

Trois types de faciès sont mis en évidence sur les diagrammes de Schoeller (Fig. n°61) et Piper (Fig. n°62) :

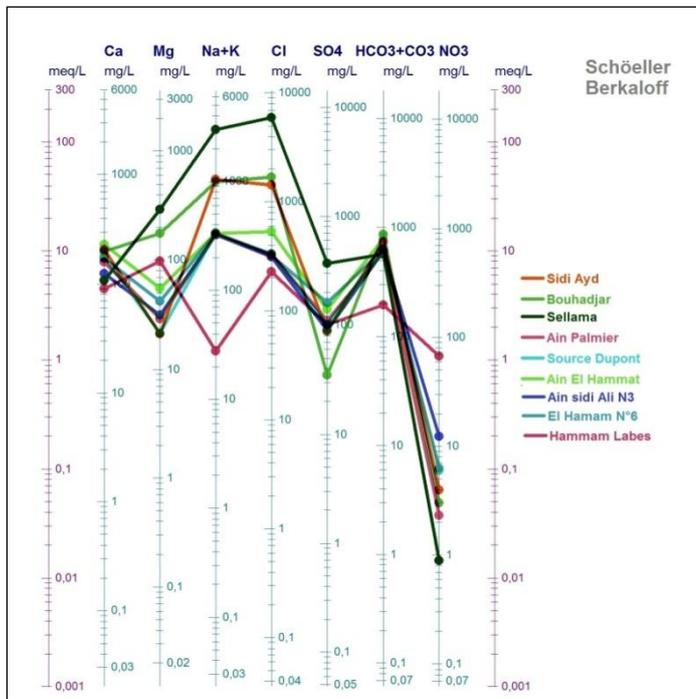


Fig. n°61: Représentation graphique des eaux liées au Plio-quaternaire sur le diagramme de Schoeller-Berkaloff

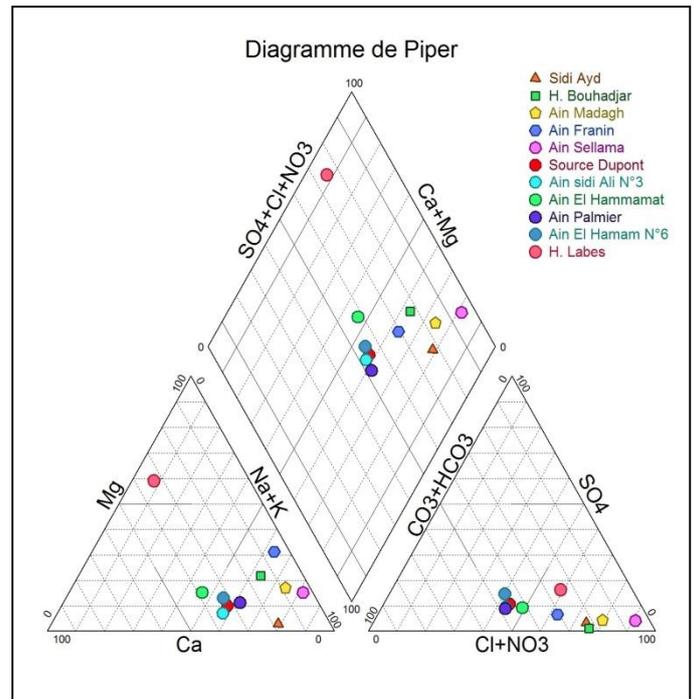


Fig. n°62: Représentation graphique des eaux de l'Oranie occidentale sur diagramme de Piper.

- Faciès chloruré sodique à très forte minéralisation représenté par la source de Sellama, et à forte minéralisation représenté par Hammam Bouhadjar et Sidi Aйд.
- Faciès bicarbonaté sodique à minéralisation moyenne représenté par les sources Dupont, Ain Sidi Ali N°3 et la source d'Ain Palmier.

- Enfin, le faciès chloruré magnésien à faible minéralisation, représenté par la seule source de Hammam Labes.

B.2.4. Rapports caractéristiques:

Pour la majorité des sources, les différents rapports caractéristiques effectués montrent la prédominance du sodium sur l'ensemble des autres cations. Le rapport $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ est inférieur à l'unité. Les différents résultats sont résumés dans le tableau n°16:

Tab. n°16: Rapports caractéristiques et indices de déséquilibre Chloro-alkalin(I.D.C)

Nom	I.D.C	$r(\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-)$	$r(\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+})$	$r(\text{Na}^+/\text{Mg}^{2+})$	$r(\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+})$
Sidi-Ayd	-0,10	0,04	4,22	25,16	0,17
H. Bouhadjar	0,10	0,01	4,17	2,85	1,46
Ain Sellama	0,22	0,05	23,96	5,34	4,48
Ain Palmier	-0,51	0,24	1,75	5,77	0,30
Source Dupont	-0,53	0,22	1,60	8,08	0,2
Ain El Hammamat	0,09	0,19	1,12	2,84	0,4
Ain Sidi Ali N3	-0,57	0,21	2,20	5,3	0,41
Ain El Hamam N°6	-0,61	0,37	1,67	4,16	0,40
Hammam Labes	0,84	0,32	0,18	0,10	1,78

B.2.5. Indice de Déséquilibre Chloro-alkalin (I.D.C) :

La majorité des valeurs des indices de déséquilibre Chloro-alkalin sont négatifs, traduisant des échanges entre le calcium de l'eau avec le sodium des formations encaissantes. Les autres d'eau (4), avec un indice proche de l'équilibre à positif indiquent que les eaux échangent les ions Na^+ et K^+ contre les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} de l'encaissant (Tab. n°16).

B.3. Conclusion :

L'Oranie occidentale comporte de nombreuses sources thermo-minérales. Très peu apparaissent au niveau des formations anté-jurassiques qui constituent les principaux réservoirs, et la majorité apparaissent dans la nappe du plio-quadernaire. Les formations évaporitiques sont localisées dans les dépôts messiniens et triasique.

La température de ces eaux varie entre 24°C et 68°C, certaines présentent une radioactivité et des dégagements gazeux.

La variation du faciès hydrogéochimique des sources thermales au sein d'une région est liée surtout à la nature des terrains traversés. Les émergences thermales de l'Oranie occidentale se répartissent donc sur le plan hydrogéochimique en deux groupes bien distincts :

- 1- Facies chloruré sodique à très forte minéralisation
- 2- Facies bicarbonaté sodique avec une minéralisation moyenne.

C) Moyen Chélif:

C.1. Nappe du calcaire à lithothamnium

La nappe des calcaires à lithothamnium du Moyen Chélif est considérée comme l'un des aquifères les plus importants de la région, essentiellement, en raison de l'importance de la fissuration du calcaire.

C.1.1. Caractéristiques physico-chimiques :

Les analyses chimiques de ces eaux sont données dans le tableau n° 17:

Tab. n°17 : Analyse physico-chimique de la source thermo-minérale (ANRH, 2015)

N	Nom	T°C	pH	Con μs/cm	R.S mg/l	Ca ⁺² mg/l	Mg ⁺² mg/l	K ⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻² mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
45	Sidi Hadj	21,9	7,9	2100	1296	71	34	4	325	485	133	0	372

Les eaux thermo-minérales de Sidi hadj sont classées dans le groupe des eaux métriothermales (21,9°C), avec un pH à tendance basique.

La conductivité est relativement moyenne (2100μs/cm). Elle appartient au deuxième groupe des conductivités, se traduisant par une minéralisation moyennement élevée.

Le poids du Résidu Sec est égal à 1296mg/l. La minéralisation est dominée par les chlorures et le sodium.

C.1.2. Caractéristiques chimiques :

Les chlorures, les bicarbonates et les sulfates sont présents en fortes teneurs. Le sodium prédomine sur les autres cations. Les alcalino-terreux sont relativement faiblement concentrés dans les eaux et le potassium est présent en quantité très faible (Fig. n°63).

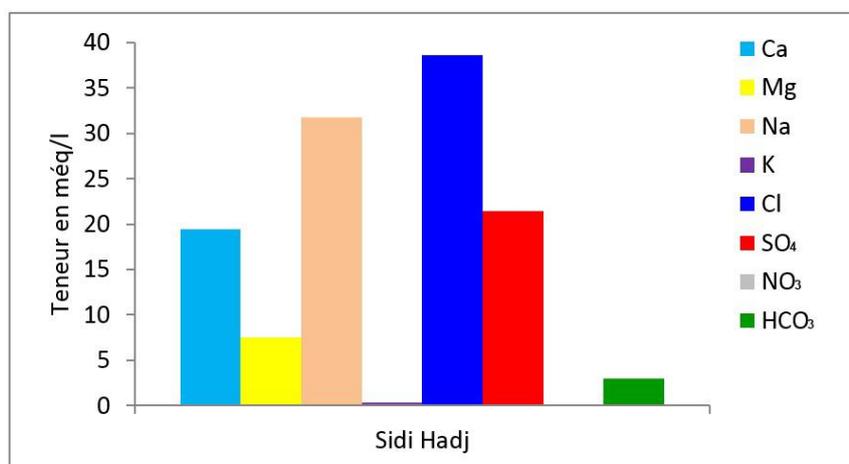


Fig. n°63: Histogramme des teneurs en éléments majeurs

C.1.3. Classifications hydrochimiques :

Un seul faciès caractérise la source thermo-minérales de Sidi Hadj : chloruré sodique, comme on peut le voir sur les diagrammes de Schoeller et de Piper (Fig. n°64)

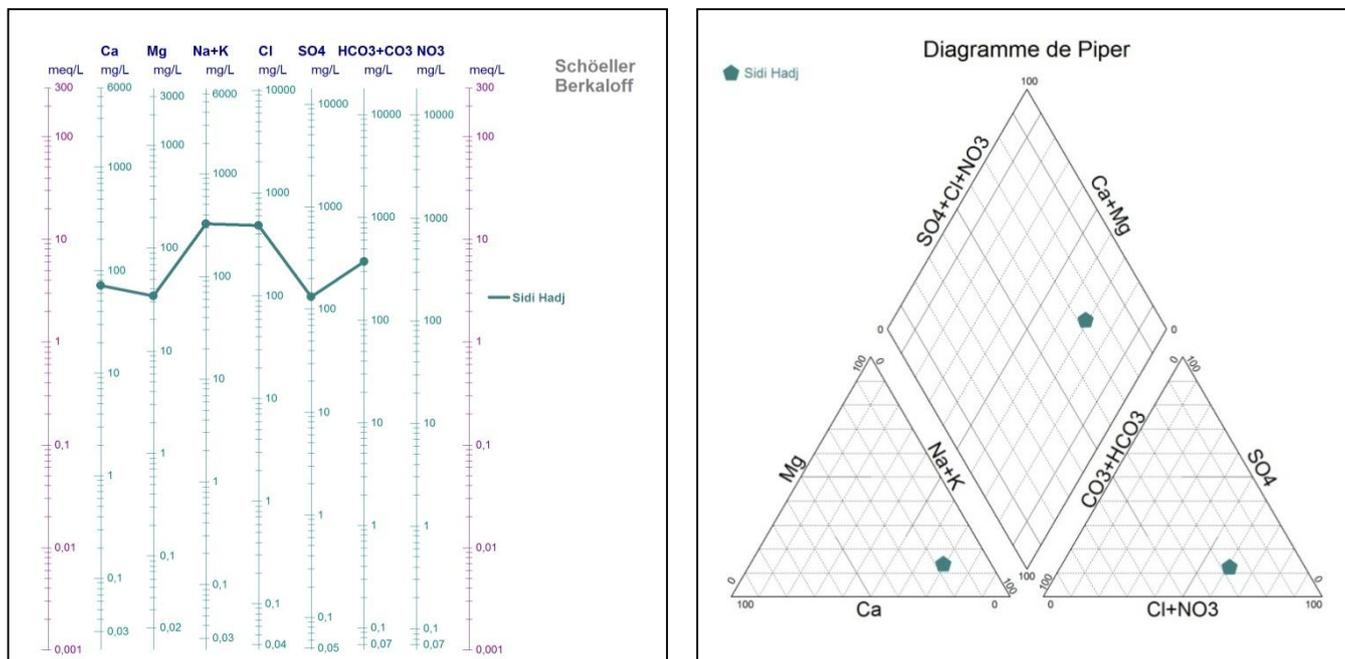


Fig. n°64: Représentation graphique des eaux du Moyen Chélif sur les diagrammes de Schoeller– Berkaloff et Piper

C.1.4. Rapports caractéristiques:

Les rapports du sodium sur les alcalino-terreux sont élevés traduisant un contact avec des évaporites. Les autres rapports sont faibles traduisant la prédominance du calcium sur le magnésium et des chlorures sur les sulfates (Tab. n°18).

Tab. n°18: Rapports caractéristiques et indice de déséquilibre Chloro-alkalin (I.D.C)

Source	I.D.C	$r(\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-)$	$r(\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2})$	$r(\text{Na}^+/\text{Na}^+)$	$r(\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2})$
Sidi Hadj	-0,014	0,56	1,64	4,24	0,39

C.1.5. Indice de Déséquilibre Chloro-alkalin (I.D.C)

L'i.d.c est négatif mais proche de zéro (Tab. n°18), il y a un équilibre entre les compositions chimiques de l'eau et celle du terrain encaissant.

C.1.6. Conclusion :

Les eaux thermo-minérales de Sidi hadj sont des eaux mésothermales à pH relativement basique. D'après Nedjai (1987), elles proviendraient des grès miocènes à ciment carbonaté. Les eaux au cours de leur trajet auraient transité par une formation évaporitique fortement salifère qui aurait donné un faciès chloruré sodique avec une minéralisation moyenne.

D. Chott chergui :

D.1. Nappe du Sénonien :

Le Chott Chergui est très riche en ressources en eau salée, saumâtre et thermale chaude. Ce complexe renferme trois nappes aquifères intimement liées, à savoir la nappe du Tertiaire continental, la nappe du Sénonien et celle du Bajocien-Bathonien. Les calcaires du Sénonien, souvent altérés et très perméables, affleurent au Nord-Est et participent à son alimentation en donnant naissance à la source d'Ain-Skhouna (Medjber. A, Berkane. F, 2016).

D.1.1. Caractéristiques physico-chimiques :

Les résultats de l'analyse physico-chimique des eaux thermo-minérales d'Ain Skhouna (Tab. n° 19).

Tab. n°19: Résultats de l'analyse physico-chimique (ANRH, 2015)

N	Nom	pH	T°C	CE μs/cm	RS mg/l	Ca ⁺² mg/l	Mg ⁺² mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
21	Ain Skouna	7,2	48	2300	1520	199	62	176	6	381	410	0,1	214
22	Ain Melha	7,3	28	2300	1569	189	69	190	7	414	386	0,1	168
23	Ain Zeoui	7	35	2200	1360	186	55	149	5	450	310	7,9	201

Les températures des eaux thermo-minérales d'Ain Skhouna sont comprises entre 28°C et 48°C, ce sont des eaux mésothermales. Le pH de ces eaux est entre 7 et 7,3 traduisant des valeurs proches de la neutralité.

La conductivité des eaux est égale à 2300μs/cm, et appartiendrait au deuxième groupe. Ce sont des eaux relativement minéralisées avec des Résidus Secs de l'ordre de 1569mg/l.

D.1.2. Caractéristiques chimiques :

Les teneurs en chlorures et en sulfates sont relativement élevées et très rapprochées. Elles prédominent sur celles des bicarbonates (Fig. n°65).

Le calcium est prédominant sur le sodium et magnésium. Le potassium est toujours présent en teneurs faibles 0,13 méq/l à Ain Zeoui et 0,18 à Ain Melha.

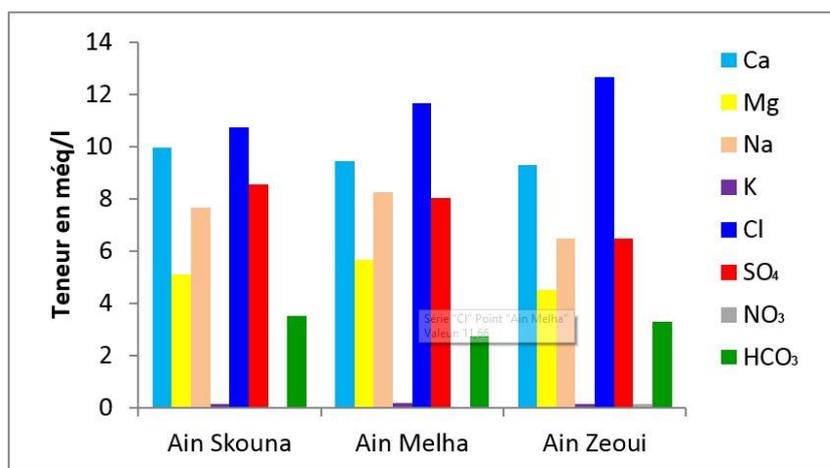


Fig. n°65: Représentation graphique des éléments majeurs

D.1.3. Classifications hydrochimiques :

Les eaux de la nappe du Sénonien se caractérisent par un seul faciès, chloruré calcique. Les valeurs des analyses ont été reportées sur les diagrammes de Schoeller et Piper (Fig. n°66). L'interprétation confirme le faciès de la nappe du Sénonien.

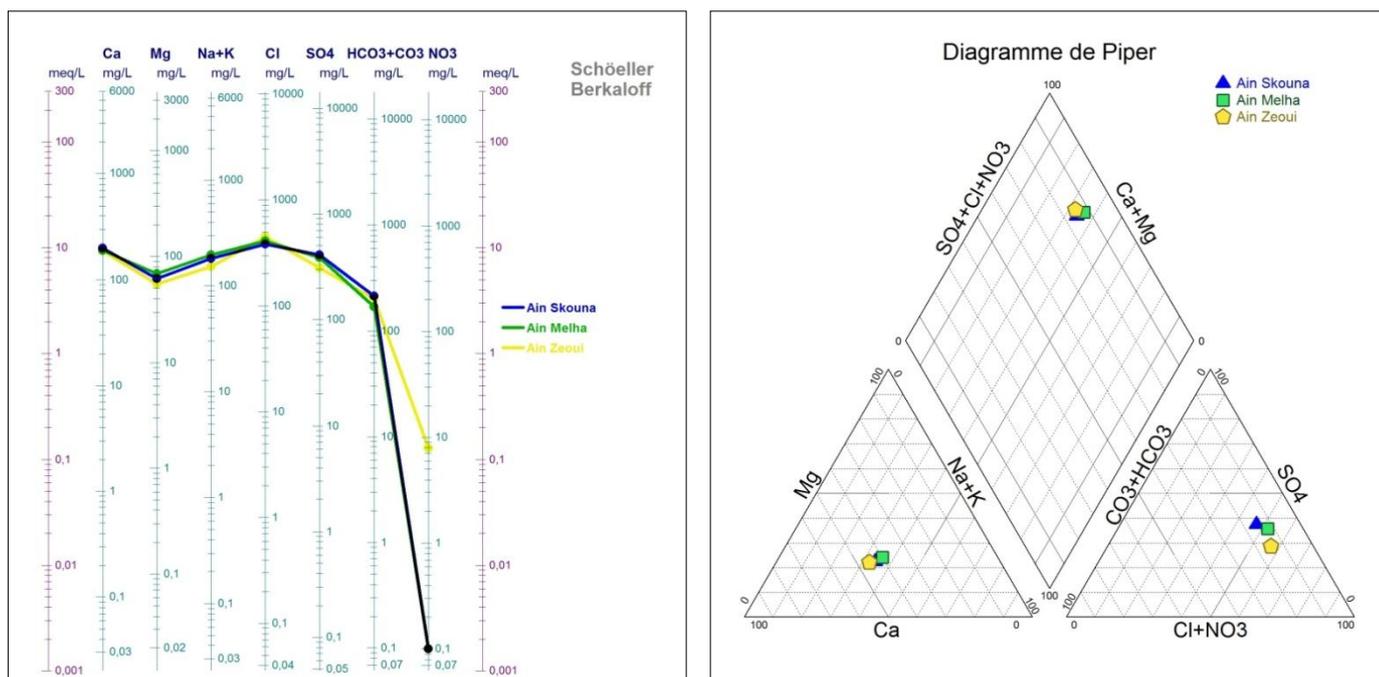


Fig. n°66: Représentation graphique des eaux du Chott Chergui sur les diagrammes de Schoeller-Berkaloff et Piper

D.1.4. Rapports caractéristiques :

Les rapports caractéristiques sont faibles et inférieurs à 1, traduisant la forte concentration du chlorure et du calcium, la prédominance des teneurs en calcium provenant des calcaires du Sénonien (Tab. n°20).

Tab. n°20: Rapports caractéristiques et indices de déséquilibre Chloro-alkalin des sources

Source	I.D.C	$r(\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-)$	$r(\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2})$	$r(\text{Na}^+/\text{Mg}^{+2})$	$r(\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2})$
Ain Skouna	0,27	0,79	0,01	0,03	0,51
Ain Melha	0,28	0,69	0,02	0,03	0,60
Ain Zeoui	0,48	0,51	0,01	0,03	0,49

D.1.5. Indice de Déséquilibre Chloro-alkalin (I.D.C):

Dans cette nappe, l'i.d.c est positif, traduisant la libération du sodium contre les alcalino-terreux de la roche (Tab. n°20).

D.1.6. Conclusion :

L'étude des caractéristiques physico-chimiques des eaux thermo-minérales de la nappe du Sénonien présente un faciès chloruré calcique avec une minéralisation moyenne. Cette minéralisation augmente au fur et à mesure que l'on s'approche de la presque d'Ile d'Ain Skhouna.

E. Monts de ksour :

E.1. Aquifère du Jurassique inférieur (calcaire du Lias) :

Les dolomies et les calcaires liasiques constituent le réservoir principal des eaux thermales d'Ain Ouarka.

E.1.1. Caractéristiques physico-chimiques :

Les résultats de l'analyse physico-chimique des eaux thermo-minérales de cette source sont représentés sur le tableau ci-dessous (Tab. n° 21).

Tab. n°21: Résultats de l'analyse physico-chimique (ANRH, 2015)

N	Nom	pH	T°C	CE μs/cm	RS mg/l	Ca ⁺² mg/l	Mg ⁺² mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
10	Ain Ouarka	7	45	8000	5823	323	91	1070	23	1900	1050	0,3	137

Les eaux thermo-minérales d'Ain Ouarka sont clairement mésothermales, atteignant une température de 45°C, avec un pH neutre.

La minéralisation des eaux est très forte. Les eaux ont une conductivité très élevée (8000μs/cm). Elles appartiennent au troisième groupe. Cette forte minéralisation est confirmée aussi par un fort Résidu Sec : 5823mg/l.

E.1.2. Caractéristiques chimiques :

Pour les analyses chimiques (Fig. n°67), l'examen des teneurs en éléments majeurs montre que la source d'Ain Ouarka est fortement chargée en chlorures (53még/l), en sodium (46még/l) et en sulfates (21még/l)

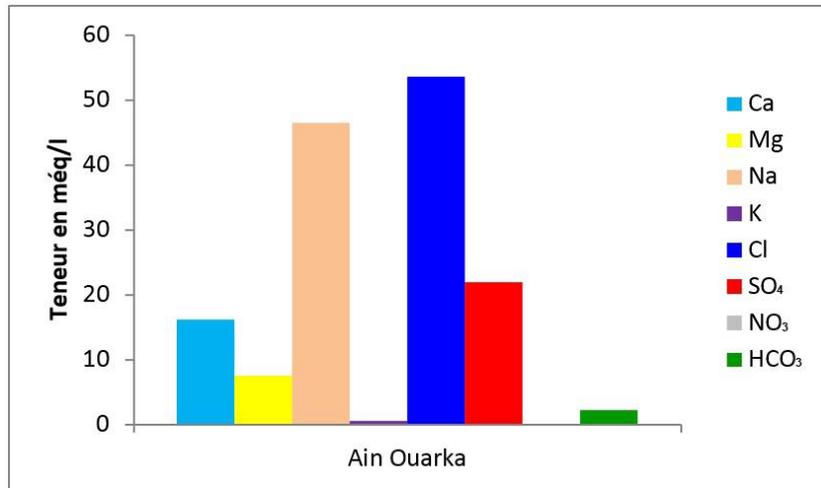


Fig. n°67: Histogramme des teneurs en éléments majeurs

E.1.3. Classifications hydrochimiques:

Pour le faciès hydrochimique de la source thermo-minérales d'Ain Ouarka, on trouve un seul type de faciès : Hyperchlorurée sodique (Fig. n°68).

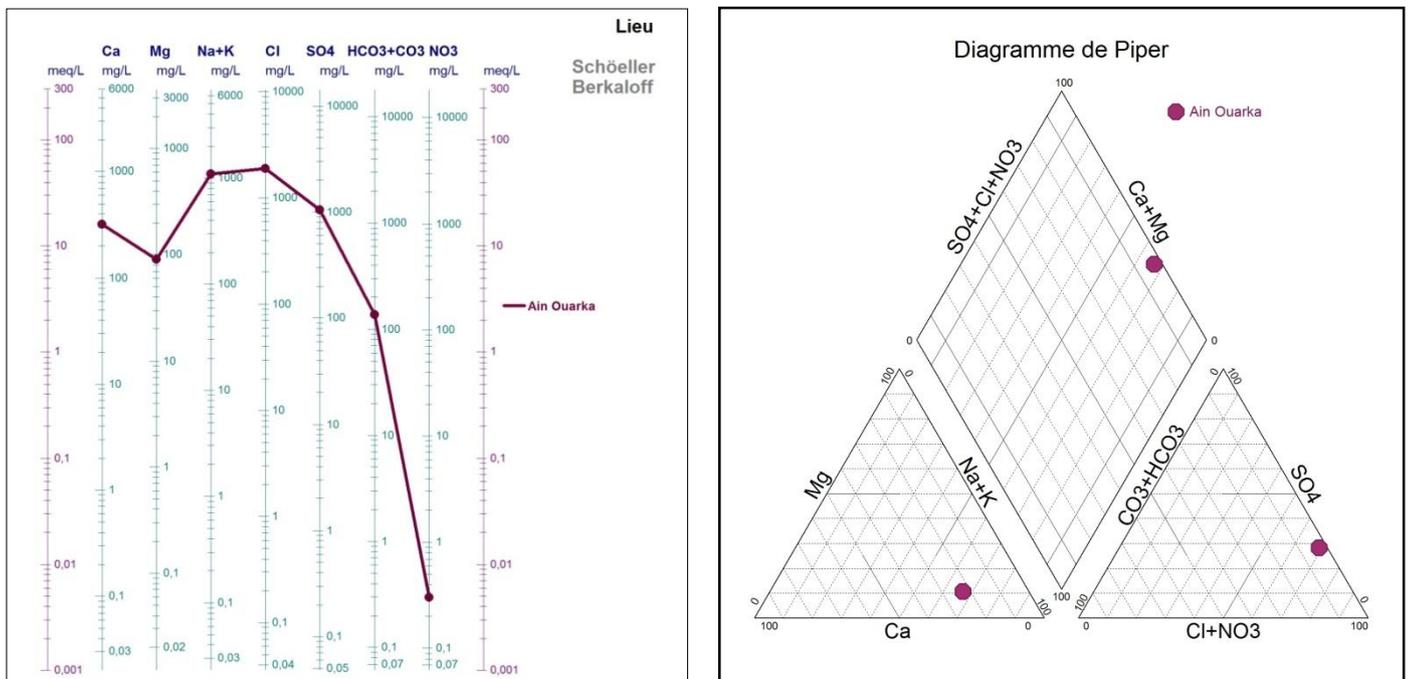


Fig. n°68: Représentation graphique des eaux de Monts de Ksour sur les diagrammes de Schoeller-Berkaloff et Piper

E.1.4. Rapports caractéristiques :

Les rapports $\text{Na}^+/\text{Mg}^{+2}$ et $\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2}$ sont très élevés et supérieurs à 1, indiquant la prédominance du sodium sur les alcalino-terreux (Tab. n°22).

Les rapports $\text{SO}_4^{-2}/\text{Cl}$ et $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ sont inférieurs à 1 montrant la prédominance des chlorures sur les sulfates et du calcium sur le magnésium (Tab. n°22).

Tab. n°22: Rapports caractéristiques et indice de déséquilibre chloro-alkalin des eaux

Source	I.D.C	$r(\text{SO}_4^{-2}/\text{Cl}^-)$	$r(\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2})$	$r(\text{Na}^+/\text{Mg}^{+2})$	$r(\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2})$
H. Ain Ouarka	0,12	0,41	2,88	6,21	0,46

E.1.5. Indice de Déséquilibre Chloro-alkalin (I.D.C) :

Les eaux au cours de leur trajet souterrain ont subi des échanges d'éléments. L'i.d.c est positif traduisant un échange des ions Na^+ et K^+ de l'eau contre les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} de l'encaissant (Tab. n°22).

E.1.6. Conclusion :

L'étude hydrochimique montre que les eaux thermo-minérales qui émergent au niveau de Monts de Ksour sont des eaux mésothermales. Ces eaux circulent dans les formations carbonatées (calcaires du Lias). Le contact relativement important avec les formations triasiques traduit une modification quasi-totale de la minéralisation originelle des eaux, aboutissant à un faciès hyperchlorurée sodique. La minéralisation définitive de ces eaux serait acquise après lessivage des formations gypso-salifère triasique.

3. Etude synthétique :

Dans cette partie, nous résumons la description des caractéristiques physico-chimiques des eaux thermo-minérales des principaux aquifères du littoral oranais et des deux autres secteurs considérés à titres comparatif. Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau (cf. Annexe 3).

3.1. Paramètres physiques:

3.1.1. Températures mesurées :

Dans les secteurs étudiés, les températures observées varient de 21,9°C à 68°C. La majorité des sources appartiennent à la catégorie des eaux mésothermales (Tab. n°23 et Fig. n°69) :

Tab. n°23: Classification des eaux selon la température mesurée

Température	Noms des eaux thermo-minérales
Eaux métriothermales $T^{\circ}\text{C} < 30^{\circ}\text{C}$	Ain Madagh, Ain Sellama, Hammam Sidi Hadj et Ain Melha,
Eaux mésothermales $30^{\circ}\text{C} < T^{\circ}\text{C} < 50^{\circ}\text{C}$	H.Chiguer, H. Bougherara, H. Ain Tahamamite, H. Ain Ouarka, Ain Franin, H. Sidi Aissa, Hammam Rabi, Ain Skhoua, Ain Zeoui, Ain El Hamam N°6, H. Labes
Eaux hyperthermales $50^{\circ}\text{C} < T^{\circ}\text{C} < 100^{\circ}\text{C}$	Bouhadjar, Sidi Ayd, Ain Palmier, Ain sidi Ali N°3, Ain El Hammamat, Source Dupont

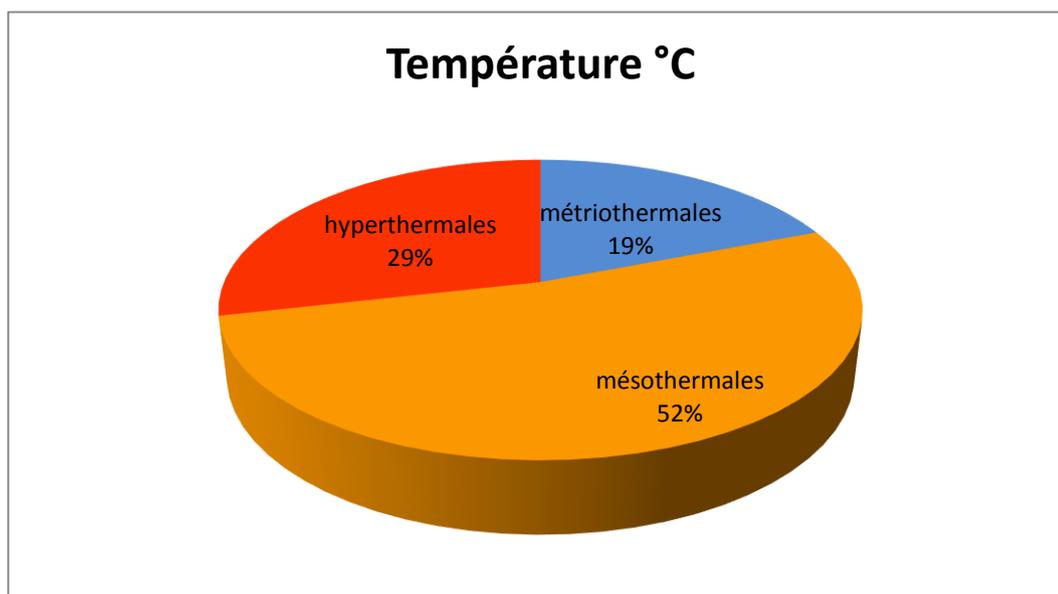


Fig. n°69: Pourcentage des températures mesurées

3.1.2. Conductivités :

Les conductivités observées aux émergences varient entre 730 μ s/cm pour la source de Hammam Boughrara (2) et 20000 μ s/cm pour la source d'Ain Sellama (13). Ceci montre une grande variabilité de la minéralisation d'une source à une autre.

La classification des eaux des secteurs étudiés selon leurs conductivités est portée dans le tableau suivant (Tab. n°24):

Tab. n°24: Classification des eaux selon la conductivité électrique

Conductivité	Noms des eaux thermo-minérales
Classe 1(Cond < 2000 μ s/cm)	H. Boughrara, H. Ain Tahamamite, Ain palmier, Source Dupont, Ain Sidi Ali N°3, et Hammam Labes
Classe 2 (2000 μ s/cm < Cond < 7000 μ s/cm)	H.Chiguer, Hammam Rabi, Hammam Sidi Aissa, H.Bouhadjar, Sidi Ayd, Ain Madagh, Ain Franin, Ain El Hammamat, Ain El Hammam N°6, Ain Skhouana, Ain Melha, Ain Zeoui et Sidi Hadj.
Classe 3 (7500 μ s/cm < Cond < 15000 μ s/cm)	H. Ain Ouarka
Classe 4 (Cond > 15000 μ s/cm)	Ain Sellama

La première classe est caractérisée par des eaux ayant des conductivités inférieures à 2000 μ s/cm, ce sont des eaux de type bicarbonaté calcique ou sodique liées aux réservoirs carbonatés, la minéralisation de certaines sources peut être enrichie par suite d'un lessivage limité des évaporites ou par condensation des eaux dans les cavités karstiques (Monts de Tlemcen et Monts de Saida).

Pour la deuxième classe, les eaux ont un faciès chloruré ou sulfaté, résultant du lessivage des formations évaporitiques.

Pour la 3^{ème} classe, une seule source possède un faciès hyperchloruré sodique caractéristique des eaux ayant circulé à travers les formations évaporitiques.

Les eaux de la 4^{ème} classe sont les plus chargées. La source d'Ain sellama est de type hyperchlorurée sodique.

3.1.3. Relation conductivité, Résidu Sec et minéralisation :

Ce sont des paramètres importants pour caractériser les teneurs en sels dissouts des eaux thermo-minérales.

Les coefficients de corrélations calculés à partir les droites de régression des figures 70, 71, 72 montrent les trois relations reliant de ces trois paramètres.

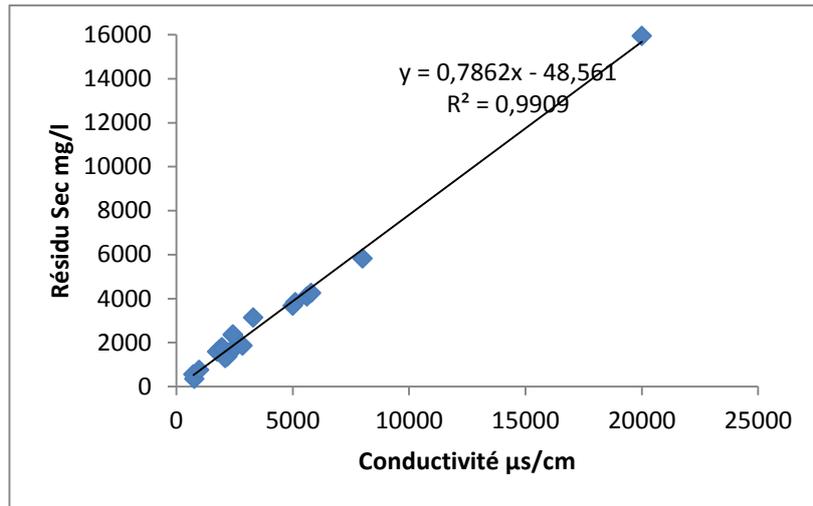


Fig. n°70 : Droite de corrélation entre le Résidu Sec et la conductivité.

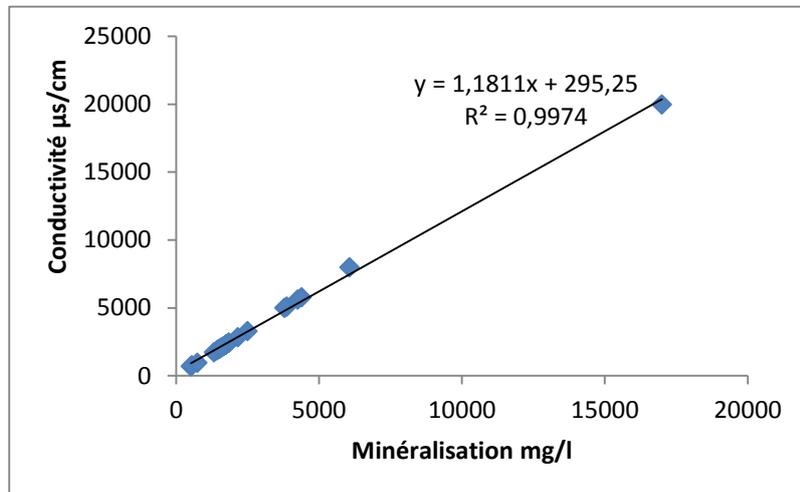


Fig. n°71: Droite de corrélation entre la conductivité et la minéralisation.

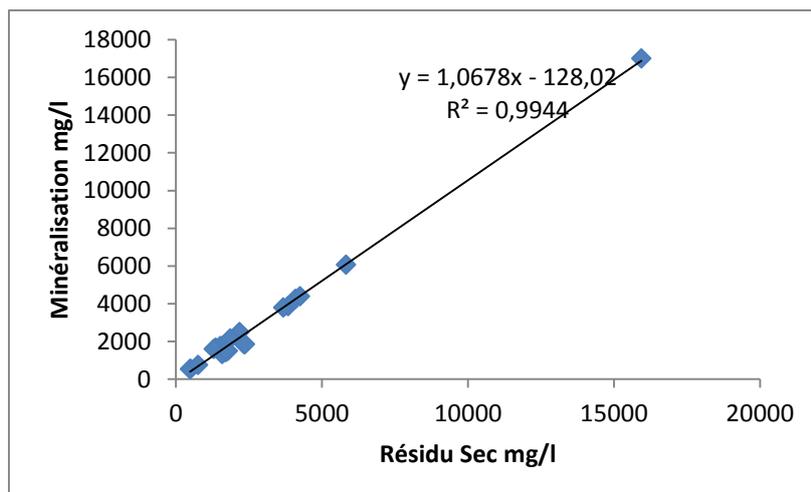


Fig. n°72: Droite de corrélation entre la minéralisation et le Résidu Sec

3.1.4. pH :

Les valeurs du pH mesurées aux différentes sources et forages thermo-minéraux sont généralement supérieures à 7 ou autour de la neutralité, à l'exception des sources de Hammam Bouhadjar, Sidi Ayd, Ain Sellama et quelques sources de Hammam Bouhnifia qui présentent un pH acide. Leurs valeurs du pH variant entre 6,5 et 7 sont enregistrées par des sources à dégagement gazeux. Les résultats sont résumés dans le tableau ci-dessous (Tab. n°25 et Fig. n°73) :

Tab. n°25: Classification des sources thermo-minérale étudiées suivant leur pH

Eaux légèrement acide $6,5 < \text{pH} < 7$	Hammam Bouhadjar, Sidi Ayd, Ain Sellama, Ain El Hammamat, Source Dupont 3, Ain El Hamam N°6
Eaux proche de la neutralité $7 \leq \text{pH} < 7,5$	H. Chiguer, Tahamamite, Hammam Rabi, H. Sidi Aissa, Ain Franin, Ain palmier, Ain sidi Ali N°, H. Labes, Ain Skhouna, Ain Melha, Ain Zeoui, Ain Ouarka,
Eaux à tendance basique $\text{pH} > 7,5$	H. Boughrara, Ain Madagh, Sidi Hadj

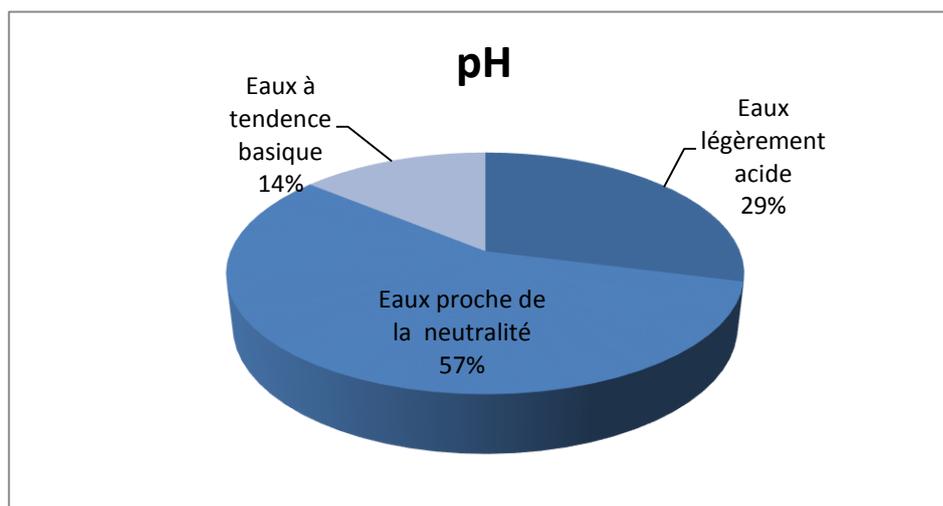


Fig. n°73: Pourcentage de pH

3.2. Paramètres chimiques:

L'examen des résultats des analyses chimiques montre que pour la majorité des sources, l'ion chlorure est prédominant sur les ions HCO_3^- et SO_4^{2-} , il en est de même pour le Na^+ qui prédomine sur les cations Ca^{2+} et Mg^{2+} (Fig. n°74).

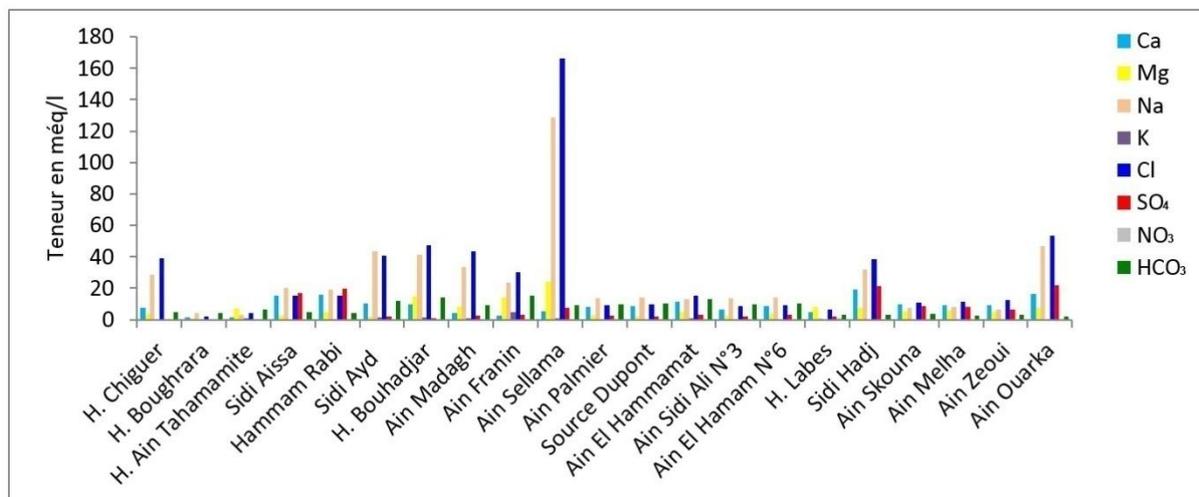


Fig. n°74: Représentation graphique des éléments majeurs des eaux thermo-minérales étudiées

3.2.1. Calcium :

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

La dissolution des formations carbonatées : $\text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$

La dissolution des formations gypseuses ($\text{CaSO}_4 \cdot 2(\text{H}_2\text{O}) \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2(\text{H}_2\text{O})$)

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

Les teneurs en calcium dans les secteurs étudiés varient entre 28 mg/l comme valeur minimale dans les eaux thermo-minérales de Hammam Boughrara et 323mg/l comme valeur maximale dans les eaux de Hammam d'Ain Ouarka.

3.2.2. Magnésium :

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

Magnésite: $\text{MgCO}_3 = \text{Mg}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$

Dolomite: $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 = \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 2(\text{CO}_3^{2-})$.

Pour les eaux étudiées, les teneurs en magnésium varient entre 13mg/l comme valeur minimale dans les eaux de Hammam Boughrara et 292mg/l comme valeur maximale dans les eaux de la source d'Ain Sallema.

3.2.3. Sodium

L'origine de cet élément est liée principalement à la dissolution des formations salifères et à la proximité de la côte. Les évaporites seraient la principale origine de la teneur en Na⁺.

La proximité des Sebkhass et des Chotts peut être aussi à l'origine de l'enrichissement en cet élément. Les valeurs les plus élevées sont atteintes à Ain Sellama avec 2953mg/l et à Ain Ouarka 1070mg/l.

3.2.4. Potassium

Les teneurs en potassium sont très faibles par rapport à celles des autres cations. La concentration est comprise entre 4mg/l et 181mg/l.

3.2.5. Chlorure

L'origine de cet élément est comme pour le cas du sodium, liée principalement à la dissolution des formations salifères. Les évaporites constituent la source principale de cet enrichissement. L'influence marine, la proximité des bassins endoréiques (Chotts, Sebkhass), les eaux fossiles ou connées, peuvent aussi être à l'origine de cet élément.

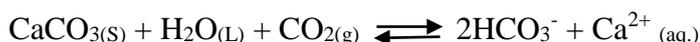
Les teneurs en chlorures des points d'eau analysés varient entre 69mg/l comme valeur minimale dans les eaux de Hammam Boughrara et 5907mg/l comme valeur maximale dans les eaux de la source Ain Sellama.

3.2.6. Sulfate

Les sulfates peuvent avoir une origine météorique, comme ils peuvent également provenir de l'activité agricole ou biologique naturelle, ou de l'utilisation domestique (détergents), ou de la présence d'évaporites (gypse). Les concentrations des eaux analysées varient entre 21 à 1050mg/l.

3.2.7. Bicarbonates

Ils proviennent de la dissolution des formations carbonatées (calcaire, dolomie) par des eaux chargées en gaz carbonique (CO₂) selon l'équation suivante:



Les teneurs en bicarbonates de nos analyses varient entre 137mg/l comme valeur minimale dans les eaux de Hammam d'Ain Ouarka et 920mg/l comme valeur maximale dans les eaux de la source d'Ain Franin.

3.2.8. Nitrates

Les nitrates, représentent la forme la plus oxydée de l'azote, c'est une forme très soluble. L'apport atmosphérique en nitrates est faible, la teneur naturelle des eaux souterraines en cet élément est également faible; elle dépend des types de sols, de la végétation qui les recouvrent ainsi que du taux d'oxygénation dans la zone noyée. On peut dire aussi que l'origine des nitrates dans les eaux est essentiellement externe (apports anthropiques). Les nitrates sont utilisés comme indice de pollution. Les teneurs élevées ont été observées dans les eaux de Hammam Labes 67mg/l.

3.3. Classifications hydrochimiques :

Pour comparer les eaux entre elles, nous avons regroupé l'ensemble des eaux étudiées, en fonction de leurs formules caractéristiques et de leurs faciès (Tab. n°26)

Tab. n°26: Formules caractéristiques et faciès des sources thermo-minérales étudiées

Noms	Formules	Caractéristiques	Faciès chimiques
Ain Ouarka, Bouhdjar, Sidi Ayd	$rCl^- > rSO_4^{2-} > rHCO_3^- > rNO_3^-$	$rNa^+ > rCa^{2+} > rMg^{2+} > rK^+$	Chlorurée sodique
Ain Skhouna, Ain Zeoui, Ain Melha	$rCl^- > rSO_4^{2-} > rHCO_3^- > rNO_3^-$	$rCa^{2+} > rNa^+ > rMg^{2+} > rK^+$	Chlorurée calcique
Chiguer, Ain El Hammat Sidi hadj	$rCl^- > rHCO_3^- > rSO_4^{2-} > rNO_3^-$	$rNa^+ > rCa^{2+} > rMg^{2+} > rK^+$	Chlorurée sodique
Bougharara, Ain Palmier, El Hamam N°6, Source Dupont, Ain sidi Ali N3	$rHCO_3^- > rCl^- > rSO_4^{2-} > rNO_3^-$	$rNa^+ > rCa^{2+} > rMg^{2+} > rK^+$	Bicarbonatée sodique
Tahamamite	$rHCO_3^- > rCl^- > rSO_4^{2-} > rNO_3^-$	$rMg^{2+} > rNa^+ > rCa^{2+} > rK^+$	Bicarbonaté magnésien
Sidi Aissa, Hammam Rabi	$rSO_4^{2-} > rCl^- > rHCO_3^- > rNO_3^-$	$rNa^+ > rCa^{2+} > rMg^{2+} > rK^+$	Sulfatée sodique
Ain Franin, Ain Madagh Ain Sellama	$rCl^- > rHCO_3^- > rSO_4^{2-} > rNO_3^-$	$rNa^+ > rMg^{2+} > rCa^{2+} > rK^+$	Chlorurée sodique
H. Labes	$rCl^- > rHCO_3^- > rSO_4^{2-} > rNO_3^-$	$rMg^{2+} > rCa^{2+} > rNa^+ > rK^+$	Chlorurée magnésien

La classification des eaux montre que le faciès le plus prédominant est de type chloruré.

3.4. Représentations graphiques :

Les eaux des différentes sources thermo-minérales inventoriées ont été représentées sur trois diagrammes:

3.4.1. Diagramme de Schoeller-Berkaloff :

Les résultats des analyses chimiques des eaux étudiées reportées sur le diagramme de Schoeller- Berkaloff (Fig. n°75) nous ont permis de distinguer trois faciès :

- Chloruré sodique, calcique et magnésien.
- Bicarbonaté sodique et magnésien.
- Sulfaté sodique.

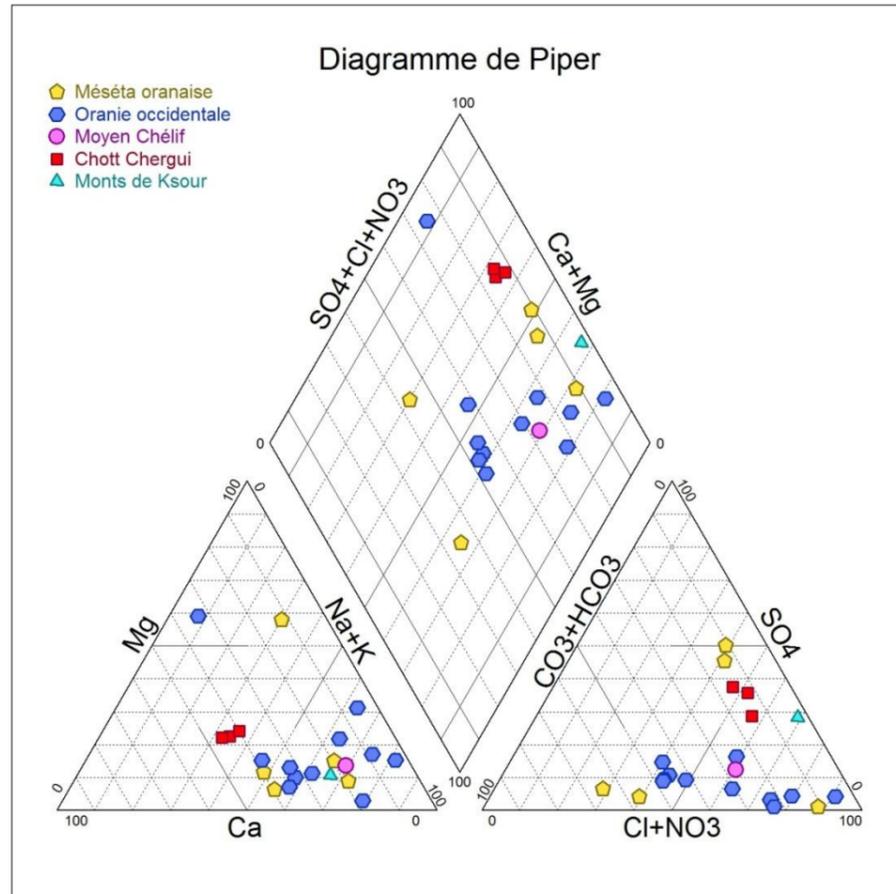


Fig. n°76: Représentation graphique des eaux sur le diagramme de Piper.

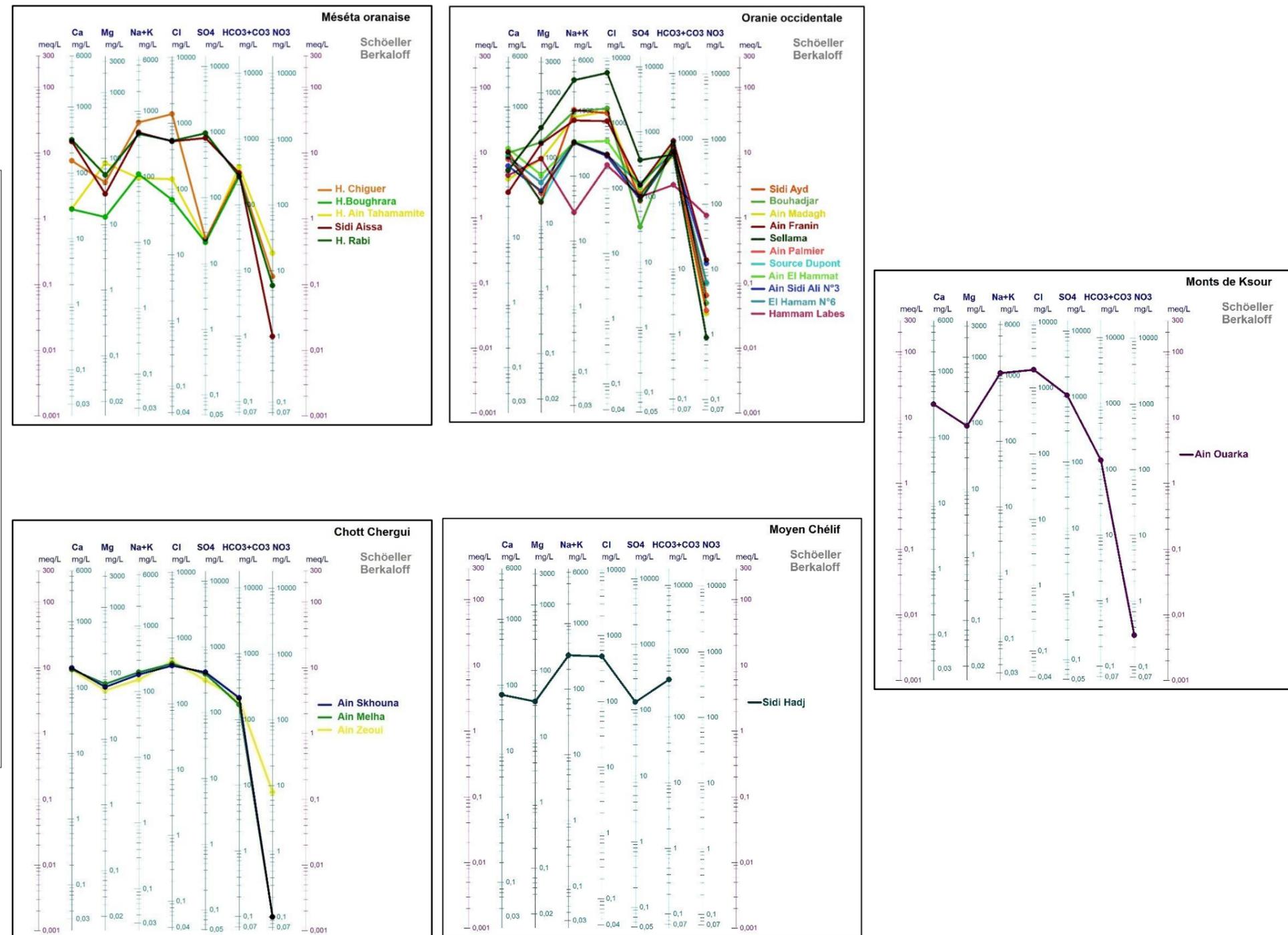


Fig. n°75 : Représentation graphique des eaux thermo-minérales de cinq secteurs sur le diagramme de Schoeller-Berkaloff.

3.4.2. Diagramme de Piper :

Le diagramme de Piper (Fig. n°76) montre que les eaux thermo-minérales étudiées appartiennent essentiellement à quatre familles d'eaux :

- Chlorurée calcique.
- Chlorurée Sodique ou sulfatée sodique.
- Bicarbonatée sodique
- Bicarbonatée magnésienne.

3.4.3. Diagramme de l'I.I.R.G (Institut International de Recherche en Géothermie)

D'amore et al. (1983) ont défini six nouveaux paramètres (A, B, C, D, E, et F) permettant d'établir un diagramme rectangulaire, le diagramme IIRG (Institut international des recherches géothermique). Ces paramètres sont définis par des rapports de concentration entre les éléments majeurs (Na, K, Ca, Mg, HCO₃, SO₄ et Cl en meq/l).

3.4.3.1. Principe du diagramme I.I.R.G :

En utilisant les rapports de concentrations de ces éléments et la somme de leurs cations et leurs anions exprimés en milliéquivalents par litre, six nouveaux paramètres (A, B, C, D, E et F) ont été définis et normalisé à 100.

a) Paramètre : $A = 100 / \Sigma(+)$ (HCO₃-SO₄)

A tend à distinguer entre les eaux circulant dans les terrains calcaires et celles circulant dans les terrains évaporitiques.

b) Paramètre: $B = 100 (SO_4 / \Sigma(-) - Na / \Sigma(+))$

B permet de différencier les eaux riches en sulfates circulant dans les terrains évaporitiques, des eaux riches en Na⁺ circulant dans les formations sédimentaires argilo-marneuses.

c) Paramètre : $C = 100 (Na / \Sigma(+)) - Cl / \Sigma(+)$

C distingue les eaux dérivant des flyschs de celles provenant, soit des séries carbonatées évaporitiques, soit du socle schisto-quartzitique. Ces deux types d'eaux ont des teneurs élevées en Na⁺ mais le premier présente une faible teneur en Cl⁻ et le second un rapport Na/Cl voisin de 1.

d) Paramètre : $D = 100 ((Na - Mg) / \Sigma(+))$

D indique les eaux circulant dans les calcaires dolomités.

e) Paramètre : $E = 100((Ca+Mg) / \sum(+)-HCO_3 / \sum(-))$

E tend surtout à distinguer les circulations d'eau dans les réservoirs carbonatés et celles se présentant dans les réservoirs sulfatés.

f) Paramètre : $F = 100 (Ca-Na-K / \sum(+))$

F révèle l'augmentation de la teneur en K dans les échantillons d'eau

Les valeurs calculées de ces paramètres permettent d'établir des diagrammes rectangulaires (Fig. n°77). Les lignes figurantes obtenues sur diagrammes permettent, de définir les faciès chimiques des groupes d'eau :

- Eaux sulfatées calciques représentées par α
 - Eaux bicarbonatées calciques représentées par β
 - Eaux chlorurées sodiques représentées par γ
 - Eaux bicarbonatées sodiques représentées par δ
- (α , β , γ , δ sont les diagrammes rectangulaires standards)

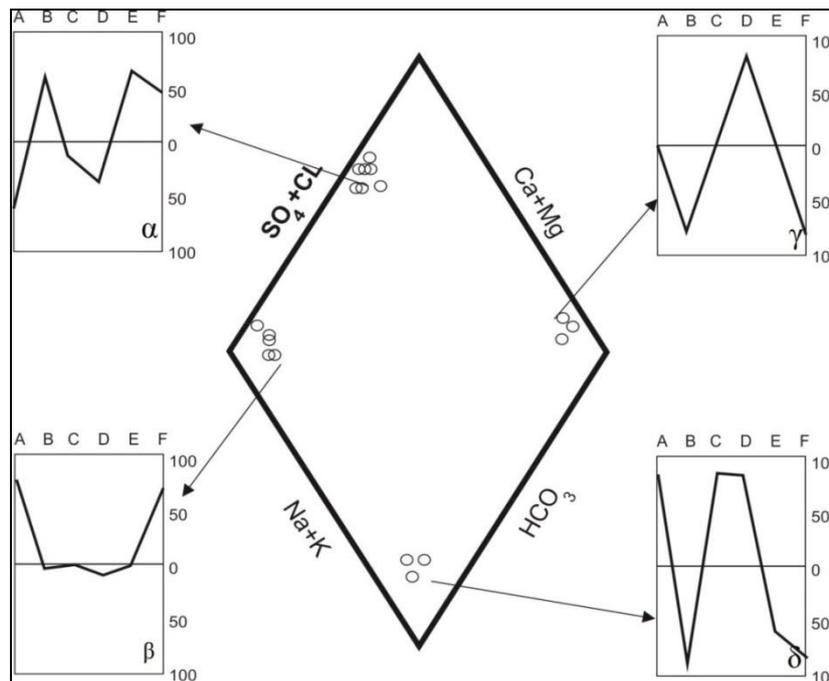


Fig. n°77: Diagramme rectangulaire I.I.R.G

Les résultats obtenus dans le diagramme I.I.R.G (Fig. n°78), sont identiques à ceux obtenus par le diagramme de Piper.

La majorité des eaux thermo-minérales étudiées sont chlorurées sodiques et calciques, ayant circulé à de grandes profondeurs comme le montrent les diagrammes γ de la figure n°78.

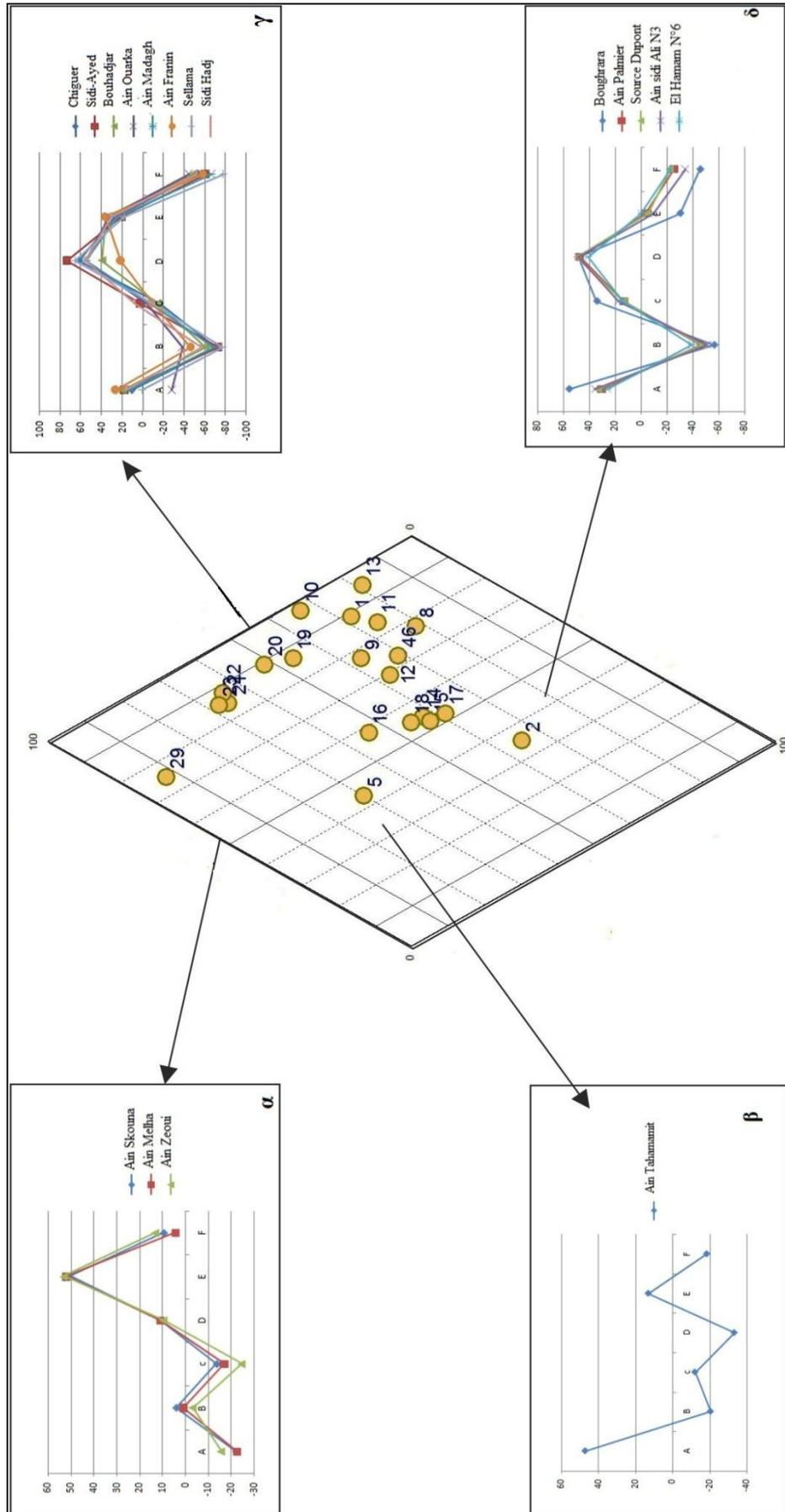


Fig. n°78: Représentation graphique des eaux thermo-minérales étudiées sur Diagramme I.I.R.G

4. Conclusion :

Les eaux thermo-minérales étudiées sont liées à un système très complexe traduisant la circulation des eaux en profondeur. Le contact des eaux de ces sources avec des terrains argileux ou marneux, ou des formations évaporitiques ou carbonatées, conduit souvent aux échanges qui influencent le chimisme et la minéralisation originelle de l'eau acquise dans le réservoir.

La minéralisation originelle a été totalement modifiée soit au cours de la circulation dans les réservoirs soit au cours de la remontée. Le chimisme de la majorité des eaux thermo-minérales étudiées est influencé par les évaporites du Trias ou de Messinien donnant ainsi naissance à des sources thermales très minéralisées.

La plupart des sources étudiées appartiennent à la catégorie des eaux mésothermales et présentent des caractéristiques particulières de dégagement gazeux et de radioactivité.

La répartition spatiale des éléments chimiques a confirmé que l'origine de ces faciès est fortement liée à la nature lithologique des formations traversées. Trois grands faciès chimiques se dégagent (Fig. n°79) :

1- Eaux chlorurées sodiques et calciques: cette famille regroupe 13 sources parmi lesquelles trois sont hyperchlorurées sodiques ayant des teneurs élevées en Na^+ et Cl^- . Ces fortes teneurs seraient le résultat que ces eaux ont circulé longtemps à travers des formations évaporitiques.

2- Eaux sulfatées sodiques : dans ce groupe, deux se classent sous le faciès sulfaté sodique. Ces eaux acquièrent cette minéralisation dans les formations évaporitiques principalement triasiques.

3- Eaux bicarbonatées calciques et sodiques : les sources au nombre de six, sont caractérisées par des eaux ayant circulé dans des réservoirs carbonatés.

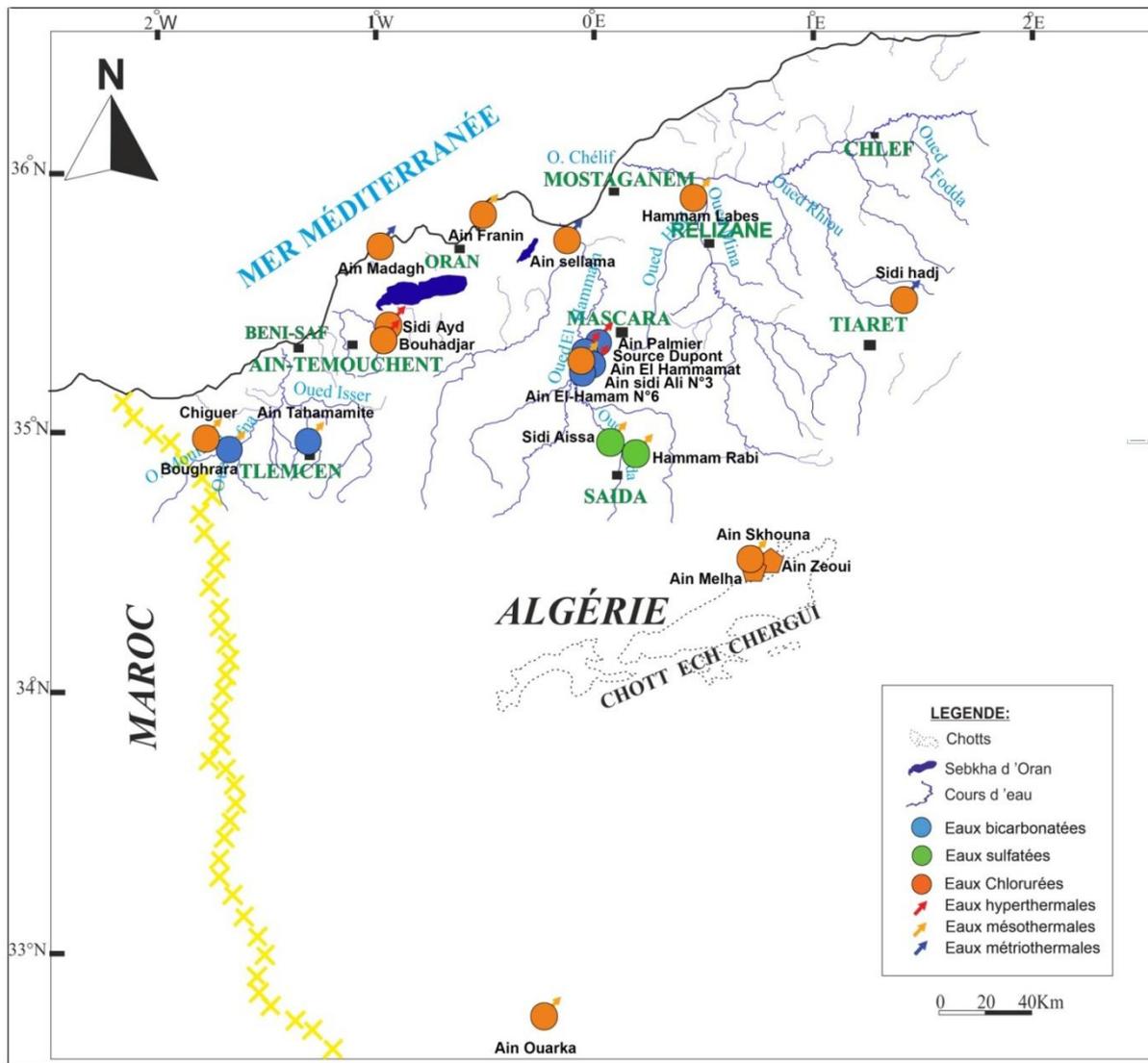


Fig. n°79: Carte de chimie des eaux thermo-minérales de l'Ouest Algérien

Chapitre IV

Salinité des eaux thermo-minérales du littoral oranais

La salinité est l'un des grands problèmes en Algérie, vu son effet dévastateur sur la qualité des eaux. Elle est souvent liée à la dissolution des formations géologiques, à l'effet de l'évaporation et à l'effet d'une intrusion marine (Habes, 2013).

Le problème d'invasion marine est d'une grande importance pour l'Algérie qui s'ouvre largement sur la mer Méditerranée (1200km de côte) et dont les zones côtières constituent des régions vivrières souvent bien arrosées par les pluies (Morsli, 2007).

1. Définition de la salinité des eaux :

La salinité peut être déterminée directement par la somme des concentrations mesurées en éléments dissous et indirectement, à partir de la conductivité électrique ($\mu\text{s}/\text{cm}$). Toutefois, le terme de salinité est souvent utilisé comme synonyme de chlorinité qui désigne la concentration en chlore dissous sous forme de chlorures (mg/l ou g/l) (Klopman et al, 2011).

Par le terme minéralisation, on désigne la concentration des solides totaux dissous (TDS), ou charge totale dissoute (CTD). Le terme salinité est synonyme de TDS et s'exprime généralement en mg/l ou g/l .

Usuellement, on considère en fonction de leur salinité, les eaux douces, saumâtres, salines et les saumures (Kharaka et Hanor, 2005) (Fig. n°80) :

- Eau douce: eau dont la salinité est inférieure à $1\text{ g}/\text{l}$.
- Eau saline: eau dont la salinité est comprise entre $1\text{ g}/\text{l}$ et $35\text{ g}/\text{l}$.
- Saumure: eau dont la valeur de salinité est supérieure à la valeur moyenne de celle de l'eau de mer, c'est-à-dire plus de $35\text{ g}/\text{l}$ TDS.

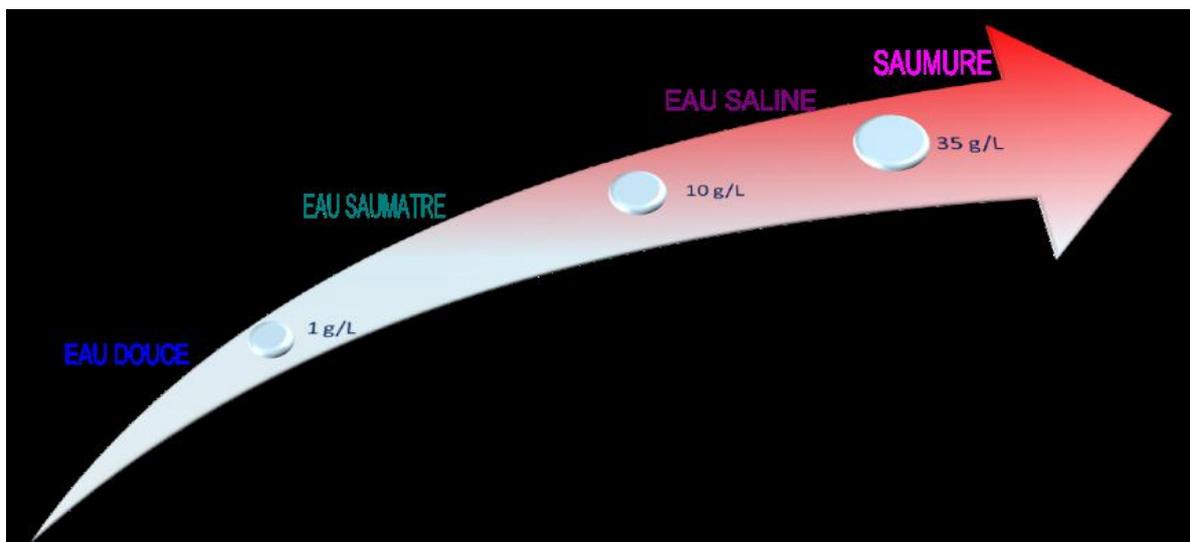


Fig. n°80: Gammes de concentrations et terminologie (Kharaka et Hanor, 2005)

2. Différentes origine de la salinité :

Plusieurs sources potentielles de salinité des eaux souterraines peuvent être invoquées :

- intrusion marine.
- dissolution des aérosols et embruns marins.
- dépôts évaporitiques contenus dans la formation géologique (Trias, Lias, Crétacé).
- activités anthropiques, agricultures, eaux usées.

Pour mieux comprendre le cycle de la salinité des eaux souterraines, on peut le subdiviser en deux grands domaines: le domaine marin et le domaine continental (Fig. n°81).

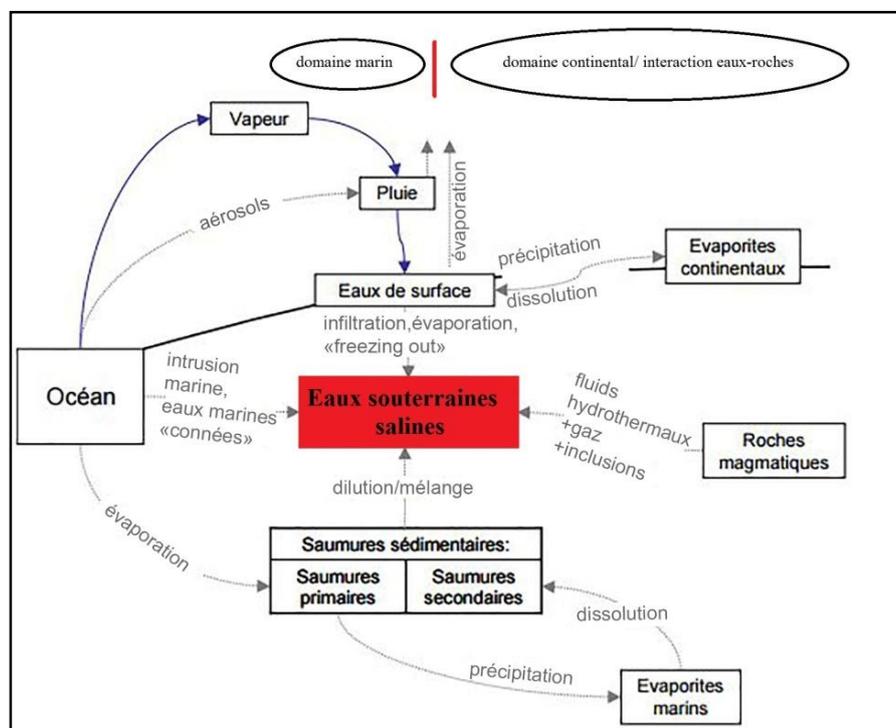


Fig. n°81: Mécanismes naturels de salinisation des eaux de surfaces et souterraines (Kloppman et al, 2011).

2.1. Domaine marin :

Le domaine « marin » lié directement ou indirectement à l'eau de mer.

2.1.1. Intrusion marine :

L'intrusion marine représente l'un des mécanismes de salinisation les plus répandus impactant la qualité de l'eau côtière. Ce phénomène entraîne des niveaux de salinité qui peuvent dépasser les normes de potabilité de l'eau mais également compromettre son aptitude à l'irrigation (Jones et al, 1999).

2.1.1.1. Mécanismes de l'intrusion marine

En l'absence de perturbation (surexploitation par exemple), la pénétration du niveau de la mer à l'intérieur des terres est naturellement régie par une différence de masse volumique (25 kg/m^3) entre deux eaux (UNESCO, 1987 ; Calvache et Pulido-Bosch, 1996) (Fig. n°82):

- l'une salée et marine, plus dense et donc plus assujettie aux forces gravitationnelles.
- l'autre plus ou moins « douce » provenant de l'infiltration des précipitations et constituant ainsi une nappe côtière s'écoulant vers la mer.

L'interface eau douce-eau salée prend une allure hyperbolique, qui limite la partie basale nommée « biseau ». Dans la réalité, on observe une zone de transition dont l'épaisseur ne dépasse guère quelques mètres.

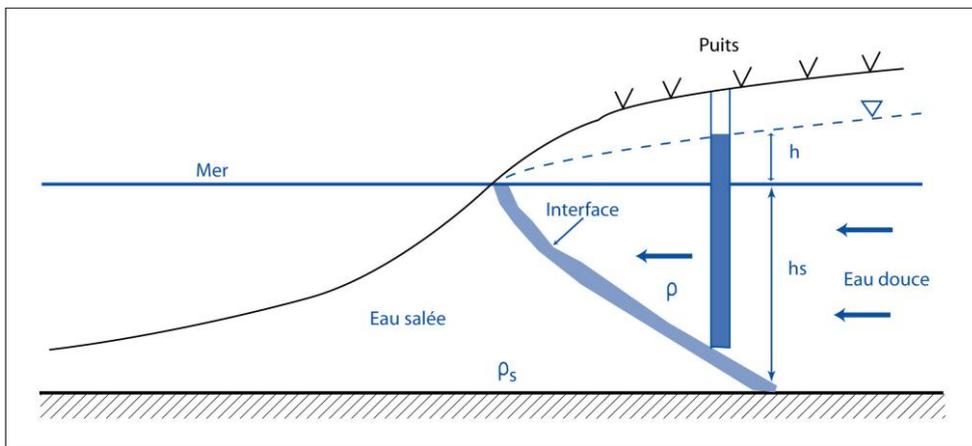


Fig. n°82: Relation eau douce eau de mer (In Hsissou, 1990).

2.1.1.2. Facteurs déterminants de l'intrusion marine :

2.1.1.2.1. Effet de l'exploitation :

L'augmentation de la concentration saline pourrait être un signe d'un flux d'eau salée de la mer vers les pompages. Toute exploitation intense de la nappe côtière par creusements anarchiques des puits va entraîner un déséquilibre hydrodynamique de l'interface « eau douce-eau salée marine ». Cela se traduit par une diminution des débits souterrains et un abaissement du niveau de la nappe. Celui-ci va devenir inférieur à celui de la mer, ce qui va provoquer un écoulement des eaux marines vers l'aquifère côtier.

Ainsi, les aspects liés à l'exploitation d'un aquifère en zone côtière peuvent être énumérés comme suit (Olive, 1996; Simmers, 1997):

- Baisse du niveau de la nappe.
- Pénétration du biseau d'eau salée vers les terres.
- Salinisation des eaux de la nappe côtière à cause de cette pénétration, principalement dans les deux premiers kilomètres du rivage.
- Abandon des puits à cause des fortes salinités des eaux

2.1.1.2.2. Situation par rapport à la mer

La distance du point de captage par rapport à la mer joue un rôle déterminant dans l'évolution de la qualité des eaux. En effet, ces eaux accusent une salinité de plus en plus élevée au fur et à mesure que l'on se rapproche du rivage

2.1.2. Dissolution des aérosols et embruns marins :

Les embruns marins sont des aérosols enlevés par le vent à la crête des vagues. Ils contiennent une forte concentration en sels minéraux, surtout le chlorure de sodium et constituent une source naturelle potentielle de la salinisation des eaux côtières. Ces embruns chargés en cristaux de NaCl, vont se déposer sur les sols. Pendant la période pluvieuse où l'on observe une recharge efficace de la nappe, les eaux infiltrées vont lessiver les cristaux de sels et les entraîner jusqu'à la nappe, ce qui engendre une salinisation de celle-ci (Fig. n°83).

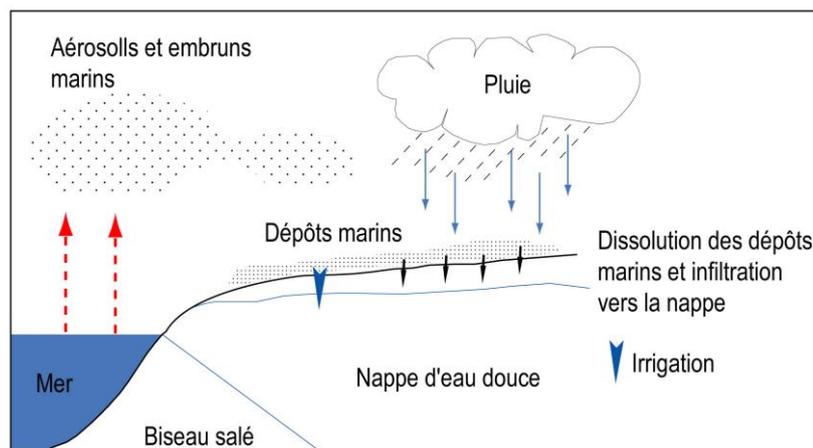


Fig. n°83: Dissolution des sels marins issus des aérosols et embruns marins (in Hsissou, 1999).

2.2. Domaine continental

2.2.1. Dissolution des évaporites :

Les évaporites est un terme désignant des dépôts riches en chlorures et sulfates alcalins (avec les ions K^+ , Na^+ , Mg^{+2}). La précipitation de ces sels succède à des concentrations par évaporation intense, généralement dans des lagunes peu ou pas reliées à la mer, ou encore dans des lacs salés. Par ordre de cristallisation, on a les principaux minéraux suivants: le gypse, l'anhydrite, le sel gemme (halite), la carnallite et la sylvite. Ils donnent soit des lits continus, soit des masses lenticulaires, soit des cristaux ou des amas isolés au sein d'argiles, de sables argileux ou de dolomies (Raoult et Foucault, 2005).

Les halogénures comme par exemple la halite ($NaCl$) et les sulfates, ainsi que le gypse ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) font partie des minéraux salifères les plus souvent impliqués dans les cas de salinisation par une réaction eau-roche. Les réactions de dissolution dépendent des conditions physico-chimiques et thermodynamiques bien particulières (pression, température, constante de solubilité du minéral impliqué, force ionique de la solution...).

La dissolution de la halite se traduit par une augmentation de la concentration en ions Chlore (Cl^-) et sodium (Na^+), tandis que la dissolution du gypse conduit à une augmentation des ions calcium (Ca^{+2}) et sulfate (SO_4^{-2}).

Une fois en contact avec l'aquifère, l'eau de la nappe peut s'enrichir d'éléments nouveaux provenant du réservoir géologique. Cette interaction est d'autant plus importante que le temps de résidence est long et les minéraux des roches aquifères sont solubles.

2.2.2. Concentration par évaporation :

L'aridité du climat se manifeste essentiellement par une faible hauteur pluviométrique, combinée à une forte évapotranspiration potentielle, ce qui aboutit à l'augmentation de la salinité des eaux.

Les conditions climatiques se manifestent par deux caractéristiques qui s'ajustent parfaitement aux mécanismes de la mobilisation et de l'accumulation des sels (Hsissou, 1999):

- Un régime irrégulier des précipitations avec une dominance des averses brutales qui sont séparées par des périodes de sécheresse.

- Une saison sèche prolongée, pendant laquelle la chaleur et l'insolation provoquent une intense évaporation. Sous climat chaud et aride, le sel peut circuler grâce au lessivage des horizons superficiels salés (mobilisation), et de la remontée capillaire (remobilisation et accumulation).

L'effet de la concentration des eaux par évaporation peut être aussi important dans le cas d'une nappe d'eau souterraine proche de la surface. En effet, le climat constitue un facteur déterminant dans les phénomènes de dilution et de surconcentration en sels des eaux souterraines superficielles (Younsi, 2001), et principalement celles dont l'alimentation se fait exclusivement à partir de l'infiltration efficace des eaux pluviales. En effet, pendant les saisons humides où l'on observe une infiltration efficace importante, on note une élévation piézométrique, une augmentation du débit souterrain et une dilution de la charge saline des eaux. Par contre, pendant les saisons sèches caractérisées par une absence d'alimentation de la nappe à laquelle s'ajoute une exploitation de celle-ci, on observe une concentration des eaux en sels.

2.2.3. Facteurs déterminant la salinité continentale :

Plusieurs facteurs jouent un rôle essentiel dans la mise en solution des éléments chimiques et sont étroitement liés à la nature des formations en place (Stumm et Morgan, 1981; Fetter, 1993). Parmi ces facteurs, nous pouvons distinguer :

- L'importance de la surface de contact eau-roche et la durée de contact entre l'eau et la matrice de l'aquifère, l'eau est d'autant plus chargée que la surface et la durée sont grandes (forte porosité ouverte).
- Les facteurs physiques tels que la température et la pression influencent de manière significative les échanges eau-roche.
- La perméabilité ou la vitesse de circulation de l'eau dans le terrain : plus l'eau circule lentement dans une formation, plus sa minéralisation augmente.
- La nature de la roche réservoir et de celle de la zone non saturée. A titre d'exemple, les terrains évaporitiques libèrent par lessivage des teneurs importantes en NaCl, dans les eaux souterraines qui y circulent; dans des formations aquifères calcaires, elles seront très riches en calcium.

2.3. Facteurs anthropiques : les eaux usées, les déchets solides, les activités agricoles

Les diverses activités humaines (urbanistiques, agricoles, industrielles, etc...) peuvent être des sources de dégradation de la qualité des eaux souterraines, ce qui par conséquent aggrave les processus naturels de salure des eaux.

3. Etude de la salinité des eaux thermo-minérales du littoral oranais :

Lorsqu'une source émerge en zone littorale, qu'il s'agisse de la mer ou d'une étendue d'eau salé (lagune, sebkha, chott), les composés halogénés véhiculés par ces eau peuvent (P. Verdeil, 1982):

- provenir d'une mise en solution d'évaporites qui, dans la région maghrébine, et en Algérie en particulier, s'échelonnent tout au long de la série stratigraphique du Permo-Trias aux niveaux actuels.

- avoir une double origine et résulter en partie d'une contamination par des eaux superficielles salées.

La salure des eaux thermo-minérales du littoral oranais pose un grand problème, et il serait intéressant de bien de préciser l'origine de cette salinité.

3.1. Répartition de la salinité des eaux thermo-minérales :

La carte de la salinité des eaux a été réalisée en utilisant la campagne concernant le plus grand nombre de sources échantillonnées en 2014 et 2015. La salinité des eaux thermo-minérales est exprimée ici en terme de conductivité électrique ($\mu\text{s/cm}$) (Fig. n°84).

On observe une variation de la salinité du Sud vers le Nord. Cette variation peut avoir plusieurs causes, dont :

- 1- la zonalité géologique, échange eaux-roche
- 2- la dissolution des formations évaporitiques (halite, gypse)
- 3- l'évaporation importante
- 4- la contamination marine

La salure s'accroît de plus en plus vers la mer, ainsi que vers les zones de dépressions piézométriques, avec un faciès chimique des eaux qui tend à évoluer vers un enrichissement en sodium et en chlore. Les valeurs les plus fortes ont été enregistrées dans le secteur de l'Oranie occidentale par la source d'Ain Sellama (20000 $\mu\text{s/cm}$) et par les sources des massifs littoraux Ain Madagh et Ain Franin (5620 $\mu\text{s/cm}$ et 5792 $\mu\text{s/cm}$ respectivement). Le développement de ce type de salinité pourrait être l'indice d'une contamination marine. Selon Verdeil (1982), les eaux d'Ain Franin correspondent vraisemblablement à un mélange d'eau de mer et d'eau douce, ce qui pose un problème si l'on suit les hypothèses des auteurs associant cette émergence aux «évaporites» triasiques. Nous pensons que l'origine de la salinité de l'eau thermique des aquifères côtiers est un mélange des deux hypothèses citées précédemment.

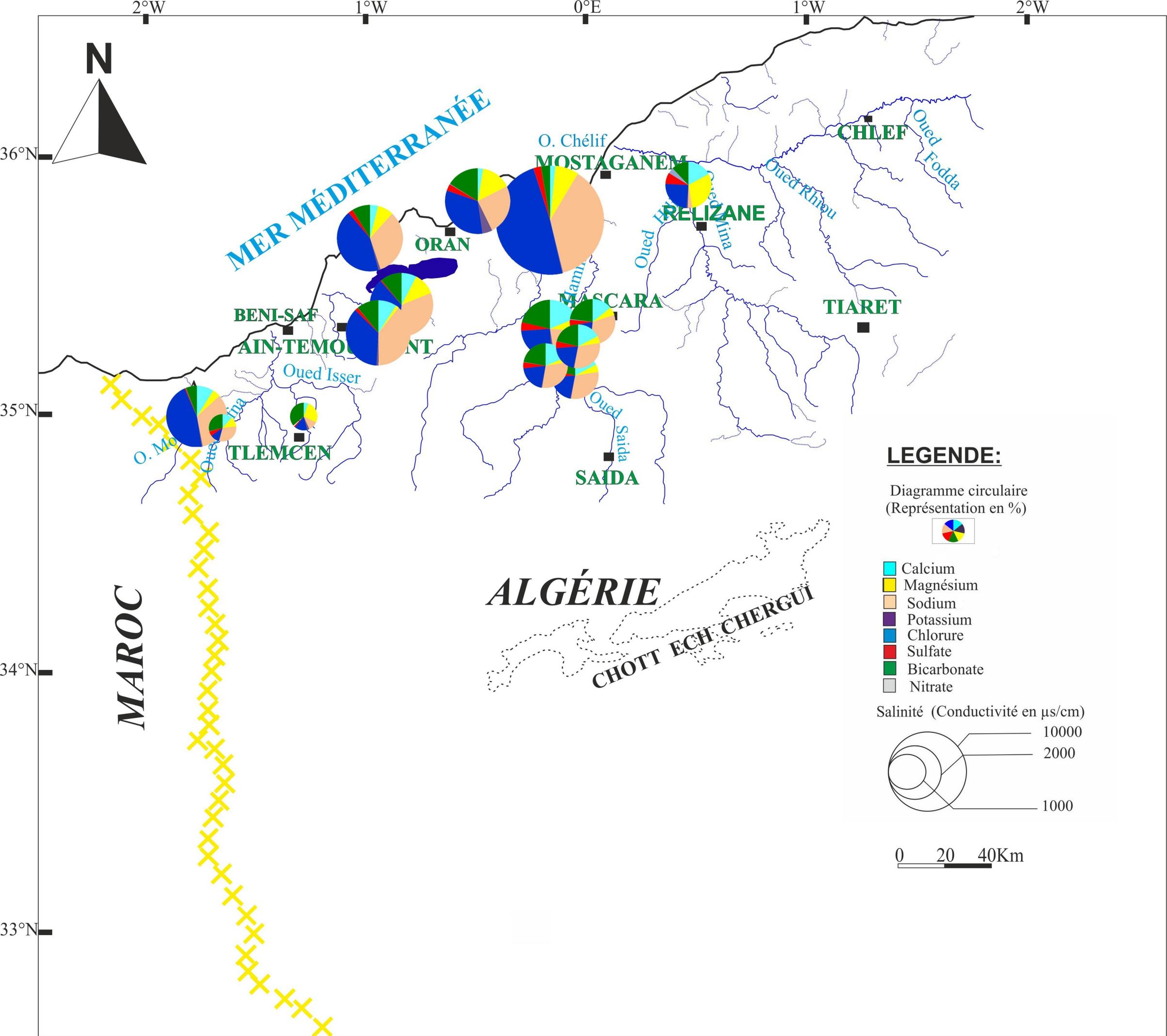


Fig. n°84 : Carte de la salinité des eaux thermo-minérales du littoral oranais (exprimée en $\mu\text{s}/\text{cm}$)

La majorité des eaux thermo-minérales des aquifères du Plio-quaternaire se caractérise par une salinité importante, atteignant $5110\mu\text{s}/\text{cm}$ à Sidi Ayd. Pour certains auteurs, la salinité serait due à la proximité de la Grande Sebkhah et à l'intensification des pompages provoquant un appel d'eau salée. B. Sourisseau (1976) avait un avis contraire : « que la salinité des eaux ne proviendrait pas de la Sebkhah mais de la mise en solution par les eaux d'exhaure, de lentilles de gypses et de sels interstratifiées dans les formations messiniennes et dans les formations quaternaires ».

Les sources thermo-minérales situées dans les injections triasiques, ayant traversées au fur et à mesure de leur trajet les formations évaporitiques sont généralement excessivement salées. Une salinité relativement élevée, atteignant $3300\mu\text{s}/\text{cm}$ à Hammam Chiguer, où la teneur en chlorures-sodium est de $2044\text{mg}/\text{l}$, avec un faciès chimique chloruré sodique. Cette salinité résulte bien d'une dissolution de la halite contenue dans les formations évaporitiques du Trias.

Sur la carte (Fig. n°84), on remarque la prédominance des chlorures et sodium notamment pour les faciès les plus minéralisés.

La représentation graphique des eaux des différentes nappes du littoral oranais sur le diagramme de Piper (Fig. n°85) montre que ces eaux ont un faciès de type bicarbonaté (les eaux les moins chargées), ayant évolué au faciès chloruré sodique (les eaux les plus chargées).

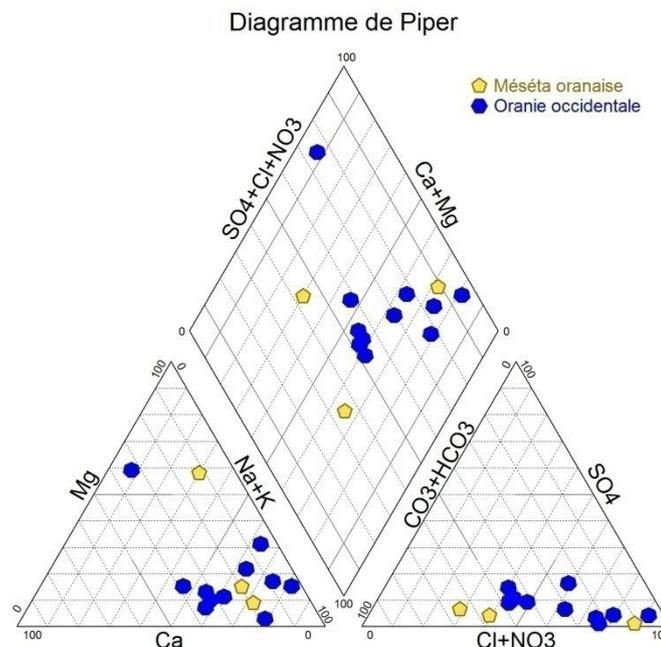


Fig. n°85: Diagramme de Piper des eaux thermo-minérales du littoral oranais

3.2. Etude de la relation conductivité/éléments chimiques:

L'étude des corrélations établies entre les concentrations des principaux éléments majeurs (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , et K^+) et la conductivité des eaux a permis de préciser l'origine de la minéralisation des eaux thermo-minérales.

La figure 86 montre les relations entre la conductivité de l'eau et les chlorures et le sodium.

On remarque qu'il y a une forte relation entre les conductivités électriques des eaux et les ions chlorures (Fig. n°86. a), ce qui confirme que ces derniers contrôlent la minéralisation des eaux. Le coefficient de corrélation est égal à 0,97, tandis qu'il est de 0,96 pour le sodium (Fig. n°86. b). Il apparaît clairement que la minéralisation totale est liée essentiellement aux chlorures et au sodium.

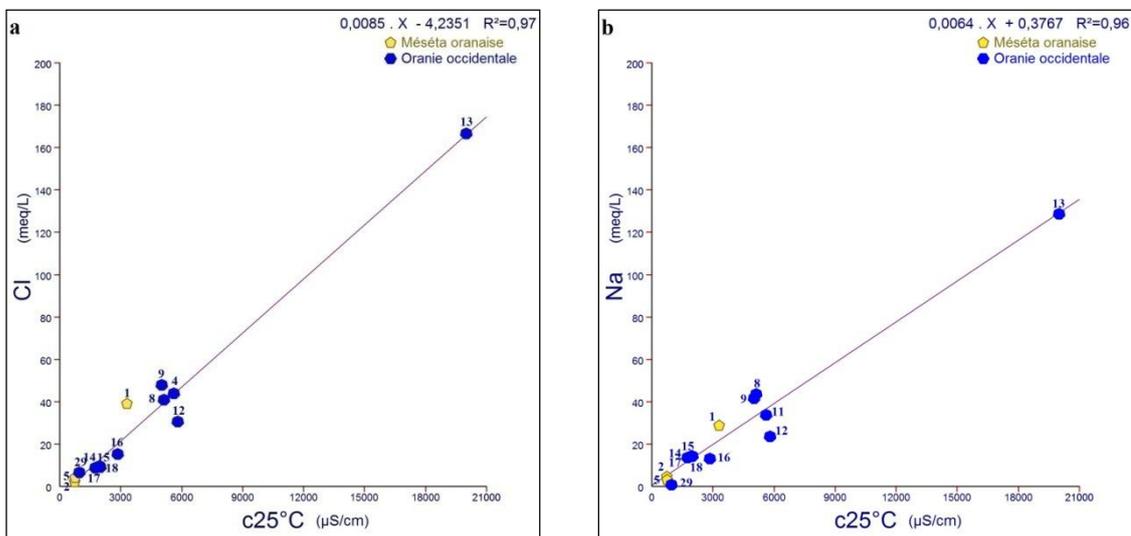


Fig. n°86: Relation entre Cl^- et Na^+ en fonction de la conductivité électrique

Les corrélations avec les autres éléments chimiques (Fig. n°87) montrent des valeurs du coefficient de corrélation relativement bonnes à moyennes entre la conductivité et les sulfates, le magnésium, le potassium, le calcium et les bicarbonates. Ce qui nous permet de penser que la participation de ces éléments chimiques est très importante dans la minéralisation totale de ces eaux.

Le coefficient de corrélation entre la conductivité électrique et les sulfates (Fig. n°87. a) est égal à 0,87 pour les eaux ayant un faciès bicarbonaté (les eaux les moins chargées), tandis qu'il est de 0,86 pour les eaux ayant un faciès chloruré sodique (les eaux les plus chargées).

La figure n°87 (c et d) montre que les valeurs du coefficient de corrélation relativement bonnes à moyennes entre la conductivité et le calcium et les bicarbonates sont

égales à 0,99 et 0,88 respectivement, pour les eaux ayant un faciès bicarbonaté, ce qui nous confirme que leur minéralisation est attribuée à la dissolution des carbonates.

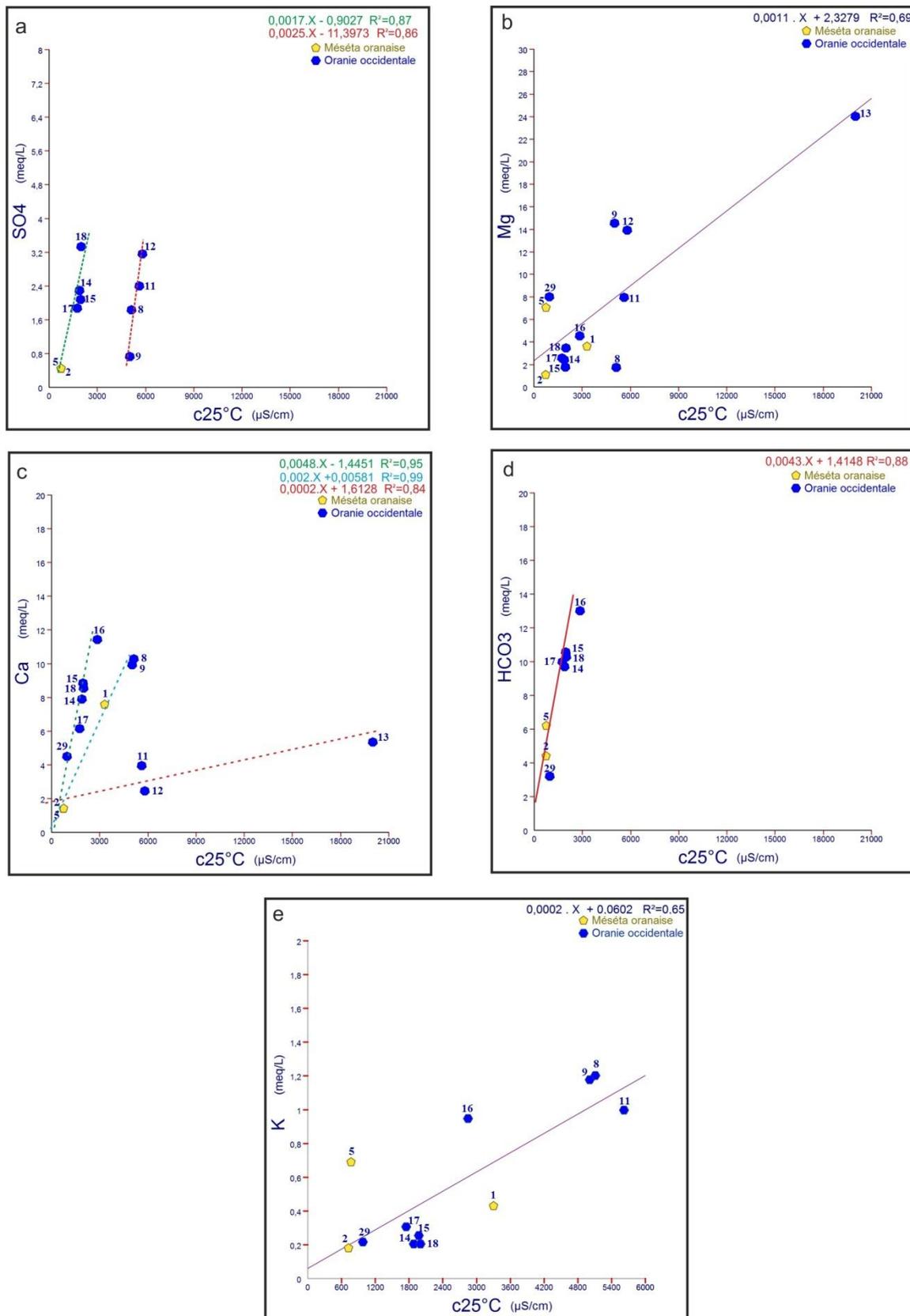


Fig. n°87 : Relation entre Mg²⁺, SO₄²⁻, Ca²⁺, HCO₃⁻ et la conductivité électrique

3.3. Comportement de quelques éléments majeurs

3.3.1. Chlorures:

Cette carte montre une concordance avec la carte de la conductivité, ceci confirme une relation étroite entre ces deux paramètres. Les zones de faible conductivité correspondent aux zones les moins chargées en chlorures. Ce dernier est un élément conservé, ne participe pas aux interactions eau-roche, caractérise l'origine de la salinité des eaux et constitue un traceur de mélange.

Les concentrations en ion chlorure varient de manière générale sur l'ensemble de la zone d'étude de 69 à 5907 mg/l (Fig. n°88).

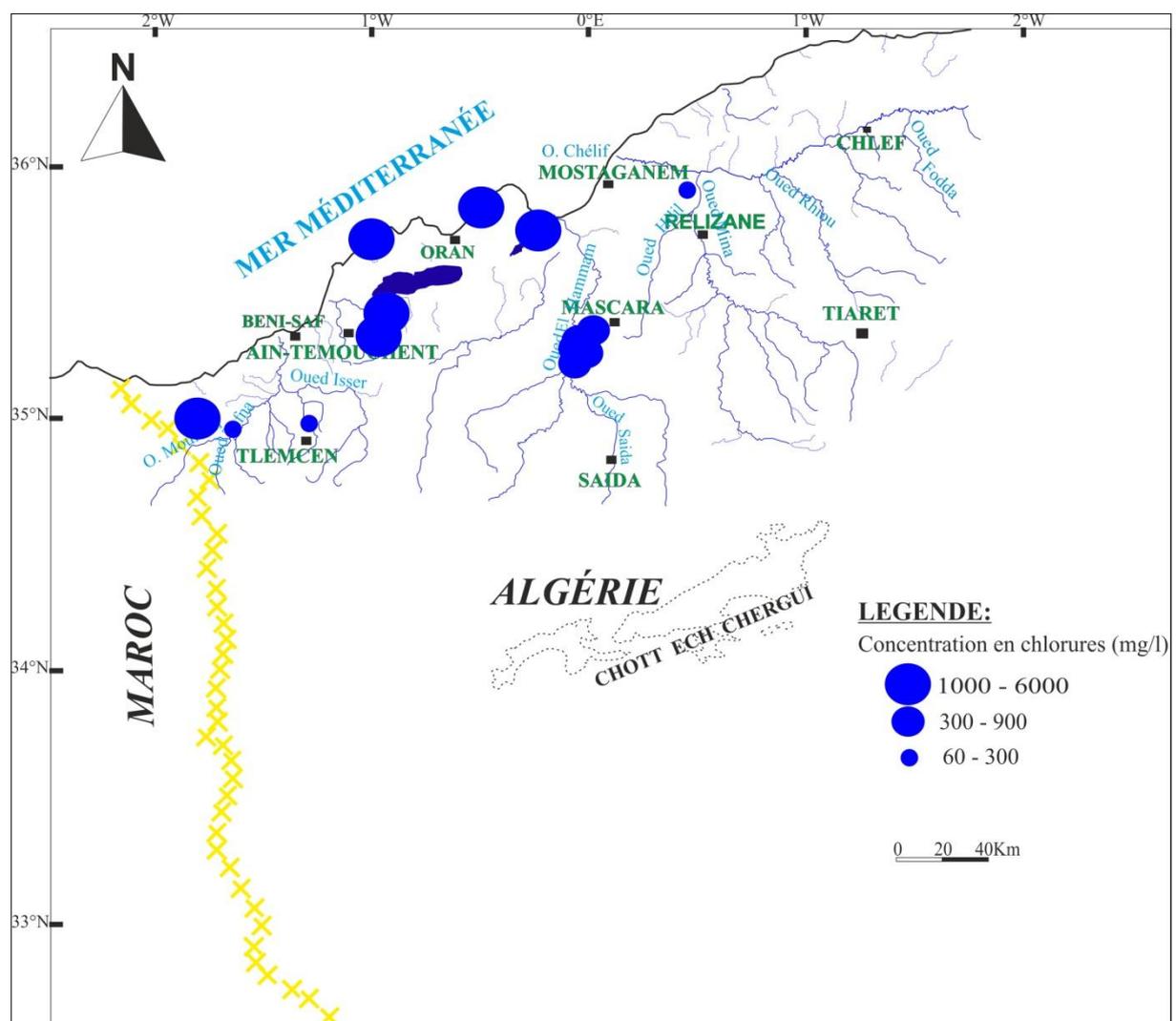


Fig. n°88: Distribution des concentrations en chlorures des eaux thermo-minérales du littoral oranais(2014,2015)

3.3.2. Sodium:

L'ion sodium est généralement associé à l'ion chlore, très soluble dans l'eau et il est affecté par le processus d'échange de base avec les alcalino-terreux.

La distribution des concentrations en ion sodium présente une même répartition que celle observée pour les chlorures (Fig. n°89).

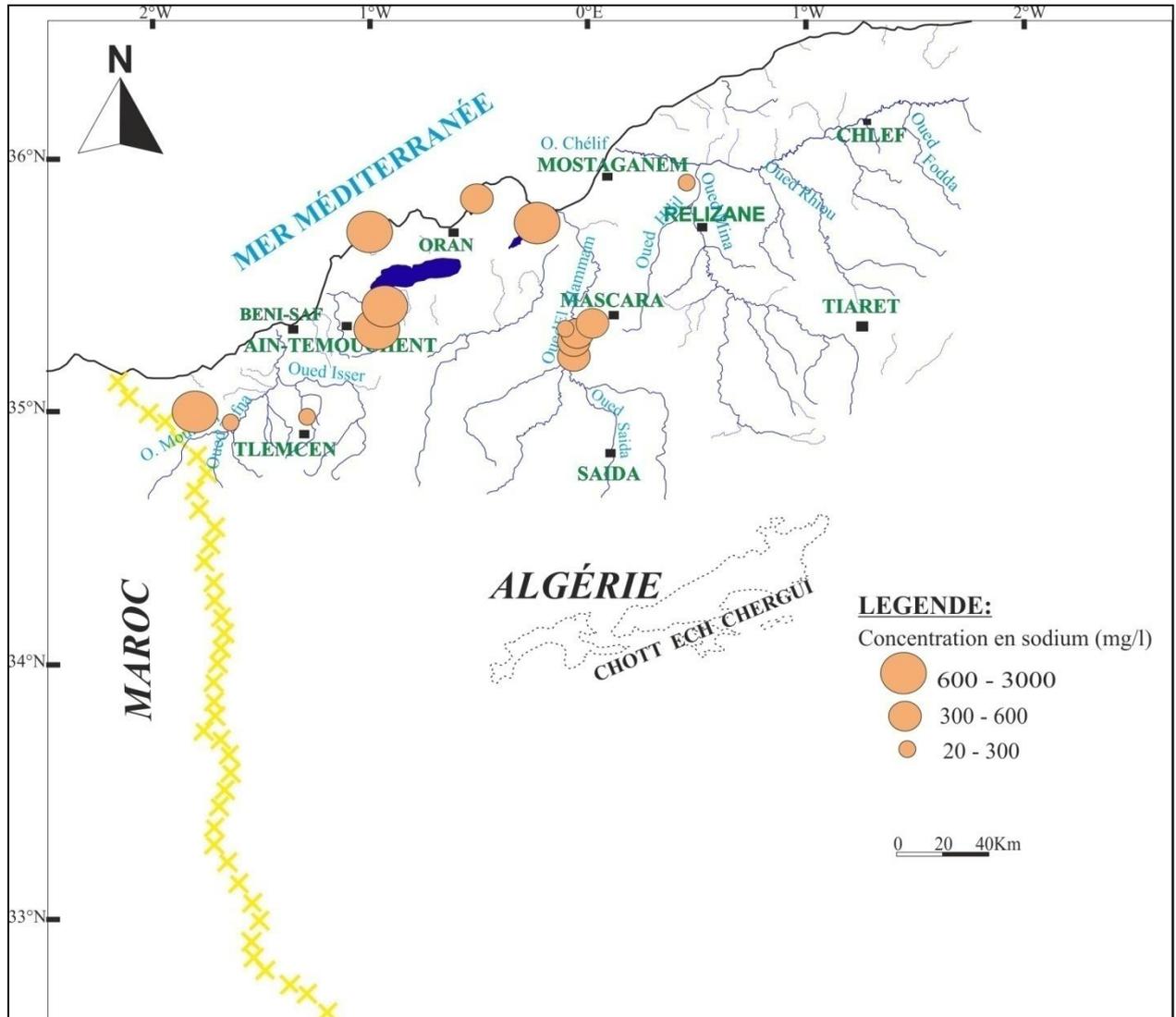


Fig. n°89: Distribution des concentrations en sodium des eaux thermo-minérales du littoral oranais (2014 et 2015)

4. Identification d'un mélange ou d'une dissolution à l'origine des eaux thermo-minérales :

Les travaux ayant traité de la salinité des eaux thermales, sont nombreux et diversifiés. C'est bien le cas par exemple pour l'eau des sources thermales en Grèce, d'après l'étude de Duriez (2006), où la dilution par les eaux marines a bien été démontrée.

Les teneurs en Na^+ , Br^- , ^{18}O et ^2H en fonction des Cl^- dans les eaux thermales ont bien mis en évidence l'origine de la salinité des eaux de la vallée du Sperchios en Grèce (Duriez, 2006). En Algérie, les travaux effectués par Verdeil (1982) ont mis en évidence l'influence des eaux marines sur la salinité des eaux de la nappe côtière d'Oran.

En ce qui nous concerne, nous essayerons de déterminer l'origine de la salinité des eaux de la région par les méthodes géochimiques (les éléments majeurs et de trace) et l'étude isotopiques, il s'agit de:

- 1- l'étude du chlorures et sodium Cl^-/Na^+
- 2- l'étude du strontium et du rapport $\text{Sr}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$
- 3- l'étude des bromures et chlorures
- 4- l'étude isotopique par le deutérium et l'oxygène

4.1. Eléments chimiques majeurs et trace:

L'acquisition des teneurs en Cl^- et Na^+ , ions dominants de l'eau thermale, peut résulter de différents processus souterrains (Duriez, 2006), tels que :

- la dissolution de la halite
- un mélange avec l'eau de mer

Les travaux de B. Sourisseau (1976), G. Gaucher, S. Burdin (1974), B. Fenet (1975) et de A. Fekraoui (2007) décrivent l'existence de la halite dans les formations géologique du littoral oranais. De plus, la deuxième hypothèse se trouve renforcée du fait de la proximité de la mer Méditerranée.

L'étude géochimique et isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, δD) des échantillons d'eau thermale apporte des informations permettant de discriminer lequel de ces deux processus est à l'origine de la salinité des sources chaudes.

4.1.1. Sodium vs chlorure:

Les eaux des sources thermo-minérales du littoral oranais reportés dans un diagramme Na^+/Cl^- , montrent une très bonne corrélation ($R=0,98$) et l'alignement des points suivant la droite de corrélation montre que le Na^+ est majoritairement lié aux Cl^- , ceci montre bien qu'ils ont la même origine.

- Mise en évidence de l'invasion marine:

Le ratio molaire Na/Cl (Fig. n°90) moyen des échantillons est proche à celui de l'eau de mer (Na/Cl eau de mer = 0,87). Il apparaît que certains points d'eau se trouvent sur la droite de mélange indiquant un simple processus de mélange avec l'eau de mer sans réaction d'échanges ioniques. Par contre, les points d'eau qui se situent au-dessous de la droite de mélange indiquent un appauvrissement en sodium, ces eaux seraient surtout contrôlées par des réactions d'échange cationique. Etant donné que la teneur en sodium devrait équilibrer la teneur en chlore, le déficit en Na^+ pourrait être expliqué par le phénomène d'échange ionique inverse entre l'eau et l'aquifère et se traduit par une adsorption du Na^+ et une libération de Ca^{2+} (dans les aquifères côtiers, lorsque l'eau de mer (riche en Na^+) pénètre dans l'aquifère, le Na^+ remplace le Ca^+ libéré).

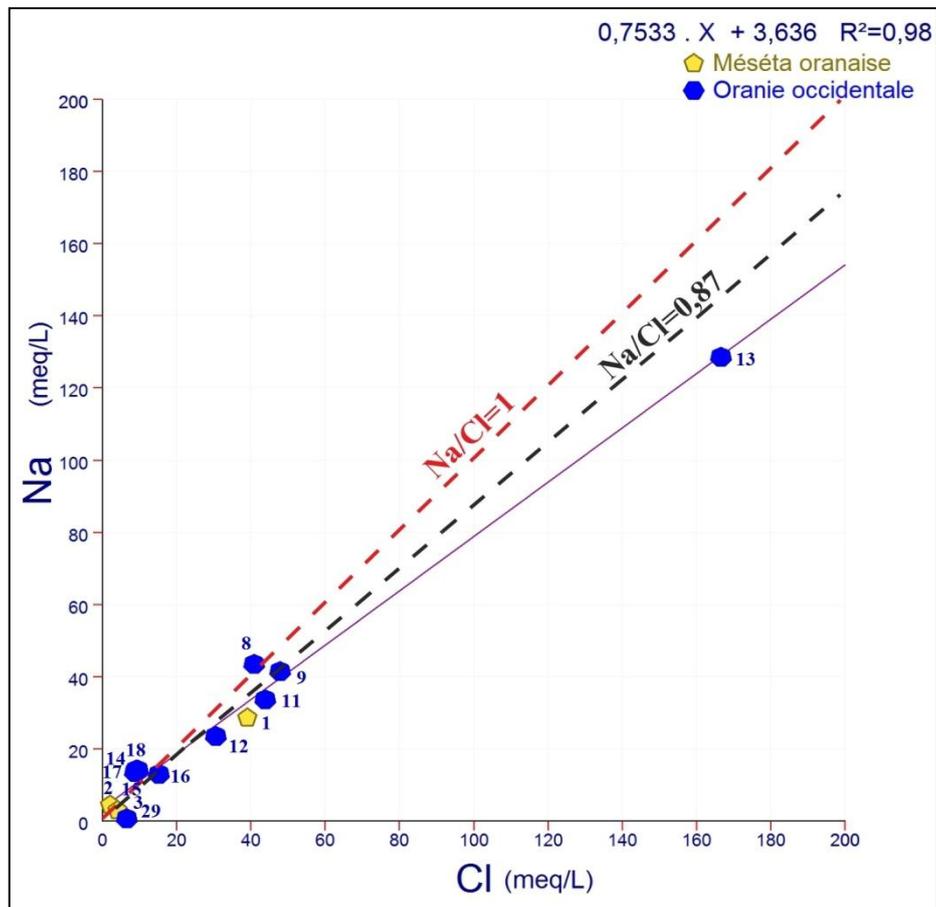


Fig. n°90: Diagramme Na^+ vs Cl^- des sources thermo-minérales du littoral oranais

- Influence des formations évaporitiques:

Les eaux de quelques sources sont situées sur la droite de pente égale à 1 (Fig. n°90), influencées par la dissolution de la halite, par contre les points situés au-dessus de la droite de Na/Cl halite=1 traduisent un excès en Na^+ par rapport aux chlorures. Cet excès pourrait être expliqué par un phénomène d'échanges de base où les ions Na^+ sont libérés du complexe et sont remplacés par les ions Ca^+ (Capaccioni *et al.*, 2005).

Ces deux approches tendent donc à indiquer que la salinité des eaux thermo-minérales du littoral oranais résulte d'une part de la dissolution de la halite pour certaines sources et d'autre part d'un mélange avec l'eau de mer pour les autres, ou bien un mélange de ces deux phénomènes.

A la vue de ces scénarii, il est difficile de déterminer avec précision l'origine de la salinité de ces eaux à l'aide des éléments majeurs (Na^+/Cl^-). D'autres méthodes géochimiques seront utilisées pour confirmer ces résultats, notamment le strontium et le brome.

4.1.2. Strontium vs calcium :

Le strontium (Sr^{+2}) est un élément lié aux évaporites. Il est très faiblement intégré dans le réseau des carbonates et est peu adsorbé par les argiles. Les fortes teneurs en Sr^{2+} dans les eaux ne s'expliquent que par la dissolution de la célestine (SrSO_4), minéral associé au gypse. (Fig. n°91)

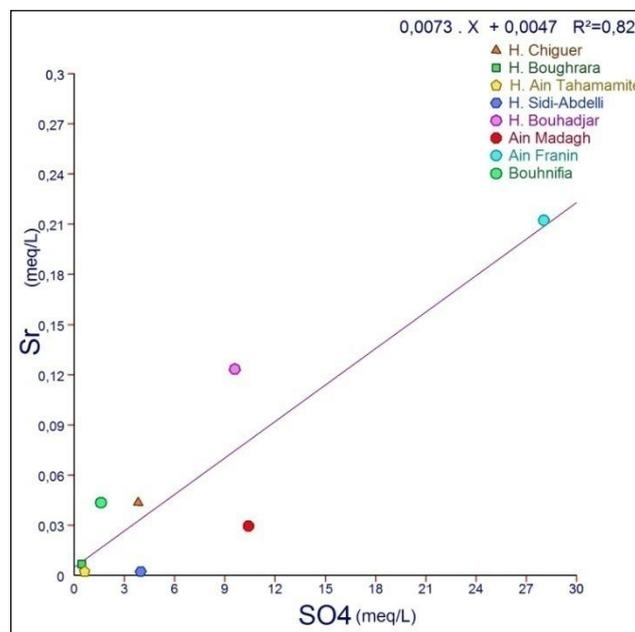


Fig. n°91: Relation strontium vs sulfate.

Il forme ainsi un bon marqueur de la présence des évaporites (Carre, 1975). 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). Il permet aussi de distinguer les sulfates provenant de l'oxydation des sulfures (teneurs faibles) de ceux issus de la dissolution des évaporites (teneurs élevées).

L'étude du rapport Sr^{2+}/Ca^{2+} dans les eaux souterraines permet l'identification des circulations d'eaux souterraines et la détermination de leur origine. Chaque ensemble évaporitique possède sa propre valeur du rapport Sr^{2+}/Ca^{2+} . Pour Carré (1975), Meybeck (1984), Hsissou et al. (1996) et Djabri et al., (2007), les rapports des concentrations molaires Sr^{2+}/Ca^{2+} supérieurs à 1 ‰ sont caractéristiques des eaux ayant dissous des évaporites. Quand il est supérieur à 5‰, son origine peut être attribuée aux évaporites du Trias alpin (Meybeck 1984). Au Maroc, il est supérieur à 7 ‰ dans les eaux de l'aquifère turonien du bassin de Tadla (Hsissou *et al.*, 1996). En Algérie, pour la nappe du Grand erg et de terrasse, le rapport Sr^{2+}/Ca^{2+} varie entre 0,5 et 9,54. Pour la nappe de la Hamada du Guir, il varie entre 7,9 et 13,2 (Mebrouk, 2007).

Les données obtenues dans la région d'étude (Tab. n°27), confirment l'origine évaporitique des eaux de la méséta oranaise et l'Oranie occidentale qui donnent des valeurs de l'ordre de 1 à 15 ‰. Les eaux de la frange côtière (Ain Franin et Ain Madagh) présentent des rapports supérieurs à 7‰. Dans ce cas, le rapport Sr^{2+}/Ca^{2+} n'est donc pas un bon indicateur pour distinguer entre les eaux influencées par la mer et celles influencées par les évaporites. Tab. n°27: Résultats de l'analyse du strontium (Bouchareb-Haouchine, 1993).

Nom	Sr^{2+} mg/l	Ca^{2+} mg/l	Sr^{2+}/Ca^{2+} (‰)
Chiguer	1,9	131,9	6,58
Bouhrara	0,3	45,2	3,03
Tahammamit	0,1	53,2	0,86
Sidi-Abdelli	0,1	57,7	0,79
Bouhadjar	5,4	162,7	15,15
Ain Madagh	1,3	79,3	7,48
Ain Franin	9,3	565,6	7,51
Bouhnifia	1,9	69,2	12,53

Il y'a très une bonne corrélation est égale à 0,87 entre Ca^{2+} et Sr^{2+} (Fig. n°92), ceci montre bien l'influence du trias gypso-salifère sur la salinité de ces eaux.

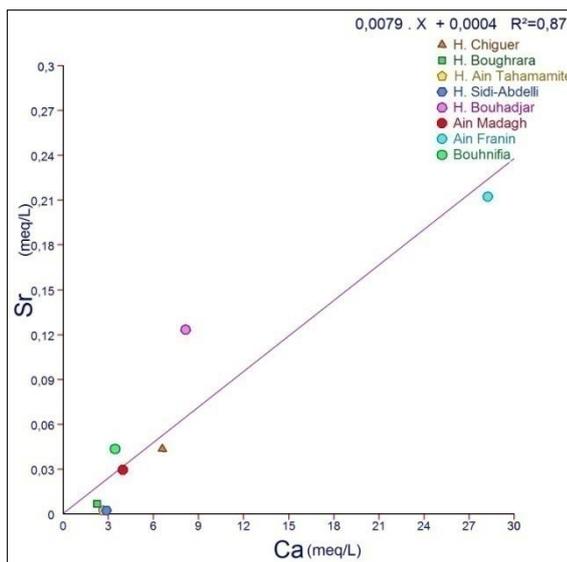


Fig. n°92: Relation strontium vs calcium

Des analyses réalisées au laboratoire hydrogéologie d’Avignon des eaux (Mebrouk et Hassani, 2013), présentent de fortes teneurs en Sr^{2+} (1,5mg/l à 30mg/l) (Tab. n°28). Ces eaux ont un rapport molaire de Sr^{2+}/Ca^{2+} variable et supérieur à 1‰, traduisant ainsi une origine évaporitique. La figure n°93 montre une bonne corrélation entre Ca^{2+} et Sr^{2+} ($R=0,85$), ceci confirme l’influence du trias gypso-salifère sur la salinité de ces eaux.

Tab. n°28: Résultats de l'analyse du strontium (Mebrouk et Hassani, 2013).

Nom	Sr^{2+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Sr^{2+}/Ca^{2+} (‰)
Ain Franine	4,8	558,26	3,92
Hammam Bouhdjar(à l'intérieur du complexe)	5,1	133,33	17,46
Hammam Bouhdjar(Petit Vichy jardin)	4,9	157,38	14,21
Ain Kraouir (source du diapir d'Arbal)	30	1138,23	12,03
Hammam Bouhnifia	1,5	72,54	9,44

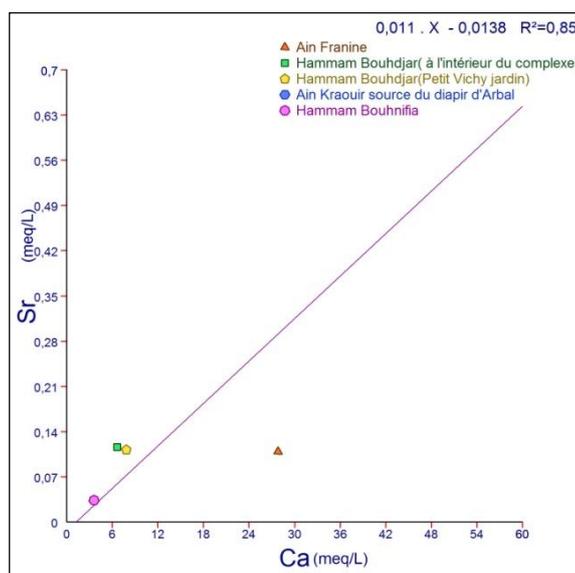


Fig. n°93: Relation strontium vs Calcium

4.1.3. Brome vs chlorure:

Le rapport Br^-/Cl^- , en raison du caractère conservé des deux éléments, est en général utilisé pour déterminer l'origine des chlorures et les sources de salinité des eaux naturelles. Comparé au rapport marin, il permet de préciser le processus de concentration (dilution des saumures marines, dissolution d'évaporites...) des ions chlorures (Edmunds et al., 1991; Fontes et al, 1991; Andrews et al., 1994; Louvat et al., 1999), En effet :

- les rapports massiques inférieurs à $3,5 \cdot 10^{-3}$ (rapport marin) caractérisent des saumures secondaires résultant de la dissolution de la halite (Fontes et al, 1991; Louvat et al, 1999) ou l'oxydation de Br^- en Br_2 durant les orages pour les faibles concentrations de chlorures (Andrews et al., 1991).
- les rapports supérieurs à $3,5 \cdot 10^{-3}$ indiquent une dilution de saumures marines primaires au stade de précipitation de la halite ou le lessivage de matière organique (Barbecot, 1999).

Les eaux analysées présentent les concentrations en Br^- variant entre 0.2 et 7 mg/l (Tab. n°29)

Tab. n°29: Résultats de l'analyse du bromure (Issaadi, 1992)

Nom	Br^- mg/l	Cl^- mg/l	Br^-/Cl^- (‰)
Bouhadjar	2,5	1974,3	0,56
Ain Madagh	6	822,6	3,24
Ain Franin	7	995,6	3,12

La figure n°94 représente la relation entre les chlorures et les bromures pour 3 échantillons d'eau prélevée dans la région d'étude.

Les rapports molaires Br^-/Cl^- dans les eaux thermo-minérales de Hammam Bouhadjar sont faibles (inférieurs à celui de l'eau de mer), mettant en évidence une source de salinité riche en chlorures et pauvre en bromures (dissolutions des évaporites). Par contre le rapport molaire Br^-/Cl^- dans les eaux thermo-minérales d'Ain Madagh et Ain Franin est légèrement inférieur à celui de l'eau de mer et indique l'influence marine sur ces sources (Tab. n°29). Des résultats similaires ont été observés par Verdeil (1982).

Pour cet auteur, la source d'Ain Madagh, n'est pas contaminée par le biseau salé. Par contre, pour les eaux d'Ain Franin, la contamination par l'eau de mer est de plus en plus marquée. Ceci est confirmé par le rapport Brome sur chlore.

Cependant, malgré une salinité relativement élevée au niveau des sources de Hammam Bouhadjar, le rapport Br^-/Cl^- reste faible (inférieur à celui de l'eau de mer). Cette

augmentation de la salinité des eaux ne semble pas provenir d'une contamination marine, elle serait liée essentiellement à la dissolution de la halite.

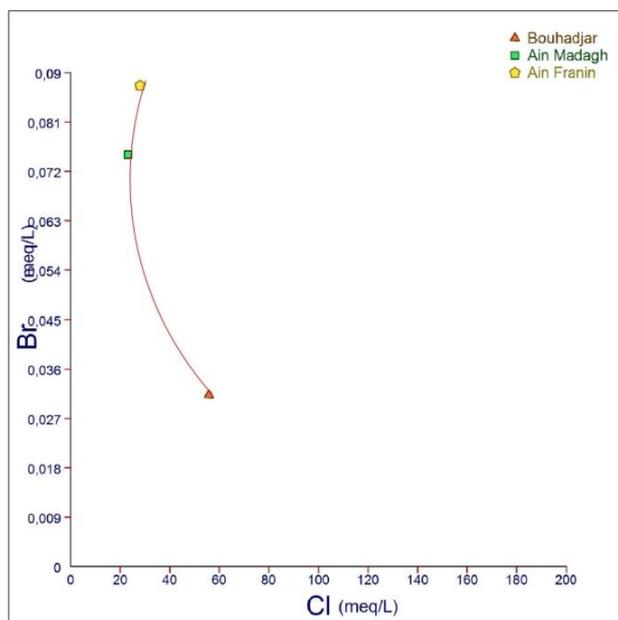


Fig. n°94: Relation brome vs chlorure (1992)

Sur la figure n°95, nous avons représenté le rapport Br/Cl des eaux thermo-minérales, issu des résultats d'analyses plus récents (Mebrouk et Hassani, 2013) (Tab. n°30). Les variations sont peu marquées et oscillent généralement entre 0,00026 et 0,003. Tous les points d'eau ont un rapport inférieur à celui des eaux de mer. La source d'Ain Franin présente un rapport un peu proche de celui de l'eau de mer, ceci peut être expliqué par l'intrusion marine. Compte tenu du faible nombre de sources, il est difficile de donner une explication satisfaisante.

Tab. n°30: Résultats de l'analyse du bromure (Mebrouk et Hassani, 2013).

Nom	Br ⁻	Cl ⁻	Br/Cl(‰)
Ain Franin	2,95	983,98	1,33
Hammam Bouhadjar (à l'intérieur du complexe)	1,3	1668,3	0,34
Hammam Bouhadjar (Petit Vichy jardin)	1,3	1694,58	0,34
Ain Kraouir source du diapir d'Arbal	47,01	178102,51	0,12
Hammam Bouhnifia	0,54	357,89	0,67

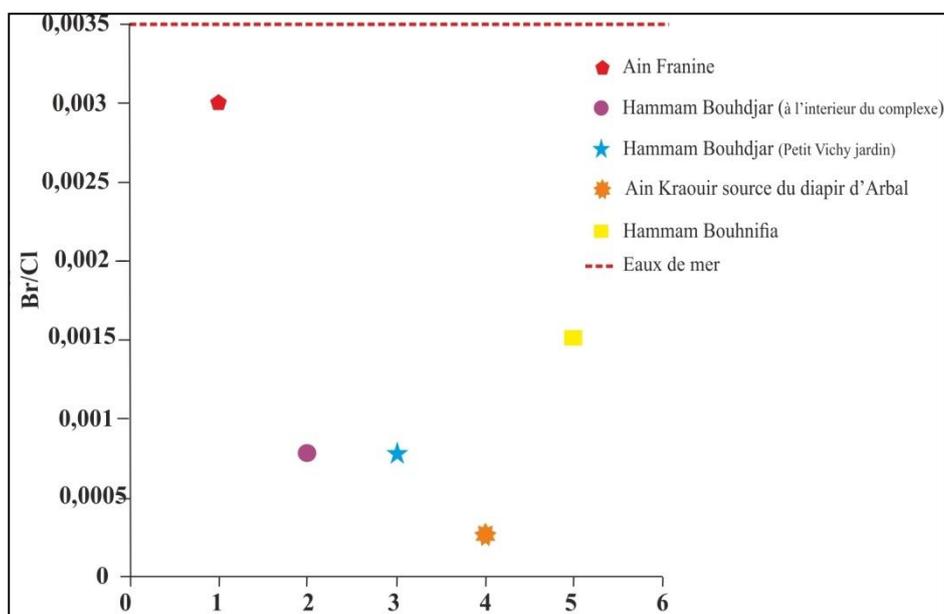


Fig. n°95: Relation brome vs chlorure (2013)

4.1.4. Indices de saturation :

Dans le but d'expliquer les mécanismes d'acquisition de la minéralisation, on a utilisé le programme WATEQ pour déterminer les indices de saturation de quelques minéraux spécifiques.

La dissolution d'un minéral dans l'eau peut être décrite par un état d'équilibre : quand l'eau est en contact avec un minéral, la concentration de la solution augmente pour atteindre un maximum pour des conditions physico-chimiques données. On dit alors que la solution est saturée en ce minéral.

L'état de saturation (I.S) est défini par le logarithme du rapport des produits d'activité ionique d'un minéral (PAI) sur son produit de solubilité (K) :

$$IS = \log (IPA/K)$$

Dans le cas de la calcite par exemple, Si :

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

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

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

Pour nos échantillons d'eaux, les indices de saturation vis-à-vis de la calcite, du gypse, de l'anhydrite, de la dolomite, de l'aragonite et de la halite sont représentés dans le tableau n° 31.

Tab. n°31: Indices de saturation des eaux de sources étudiées

Nom de source	Calcite	Dolomite	Aragonite	Gypse	Anhydrite	Halite
H. Chiguer	0,33	0,48	0,19	-2,23	-2,45	-4,7
H. Boughrara	0,01	0,05	-0,13	-2,64	-2,86	-6,72
H. Ain Tahamamite	-0,36	0,1	-0,51	-2,79	-3,01	-6,61
Sidi Ayd	-0,01	-0,66	-0,16	-1,61	-1,83	-4,52
Bouhadjar	0	0,31	-0,14	-2,14	-2,36	-4,49
Ain Madagh	1,11	2,67	0,97	-1,9	-2,12	-4,6
Ain Franin	-0,07	0,75	-0,22	-2,01	-2,23	-4,91
Ain Sellama	-0,13	0,55	-0,27	-1,62	-1,84	-3,52
Ain Palmier	0,42	0,46	0,28	-1,46	-1,68	-5,61
Source Dupont	0,12	-0,34	-0,03	-1,46	-1,68	-5,59
Ain El Hammamat	0,28	0,3	0,14	-1,3	-1,52	-5,45
Ain sidi Ali N°3	0,6	0,96	0,46	-1,63	-1,85	-5,64
Ain El HamamN°6	-0,13	-0,51	-0,27	-1,3	-1,52	-5,62
Hammam Labes	-0,12	0,13	-0,27	-1,69	-1,91	-6,97

Les résultats montrent (Tab. n°31) que les eaux sont généralement saturées avec une tendance vers la sursaturation par rapport à la calcite, la dolomite et l'aragonite pour quelques sources. La sursaturation de ces eaux vis à vis des minéraux carbonatés a conduit à la précipitation de travertin aux abords des sources thermales. Ces dépôts forment aujourd'hui une "Falaise de travertins" à Hammam Bouhnifia et une muraille en forme de fer à cheval à Hammam Bouhadjar qui sert de drain pour l'ascension de l'eau thermale

En revanche, elles sont sous-saturées vis à vis des principaux minéraux évaporitiques (la halite et, à un degré moindre, le gypse et l'anhydrite). Ces minéraux contribuent à augmenter la minéralisation de ces eaux. Ce qui nous a permis de confirmer l'influence des roches évaporitiques sur la salinité des eaux.

4.1.5. Diagramme de Gibbs

Le diagramme de Gibbs (1970) est largement utilisé dans l'établissement des relations entre la composition chimique des eaux et les caractéristiques lithologiques des aquifères.

Gibbs s'est basé sur les rapports $[r (Na/ Na + Ca) \text{ et } r (Cl/ Cl + HCO_3)]$ en fonction des valeurs du solide total dissous (TDS) (Tab. n°32). Sur le diagramme de Gibbs et proportionnellement au résidu sec, trois zones de dominance : de la précipitation, de l'évaporation et de l'interaction eau/roche, sont distinguées.

Tous les échantillons du littoral oranais représentés sur les diagrammes de Gibbs (Fig. n°96) montrent que les eaux se situent dans deux zones : de dominance de l'interaction eau/roche et dominance de l'évaporation.

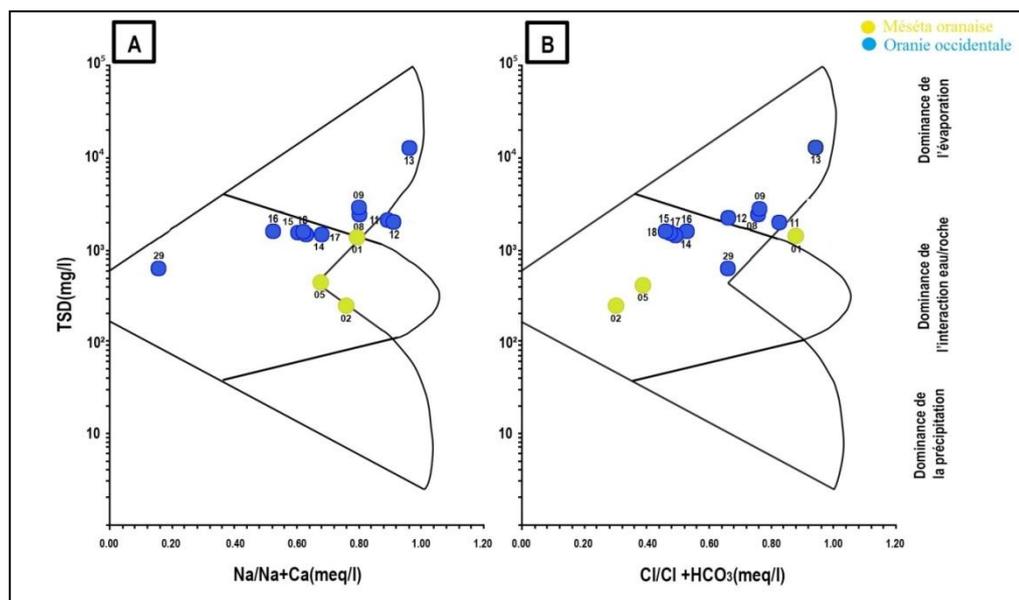


Fig. n°96 : Représentation graphique des eaux thermo-minérales du littoral oranais sur le diagramme de Gibbs

Tab. n°32: Rapports [$r(\text{Na}/\text{Na} + \text{Ca})$ et $r(\text{Cl}/\text{Cl} + \text{HCO}_3)$] des eaux thermo-minérales du littoral oranais

Nom	TDS mg/l	Cl/Cl+HCO ₃ még/l	Na/Na+Ca még/l
H. Chiguer	2594	0,89	0,79
H. Boughrara	510	0,31	0,76
H. Ain Tahamamite	771	0,39	0,67
Sidi Ayd	3553	0,77	0,80
H. Bouhadjar	3971	0,77	0,80
Ain Madagh	3202	0,83	0,89
Ain Franin	3106	0,67	0,90
Ain Sellama	10229	0,95	0,96
Ain Palmier	1550	0,49	0,64
Source Dupont	1622	0,47	0,61
Ain El Hammamat	2087	0,54	0,53
Ain sidi Ali N°3	1503	0,47	0,69
El Hamam N°6	1663	0,47	0,62
H. Labes	810	0,67	0,15

4.2. Etude isotopique :

Depuis bien longtemps, l'emploi des isotopes stables et radioactifs comme traceurs naturels apporte une quantité d'informations très intéressantes sur l'origine et le comportement de l'eau souterraine en hydrogéologie.

La géochimie appliquée à la géothermie utilise également les isotopes du milieu naturel pour démontrer l'origine des eaux thermales, les transformations et les échanges eau-roche qu'elles subissent à haute température, leur âge relatif, l'origine de certains éléments, l'altitude et l'aire de recharge des eaux ainsi que la connaissance de la composante profonde dans le cas ou non de mélange.

4.2.1. Composition en isotopes stables (^{18}O , ^2H) de l'eau thermale

La composition isotopique en ^{18}O en ^2H , isotopes stables de la molécule d'eau, est un outil couramment utilisé pour tracer les écoulements souterrains. Leur teneur dans l'eau est pour la plupart des cas uniquement contrôlée par des processus physiques tels que la séparation de phase (évaporation par exemple) ou le mélange d'eau. Seule l'interaction avec des minéraux porteurs d'oxygène (carbonates, quartz et feldspaths) est susceptible d'enrichir le liquide en ^{18}O à haute température ($T > 200^\circ\text{C}$; Truesdell, 1986).

Il existe une relation linéaire, définie par Craig (1963), entre le deutérium et l'oxygène-18 des précipitations : la droite des eaux météoriques : $D (\text{‰}) = 8 \delta^{18}\text{O} (\text{‰}) + 10$. Cette relation moyenne est valable pour les précipitations mondiales.

L'application du deutérium et de l'oxygène-18 vis-à-vis des eaux thermales permet de définir principalement :

- l'origine des eaux : la localisation et le processus de recharge de l'aquifère.
- leur altitude de recharge : à partir des eaux froides superficielles.
- leur parcours souterrain : les minéralisations et les mélanges entre plusieurs aquifères se produisant entre les zones de recharge et d'émergence.

Cinq échantillons d'eau (Tab. n°33) de Nord Ouest algérien (à l'exception de la source de Hammam Rabi (éloignée d'environ 30km de notre région d'étude du littoral oranais)) ont subi des analyses des isotopes de la molécule d'eau pour l'année 2016 (Belhai, 2016)

Les points représentatifs des 5 échantillons d'eaux prélevés dans le Nord Ouest algérien (Fig. n°97) s'alignent le long de la droite météorique mondiale (G.M.W.L) selon l'équation:

$$\delta D = 8.13 \delta^{18}\text{O} + 10.8 \text{ (Rozanski et al.1993)}$$

Les teneurs en oxygène-18 et deutérium varient respectivement entre -8.1 to -7.1‰ et -56 à -47‰, vs SMOW.

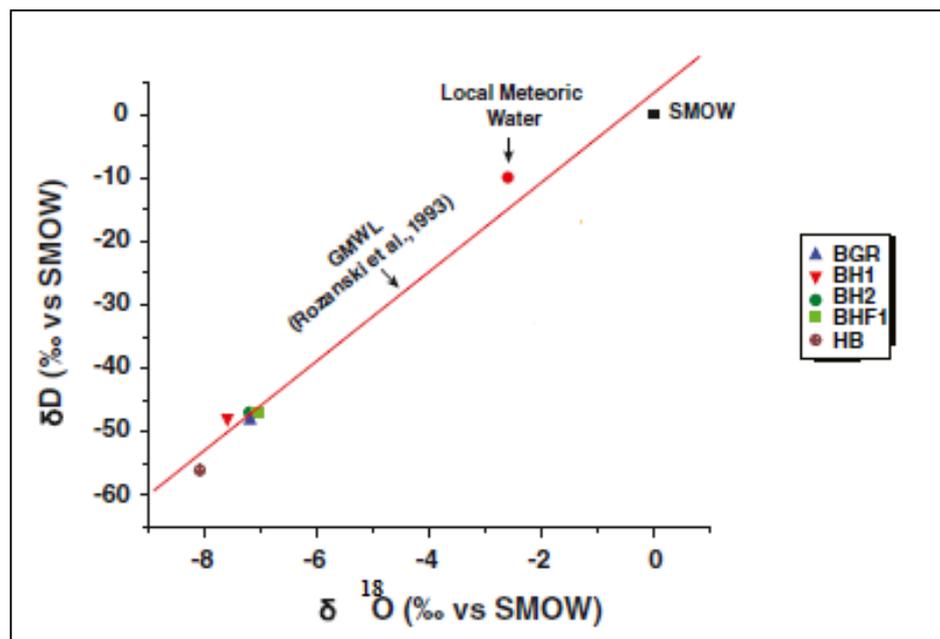


Fig. n°97: Composition isotopique de quelques sources thermales du littoral oranais (Belhai, 2016)

En observant les valeurs de l'oxygène-18 des eaux thermales (Fig. n°97), on constate que ces eaux présentent des teneurs inférieures à -5‰, ceci peut être expliqué par l'hypothèse que ces eaux sont très chargées en matière organique, et donc on peut assister à des réactions d'échanges isotopiques entre l'oxygène-18 de l'eau et celui de la matière organique, avec un enrichissement en faveur de l'eau thermale.

Tab. n°33: Résultats isotopiques de δD (‰) et $\delta^{18} O$ (‰) par rapport an SMOW, les eaux thermales de Nord-Ouest algérien (Belhai, 2016)

Source thermo-minérales	Cl mg/l	δD (‰)	$\delta^{18} O$ (‰)	Altitude (m)
Hammam Bouhnifia (BHF1)	409	-47	-7,1	263
Hammam Rabbi (HB)	398	-56	-8,1	637
Hammam Bouhadjar (HB1)	1650	-48	-7,6	161
Hammam Bouhadjar (HB2)	1890	-47	-7,2	161
Eau météorique	-	-10	-2,6	-
Hammam Boughrara	69	-48	-7	263

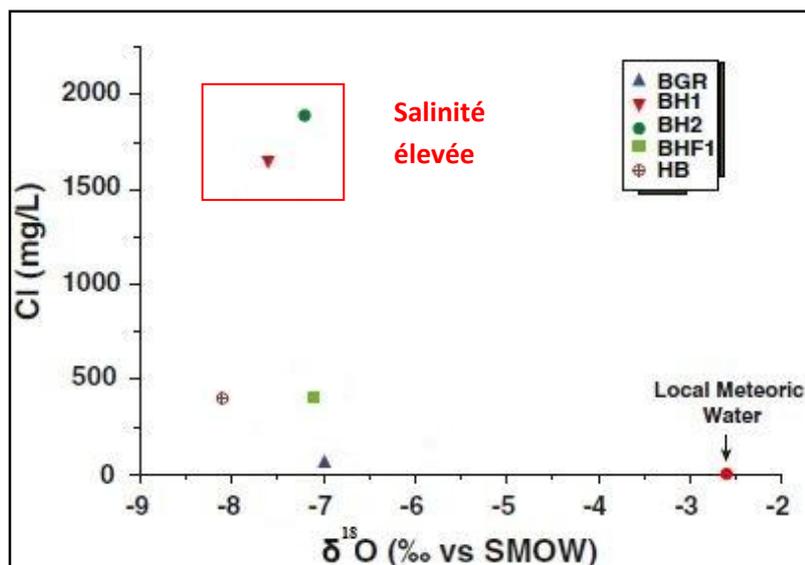


Fig. n°98: Relation entre teneurs en Cl^- et teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ ‰. (Belhai, 2016)

La représentation des chlorures en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. n°98) montre que les eaux thermo-minérales de Hammam Bouhadjar sont caractérisées par une salinité relativement élevée (teneurs élevées en chlorures) par rapport aux autres. Ces eaux relativement salées sont enrichies en ^{18}O .

4.2.2. Altitudes de recharge :

La détermination de l'altitude isotopique de recharge dans une région donnée nécessite la connaissance des variations des teneurs en isotopes stables des précipitations locales en fonction de l'altitude. Cinq sources ont été représentées par Belhai (2016).

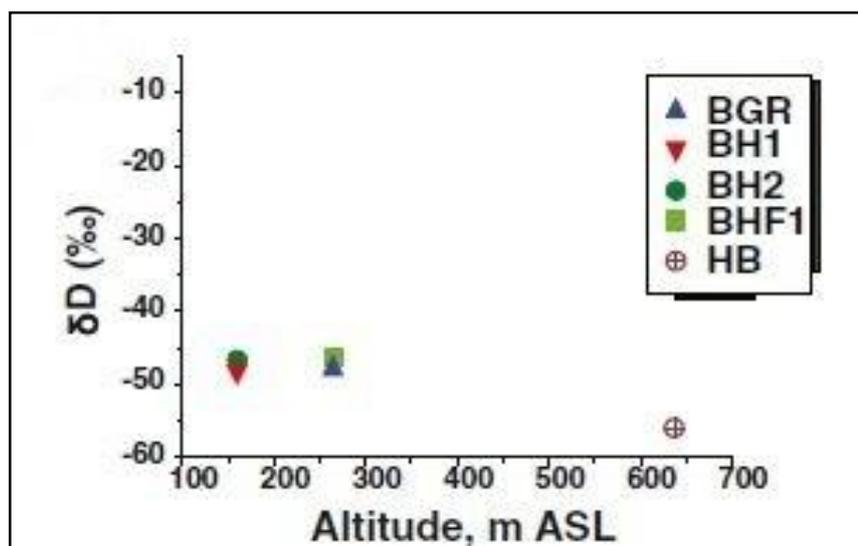


Fig. n°99: Diagramme Altitude-deutérium des sources thermales étudiées

D'après les résultats, on remarque que pour les eaux thermo-minérales étudiées, la recharge se fait à des altitudes situées entre 161m et 637m (Fig. n°99). Selon Issaadi (1992), les altitudes de recharge dans les Monts de Tlemcen sont estimées à 1180m.

Les données isotopiques ont montré que les eaux thermo-minérales étudiées sont d'origine météorique rechargées sur les montagnes qui forment les reliefs les plus hauts aux zones d'émergences.

5. Géothermométrie :

L'hydrochimie joue un rôle dans l'exploitation en surface des manifestations thermiques. Ainsi, en se basant sur la composition chimique des points d'eau thermale, la géothermométrie permet la détermination de la température de l'eau profonde et, par la suite le calcul de la profondeur du réservoir qui est à l'origine de ces source chaudes.

5.1. Définition :

Les méthodes géothermométriques chimiques ont une grande utilité pour connaître la température de profondeur du fluide thermal en équilibre avec la roche encaissante.

Les concentrations des ions dans l'eau sont contrôlées par des réactions chimiques qui dépendent de la température du dernier équilibre thermodynamique entre l'eau et la roche, cet équilibre a eu lieu dans l'aquifère, qui fonctionne comme un réservoir géothermique (Albert Beltran, 1979).

Tout constituant, dont la concentration est contrôlée par une réaction dépendante de la température, peut, théoriquement être utilisé comme géothermomètre ; mais, avec les conditions imposées suivantes (White, 1970 ; Fournier et al., 1974) :

- les réactions chimiques dépendent principalement de la température, et doivent avoir lieu en profondeur pour déterminer la concentration des éléments chimiques utilisés en géothermométrie

- les éléments qui interviennent dans les réactions chimiques doivent exister dans le réservoir.

- l'ascension de l'eau du réservoir vers la surface doit être rapide pour éviter les rééquilibrations des systèmes chimiques.

5.2. Géothermomètre Silice :

Le géothermomètre silice est basé sur la variation déterminée expérimentalement de la solubilité des différentes variétés allotropiques de la silice et en particulier du quartz, en fonction de la température et de la pression.

La réaction de solubilisation des différentes formes de silice (quartz, calcédoine et silice amorphe)



Cette réaction est indépendante du pH, excepté si celui-ci est très élevé.

D'après la figure 100, on voit que la variété allotropique précipitée dépend de la température de la solution.

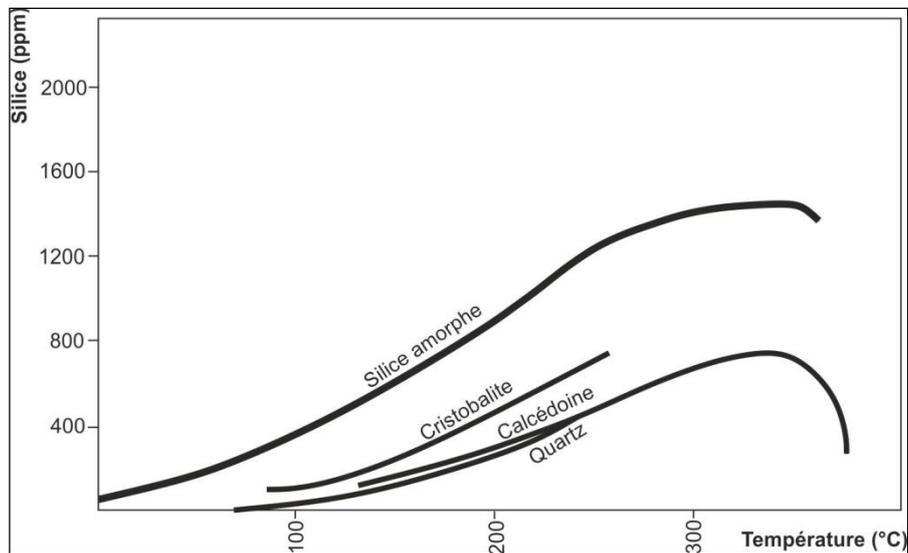


Fig. n°100: Relation entre température et teneur en silice

- au dessus de 160°C, la forme précipitée est le quartz.
- entre 120°C et 160°C, précipite le quartz ou la calcédoine.
- au dessous de 120° C, précipite uniquement la cristobalite
- à la température ordinaire, on peut atteindre la solubilité de la silice amorphe.

Les équations utilisées sont établies par R. O. Fournier (1973) :

$$\text{Quartz : } T^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{5,19 - \text{Log SiO}_2} - 273,15 \quad (\text{T1})$$

5.3. Géothermomètre alcalin Na/K :

Le géothermomètre Na/K permet en théorie le calcul de la température maximale atteinte par l'eau en profondeur. Les teneurs en Na^+ et K^+ des eaux proviennent de la mise en solution de ces éléments vers la surface.

De nombreux auteurs ont présenté des courbes expérimentales et empiriques qui permettent, connaissant le rapport Na/K, de déduire directement la température (Tab. n°34)

L'équation utilisée est:

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{856}{0,857 + \text{Log}\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)} - 273,15 \quad \text{selon Truesdell (1976)} \quad (\text{T2})$$

Les teneurs en sodium et potassium des eaux proviennent de la dissolution de ces éléments par les eaux chaudes en profondeur dans les roches cristallines particulièrement dans les feldspaths. En l'absence de terrains évaporitiques dans la couverture sédimentaire, lors de la remontée des eaux chaudes vers la surface, ces teneurs ne varient pas.

5.4. Géothermomètre Na-K-Ca :

L'utilisation du géothermomètre Na-K-Ca proposé par Fournier et Truesdell (1973) fait intervenir l'ion Ca^+ provenant des plagioclases qui peut modifier les conditions de solubilité des autres éléments.

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1647}{\text{Log}\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + \beta[\text{Log}(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) + 2,06] + 2,47} - 273,15 \quad (\text{T3})$$

$$\beta = 4/3 \text{ Pour } \left(\text{Log}\left(\frac{\sqrt{\text{Ca}}}{\text{Na}} + 2,06\right) > 0 \text{ et } T_{4/3} < 100^{\circ}\text{C}\right)$$

$$\beta = 1/3 \text{ Pour } \left(\text{Log}\left(\frac{\sqrt{\text{Ca}}}{\text{Na}} + 2,06\right) < 0 \text{ et } T_{4/3} > 100^{\circ}\text{C}\right)$$

5.5. Géothermomètre Na /Li :

C. Fouillac et G. Michard (1979) ont établi, une relation empirique entre la concentration en sodium et lithium et la température profonde. Ces auteurs proposent d'utiliser la relation suivante :

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1000}{\text{Log}\frac{\text{Na}}{\text{Li}} + 0,38} - 273,15 \quad (\text{T4})$$

5.6. Géothermomètre $\text{K}/\sqrt{\text{Mg}}$:

Le rapport $\text{K}/\sqrt{\text{Mg}}$ défini par V. G. Gignenbach (1988), apparaît comme de bon indicateurs de températures des eaux ayant résidé dans les réservoirs peu profonds en un temps relativement court.

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{4410}{14 + \log(\text{K}/\sqrt{\text{Mg}})} - 273,15 \quad (\text{T5})$$

Pour connaître les températures de profondeur des eaux des sources thermo-minérales du littoral oranais, les différents géothermomètres ont été appliqués. Les résultats sont indiqués dans le tableau n°34.

Le géothermomètre silice-quartz indique des températures relativement différentes, comprises entre 42 et 106°C.

Les températures de profondeur des géothermomètres Na-K et Na-K-Ca sont, en général plus élevées que celles obtenues par le géothermomètre Silice-Quartz et sont comprises entre 70 et 169°C.

Tab. n°34: Température de profondeur (°C) estimées par les différents géothermomètres chimiques (Bouchareb-Haouchine, 1993) :

N°	Source	T°C	T1	T2	T3	T4	T5
1	Chiguer	31	71,29	29,88	94,36	-44,26	37,98
2	Bouhrara	46	68,61	157,58	140,11	48,15	45,05
3	Tahmaminte	30	47,46	139,48	123,18	71,85	52,76
4	Sidi Abdely	34	42,08	151,75	123,34	91,58	54,54
5	Bouhadjar	62,5	106,22	124,73	138,60	37,13	26,84
6	Ain Madagh	30,5	72,36	70,1	103,81	-16,20	37,84
7	Ain Franin	34,5	89,77	80,09	118,75	-24,16	32,07
8	Bouhnifia	72	92,34	169,75	107,93	41,72	29,82

Les résultats obtenus permettent d'estimer que les eaux des sources thermales utilisées sont en équilibre avec le quartz, peu avec la calcédoine. Par contre, elles ne le sont pas ni avec la cristobalite, ni avec la silice amorphe (Fig. n°101).

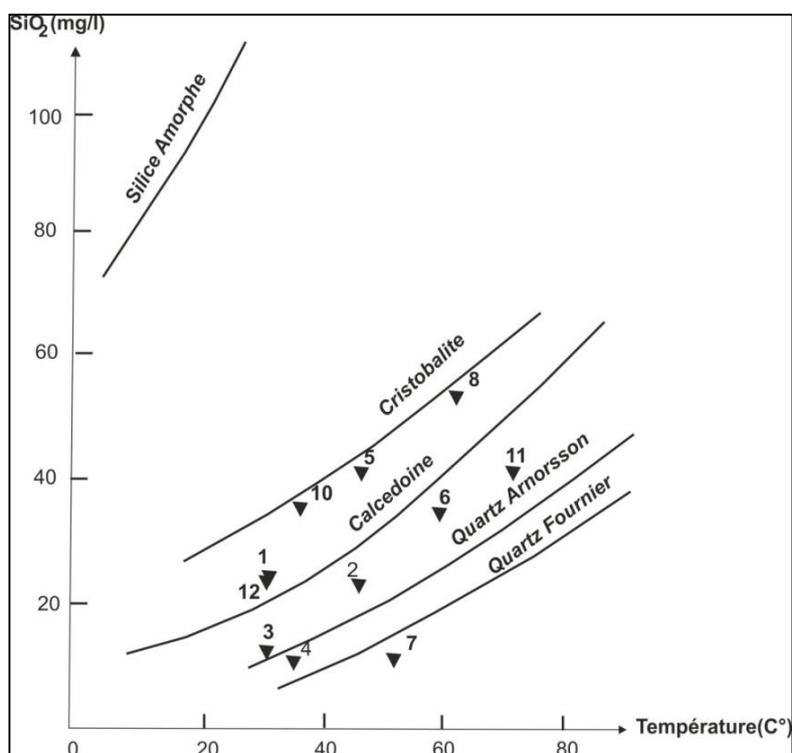


Fig. n°101: Diagramme SiO₂ vs Température des sources thermales (1993)

En conclusion, les températures de profondeur obtenues par les différents géothermomètres appliqués sur les résultats d'analyses les plus récents (Tab. n°35) (Mebrouk et hassani 2013), donnent des résultats différents et parfois anormaux. Elles varient entre un minimum de 12°C et un maximum de 186°C

Tab. n°35 : Température de profondeur (°C) estimées par les différents géothermomètres chimiques (2013):

Ech.	Sources	T°C	T1	T2	T3	T4	T5
S1	Ain Franine	33,3	94,06	87,29	76,70	-9,74	35,095
S2	Hammam Bouhdjar	41,8	110,51	134,27	141,55	39,80	23,18
S3	Hammam Bouhdjar	58,4	110,19	133,57	136,97	39,26	23,17
S4	Ain Kraouir	23,9	12,16	-15,76	96,53	/	15,51
S5	Hammam Bouhanifia	65,1	97,56	186,35	110,99	43,35	28,54

La figure n°102 montre que les eaux thermales sont en équilibre avec le quartz, calcédoine et cristobalite

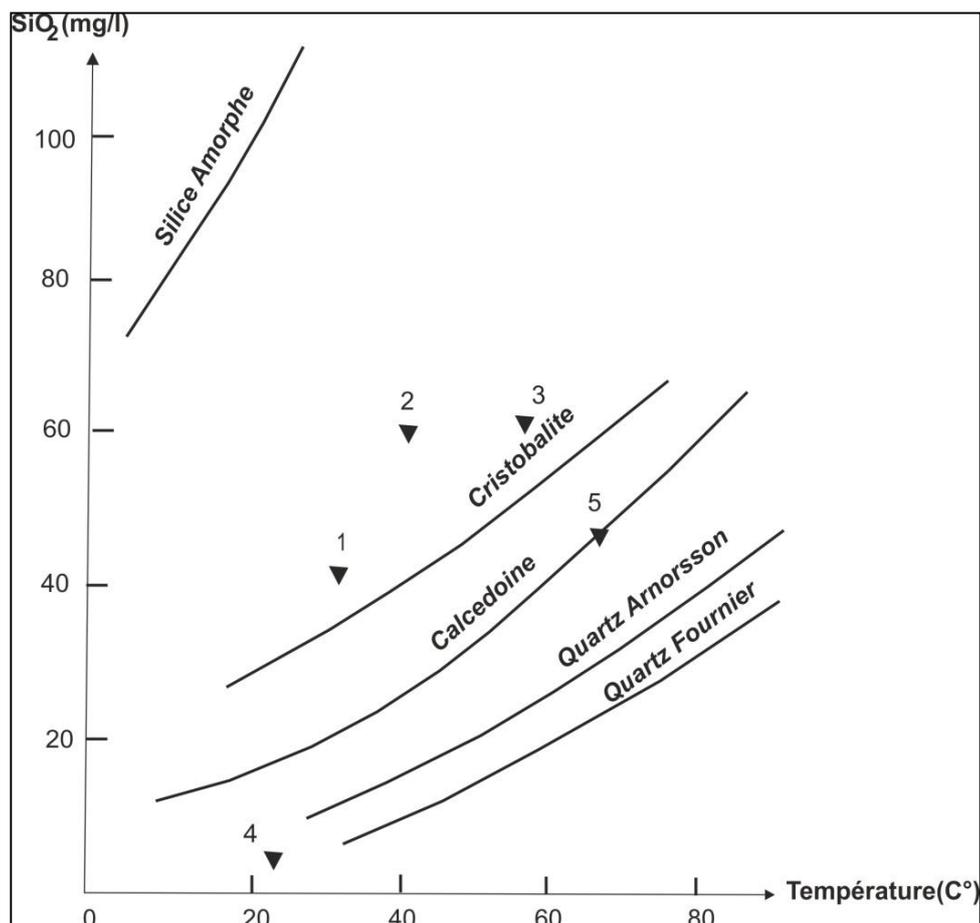


Fig. n°102 : Diagramme SiO_2 vs Température des sources thermales (2013)

6. Conclusion :

Les eaux thermo-minérales du littoral oranais présentent d'importantes variations de la minéralisation. Cette minéralisation est contrôlée par les chlorures et le sodium.

Les teneurs en Na^+ , Br^- et Cl^- , Sr^{+2} et Ca^{+2} , ainsi que la distribution des compositions isotopiques en ^{18}O et en ^2H de l'eau thermale indiquent la dissolution de la halite et la contamination par l'eau de mer comme principales origines de la salinité de ces eaux :

- 1- La salinité de la majorité des sources résulte bien d'une dissolution de la halite contenue dans les formations évaporitiques.
- 2- L'eau échantillonnée dans la source thermale d'Ain Franin résulte d'un mélange entre une eau de mer et une ou plusieurs eaux douces, et est probablement liée à un lessivage des formations du Trias qui affleurent dans les massifs littoraux.

Il existe une relation étroite entre les familles d'eaux chlorurées et les niveaux évaporitiques dans lesquels les eaux ont circulé. Cette relation a bien été mise en exergue par l'analyse de quelques éléments traces.

Le calcul de l'indice de saturation des minéraux carbonatés et gypsifères a montré que les eaux étudiées sont saturées à tendance vers la sursaturation par rapport à la calcite, la dolomite et l'aragonite pour quelque source. Les formations de travertins qui jalonnent la majorité de ces émergences sont des témoins des précipitations des carbonates de calcium. Elles sont par contre sous-saturées par rapport à la halite, et à un degré moindre par rapport au gypse et à l'anhydrite, ces minéraux contribuent à augmenter la minéralisation de ces eaux.

Les résultats des analyses isotopiques montrent que les eaux thermales étudiées sont d'origine météorique. Elles se sont infiltrées à des altitudes plus élevées que leurs points d'émergences.

Les températures de profondeur obtenues par les différents géothermomètres donnent des résultats différents et parfois anormaux (inférieures à la température d'émergence). Cette différence peut être expliquée par des phénomènes de dilution avec les eaux superficielles.

Conclusion générale

Conclusion générale

Ce travail a mis en évidence l'importance de la convergence des résultats basés sur les différentes études géologiques, structurales, sismotectoniques, hydroclimatologiques, hydrogéologiques et hydrogéochimiques pour la compréhension des processus souterrains à l'origine de l'eau thermale et sa minéralisation dans le littoral oranais. Les conclusions obtenues peuvent se résumer en plusieurs points:

- Le littoral oranais possède de nombreuses sources thermo-minérales, répartis sur l'ensemble de son territoire, dont la majorité se trouve au Nord dans le domaine tellien. Les températures mesurées à l'émergence varient entre 22°C et 68,5 °C.

- Sur le plan climatique, cette étude, nous a permis de déterminer les principales caractéristiques climatologiques de la région d'étude. Le littoral oranais est soumis à un climat méditerranéen de type semi aride, à la limite d'un régime désertique, avec un hiver froid et pluvieux et un été chaud, mettant ainsi en évidence le phénomène d'évaporation dans la dissolution des sels et leur concentration dans les eaux.

- Les sources thermo-minérales sont étroitement liées aux différents réservoirs aquifères rencontrés dans la région. Les principaux réservoirs sont généralement de nature carbonatée ou parfois gréseuse. Ils correspondent :

- aux formations carbonatées et karstifiées du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, au niveau des Monts de Tlemcen (Méséta Oranaise)
- aux formations du Mio-plio-Quaternaire (dans les plaines de l'Oranie occidentale).
- aux formations calcaires et dolomitiques du Jurassique (massifs littoraux). La source thermo-minérale d'Ain Franin est liée au réservoir gréseux anté-jurassique.
- aux formations de calcaire à lithothamnium et aux formations du Plio-quaternaire. (Quelques sources apparaissent dans le bassin néogène).

- L'étude du contexte tectonique des sources thermo-minérales du littoral oranais nous a permis de connaître la nature et la direction des failles à l'origine des émergences thermo-minérales de cette région. La tectonique cassante est marquée par de nombreuses familles de failles directionnelles plus ou moins profondes orientées NE-SW, NW-SE et E-W à la faveur desquelles émergent la majorité des sources thermo-minérales. Ces accidents sont souvent injectés d'évaporites d'âge triasique. Ils sont généralement le siège d'une forte activité sismique souvent accompagnée par des manifestations thermales. Ceci est conforté par la présence de certaines sources au voisinage de manifestations volcaniques (Hammam Bouhadjar et Hammam Boughrara).

Conclusion générale

- L'étude des caractéristiques physico-chimiques des eaux thermo-minérales étudiées est complexe. Plusieurs modes et outils d'interprétation ont été utilisés. Elles montrent que :

*La majorité des sources appartiennent au groupe mésothermale à hypothermale et présentent des caractéristiques particulières de dégagements gazeux et de radioactivité.

*En comparant avec les sources des autres secteurs (l'Atlas saharien, le Chott chergui et les Monts de Saida), la majorité des sources thermales étudiées sont relativement minéralisées, de type chloruré sodique. Ce faciès est généralement lié à l'influence des évaporites du Trias.

- Les eaux thermo-minérales des différents aquifères du littoral oranais présentent d'importantes variations de la minéralisation d'une zone à l'autre. Leur salinité est surtout contrôlée par les chlorures et le sodium. Les zones les plus chargées sont en liaison directe avec les formations évaporitiques (Trias et Messinien) pour les nappes du Jurassique et du Plio-quadernaire. Les sources de la nappe côtière (l'exemple de la source d'Ain Franin), qui résulteraient d'un mélange entre une eau de mer et une ou plusieurs eaux douces, et est probablement liée à un lessivage des formations évaporitiques du Trias qui affleurent dans les massifs littoraux. On peut ainsi lui attribuer une origine mixte à la fois marine et évaporitique.

- Le calcul des indices de saturation en minéraux carbonatés et gypsifères a montré que les eaux thermo-minérales du littoral oranais sont globalement saturées à tendance vers la sursaturation par rapport à la calcite, la dolomite et l'aragonite. La présence des travertins à proximité de certaines émergences est un témoin des précipitations des carbonates. Elles sont par contre sous-saturées par rapport à la halite, et à un degré moindre par rapport au gypse et à l'anhydrite, ces minéraux contribuent à augmenter la minéralisation de ces eaux.

- Les analyses isotopiques ont révélé que les eaux de quelques sources thermo-minérales étudiées sont d'origine météorique, avec des zones de recharge beaucoup plus élevées en altitude que leurs émergences.

- Les températures de profondeur obtenues par les différents géothermomètres donnent des résultats différents et parfois anormaux (inférieures à la température d'émergence). Cette dispersion pourrait être due à des phénomènes de dilution avec les eaux superficielles.

D'autres méthodes d'investigation telles que l'utilisation des isotopes stables et radioactifs, sur un plus grand nombre de sources, seraient nécessaires pour aboutir à de meilleurs résultats. Une bonne compréhension des processus souterrains à l'origine de l'eau thermale et de sa minéralisation est une condition nécessaire en vue d'une meilleure utilisation de la ressource et de sa préservation dans le domaine du thermalisme en Algérie.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Aboubakar M. (2012).** Caractérisation d'un système aquifère volcanique par approche couplée hydrogéochimique en modélisation numérique. Exemple de l'aquifère des basaltes de Dalha, Sud-Ouest de la République de Djibouti. *Thèse URF des sciences fondamentales et appliquées. Institut de chimie des milieux et matériaux de Poitiers. France, 220p.*
- Aït khelifa S. et Djemai zoughlache O. (2000).** Contribution à l'étude hydrogéologique des sources thermales de Hammam Bouhadjar. *Mémoire d'Ingéniorat, USTHB (Alger).*
- Alayat H. et Lamouroux C. (2007).** Caractérisation physico-chimique des eaux thermo-minérales des Monts de la Cheffia (extrême NE Algérien). *Geo-Eco-Marina, 13(1).*
- Alcaraz C. (1983).** La tetracinaie sur Terra-Rossa en sous étage subhumide inférieur chaud en Oranie (Ouest algérien). *Ecologia Mediterranea, Tome IX, Fasc. 2 : 109-135*
- Ameur M. et Saad F. (2000).** Etude hydrogéologique de la plaine de Maghnia. *Mémoire d'Ingéniorat, Université d'Oran.*
- Andrews J.N., Edmunds W.M., Smedley P.L., Fontes J.-ch., Fifield L.K and Allan G.L. (1994).** Chlorine-36 in groundwater as a palaeoclimatic indicator: the East Midlands Triassic sandstone aquifer (UK). *Earth and planetary science letters, Volume 122, Issues 1-2, March 1994, pp. 159-171*
- Atmani S. (1999).** Etude hydrogéologique de l'aquifères des basaltes : massif volcanique d'Ain Témouchent. *Mémoire d'Ingéniorat, Université d'Oran.*
- Auclair D. et Biehler J. (1967).** Etudes géologiques des Hautes Plaines Oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Publ. Serv. Géol. Algérie Bull. n°34.*
- Bagnouls F. et Gaussen H. (1953).** Saison sèche et indice xérothermique. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 88, 1953, pp. 193-239*
- Bakalowicz M. (1979).** Contribution de géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. *Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 269 p.*
- Bakheti F. (1996).** Les eaux thermo-minérales de Bou-Hanifia et leurs bénéfices thérapeutiques. *Mémoire D.E.U.A, Université d'Oran*
- Barbecot F. (1999).** Approche géochimique des mécanismes de salinisation des aquifères côtiers : chronologies ^{14}C - ^{226}Ra . *Thèse de Doctorat, Paris XI, 261 p.*
- Barbieri M., Boschetti T., Petitta M. and Tallini M. (2005).** Stable isotope (^2H , ^{18}O and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) and hydrochemistry monitoring for groundwater hydrodynamics analysis in a karst aquifer (Gran Sasso, central Italy). *Appl Geochem 20: p. 2063–2081.*
- Bassoulet J.P. (1973).** Contribution à l'étude stratigraphique du mésozoïque de l'Atlas saharien occidentale (Algérie). *Thèse de Doctorat, Université de Paris VI Tome I. 324 p.*
- Batard F., Baubron J., Bosch B., Marce A. and Risler J. (1982).** Isotopic identification of gases of a deep origin in french thermomineral waters. *Jour. Hydr., 56 : 1-21.*
- Belhai M., Fujimitsu Y., Bouchareb-Haouchine F.Z., Iwanaga T., Noto M., and Nishijima J. (2016).** Hydrogeochemical and isotope geochemical study of northwestern Algerian thermal waters. *Arabian Journal of Geosciences, 9(3), 1-17.*
- Bellaredj A. E. (2013).** Caractérisation des eaux souterraines de la plaine de la M'leta (Algérie, Nord-Ouest) par application de méthodes statistiques multivariées et modélisation géochimique. *Mémoire de Magister, Université d'Oran.*
- Benabadji N. et Bouazza M. (2000).** Contribution à une étude bioclimatique de la steppe à Artemisia herbaalba. Asso. Dans l'Oranie (Algérie occidentale). *Rev. Sècheresse 11 (2).pp : 117-123.*
- Benabdellah K. et Mesbahi K. (2001).** Essai de synthèse cartographique de l'écoulement souterrain des synclinaux des monts de ksour (atlas saharien occidentale). *Mémoire d'Ingéniorat, Université d'Oran.*
- Benest M. (1971).** Importance des mouvements de coulissage et de rotation dans la mise en place de la partie occidentale de la dépression de Sebdo (Monts de Tlemcen, Algérie). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, Alger, t. 62, fasc. 1-2.*
- Benest M. (1972).** Les formations carbonatées et les grands rythmes du jurassique supérieur des Monts de Tlemcen (Algérie). *C.R. Acad. Sc, Paris, sér. D., t.275.*
- Benest M. (1974).** Evolution tectogénétique de la partie orientale de la dépression de Sebdo (Monts de Tlemcen, Algérie) : les mouvements paroxysmaux générateurs de chevauchements. *C.R. Acad. Sc. Paris, sér. D. t. 278.*
- Benest M. (1985).** Evolution de la plate forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé. *Docum. Lab. Géol. Lyon, n°95, 581 p.*
- Benest M. et Elmi S. (1969).** Précisions stratigraphiques sur le Jurassique inférieur et moyen de la partie méridionale des monts de Tlemcen (Algérie). *C.R. som. Soc. Géol. France,*
- Bensaoula F., Bensalah M., Adjim M. et Lachachi A. (2003).** L'apport des forages récents à la connaissance des aquifères karstiques des monts de Tlemcen. *Séminaire national sur l'eau. Saïda. Octobre 2003.*

Références bibliographiques

- Bensaoula F., Bensalah M. et Lachachi A. (2005).** Etude des circulations d'eaux profondes dans les dolomies du Dogger de Zouia (Bordure occidentale des Monts de Tlemcen nord-ouest algérien. *Bulletin. d'Hydrogéologie n° 21. Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel.*
- Blavoux B. et Collignon B. (1986).** Les sources bicarbonatées tièdes des piémonts de la Meseta Oranaise. *6eme Séminaire National des Sciences de la Terre, 55-64.*
- Bouabdelli S. (2015).** Analyse du régime pluviométrique et du régime hydrologique du Bassin Versant de la Mina. *Mémoire de Magister, Université d'Oran.*
- Bouazza M. et Benabadj N. (2002).** Contribution à l'étude du cortège floristique de la steppe au sud d'El Aricha (Oranie- Algérie). *Sc. Thechn. N° spécial D. p:11-19.*
- Bouchareb-Haouchine F. Z. (1993).** Apports de la géothermométrie et des données de forages profonds à l'identification des réservoirs géothermiques de l'Algérie du nord. Application à la région du Hodna. *Mémoire de Magister, USTHB (Alger).*
- Bouchenouk I. (2013).** Processus d'enrichissement en nitrates des eaux souterraines dans la zone semi-aride, cas de la plaine de Boukadir (Nord-Ouest Algérien). *Mémoire de Magister, Université d'Oran.*
- Boukhdimi M.A. (2003).** Etude pétrographique et volcanologique des dômes rhyolitiques de Hammam Bouhrara (région de Maghnia-Oranie). *Mémoire d'Ingéniorat, USTHB (Alger).*
- Boukhdimi M.A. (2009).** Origine de processus de bentonisation des terrains volcanogènes rhyolitique de Hammam Bouhrara (Maghnia ; Algérie Nord occidentale). *Mémoire de Magister, Université d'Oran.*
- Boutkhil M. (2007).** Etude de l'intrusion marine et de ses répercussions sur la dégradation des sols: cas des zones côtières d'Alger Est, *Actes des JSIRAU; 6-9.*
- BRGM. (1996).** Méthodes et moyens de contrôle des biseaux salés. *Rapport scientifique n°38847; 81 p.*
- BRGM. (2009).** Caractéristique hydrogéochimiques et isotopiques d'eaux thermo-minérales du Massif central. Inventaire du potentiel géothermique de la Limagne (projet COPGEN).
- Calvache M.L. et Polido-Bosch A. (1996).** Processus d'intrusion-extrusion marine dans les aquifères côtiers du sud de l'Espagne. *C. R. Acad. Sc. Paris, Sér 2, pp. 109-116.*
- Capaccioni B., Didero M., Paletta C. and Idero L. (2005).** Saline intrusion and refreshing in a multilayer coastal aquifer in the Catania Plain (Sicily, Southern Italy): dynamics of degradation processes according to hydrochemical characteristics of groundwaters. *J. Hydrol., 307, 1-16.*
- Carré J. (1975).** Géochimie du strontium dans les eaux de la nappe et de surface de la région parisienne. *Thèse de Doctorat, Université de Paris VI, France.*
- Cerón J.C. et Pulido Bosch A. (1993).** Considérations géochimiques sur la contamination par le CO₂ des eaux thermominérales de l'aquifère surexploité de l'Alto Guadalentin (Murcie, Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris 317, pp 1121-1127.*
- Cerón J.C., Pulido-Bosch A. and Bakalowicz M. (1999).** Application of Principal Components Analysis to the study of CO₂-rich thermomineral waters in the aquifer system of Alto Guadalentín (Spain). *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrology.*
- Clair A. (1952).** Etude hydrogéologique des monts de Saida. Rapport de synthèse. *Agence Nationale des Ressources en Eau, Alger.*
- Collignon B. (1986).** Hydrogéologie appliquée des aquifères karstiques des Monts de Tlemcen (Algérie). *Thèse de Doctorat, Université d'Avignon, 293 p.*
- CRAAG. (2005).** Etude hydrogéologique de la zone thermale de Hammam Bouhadjar, dans le cadre de la convention N° 16/2004 commune de Hammam Bouhdjar. O.D.S. n°01
- Craig H. (1963).** Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science, 133 : 1833-1934.*
- Custodio E. (1997).** Studing, monitoring and controlling intrusion in Coastal aquifers. *In guide lines for study. FAO; water reports, N° 11; 7-23.*
- Custodio E. (2002).** Coastal aquifers as important natural hydrogeological structures. In: Bocanegra, Martines and Massone (Editors). *Groundwater and Human Development; 1905-1918.*
- Custodio E. and Bruggeman G.A. (1987).** Groundwater problems in coastal areas; *Studies and Reports in Hydrology, Paris; 596 p.*
- D'Amore F., Fancelli R. and Caboi R. (1987).** Observation on the application of chemical geothermometers to some hydrothermal systems in Sardinia. *Geothermics, 16, 271-282.*
- D'Amore F., Scandifio G. and Panichi C. (1983).** Some observations on the chemical classification of ground waters. *Geothermics. 12 (2/3), 141-148.*
- Daget Ph. (1980).** Un élément actuel de la caractérisation du monde méditerranée : le climat. *Nat. Mons p. H.S. 101 : 1-126.*
- Dakoure D. (2003).** Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Burkina-Faso Mali) - Essai de modélisation. *Thèse de Doctorat, Université de Paris.*
- Dalloni M. (1925).** Note préliminaire sur les terrains crétacés des Monts de la Mina et du massif de Beni chograne (Tell oranais). *Bull. Ser. Carte géol. Algérie. Travaux récents des collaborateurs. FascI, Alger.*

Références bibliographiques

- Davis S. N., Whittemore D. O. and Fabryka-Martin J. (1998).** Uses of chloride/bromide ratios in studies of potable water. *Ground water*; 36: 338-350.
- Dazy J. et Grillot J.C. (1981-1982).** Le téhrmominéralisme péri-alpin : exemple de la région savoyarde (France). *Rev. géol. dyn. géogrph. phys., Paris, XXIII, 4, pp. 319-328*
- Debieche T.H. (2002).** Evolution de la qualité des eaux (salinité, azote et métaux lourds) sous l'effet de la pollution saline, agricole et industrielle, Application a la basse plaine de la Seybouse - Nord-Est algérien. *Thèse de Doctorat, université.de France- Comté. Besançon. France.*
- Delfaut J., Douihasni M. et Rolet J. (1972).** Mise en évidence des tectoniques superposées dans la région de Ain Ouarka (Monts de Ksour, Algérie). *C.R. Acad. Sc. Paris, T.278, Série D, pp. 1817-1820.*
- Demena A. (1956).** Une importante source thermale près d'Ain Franin (Route d'Oran à Ain Franin), La source "YEPSERRA". Extrait du bulletin de la société de géographie et d'Archéologie d'Oran.
- Dib H. (1985).** Le thermalisme de l'Est Algérien. *Thèse de Doctorat, USTHB (Alger), 281 p.*
- Djabri L. et al. (2007).** Origin of water salinity in a lake and coastal aquifer system. *Environmental Geology, 54, 565-573.*
- Djebaili S. (1984).** Steppe algérienne, phytosociologie et écologie. *O.P.U. Alger. 127p.*
- Djidi K. (2015).** Contribution à l'étude de l'aquifère karstique de Saida. *Thèse de Doctorat, Université d'Oran, 226 p.*
- Douihasni M. (1974).** Etude structurale de la terminaison Nord Oriental de l'anticlinal d'Ain Ouarka (Monts de Ksour, Atlas Saharien, Algérie). *Mémoire DEA, Université d'Oran.*
- Doumergue F. (1910).** Carte de géologique de l'Algérie au 1/50 000. Feuille Terni.
- Doumergue F. et Ficheur E. (1908).** Carte de géologique de l'Algérie 1/50 000, Feuille Oran.
- Duriez A. (2006).** Origine et processus de minéralisation d'eaux thermales en milieu continental méditerranéen : cas du système géothermal des Thermopyles (Grèce). *Thèse de Doctorat, Université de Paris Sud, 267 p.*
- 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 n°. 17. Chapman and Hall, 19-30.*
- Edmunds W.M. and al. (2003).** Groundwater evolution in the Continental Intercalaire aquifer of Southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators. *Applied Geochemistry, 18, 805-822.*
- El Morabiti K., Benmakhelou M., Pulido Bosch A. et Cèron J.C. (2008).** Hydrogéochimie des sources thermales du couloir sud-rifain(Maroc). *Bulletin. d'Hydrogéologie n° 22. Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel.*
- Ellis A. (1970).** Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems. *Geothermics, 2 : 516-528.*
- Elmi S. (1970).** Rôle des accidents décrochants de direction SSW-NNE dans la structure des monts de Tlemcen (ouest algérien). *Rev. Gev. Bot., 42 : 2-25.*
- Elmi S. (1973).** Tectonique : décrochement et mouvements atlasiques dans la région frontalière algéro-marocaine (Monts de Rhar Roubane). *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 273, pp.1521-1524.*
- Elmi S. (1983).** L'évolution des Monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale) au début du Jurassique. *Liv. Jub. G. Lucas, Mém. Géol. Dijon, Vol. 7, p 401-412.*
- Elmi S. (1984).** Jurassic paléogéography of North Africa and its implications. *Intern Symp. Jurassic stratigraphy, Erlangen, p 630-639.*
- Elmi S. et Benest M. (1978).** Les " Argiles de Saïda " faciès flyshoïde du Callovo- Oxfordien du sillon tlemcenien (Ouest algérien). Stratonomie, environnements, interprétation et évolution paléogéographique. *Livre Jubilaire J. Flandrin, Lyon. pp, 203-242.*
- Emberger L. (1930).** La végétation forestière et pré forestière de la Tunisie. Typologie et éléments pour la végétation. *Thèse de Doctorat, Université d'Aix Marseille III, 120 p.*
- Emberger L. (1936).** Les arbres au Maroc et comment les connaître. *vol .I. Edit. Larose., Paris, 314p.*
- Emberger L. (1955).** Une classification biogéographique des climats. *Rev. Trav. Lab. Bot. Géol. Fac. Sci. Montpellier, 7 : 1-43.*
- Emberger L. (1942).** Un projet de classification des climats du point de vue phytogéographie. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, France, 77, 97-124.*
- Emberger L. (1971).** Travaux de botanique et d'écologie". Publié avec le concours du C.N.R.S. *Ed. Masson et Cie, 520 p.*
- Fedrigouni F. et al. (2001).** Origine de la minéralisation et comportement hydrogéochimique d'une nappe phréatique soumise à des contraintes naturelles et anthropiques sévères : exemple de la nappe de Djebeniana (Tunisie). *C R. Acd. Sc. Paris, 332 (IIa), 665-671.*
- Fekraoui A. (1977).** 'Etude Hydrogéologique de la Grande Sebka d'Oran'. *Rapport Interne.*
- Fekraoui A. (2007).** Caractéristiques géochimiques des eaux géothermales de la région d'Oran. *Revue des Énergies Renouvelables CER, 7, 75-80.*

Références bibliographiques

- Fenet B. (1975).** Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du Bouclier africain à partir d'un élément de l'Orogène nord-maghrébin: les Monts du Djebel Tessala et les Massifs du littoral oranais. *Thèse de Doctorat, Université de Nice*, 301 p.
- Fetter B. (1993).** The health transition and colonial British Africa. *International Population Conference Montréal 1993 Montréal: IUSSP*, 1993: 429-439.
- Fontes J.C., Andrews J.N., Edmunds W.M., Guerre A. and Travi Y. (1991).** Paleorecharge by the Niger River (Mali) deduced from groundwater geochemistry. *Water Resources Research*, vol. 27, n° 2, pp 199-214
- Fouillac C. (1983).** Chemical geothermometry in CO₂-rich thermal waters, Example of the french Massif Central. *Geothermics*, 12 (2-3) : 149-160.
- Foukrache M. (2001).** Hydrogéologie des massifs côtiers oranais (Arzew-Béni Saf). *Mémoire de Magister, Université d'Oran*, 321 p.
- Fournier R.O. (1973).** Silica in thermal waters: Laboratory and field investigations. In: *Proceedings, international symposium on hydrogeochemistry and biogeochemistry, 1970, Tokyo, volume1, Washington, DC: Clark*, 122-139.
- Fournier R.O. (1977).** Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5, 41-50.
- Fournier R.O. and Potter R.W. (1982).** A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Geothermal Resource Council Bulletin*, 11, 3-12.
- Fournier R.O. and Truesdell A.H. (1973).** An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 1255-1275.
- Fournier R.O. and Truesdell A.H. (1974).** Geochemical Indicators of subsurface temperature. Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water. *US Geological Survey Journal of Research*, 2 (3), 263-270.
- Fournier R.O. and Truesdell A. (1974).** An empirical Na-K-Ca geothermometer for naturel waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37 : 515-525.
- Galdeano A. and Rosignol J.C. (1977).** Assemblage à altitude constante des cartes d'anomalie magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée. *Bull. Soc. Géol. Fr., n°19*, pp. 619-639.
- Gastil G. and Bertine K. (1986).** Correlation between seismicity and the distribution of thermal and carbonate water in southern and Baja California, United States and Mexico. *Geology*, 14, p.287-290.
- Gaucher G. et Burdin S. (1974).** Géologie, géomorphologie et hydrologie des terrains salés. *Paris : Presses universitaires de France*.
- Gentil L. (1902).** Esquisse stratigraphique et pétrographique du bassin de la Tafna. *Bull. Serv. Carte géol. Alger.*, 2 ème sér., n°4.
- Gentil L. (1903).** Etude géologique du bassin de la Tafna. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, (2), n°4, 425p.
- Gibert J.P., Sorel D. et Vergely P. (1975).** Tectonique cassante polyphasée et émergences d'eaux thermales *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, 4, pp.622-636.
- Giggenbach W. (1981).** Geothermal mineral equilibria. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 45 : 393-410.
- Giggenbach W. (1988).** Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 52 : 2749-2765.
- Glynn P.D. and Plummer L.N. (2005).** Geochemistry and the understanding of groundwater systems. *Hydrogeology Journal* 13, pp, 263-287
- Gourinard Y. (1952).** Le littoral oranais (mouvements verticaux et anomalies gravimétriques). *Congr. Géol. Inter. Alger, Monographie régionales (1)*, p 22, 63
- Grillot J.C. et Dazy J. (1983).** Photo-interprétation, tectonique cassante et thermalisme : exemple du domaine alpin (France). *Géologie alpine*, t.59, pp.45-60.
- Grillot J.C. et Drogue C. (1986).** Hydrothermalisme et tectonique cassante dans les granites hercyniens du NW du Portugal. *Bull. Soc. Géol., Fr.*, 4, p.127-134.
- Grillot J.C., Bousquet J.C., Philip H. et Dazy J. (1983).** Hydrothermalisme carbo-gazeux, radiativité et sismotectonique : exemple du Languedoc-Rossillon (France). *Hydrogéol, Géol., Ihg. BRGM, Orléans, Fr.*, 4, p. 313-320.
- Guardia A. (1975).** Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord-occidentale, relations structurales et paléogéographiques entre le Tell extrême et l'avant pays Atlassique. *Thèse de Doctorat, Université de Nice*. 285p + carte au 1/100000
- Guardia P. et Magne J (1971).** Aperçu sur le Néogène autochtone de l'Ouest oranais in Vène Congrès du Néogène Méditerranéen-Lyon 1971. *Mémoire B.R.G.M. 78(III)* : 691-703
- Guettouche M. S., Guendouz M. et Boutiba M. (2006).** Sur l'existence d'un modèle-type d'encroûtement des sols en Algérie aride et semi aride : Etude comparative entre la Tafna (Algérie nord occidentale), les Hauts Plateaux sétifiens et le bassin hodéen (Algérie nord orientale). *Journal des Sciences Pour l'Ingénieur. N° 6/2006*, pp. 65-80

Références bibliographiques

- Guigue S. (1940).** Les sources Thermo-minérales de l'Algérie. Etude géochimique. Tome (I). *Bull. serv. Carte géol. de l'Algérie. 3ème série. 5ème fasc.* 140 p.
- Guigue S. (1947).** Les sources Thermo-minérales de l'Algérie. Etude géochimique. Tome (II). *Bull. serv. carte géol. de l'Algérie. 3ème série. 9ème fasc.* 112 p.
- Habes S. (2006).** Pollution saline d'un lac, cas du lac Fetzara, Est Algérienne. *Mémoire de Magister, Université d'Annaba.*
- Habib K. (1991).** Contribution à l'étude hydrogéologique des bassins d'alimentation des eaux minérales de Saïda et la source thermale de hammam Rabi. *Mémoire d'Ingénieur, Université d'Oran*
- Hammouti M. (1986).** Etude hydrogéologique de la région de Hammam Bou-Hadjjar. *Mémoire d'Ingénieur, Université d'Oran.*
- Hassani M. I. (1987).** Hydrogéologie d'un bassin endoréique semi-aride. Le bassin versant de la grande Sebkhia d'Oran (Algérie). *Thèse de Doctorat 3ème cycle, Université de Grenoble*, 304p.
- Hatzefid D. (1978).** Etude sismotectonique de la zone de collision Ibéro-magrébine. *Thèse de Doctorat, Université de Grenoble*, 281p.
- Hayene S. M. (1983).** Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du bassin versant de l'Oued Sikkak (région de Tlemcen). *Thèse de Doctorat 3ème cycle, Université d'Oran.*
- Hsissou Y. (1999).** Impact de l'environnement naturel et anthropique sur la qualité des eaux alluviales en zone semi-aride ; cas de la plaine de Souss (Maroc). *Thèse de Doctorat. Université d'Agadir*, 172p.
- Hsissou Y., Bouchaou L., Krimissa M. et Mudry J. (2001).** Caractérisation de l'origine de la salinité des eaux de la nappe côtière d'Agadir (Maroc). First international conference on saltwater intrusion and coastal aquifers monitoring, modeling, and management. *Essaouira, Morocco, April 23-25, 2001* : pp.1-11.
- Hsissou Y., Murdy J., Mania J., Bouchaou L. et Chauve P. (1999).** Utilisation du rapport Br/Cl pour déterminer l'origine de la salinité des eaux souterraines: exemple de la plaine du Souss (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*; 328: 381-386.
- Hsissou, Y. et al. (1996).** Caractérisation des eaux de l'aquifère turonien du bassin du Tadla (Maroc) par le rapport des concentrations molaires Sr^{2+}/Ca^{2+} . *Journal of Hydrology*, 183, 445-451.
- Issaadi A. (1992).** Le thermalisme dans son cadre géostructural, apports à la connaissance de la structure profonde de l'Algérie et de ses ressources géothermales. *Thèse de Doctorat, USTHB (Alger)*, 267 p.
- Issaadi A. (2005).** Identification et origine des gaz associés aux sources minérales, thermales et thermominérales. *Bull. Serv. Géol de l'Algérie. Edition du Service géologique de l'Algérie, ISSN :1010-9366, Vol, 16, n°2. 115-125, 3 fig., 3tabl.*
- Jones B. F., Vengosh A., Rosenthal E. and Yechieli Y. (1999).** Géochimical investigations. In Seawater Intrusion in Coastal Aquifers- Concepts, Methods and Practices. *Kluwer academic publishers, Netherlands*; 51-72.
- Kazi-Tani N. (1986).** Evolutions géodynamique de la bordure Nord-Africains. Le domaine intraplaque Nord-Algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse de Doctorat, Université de Pau, 2 tomes*, 871 p.
- Kedaid F. Z., Rezig M., Abouriche M. et Fekraoui A. (1986).** Carte Géothermique Préliminaire du Nord Algérien. *Rapport Interne, CDER.*
- Khalidi A. (2005).** Ecoulements souterrains dans les massifs calcaires de l'Ouest Algérien " Monts de Tlemcen-Saïda". *Thèse de Doctorat, Université d'Oran.*
- Kharaka Y. K. et Hanor J. S. (2005).** Deep fluids in the continents: 1 sedimentary basins. *Treatise on Geochemistry*; 5(16): 499-540.
- Khelifa H. (1991).** Contribution à l'étude hydrogéologique des bassins d'alimentation des eaux minérales de Saïda et la source thermale de Hammam Rabi. *Mémoire d'Ingénieur, Université d'Oran*
- Kieken M. (1962).** Esquisse tectonique de l'Algérie du Nord. Présentation de la carte tectonique au 1/100000, 16p, 3pl.
- Klopmann W., Bourhane A. et Asfirane F. (2011).** Méthodologie de diagnostic de l'origine de la salinité des masses d'eau « emploi des outils géochimiques, isotopiques et géophysiques », *BRGM, France*, 38 p.
- Laissoub B. (1974).** Etude des eaux minérales, thermales et thermominérales en Oranie. *Thèse de Doctorat, institut des science médicales d'Oran.*
- Largula J. (1951).** Etude gravimétrique de l'Algérie-Tunisie. *Bull. Serv. Carte-Géol. Algérie. 4 ème série géophysique n°2*, pp 99-106.
- Le Houerou H. N., Claudin J. et Pouget M. (1977).** Etude bioclimatique des steppes Algériennes avec une carte bioclimatique au 1/1000.000. *Bull. Soc. Hist. Afr. Nord*, pp : 36-40.
- Le Maréchal A. (1976).** Géologie et géochimie des sources thermominérales du Cameroun. *Travaux et Documents de l'ORSTOM (59), Paris.*
- Louni-Hacini A. (2002).** La transition du magmatisme calco alcalin au magmatisme alcalin dans l'Oranie. *Thèse de Doctorat, USTHB (Alger)*, 198 p.
- Louvat D., Michelot J.L. and Aranyossy J.F. (1999).** Origin and residence time of salinity in the Aspog groundwater system. *Applied geochemistry, Volume 14, Issue 7*, pp. 917-925

Références bibliographiques

- Lucas G. (1942).** Description géologique et pétrographique des Monts du Rhar Rouban et de Sidi El Abed. *Thèse de doctorat, Université de Paris*, 540 p.
- Mebrouk N. (2007).** Etude hydrochimique et isotopique des eaux de la vallée de la Saoura (Sahara nord occidental). *Thèse de doctorat, Université d'Oran*, 306 p.
- Medail F. et Quezel P. (1997).** Hot-Spots analysis for conservation of plant biodiversity in the Mediterranean Basin. *Ann. Missouri Bot. Gard.* 84: 112-127.
- Medjber A. et Berkane F. (2016).** Quantification et évolution du bilan de la nappe karstique de Saida (Nord-Ouest de l'Algérie). *European Scientific*, vol12, n°9, 296 p.
- Megartsi M. (1985).** Le volcanisme Mio-Plio-Quaternaire de l'Oranie nord –occidentale. Géologie, pétrologie et géodynamique, *Thèse de Doctorat, USTHB (Alger)*, 296 p.
- Meghraoui M. (1988).** Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie : Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismo-tectonique. *Thèse de Doctorat, Université de paris VIII*.
- Mekebret I. (2013).** Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin versant de l'oued Saida. *Mémoire d'Ingéniorat, Université d'Oran*.
- Meterfi B. et Moueddene K. (2002).** Diagnostic sur les besoins en eau de la culture du blé dur menée dans des conditions agro climatiques du semi aride (Cas de la région de Sidi-Bel-Abbès). *Ecosystems*, UDL- INRA de Sidi-Bel-Abbès, vol 2, n°2, p 60-69.
- Meybeck M. (1984).** Les fleuves et le cycle géochimique des éléments. *Thèse de Doctorat, Université Paris VI*.
- Michelot J. L., Dotsika E. and Fytikas M. (1992).** A hydrochemical and isotopic study of thermal waters on Lesbos Island (Greece). *Geothermies* 22(2):91-99.
- Morsli B. (2007).** Étude de l'intrusion marine et de ses répercussions sur la dégradation des sols : cas des zones côtières d'Alger Est. Actes des JSIRAUF, Hanoi, 6-9 novembre.
- Nadji A. (2010).** Etude sismotectonique du littoral oranais. Contribution à l'aléa sismique. *Thèse de Doctorat, Université d'Oran*, 275 p.
- Naoul K. (2012).** Etude comparative de contexte hydrochimiques d'aquifères de l'Algérie du Nord Ouest région de Mostaganem Maghnia Tissemsilt et Naama. *Mémoire d'Ingéniorat, Université d'Oran*.
- Nedjai R. (1987).** Étude hydrogéologique et hydrochimique des eaux thermales du centre algérien. *Thèse de Doctorat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble*.
- Oddou A., Nault L., Campredon R. et Bernat M. (1983).** Mesure continue des variations des émanations souterraines du radon sur trois sites des alpes maritimes (France). Résultats préliminaires. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296, p.1081-1086.
- Olive P. (1996).** Introduction à la géochimie des eaux continentales. *Tempus S-JEP 09781/95, Gestion et protection des ressources en eau*. 127 p.
- Oulaaross Z. (2009).** Etude climatologique, hydrogéologique et géophysique du Sahel Côtier des Doukka la (Maroc). Apport de l'analyse statistique et de l'inversion des données géoélectriques à l'étude du biseau salé de la lagune de Sidi Moussa. *Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux 1*.
- Paces T. (1975).** A systematic deviation from Na-Ca-K geothermometer below 75°C and above 0.0001 atm. PCO₂. *Geochim. Cosmochi. Acta*, 39 : 541-544.
- Pelikan V. (1968).** La détermination de la teneur en CO₂ dans l'air du sol appliquée à la recherche des eaux minérales. *Cas. Miner. Geol. CesKol.*, 2 : 452-454.
- Perrodon A. (1957).** Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie Occidentale. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, pp 12, 328
- Pitaud G. (1973).** Etude hydrogéologique pour la mise en valeur de la vallée de l'oued Saida (Rapport de synthèse).
- Pomerol Ch. et Ricour J. (1992).** Terroirs et thermalisme de France. *Editions du BRGM*, 288 p.
- Quezel P. (1976).** Les forêts du pourtour méditerranéen : Ecologie, conservation et aménagement. *UNESCO. Note technique du MAB*, 2 : 9-33.
- Rahmani A. (2008).** Apport des S.I.G dans la caractérisation hydrodynamique et hydrochimique de la nappe du Crétacé inférieur de la région d'Aïn-sefra (Atlas Saharien occidental –Algérie). *Mémoire de Magister, Université de Tlemcen*.
- Raoult J. F. et Foucault A. (2005).** Dictionnaire de géologie, 6ème édition; 388 p.
- Remy M.L. et Pellerin P. (1982).** Quelques données récentes sur la radioactivité naturelle des sources thermales françaises. *Press thermale et climatique*, 119, 3, p 150-155.
- Sadovsky M.A., Nersyov I.L. et Nigmatullaev S.K. (1972).** The processus proceeding strong earthquakes in some regions of Middle Asia. *Tectonophysics*, 14, 295-307 p.
- Schoeller H. (1962).** Les eaux souterraines. Hydrologie dynamique et chimique. Exploitation et évaluation des ressources. *Edition Masson. Paris*.
- Seltzer P. (1946).** Le climat de l'Algérie. *Inst. Météo. et Phys. du Globe. Univ. Alger*, 219 p.
- Simmers I. (1997).** Recharge of phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas. *Intern. Ass. Hydrogeol.*, 19, F 7918, 255 p.

Références bibliographiques

- Slimani N. (2015).** Eaux potables de production de l'Oranie. Suivi qualitatif. *Mémoire de Master, Université d'Oran.*
- Sourisseau B. (1976).** Etude hydrogéologique du massif du Murdjadjo, région de Brédéah - Bou-Sfer, *ANRH, Oran.*
- Stumm W., Morgan J.J. (1981).** Aquatic chemistry. An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters. *2nd Edition.* 780 pp.
- Thinthoin R. (1948) :** Les aspects physiques du Tell Oranais Essai de morphologie du pays semi-aride. *Thèse de Doctorat, Es lettres. Musée d'Oran.* 589 p. 86 fig. 83 pl.
- Thomas G. (1985).** Géodynamique d'un Bassin intra-Montagneux. Le Bassin du Bas Chéelif Occidental durant le Mio – Plio – Quaternaire. *Thèse de Doctorat, Université de pau,* 594 p.
- Tinthoin R. (1948).** Les aspects physiques du Tell oranais. *Thèse de Doctorat, Es lettres. Musée d'Oran.* 589 p. 86 fig. 83 pl.
- Truesdell A.H. (1986).** Stables Isotopes in Geothermal Systems. In: J.M. Robertson (Editor), *Fluid-Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems. Society of economic geologists, Chelsea,* 129-142 pp.
- U.N.E.S.C.O. (1987).** Groundwater problems in coastal areas, 582 p.
- Ulomov V.I. (1968).** On the way to prognosis of earthquakes. *Zemlya i Vsedennaya Acad. Sci. U.S.S.R.,* 3, 23-30 p.
- 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 p.
- Verdeil P. (1987).** Données nouvelles sur le cadre structural du thermalisme et ses implications géochimiques. *CR XXXIII Congrès international SITH Karlovy Vary.*
- Verdeil P. et Issaadi A. (1985).** "Le thermalisme de l'Ouest Algérien dans le cadre de la tectonique globale". *5ème séminaire national des sciences de la terre, Alger.*
- Verdeil P. et Lacas J.L. (1982).** 'Contribution à l'Etude du Thermalisme Oranais - Détermination de l'Origine des Composés Halogénés dans les Eaux, Application aux Sources thermales et thermo-minérales de l'Oranie, Implications Géologiques et Structurales qui en Découlent. *4ème Séminaire National des Sciences de la Terre, Alger.*
- Walter H., Straka H. et Lieth H. (1960).** Kilmadiagram Weltatlas. Jerrafishar. Iena. Ecologia Mediterranea, Tome XVIII. *Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix Marseille III.*
- White D. (1970).** Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploration of geothermal energy sources. *Geothermics (Spec. Issue, 2),* 1 : 58-80.
- Wildi W. (1983).** La chaîne tello-rifaine. Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Geol. Dyn et geogr. Phys* 24: 201-297
- Yadel S. (2015).** Hydrochimie de quelques eaux minérales embouteillées. Etude qualitative comparative. *Mémoire de Master, Université d'Oran.*
- Yahyaoui D. (2010).** Impact des variations climatiques sur l'agriculture en Oranie. *Mémoire de Magister, Université d'Oran*
- Yerriah J. (1986).** Le thermominéralisme carbo-gazeux du sud-est de la France (domaine sédimentaire) dans son contexte sismotectonique. *Thèse de Doctorat, Université de Languedoc,* 108 p.
- Younsi A. (2001).** Méthodologie de mise en évidence des mécanismes de salure des eaux souterraines côtières en zone semi-aride irriguée (Chaouia côtière, Maroc). *Thèse de Doctorat, Université Chouaïb Doukali, El Jadida,* 175 p.
- Zaid A. (1999).** Caractérisation hydrochimique des aquifères de la région d'ain Skhouna chott chergui. *Mémoire d'ingénieur, université d'Oran.*
- Zouhri L., Toto E. A., Carlier E. et Debieche T.H. (2010).** Salinité des ressources en eau: dilution marine et interaction eaux-roches (Maroc occidental). *Hydrol. Sci. J.* 55(8).

Annexes

Annexe 1: Classification des eaux thermo-minérales de l'Ouest algérien.

N	Nom	T<30°C	30°C<T<50°C	T>50°C	Eaux avec R.S>1000mg/l	Eaux avec R.S< 1000mg/l
1	H. Chiguer		X		X	
2	H. Boughrara		X			X
3	H. Sidi-Rahou	X				X
4	Ain el Hammam	X				X
5	Ain Tahamamite		X		X	
6	Ain Sidi-Abdelli		X			X
7	Sidi-Berkabi	X				X
8	Sidi Ayd			X	X	
9	H. Bouhadjar			X	X	
10	Ain Ouarka		X		X	
11	Ain Madagh	X			X	
12	Ain Franin		X		X	
13	Ain Sellama	X			X	
14	Ain Palmier			X	X	
15	Source Dupont			X	X	
16	Ain El Hammamat			X	X	
17	Ain sidi Ali N°3			X	X	
18	Ain El Hamam N°6		X		X	
19	H. Sidi Aissa		X		X	
20	Hammam Rabi		X		X	
21	Ain Skouna		X		X	
22	Ain Melha	X			X	
23	Ain Zeoui		X		X	
24	Ain Nouissy		X		X	
25	Keberta		X		X	
26	Ain sidi Ali	X			X	
27	Ain Derkaoua	X			X	
28	Ain Brahim	X			X	
29	Hammam Labes		X			X
30	Hammam Yakhas		X			X
31	Ain El Gesra	X			X	
32	Mekeberta		X		X	
33	H. Beni yassed		X		X	

Annexes

34	H. Mekerberta	X			X	
35	Ain Bahri		X		X	
36	Charchar	X			X	
37	Ain Mentillia		X		X	
38	Metahra		X			X
39	Ain Erramka	X			X	
40	H. Erroudjet		X		X	
41	Mehisser	X			X	
42	Sidi Said	X			X	
43	Hemouna	X			X	
44	Ain Zabour	X				X
45	Ain Kadhi	X				X
46	Sidi Hadj	X			X	

Annexe 2 : Balance ionique

Le contrôle de la qualité des analyses chimiques est assuré par la balance ionique qui permet de comparer la somme des cations et la somme des anions. Le calcul de la balance ionique est donné par la formule suivante :

$$e \% = \frac{\Sigma r \text{ cations} - \Sigma r \text{ anions}}{\Sigma r \text{ cations} + \Sigma r \text{ anions}} \times 100$$

e% étant le pourcentage d'erreur.

On peut considérer une analyse comme :

- très bonne si e% < 2 ;
- acceptable si 2 < e% < 5 ;
- mauvaise si e% > 5

N	Nom	Cations[meq]	Anions[meq]	Balance
1	H. Chiguer	40,32	44,62	-5%
2	H. Boughrara	7,13	6,79	2%
3	H. Sidi-Rahou	8,98	12,365	-16%
4	Ain el Hammam	10,157	14,389	-17%
5	Ain Tahamamite	12,16	10,96	5%
6	Ain Sidi-Abdelli	10,37	7,37	17%
7	Sidi-Berkabi	13,95	8,48	24%
8	Sidi Ayd	56,75	54,69	2%
9	H. Bouhadjar	67,22	62,58	4%
10	Ain Ouarka	70,75	77,63	-5%
11	Ain Madagh	46,55	55,03	-8%
12	Ain Franin	44,57	48,87	-5%
13	Ain Sellama	158,52	183,46	-7%
14	Ain Palmier	24,38	21,35	7%
15	Source Dupont	25,11	22,20	6%
16	Ain El Hammamat	29,8	31,04	-2%
17	Ain sidi Ali N°3	22,59	20,89	4%
18	Ain El Hamam N°6	26,5	22,71	8%
19	H. Sidi Aissa	37,77	37,13	1%
20	Hammam Rabi	39,89	39,7	0%
21	Ain Skouna	22,85	22,77	0%
22	Ain Melha	23,57	22,45	2%
23	Ain Zeoui	20,44	22,56	-5%
24	Ain Nouissy	102,31	82,697	11%
25	Keberta	/	/	/
26	Ain sidi Ali	19,893	28,621	-18%
27	Ain Derkaoua	14,76	33,086	-38%
28	Ain Brahim	16,101	29,231	-29%

Annexes

29	Hammam Labes	13,55	12,90	2%
30	Hammam Yakhas	6,6055	14,155	-36%
31	Ain El Gesra	50,786	66,305	-13%
32	Mekeberta	19,39	23,935	-10%
33	H. Beni yassed	10,406	43,429	-61%
34	H. Mekerberta	19,893	28,621	-18%
35	Ain Bahri	44,297	27,433	24%
36	Charchar	19,39	23,935	-10%
37	Ain Mentillia	7,5035	5,3967	16%
38	Metahra	16,182	11,949	15%
39	Ain Erramka	17,391	21,634	-11%
40	H. Erroudjet	15,703	40,051	-44%
41	Mehisser	58,039	21,384	46%
42	Sidi Said	58,823	39,615	20%
43	Hemouna	68,287	84,538	-11%
44	Ain Zabour	10,192	8,1694	11%
45	Ain Kadhi	13,843	10,62	13%
46	Sidi Hadj	20,58	22,53	-5%

On a pris en considération 50% des sources dont leurs balances ioniques sont acceptables, à l'exception de trois sources ne dépassant pas 8%.

Annexes

Annexe 3: Paramètres physico-chimiques et résultat d'analyses des principaux aquifères (ANRH, 2014 et 2015)

Secteur	Type d'aquifère	Sources Thermo-minérales	pH	T°C	CE $\mu\text{s/cm}$	Rs mg/l	Ca ⁺² mg/l	Mg ⁺² mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻² mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	
Méséta Oranaise	Jurassique (calcaire et dolomie)*	1	H. Chiguer	7,34	32	3300	3142	152	43,74	660	16,8	1384,5	23,75	8,2	305
		2	H. Boughrara	7,61	42	730	481,8	28	13	103	7	69	21	0	269
		5	Tahamamite	7,14	32	770	508,2	28,8	85,54	68,75	27	142,5	21,6	18,56	378
		19	Sidi Aissa	7,28	49	2440	2338	300	29	460	15	540	812	1	304
		20	H. Rabi	7	48	2440	2363	318	56	437	15	545	956	6	264
Oranie occidentale	Jurassique (dolomie)*	11	Ain Madagh	8,23	24	5620	4095	79,2	96,71	773,5	39	1547,8	115,1	2,1	549
	Anté-jurassique*	12	Ain Franin	7	35	5792	4250	49,2	169,13	542	181	1079,2	152	13,8	920
	Plio-quadernaire*	8	Sidi Ayd	6,53	68	5110	3840	206	21	1001	47	1441	88	4	745
		9	Bouhadjar	6,53	66,5	5010	3680	199	177	955	46	1690	35	3	866
		13	Ain Sellama	6,75	24,5	20000	15938	107,2	292,08	2953,5	27,9	5907,2	370	0,89	570
		14	Ain Palmier	7,08	53,2	1880	1703	158,4	29,16	319	8	330,72	110	2,3	592
		15	Source Dupont	6,69	67	1970	1782	177,6	21,38	327	10	336,54	100	6	643
		16	Ain El Hammamat	6,7	53	2850	1861	229	55	296	37	538	139	0	793
		17	Ain Sidi Ali N°3	7,35	65,5	1750	1583	123,2	31,104	312	12	313,82	90	12,2	609
		18	Ain El Hamam N°6	6,49	44,2	2004	1721	171,2	41,8	329	8	319,4	160	6,3	627
29	H. Labes	7,2	38	980	756,12	90,18	97,2	19	8,5	230,42	101,23	67,23	196		
Moyen de Chelif	Calcaires à lithothamnium	46	H. Sidi Hadj	7,9	21,9	2100	1296	71	34	325	4	485	133	0	372
Chott Chergui	Sénonien	21	Ain Skouna	7,2	48	2300	1520	199	62	176	6	381	410	0,1	214
		22	Ain Melha	7,3	28	2300	1569	189	69	190	7	414	386	0,1	168
		23	Ain Zeoui	7	35	2200	1360	186	55	149	5	450	310	7,9	201
Monts de Ksour	Lias	10	H. Ain Ouarka	7	45	8000	5823	323	91	1070	23	1900	1050	0,3	137

*Principaux aquifères du littoral oranais

Annexe 4: Calculs des six paramètres du diagramme I.I.R.G

Nom	A	B	c	D	E	F
H. Chiguer	11,18	-70,05	-16,24	62,22	16,57	-53,37
H. Boughrara	55,75	-56,45	34,24	47,89	-30,16	-45,64
H. Ain Tahamamite	47,28	-20,48	-11,99	-33,30	13,16	-18,42
Sidi Ayd	18,29	-73,34	2,46	73,63	-1,12	-60,65
H. Bouhadjar	20,03	-60,60	-14,29	40,09	13,78	-48,72
Ain Ouarka	-27,74	-37,58	-3,18	55,16	30,52	-43,75
Ain Madagh	14,17	-67,88	-6,98	55,14	9,25	-65,88
Ain Franin	26,72	-46,37	-9,34	21,62	5,89	-57,72
Ain Sellama	1,02	-76,80	-9,69	65,84	13,45	-78,07
Ain Palmier	30,38	-46,14	13,21	47,02	-3,12	-25,21
Source Dupont	33,67	-47,27	13,92	49,64	-5,14	-22,29
Ain El Hammamat	33,89	-33,84	-5,60	27,98	11,75	-7,95
Ain sidi Ali N°3	35,90	-51,07	17,70	48,69	-9,17	-34,131
Ain El Hamam N°6	26,22	-39,29	14,33	40,98	0,01	-22,41
Sidi Aissa	-31,61	-7,38	11,98	46,62	32,62	-14,24
H. Rabi	-39,08	2,54	8,96	36,07	40,50	-8,72
Ain Skouna	-22,01	4,01	-13,62	11,15	50,45	9,40
Ain Melha	-22,44	0,76	-16,89	10,94	51,94	4,28
Ain Zeoui	-15,50	-3,06	-24,50	9,54	53,07	13,16
Hammam Labes	8,11	10,24	-44,22	-52,88	67,35	25,51
Sidi Hadj	16,18	-56,36	8,02	55,05	3,78	-51,89

Annexe 5 : Formules caractéristiques et faciès des sources thermo-minérales étudiées.

	Nom	Formule caractéristique		Faciès chimique
Méséta oranaise	H. Chiguer	$r Cl^- > r HCO_3^- > r SO_4^{2-} > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Ca^{2+} > r Mg^{2+} > r K^+$	Chloruré sodique
	H. Boughrara	$r HCO_3^- > r Cl^- > r SO_4^{2-} > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Ca^{2+} > r Mg^{2+} > r K^+$	Bicarbonaté sodique
	Ain Tahamamite	$r HCO_3^- > r Cl^- > r SO_4^{2-} > r NO_3^-$	$r Mg^{2+} > r Na^+ > r Ca^{2+} > r K^+$	Bicarbonaté magnésien
	Sidi Aissa	$r SO_4^{2-} > r Cl^- > r HCO_3^- > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Ca^{2+} > r Mg^{2+} > r K^+$	Sulfaté sodique
	H.Rabi	$r SO_4^{2-} > r Cl^- > r HCO_3^- > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Ca^{2+} > r Mg^{2+} > r K^+$	Sulfaté sodique
Oranie occidentale	Ain Madagh	$r Cl^- > r HCO_3^- > r SO_4^{2-} > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Mg^{2+} > r Ca^{2+} > r K^+$	Chlorurée sodique
	Ain Franin	$r Cl^- > r HCO_3^- > r SO_4^{2-} > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Mg^{2+} > r K^+ > r Ca^{2+}$	Chlorurée sodique
	Sidi Ayd	$r Cl^- > r HCO_3^- > r SO_4^{2-} > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Ca^{2+} > r Mg^{2+} > r K^+$	Chlorurée sodique
	H. Bouhadjar	$r Cl^- > r HCO_3^- > r SO_4^{2-} > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Mg^{2+} > r Ca^{2+} > r K^+$	Chlorurée sodique
	Ain Sellama	$r Cl^- > r HCO_3^- > r SO_4^{2-} > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Mg^{2+} > r Ca^{2+} > r K^+$	Chlorurée sodique
	Ain Palmier	$r HCO_3^- > r Cl^- > r SO_4^{2-} > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Ca^{2+} > r Mg^{2+} > r K^+$	Bicarbonatée sodique
	Source Dupont	$r HCO_3^- > r Cl^- > r SO_4^{2-} > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Ca^{2+} > r Mg^{2+} > r K^+$	Bicarbonatée sodique
	Ain El Hammat	$r Cl^- > r HCO_3^- > r SO_4^{2-} > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Ca^{2+} > r Mg^{2+} > r K^+$	Chlorurée sodique
	Ain Sidi Ali N3	$r HCO_3^- > r Cl^- > r SO_4^{2-} > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Ca^{2+} > r Mg^{2+} > r K^+$	Bicarbonatée sodique
	El Hamam N°6	$r HCO_3^- > r Cl^- > r SO_4^{2-} > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Ca^{2+} > r Mg^{2+} > r K^+$	Bicarbonatée sodique
	H. Labes	$r Cl^- > r HCO_3^- > r SO_4^{2-} > r NO_3^-$	$r Mg^{2+} > r Ca^{2+} > r Na^+ > r K^+$	Chlorurée magnésienne
Moyen Chélif	Sidi Hadj	$Cl^- > r HCO_3^- > r SO_4^{2-} > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Ca^{2+} > r Mg^{2+} > r K^+$	Chloruré sodique
Chott Chergui	Ain Skou	$Cl^- > r SO_4^{2-} > r HCO_3^- > r NO_3^-$	$r Ca^{2+} > r Na^+ > r Mg^{2+} > r K^+$	Chloruré calcique
	Ain Melha	$Cl^- > r SO_4^{2-} > r HCO_3^- > r NO_3^-$	$r Ca^{2+} > r Na^+ > r Mg^{2+} > r K^+$	Chloruré calcique
	Ain Zeoui	$Cl^- > r SO_4^{2-} > r HCO_3^- > r NO_3^-$	$r Ca^{2+} > r Na^+ > r Mg^{2+} > r K^+$	Chloruré calcique
Monts de Ksour	Ain Ouarka	$r Cl^- > r SO_4^{2-} > r HCO_3^- > r NO_3^-$	$r Na^+ > r Ca^{2+} > r Mg^{2+} > r K^+$	Chloruré sodique

Résumé

Le littoral oranais, situé au Nord-Ouest de l'Algérie, est caractérisé par l'existence de nombreuses sources thermo-minérales, dont la température à l'émergence peut atteindre plus de 68°C.

La salinité des eaux thermo-minérales du littoral oranais est très variable et généralement élevée. La conductivité électrique de l'eau oscille entre 730µs/cm et 20000µs/cm avec une concentration particulièrement élevée en chlorures et en sodium.

Le thermalisme du littoral oranais est lié aux grandes fractures à jeu récent, éruptions volcaniques et les activités tectoniques et sismiques. Les principaux réservoirs de ces sources correspondent aux formations carbonatées et gréseuses.

Les analyses chimiques des eaux ont montré que la plupart des sources acquièrent leurs minéralités au contact des terrains évaporitiques d'origine triasique, ou messinien. Pour certaines sources de la zone côtière, une contamination par les eaux marines serait probablement à l'origine de cette salinité. De nombreuses sources sont carbogazeuses et présentent une radioactivité importante.

Les analyses isotopiques des eaux ont révélé que les eaux des sources thermo-minérales étudiées sont d'origine météorique. Leurs aires de recharge se situeraient en altitude, bien plus élevées que leurs zones d'émergences.

Mot-clés : littoral oranais, sources thermo-minérales, salinité, hydrogéochimie, isotopes.

Abstract

The Oran coastal region, located in the North-West of Algeria, is characterized by a large number of thermo mineral springs which temperature at emergence can reach more than 68°C.

The salinity of the thermo-mineral waters of the Oranie area is variable and generally high. The electrical conductivity of the water ranges between 730µs/cm and 20000µs/cm with a particularly high concentration of chlorides and sodium.

Hydrotherapy of the Oranie coast is linked to major fractures due to recent fault, volcanic eruptions, tectonic and seismic activities. The main host rocks of these sources are carbonate or sandstone formations.

Chemical analyzes of water have shown that most of the mineralized sources acquire their minerals characteristics in contact with evaporate grounds from Triassic or Messinian origin. For some spring in the coastal zone, contamination by marine waters is likely to be responsible for this salinity. Many springs are carbone-gazeous and have significant radioactivity.

Isotopic analyzes study revealed that waters of thermo-mineral spring are meteoric origin; their water recharge is fitted on much higher altitude peaks than their emergence zone.

Keywords : the Oranie coast, thermo-minerals springs, salinity, isotopic analyses.

ملخص

يقع الساحل الوهراني في الشمال الغربي للجزائر، يتميز بوجود عدد كبير من الموارد المائية المعدنية الحارة التي يمكن أن تصل درجة حرارتها الى اكثر من 68 درجة مئوية.

ملوحة المياه المعدنية الحارة للساحل الوهراني متغيرة كثيرا وعالية على العموم، حيث أن الموصلية الكهربائية للمياه تتراوح ما بين 730 ميكرو سيمنز/سم إلى 20000 ميكرو سيمنز/سم مع تركيز عالي في الكلوريدات والصوديوم.

المياه المعدنية الحارة للساحل الوهراني مرتبطة بامتداد الفوالق العميقة، الصخور البركانية المنشأ وكذلك في المناطق التي تمتاز بالنشاط التكتوني. كما تعتبر أهم مخازن هذه المياه المعدنية متعلقة بالتكوينات الكربونية والصخور الرملية.

أظهرت نتائج التحاليل الكيميائية المتحصل عليها أن معظم الينابيع اكتسبت محتوى عالي من الاملاح المعدنية الناتجة من تماس مع المتبخرات الملحية ذات أصل الترياسي والمسييني. من المحتمل أن يسبب زحف مياه البحار في المناطق الساحلية إلى ارتفاع درجة الملوحة في المياه المعدنية الحارة. في غالب الأحيان تكون بعض الينابيع مشبعة بثنائي أكسيد الكربون وتحمل نشاط إشعاعي كبير.

كشف تحليل النظائر للمياه أن مياه الينابيع المعدنية الحارة المدروسة هي في الأصل مياه أمطار. إن مناطق التغذية الخاصة بهم تقع في قمم أعلى بكثير من مستوى انبثاقها.

الكلمات المفتاحية : الساحل الوهراني، الموارد المائية المعدنية الحارة، هيدروجيوكيمياء، الملوحة، النظائر.