

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY
UNIVERSITE BADJI MOKHTAR-ANNABA



جامعة باجي مختار - عنابة

Année 2016

Faculté des Sciences de la Terre
Département de Géologie

Thèse

En vue de l'obtention du diplôme de

Doctorat en sciences

L'effet des eaux chaudes albiennes sur l'homme et l'environnement de la région d'Oued Righ, Sud-Est Algérien

Option
Hydrogéologie

Par : CHAIB Warda

DIRECTEUR DE THESE : Mr. KHERICI Nacer

Professeur Univ. Annaba

DEVANT LE JURY

PRÉSIDENT : Mr. DERRADJI El Fadel

Professeur Univ. Annaba

EXAMINATEURS :

Mr. KACHI Slimane
Mr. MAOUI Ammar
Mr. LARABA Abdelaziz
Mr. LABAR Sofiane

Professeur Univ. Guelma
Professeur Univ. Guelma
Maître de conférences "A" Univ. Annaba
Maître de conférences "A" Univ. El-Tarf

*"Success is not final,
failure is not fatal:
it is the courage to continue that counts"*

Winston Churchill

ملخص

يعتبر الخزان المائي المتداخل القاري من الخزانات المائية الهامة المزودة للمياه الساخنة بالجزائر، تقع هذه الخزانات في التشكيلات القارية (Crétacé inférieur (Albien et Barrémien).

يتراوح عمقها ما بين 1800 الى 2200م وهي مستغلة لغرض التزود بالمياه الصالحة للشرب و في الزراعة لكن استغلالها في منطقة واد ريغ في السنوات الأخيرة عرف عدة مشاكل منها ظاهرة الترسب، التآكل و صعود المياه.

المياه الساخنة لمنطقة واد ريغ تتميز بارتفاع درجة حرارتها حيث تتراوح حوالي 60°م و عسرة مياه تتراوح ما بين 59°F الى 106°F مما أدى الى حدوث ظاهرة الترسب و انسداد القنوات.

وتهدف الدراسة المقترحة الى دراسة تأثير المياه الساخنة على الانسان و البيئة ، من خلال تقييم امكانيات الترسب حيث ان ترسب كربونات الكالسيوم له عواقب خطيرة تقنية و اقتصادية من أجل تحقيق هذه الغاية قدمنا عدة طرق و اساليب.

من اجل شرح آليات اكتساب التمعن استخدمنا برنامج *Wateq* لتحديد مؤشرات التشبع بالمقارنة بالحالات المعدنية الموجودة في المياه الجوفية المدروسة.

تطبيق الجيومحرارية الكيميائية يسمح بمعرفة درجة الحرارة القصوى للمياه عند مصدرها الباطني انطلاقا من خصائصها الجيوكيميائية.

نتائج الدراسة توضح أن أغلبية المياه تكون مشبعة بالنسبة للمعادن carbonatés و غير مشبعة بالنسبة للمعادن évaporitiques .

نتائج دراسة حالة تشبع المياه بدلالة الحرارة و ذلك باستعمال برنامج CHES ، بينت أن أغلبية تتوجه نحو التوازن في درجة حرارة مرتفعة.

و مؤشرات Langelier، Ryznar و CCPP بينت أن أغلبية المياه الجوفية الساخنة تسبب ظاهرة الترسب.

الكلمات المفتاحية : المياه الساخنة، الحرارة، مؤشر التشبع، الترسب

ABSTRACT

The continental intercalaire appears to be the most promising thermal water reservoir in Algeria. This aquifer is contained in the continental formations of the lower cretaceous (Barremian and Albian), has great depth (1800-2200 m) was put into operation in Southern Algeria for the supply of public and agricultural water, but its exploitations in Oued Righ, during recent years were encountered to the several problems such as scaling in the pipes, corrosion and drawdown of water levels.

Geothermal waters of Oued Righ are hot (temperature around 60 ° C) and high hardness (TH of around 59-106 ° F) results in the rapid scaling of distribution lines.

The proposed study aims, study the effect of geothermal water on man and the environment, through the assessment of the potential scaling. Deposits of calcium carbonate (scale) have serious technical and economic consequences. To this end, we made use of various methods and tools.

In order to explain the acquisition of mineralization mechanisms, we used the Wateq program to determine water saturation indices relative mineral phases present in the aquifer.

The application of chemical geothermometry thus provides access to the maximum temperature reached by the water in the tank with respect to its chemical composition significant results of the saturation index show that all water-saturated with respect the carbonate minerals and undersaturated with respect the evaporite minerals. Using software CHESS, the evaluation the state of saturation the minerals depending on the temperature show that most of the minerals are likely to converge to equilibrium at an elevated temperature. The calculation of the Langelier Index, Ryznar and CCPP shows that most of the water of the Albian aquifer of the Oued Righ region is scaling waters.

Keywords: geothermal water, temperature, saturation index, scale

RESUME

Le continental intercalaire semble constituer le réservoir le plus prometteur en eaux thermales en Algérie, est logé dans les formations continentales du crétacé inférieur (Barrémien et Albien), a une grande profondeur (1800 à 2200 m) a été mise en exploitation dans le Sud Algérien pour l'approvisionnement en eau d'alimentation publique et agricole. Mais son exploitation dans la région d'Oued Righ au cours des dernières années a été rencontrée plusieurs problèmes tels que l'entartrage, la corrosion et la remontée des eaux.

Les eaux géothermales d'Oued Righ sont chaudes (température autour de 60°C) et ont grande dureté (TH de l'ordre de 59 à 106°F) a pour conséquence l'entartrage rapide des conduites de distribution.

L'étude proposée a pour objet, étude l'effet des eaux géothermales sur l'homme et l'environnement, à travers l'évaluation du potentiel d'entartrage. Les dépôts de carbonate de calcium (tartre) ont de graves conséquences techniques et économiques. À cette fin, on a fait recours à diverses méthodes et outils.

Dans le but d'expliquer les mécanismes d'acquisition de la minéralisation, on utilisé le programme Wateq pour déterminer les indices de saturation des eaux vis-à-vis des phases minérales présentes dans l'aquifère.

L'application de la géothermométrie chimique permet ainsi d'accéder à la température maximale atteinte par l'eau dans le réservoir au regard de sa composition chimique.

Les résultats significatifs de l'indice de saturation montrent que toutes les eaux sur-saturées vis-à-vis des minéraux carbonatés et sous-saturées vis-à-vis des minéraux évaporitiques. A l'aide du logiciel CHESS l'évaluation de l'état de saturation des minéraux en fonction de la température montre que la plupart des minéraux sont susceptibles de converger vers l'équilibre à une température élevée.

Le calcul de l'indice de Langelier, Ryznar et CCPP montre que la plupart des eaux de la nappe Albienne de la région d'Oued Righ sont des eaux entartrantes.

Mots clés : les eaux géothermales, température, indice de saturation, tartre

Remerciements

Au terme de cette thèse, je tiens en premier lieu à exprimer ma profonde gratitude, à **ALLAH** qui m'a facilité le travail et m'a donné de la volonté, du courage et de la patience pour terminer ce travail.

Même si cette thèse est un travail personnel, je souhaite ici rendre hommage et exprimer ma profonde gratitude à tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à sa réalisation et à son aboutissement.

Tout d'abord j'exprime ma profonde gratitude à **Mr. KHERICI NACER**, Professeur à la faculté des sciences de la terre à l'université Badji Mokhtar – ANNABA, de m'avoir encadré et suivi mon travail avec sa rigueur scientifique et ses conseils. Je voudrais dire ici combien j'ai été touchée par la patience qu'il m'a toujours réservée. Je demeure fascinée par ses qualités scientifiques et humaines qui font qu'il m'inspire profonde admiration et grand respect.

Je suis très reconnaissante à **Mr. DERRADJI El Fadel** Professeur à l'université Badji Mokhtar, Annaba, qui m'a fait le grand honneur d'être le président de mon jury.

J'adresse également mes remerciements à **Mr. KACHI Slimane** Professeur à l'université de Guelma, **Mr. MAOUI Ammar** Professeur à l'université de Guelma, **Mr. LARABA Abdelaziz** Maître de conférences à l'université Badji Mokhtar, Annaba, ainsi que **Mr. LABAR Sofiane** Maître de conférences à l'université d'El-Tarf trouvent mes vifs remerciements de juger ce travail.

Mes vifs remerciements vont également à **Madame Lakhdari Fattoum**, Directrice du CRSTRA, pour son soutien et ses encouragements.

Mes remerciements vont également à tout le personnel des organismes suivants (au niveau de la wilaya d'Ouargla et El Oued) :

- ONID
- ADE
- ANRH

Je tiens à remercier spécialement **Madame Benaoune Saliha**, responsable du laboratoire centrale du CRSTRA pour son aide.

Mes remerciements vont également à mes collègues de travail, pour leurs encouragements amicaux, leur sympathie et les services rendus.

Enfin, Merci infiniment à ma famille (mes parents, mes sœurs et mes frères), pour leurs soutiens et leurs encouragements.

CHRISTOPHER WARD

Table Des Matières

ملخص

Abstract

Résumé

Remerciements

Table des matières

Liste des figures

Liste des tableaux

INTRODUCTION GENERALE.....	01
<i>Chapitre 1 : Cadre géographique et milieu naturel</i>	
1. Introduction	03
2. Zonage du Sahara Algérien.....	03
2.1. Le Bas Sahara.....	05
2.2. La Dorsale Mozabite.....	05
2.3. Le Bassin de la Saoura.....	05
2.4. Le Sahara central.....	06
3. Le milieu d'étude.....	06
3.1. Contexte géographique.....	06
3.2. Géomorphologie et topographie de la région d'Oued Righ.....	07
1. Le niveau supérieur	08
a- Les glaciers d'épandage.....	08
b- Les reliefs résiduels.....	08
c- Les versants.....	08
2. Le niveau intermédiaire.....	09
3. Les préchotts.....	09
4. Les chotts.....	10
3.3. Le réseau hydrographique.....	11

Chapitre 2 : Contexte géologique

1. Introduction.....	13
2. Les grandes unités géo-structurales	13
3. Les bassins sédimentaires de l'Algérie.....	13
3.1. Algérie Alpine.....	13
3.2. La Plate-forme Saharienne.....	15
4. La géologie du Bas-Sahara	19
5. La structure synclinale du Bas-Sahara.....	19
6. Cadre géologique local.....	21
6.1. Le Mésozoïque.....	23
6.1.1. Le Crétacé.....	23
6.1.2. Le Néocomien.....	23
6.1.3. Le Barrémien.....	23
6.1.4. L'Aptien.....	23
6.1.5. L'Albien.....	23
6.1.6. Le Vraconien.....	24
6.1.7. Le Cénomaniens.....	24
6.1.8. Le Turonien.....	24
6.1.9. Le Sénonien.....	24
Sénonien lagunaire.....	24
Sénonien Carbonaté.....	25
6.2. Le Cénozoïque.....	25
6.2.1. L'Eocène.....	25
L'Éocène inférieur (carbonaté).....	25
L'Éocène Moyen (Evaporitique).....	26
6.2.2. Le Mio-Pliocène.....	26
Niveau 1.....	26

Niveau 2.....	26
Niveau 3.....	26
Niveau 4.....	26
6.2.3. Le Quaternaire.....	26
7. Tectonique générale.....	28
7.1. Néotectonique.....	29
8. Paléogéographie.....	30
9. Conclusion.....	31

Chapitre 3 : Hydroclimatologie

1. Introduction.....	33
2. Les précipitations.....	34
2.1. Précipitations moyennes mensuelles.....	35
2.2. Précipitations saisonnières moyennes.....	35
2.3. Précipitations moyennes annuelles et leurs variabilités.....	37
2.4. Variation interannuelle.....	39
3. Température.....	40
3.1. Température moyenne annuelle.....	41
3.2. Température moyenne mensuelle.....	41
4. Rythme climatique ou caractérisation du climat.....	45
5. Détermination des indices climatiques.....	47
5.1. Climagramme de Louis Emberger.....	47
5.2. Indice d'aridité (indice de De Martonne).....	49
5.3. Indice d'aridité mensuel.....	50
5.4. Climatogramme de Peguy.....	53
6. Les vents.....	55
6.1. Vitesse des vents mensuels.....	55
7. L'insolation.....	56

8. L'humidité relative.....	57
9. L'évaporation.....	58
9.1. L'évapotranspiration.....	59
9.1.1 Calcul de l'évapotranspiration.....	59
A. Formule de Thornthwait.....	60
B. La formule de Serra.....	60
9.1.2. Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR).....	63
A. Formule de Turc.....	63
B. ETR par la méthode de Thornthwaite.....	64
C. Calcul de l'ETR par la formule de Coutagne.....	64
10. Bilan hydrologique.....	65
11. Conclusion.....	70

Chapitre 4 : Hydrogéologie du système aquifère du Sahara septentrional

1. Hydrogéologie du Sahara Septentrional.....	71
2. Le Système aquifère du Sahara Septentrional (SASS).....	71
3. Description des principales formations du Sahara septentrional	72
3.1. Le Continental Intercalaire "CI".....	75
3.1.1. Géométrie du "CI".....	76
3.1.2. Piézométrie du Continental intercalaire.....	76
3.1.3. La recharge.....	78
3.1.4. L'écoulement.....	79
3.1.5. Les exutoires.....	80
a. Les exutoires naturels.....	80
b. Les exutoires artificiels.....	80
3.2. Le Complexe terminal.....	81
3.2.1. Piézométrie du complexe terminal.....	82

3.2.2. La recharge.....	84
3.2.3. L'écoulement.....	85
3.2.4. Les exutoires.....	85
a. Les exutoires naturels.....	85
b. Les exutoires artificiels – Artésianism.....	86
4. Schématisation du multicouche saharien (OSS, 2003 a et 2003 b).....	86
5. Hydrogéologie de la zone d'étude.....	89
5.1. Introduction.....	89
5.2. Inventaire des forages de la région d'Oued Righ.....	89
5.3. Interprétation des coupes hydrogéologiques.....	91
6. Caractéristiques hydrodynamiques de la nappe Albienne d'Oued Righ.....	95
6.1 Introduction.....	95
6.2. Principales caractéristiques des forages.....	95
6.3. Interprétation des pompages d'essais	96
6.3.1. Essais par pompage par paliers.....	96
6.3.2. Essai par pompage à débit constant.....	104
7. Conclusion.....	114

Chapitre 5 : Hydrogéochimie

1. Introduction.....	115
2. Moyens et méthodes d'analyse.....	116
2.1. Mesures <i>in situ</i>	116
2.2. Analyses au laboratoire.....	117
3. Les paramètres physiques.....	117
3.1. La température	117
3.2. Potentiel d'hydrogène (pH)	120
3.3. La conductivité électrique.....	120
3.4. La salinité.....	121

4. Les éléments majeurs.....	125
4.1. Calcium (Ca ⁺⁺).....	125
4.2. Magnésium (Mg ²⁺).....	125
4.3. Le sodium Na ⁺	126
4.4. Le potassium (K ⁺).....	127
4.5. Les chlorures (Cl ⁻).....	127
4.6. Les sulfates (SO ₄ ²⁻)... ..	128
4.7. Les bicarbonates (HCO ₃ ⁻).....	128
4.8. Le titre hydrométrique (TH).....	136
5. Les éléments métalliques en traces.....	138
6. Cartographie hydrochimique.....	139
6.1. Calcium	139
6.2. Magnésium	141
6.3. Sodium.....	143
6.4. Chlorures	145
6.5. Potassium	147
6.6. Sulfates	149
6.7. Bicarbonates	151
7. Détermination des principaux faciès hydrochimiques.....	153
8. Origine des éléments chimiques.....	157
8.1. Couple Na – Cl.....	157
8.2. Le rapport Ca/(HCO ₃ +SO ₄)-Na/Cl.....	159
8.3. Anions – conductivité.....	159
8.4. Rapport Cl/SO ₄ ⁻² – conductivité.....	161
9. Etude de l'évolution des minéraux.....	161
10. Aptitude des eaux géothermales d'Oued Righ à l'irrigation.....	174
10.1. Risque de sodicité et de salinité.....	174

10.2. Calcul les paramètres des eaux à usage agricole.....	175
10.3. Interprétation des résultats.....	176
10.4. Classification des eaux par la méthode de Wilcox.....	181
11. Conclusion.....	182

Chapitre 6 : Géothermométrie

1.Introduction.....	183
2. Types de géothermies et techniques correspondantes.....	184
2.1. Géothermie très basse énergie.....	184
2.2.Géothermie basse énergie.....	184
2.3. Géothermie moyenne et haute énergie.....	184
3. Domaines d'utilisation des eaux géothermales.....	185
4. Principe de la géothermométrie chimique.....	186
5. Hypothèse de travail.....	187
6. Description des géothermomètres.....	187
6.1. Géothermomètre à silice.....	187
6.2. Les géothermomètres à cations.....	188
A - Géothermomètre Na/K.....	188
B - Géothermomètre Mg/K ²	189
C - Géothermomètre Na-K-Ca.....	190
D- Géothermomètre Na-K-Ca- Mg	191
7. Application des géothermomètres chimiques classiques.....	191
7.1. Géothermomètre Na/K.....	191
7.2. Géothermomètre Na-K-Ca.....	192
7.3. Géothermomètre Na-K-Ca-Mg et géothermomètre K/Mg.....	192
7.4. Diagramme Giggenbach.....	192
7.5. Diagramme Cl-SO4-HCO3.....	193
8. Origine des eaux géothermales.....	201
9. Le gradient géothermique.....	204

10. Conclusion.....	206
---------------------	-----

Chapitre 7 : Evaluation du potentiel d'entartrage

1. Introduction	207
2. Synthèse bibliographique.....	207
2.1. Mécanisme de l'entartrage.....	207
2.2. Paramètres de l'entartrage	208
2.3. Différents types de tartre	209
2.3.1. Tartre alcalin.....	209
2.3.2. Tartre non alcalin.....	210
2.4. Conséquences de l'entartrage.....	210
2.4.1. Conséquences hydrauliques.....	211
2.4.2. Conséquences bactériologiques.....	211
2.4.3. Conséquences technologiques.....	211
2.4.4. Conséquences thermiques et énergétiques.....	211
3. Évaluation du potentiel de tartre des eaux géothermales d'Oued Righ.....	212
4. Les indices d'entartrage.....	214
5. Spéciation et approche d'équilibre minéral.....	220
6. Morphologie et composition de tartre.....	223
6.1. Etude par le M.E.B.....	224
6.2. Analyse des dépôts par diffraction X.....	227
7. Conclusion.....	228
<i>Conclusion générale</i>	229
<i>Références bibliographiques</i>	231

Annexes

Liste des Figures

Figure 1-1	Carte des régions naturelles Sahariennes.....	4
Figure 1-2	Carte situation géographique d'Oued Righ.....	7
Figure 1-3	Géomorphologie de la région d'Oued Righ.....	11
Figure 1-4	Réseau hydrographique dans la région d'étude.....	12
Figure 2-1	Carte géologique d'Algérie.....	15
Figure 2-2	Carte des bassins sédimentaires.....	17
Figure 2-3	Colonne stratigraphique synthétique du Sahara Septentrional.....	18
Figure 2-4	Les oasis du Bas-Sahara.....	20
Figure 2-5	Coupe géologique Transversale synthétique du Hoggar au sillon de Melhir.....	21
Figure 2-6	Carte géologique de la région d'étude, extrait de la carte géologique du bassin Mésozoïque du Sahara Algéro-Tunisien.....	22
Figure 2-7	Log stratigraphique synthétique de la région de Touggourt, (sans échelle).....	27
Figure 3-1	Carte des isohyètes dans le domaine du SASS.....	34
Figure 3-2	Précipitations moyennes mensuelles (1988/1989 – 2009/2010).....	35
Figure 3-3	variations des précipitations saisonnières à la station de Touggourt (1988/89-2009/10).....	36
Figure 3-4	variations des précipitations saisonnières à la station d'El Oued (1988/89-2009/10).....	37
Figure 3-5	Variations des précipitations moyennes annuelles (1988/1989 – 2009/2010).....	38
Figure 3-6	Variation annuelle des précipitations de la station de Touggourt (1988/1989 – 2009/2010).....	39
Figure 3-7	Variation annuelle des précipitations de la station d'El Oued (1988/1989 – 2009/2010).....	40

Figure 3-8	Répartition moyenne annuelle des températures (1988/1989 – 2009/2010).....	41
Figure 3-9	Histogramme de variations des températures mensuelles à la station de Touggourt (1988/1989 – 2009/2010).....	44
Figure 3-10	Histogramme de variations des températures mensuelles à la station d'El Oued (1988/1989 – 2009/2010).....	44
Figure 3-11	Courbe pluviothermique de la station de Touggourt (1988/1989 – 2009/2010).....	46
Figure 3-12	Courbe pluviothermique de la station d'El Oued (1988/1989 – 2009/2010).....	46
Figure 3-13	Position des deux stations El Oued et Touggourt sur le climagramme d'Emberger.....	48
Figure 3-14	Abaque de l'indice d'aridité annuel de De Martonne.....	50
Figure 3-15	Abaque de l'indice d'aridité mensuel de De Martonne (Touggourt).....	52
Figure 3-16	Abaque de l'indice d'aridité mensuel de De Martonne (El-Oued).....	52
Figure 3-17	Climatogramme de Peguy (station Touggourt et El-Oued).....	54
Figure 3-18	Répartition de la vitesse du vent moyenne mensuelle aux stations de Touggourt et El Oued (1988 – 2006).....	56
Figure 3-19	Répartition de l'insolation moyenne mensuelle aux stations de Touggourt et El Oued (1988 – 2006).....	57
Figure 3-20	Répartition de l'humidité relative moyenne mensuelle aux stations de Touggourt et El Oued (1988 – 2006).....	58
Figure 3-21	L'ETP estimée par les deux méthodes.....	63
Figure 3-22	Représentation graphique du bilan hydrologique selon la méthode de C.W.Thornthwaite station de Touggourt (1988 – 2010).....	66
Figure 3-23	Représentation graphique du bilan hydrologique selon la méthode de C.W.Thornthwaite station d'El Oued (1988 – 2010).....	67
Figure 4-1	Carte du Sahara septentrional.....	72
Figure 4-2	Délimitation du "SASS" en Algérie.....	73

Figure 4-3	Carte géologique du SASS.....	74
Figure 4-4	Coupe hydrogéologique synthétique du Sahara septentrional.....	74
Figure 4-5	Coupe hydrogéologique transversale du "CI".....	76
Figure 4-6	Carte piézométrique de référence du continental intercalaire.....	78
Figure 4-7	Affleurements perméables utiles du continental intercalaire.....	79
Figure 4-8	Coupe hydrogéologique transversale du "CT".....	82
Figure 4-9	Carte piézométrique de référence du Complexe Terminal.....	84
Figure 4-10	Affleurements perméables utiles du complexe terminal.....	85
Figure 4-11	Schéma multicouche Saharien.....	88
Figure 4-12	Carte d'inventaire des forages de la nappe continental intercalaire de la région d'Oued Righ.....	91
Figure 4-13	Formations continentales et formations marines sur la marge septentrionale du Sahara.....	92
Figure 4-14	Coupe de corrélation géologique AB (M'ghair-Djamaa).....	93
Figure 4-15	Coupe de corrélation géologique CD (Djamaa -Touggourt).....	94
Figure 4-16	Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F1.....	97
Figure 4-17	Droite débits/rabattements spécifiques. Calcul des pertes de charge du forage F1.....	97
Figure 4-18	Courbe caractéristique du forage F1.....	98
Figure 4-19	Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F2.....	98
Figure 4-20	Droite débits/rabattements spécifiques. Calcul des pertes de charge du forage F2.....	99
Figure 4-21	Courbe caractéristique du forage F2.....	99
Figure 4-22	Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F3.....	100
Figure 4-23	Droite débits/rabattements spécifiques. Calcul des pertes de charge du forage F3.....	100
Figure 4-24	Courbe caractéristique du forage F3.....	101
Figure 4-25	Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F4.....	101
Figure 4-26	Droite débits/rabattements spécifiques. Calcul des pertes de charge du forage F4.....	102
Figure 4-27	Courbe caractéristique du forage F4.....	102
Figure 4-28	Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F5.....	103

Figure 4-29	Droite débits/rabattements spécifiques.Calcul des pertes de charge du forage F5.....	103
Figure 4-30	Courbe caractéristique du forage F5.....	104
Figure 4-31	Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F1 (descente)...	106
Figure 4-32	Courbe du rabattement en fonction de log (t) du forage F1 (descente)...	106
Figure 4-33	Pompage d'essai à El Ksour. Droite représentative de la remontée.....	107
Figure 4-34	Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F2 (descente)...	107
Figure 4-35	Courbe du rabattement en fonction de log (t) du forage F2 (descente)...	108
Figure 4-36	Pompage d'essai à Sidi Slimane. Droite représentative de la remontée..	108
Figure 4-37	Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F3 (descente)...	109
Figure 4-38	Courbe du rabattement en fonction de log (t) du forage F3 (descente)...	109
Figure 4-39	Pompage d'essai à Sidi Khelil. Droite représentative de la remontée.....	110
Figure 4-40	Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F4 (descente)...	111
Figure 4-41	Courbe du rabattement en fonction de log (t) du forage F4 (descente)...	111
Figure 4-42	Pompage d'essai à Tindela. Droite représentative de la remontée.....	112
Figure 4-43	Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F5 (descente)...	112
Figure 4-44	Courbe du rabattement en fonction de log (t) du forage F5 (descente)...	113
Figure 4-45	Pompage d'essai à Sidi Mahdi. Droite représentative de la remontée....	113
Figure 5-1	La dureté des eaux albiennes, Nov.2010 et Jan.2011.....	137
Figure 5-2	La dureté des eaux albiennes, Mai 2011 et Avril 2012.....	138
Figure 5-3	Carte du calcium, Novembre 2010.....	140
Figure 5-4	Carte du calcium, Janvier 2011.....	140
Figure 5-5	Carte du calcium, Mai 2011.....	141
Figure 5-6	Carte du calcium, Avril 2012.....	141
Figure 5-7	Carte du Magnésium, Novembre 2010.....	142
Figure 5-8	Carte du Magnésium, Janvier 2011.....	142
Figure 5-9	Carte du Magnésium, Mai 2011.....	143
Figure 5-10	Carte du Magnésium, Avril 2012.....	143
Figure 5-11	Carte du sodium, Novembre 2010.....	144
Figure 5-12	Carte du sodium, Janvier 2011.....	144
Figure 5-13	Carte du sodium, Mai 2011.....	145
Figure 5-14	Carte du sodium, Avril 2012.....	145
Figure 5-15	Carte des chlorures, Novembre 2010.....	146
Figure 5-16	Carte des chlorures, Janvier 2011.....	146
Figure 5-17	Carte des chlorures, Mai 2011.....	147
Figure 5-18	Carte des chlorures, Avril 2012.....	147
Figure 5-19	Carte du potassium, Novembre 2010.....	148
Figure 5-20	Carte du potassium, Janvier 2011.....	148
Figure 5-21	Carte du potassium, Mai 2011.....	149
Figure 5-22	Carte du potassium, Avril 2012.....	149
Figure 5-23	Carte des sulfates, Novembre 2010.....	150
Figure 5-24	Carte des sulfates, Janvier 2011.....	150
Figure 5-25	Carte des sulfates, Mai 2011.....	151
Figure 5-26	Carte des sulfates, Avril 2012.....	151
Figure 5-27	Carte des bicarbonates, Novembre 2010.....	152
Figure 5-28	Carte des bicarbonates, Janvier 2011.....	152

Figure 5-29	Carte des bicarbonates, Mai 2011.....	153
Figure 5-30	Carte des bicarbonates, Avril 2012.....	153
Figure 5-31	Diagramme de piper, Novembre 2010.....	156
Figure 5-32	Diagramme de piper, Janvier 2011.....	156
Figure 5-33	Diagramme de piper, Mai 2011.....	156
Figure 5-34	Diagramme de piper, Avril 2012.....	156
Figure 5-35	Evolution et distribution des faciès chimiques.....	157
Figure 5-36	Relation entre le Na et Cl dans les eaux Albiennes.....	158
Figure 5-37	Détermination de l'origine du sodium dans les eaux albiennes.....	159
Figure 5-38	Evolution des anions en fonction de la conductivité électrique.....	160
Figure 5-39	Variation de l'indice de saturation des minéraux, Novembre 2010.....	163
Figure 5-40	Variation de l'indice de saturation des minéraux, Janvier 2011.....	164
Figure 5-41	Variation de l'indice de saturation des minéraux, Mai 2011.....	165
Figure 5-42	Variation de l'indice de saturation des minéraux, Avril 2012.....	166
Figure 5-43	Diagrammes de Richards, Nov.2010, Jan.2011, Mai 2011 et Avril 2012	180
Figure 5-44	Diagrammes de Wilcox, Nov.2010, Jan.2011, Mai 2011 et Avril 2012..	181
Figure 6-1	Diagramme triangulaire Na-K-Mg appliqué aux eaux géothermales, Oued Righ.....	193
Figure 6-2	Diagramme Cl-SO ₄ -HCO ₃ appliqué aux eaux géothermales, Oued Righ	194
Figure 6-3	Diagramme de l'Institut international des recherches géothermiques de référence.....	202
Figure 6-4	Diagramme IIRG appliqué aux eaux géothermales, Oued Righ (A: Touggourt, B: Djamaa, C: M'ghair).....	203
Figure 7-1	Effets d'entartrage sur les canalisations (Oued Righ).....	213
Figure 7-2	Diagramme de Langelier.....	219
Figure 7-3	Diagrammes d'équilibre minéral des eaux géothermales (région Oued Righ).....	222
Figure 7-4	Photos MEB de tartre (Oued Righ).....	225
Figure 7-5	Analyse qualitative de tartre (Oued Righ).....	226
Figure 7-6	Spectre de diffraction X d'un échantillon de dépôt provenant de Sidi Mahdi 2 (Touggourt).....	228

Liste des Tableaux

Tableau 1-1	Correspondance entre RNS, unités administratives et géographiques.....	4
Tableau 2-1	Les étapes probables de la tectonique dans le Sahara algérien, Karpoff, 1952	29
Tableau 3-1	Coordonnées géographiques des stations climatiques.....	34
Tableau 3-2	Précipitations moyennes mensuelles (1988/1989 – 2009/2010).....	35
Tableau 3-3	Répartition saisonnière des précipitations (mm) à la station de Touggourt (1988/89-2009/10).....	36
Tableau 3-4	Répartition saisonnière des précipitations (mm) à la station d'El Oued (1988/89-2009/10).....	37
Tableau 3-5	Répartition des précipitations moyennes annuelles.....	38
Tableau 3-6	Précipitations annuelles et leurs variabilités.....	39
Tableau 3-7	variations de températures mensuelles de la station de Touggourt et El Oued (1988/1989 – 2009/2010)	43
Tableau 3-8	Indices d'aridités mensuels à la station de Touggourt	51
Tableau 3-9	Indices d'aridités mensuels à la station d'El Oued	51
Tableau 3-10	vitesse du vent moyenne mensuelle aux stations de Touggourt et El Oued (1988 – 2006)	55
Tableau 3-11	valeurs de l'insolation moyenne mensuelle aux stations de Touggourt et d'El Oued (1988 – 2006)	56
Tableau 3-12	l'humidité relative moyenne mensuelle aux stations de Touggourt et d'El Oued (1988 – 2006)	57
Tableau 3-13	évaporation moyenne mensuelle aux stations de Touggourt et d'El Oued (1988 – 2006)	59
Tableau 3-14	Résultats de l'ETP issus de l'application de la formule de Thornthwaite (1988 - 2010)	61
Tableau 3-15	Résultats de l'ETP issus de l'application de la formule de Serra (1988 - 2010)	62
Tableau 3-16	ETR annuelle par la méthode de Turc	64
Tableau 3-17	ETR par la méthode de Coutagne	65
Tableau 3-18	Calcul du bilan hydrologique selon la méthode de C.W.Thornthwaite station de Touggourt (1988 – 2010)	68

Tableau 3-19	Calcul du bilan hydrologique selon la méthode de C.W.Thornthwaite station d'El Oued (1988 – 2010)	69
Tableau 4-1	Caractéristiques hydrodynamiques du réservoir aquifère d'après les essais de pompage par paliers	96
Tableau 4-2	Caractéristiques hydrodynamiques du réservoir aquifère d'après les essais de pompage à débit constant	105
Tableau 5-1	Séquences d'échantillonnage et nombre d'ouvrages suivis	116
Tableau 5-2	Variation de la température au niveau d'Oued Righ	119
Tableau 5-3	Variation du pH au niveau d'Oued Righ	122
Tableau 5-4	Variation de la conductivité électrique au niveau d'Oued Righ	123
Tableau 5-5	Variation de la salinité au niveau d'Oued Righ	124
Tableau 5-6	Variation des teneurs en calcium pendant le suivi (2010 /2012).....	129
Tableau 5-7	Variation des teneurs en magnésium pendant le suivi (2010 /2012)	130
Tableau 5-8	Variation des teneurs en sodium (Na ⁺) pendant le suivi (2010 /2012).....	131
Tableau 5-9	Variation des teneurs du potassium (K ⁺) pendant le suivi (2010 /2012).....	132
Tableau 5-10	Variation des teneurs des chlorures (Cl ⁻) pendant le suivi (2010 /2012)....	133
Tableau 5-11	Variation des teneurs des sulfates (SO ²⁻⁴) pendant le suivi (2010 /2012)...	134
Tableau 5-12	Variation des teneurs des bicarbonates (HCO ₃ ⁻) pendant le suivi (2010 /2012).....	135
Tableau 5-13	Concentrations des éléments métalliques en traces (mg/l)	139
Tableau 5-14	Faciès chimiques des eaux géothermales (forages)	154
Tableau 5-15	Faciès chimiques des eaux des stations de refroidissement	155
Tableau 5-16	Evolution des indices de saturation des minéraux, Novembre 2010	167
Tableau 5-17	Evolution des indices de saturation des minéraux, Janvier 2011.....	168
Tableau 5-18	Evolution des indices de saturation des minéraux, Mai 2011.....	170
Tableau 5-19	Evolution des indices de saturation des minéraux, Avril 2012.....	172
Tableau 5-20	Indice de saturation calculé	173
Tableau 5-21	Paramètres de la qualité de l'eau à l'irrigation, Novembre 2010.....	176
Tableau 5-22	Paramètres de la qualité de l'eau à l'irrigation, Janvier 2011.....	177
Tableau 5-23	Paramètres de la qualité de l'eau à l'irrigation, Mai 2011.....	178
Tableau 5-24	Paramètres de la qualité de l'eau à l'irrigation, Avril 2012.....	179
Tableau 6-1	Domaines d'utilisation des eaux géothermales selon le Diagramme de Lindal	185
Tableau 6-2	Températures géothermométriques (° C) calculées avec différentes méthodes (période Novembre 2010).....	195

Tableau 6-3	Températures géothermométriques (° C) calculées avec différentes méthodes (période Janvier 2011).....	196
Tableau 6-4	Températures géothermométriques (°C) calculées avec différentes méthodes (période Mai 2011).....	198
Tableau 6-5	Températures géothermométriques (° C) calculées avec différentes méthodes (période Avril 2012).....	200
Tableau 6-6	Gradient géothermique de la nappe continentale intercalaire de la région d'Oued Righ.....	205
Tableau 7-1	Vitesse d'entartrage dans les conduites (Messaitfa , 2010).....	213
Tableau 7-2	Agressivité d'une eau en fonction de l'indice de Ryznar.....	215
Tableau 7-3	Interprétation du potentiel de précipitation de carbonate de calcium	215
Tableau 7-4	Indice de Langelier, Ryznar et CCPP des eaux de la nappe albienne de la région d'Oued Righ	216
Tableau 7-5	Paramètres du diagramme de Langelier	218
Tableau 7-6	Analyse quantitative par EDAX	226

Introduction générale

Recouvrant une superficie de plus d'un million de Km², le système aquifère du Sahara Septentrional (SASS), occupe 700 000Km² en Algérie, 80 000 Km² en Tunisie et 250 000 Km² en Libye. Il est formé de dépôts continentaux renfermant deux grandes nappes souterraines : le continental intercalaire (CI) et le complexe terminal (CT).

La région d'étude fait partie du Sahara Septentrional recelé dans son sous-sol d'importantes réserves en eau contenues dans des aquifères superposées de la nappe superficielle libre à la nappe albienne la plus profonde. Ainsi on note que les besoins en eau de la région d'Oued Righ sont assurés à partir des ressources en eaux souterraines issues des nappes du complexe Terminal et du Continental intercalaire.

Le continental intercalaire, objet principal de cette étude, semble constituer le réservoir le plus prometteur en eaux thermales dans la région d'étude, est logé dans les formations du crétacé inférieur (Barrémien et Albien) dont la profondeur varie de 1800 à 2200 m environ.

Ce réservoir affleure au Sud, de nature semi-libre à l'Ouest et captive dans sa partie orientale. Du point de vue géothermique, la partie orientale est la plus prometteuse. Les températures enregistrées varient entre 50-70°C, certains forages débitent de l'ordre de 400l/s. Ce réservoir offre des eaux géothermiques chaudes très chargées en sels qui doivent être refroidies pour qu'elles soient utilisables à l'agriculture (notamment l'irrigation des palmerais).

La forte dureté (TH de l'ordre de 59 à 106°F) de ces eaux géothermales a pour conséquence l'entartrage des conduites de distribution.

Les objectifs principaux de ce travail sont : l'effet des eaux géothermales sur l'homme et l'environnement, notamment à travers l'étude de l'impact des eaux chaudes sur l'agriculture et sur les conduites (entartrage, corrosion), en étudiant la qualité des eaux géothermiques en introduisant la géochimie et la géothermométrie (les équilibres chimiques et les phases de précipitation de l'entartrage).

Le programme d'action pour la réalisation de ce travail doit répondre aux préoccupations suivantes :

- Quel est l'état actuel de la qualité chimique des eaux souterraines géothermales de la nappe continentale intercalaire ?

- Quels sont les mécanismes physicochimiques régissant l'évolution des éléments chimiques dans le temps et dans l'espace.
- Quels sont les problèmes techniques posés par l'exploitation de ces eaux chaudes ?

Afin de répondre à ces préoccupations, il faut sans doute s'appuyer sur la synthèse des caractéristiques hydrogéologiques, hydrogéochimiques et étude calco-carbonique.

Pour concrétiser ce programme de travail, quatre campagnes (depuis novembre 2010 jusqu'au mois d'Avril 2012) ont été entreprises. Plusieurs outils (géologique, hydrodynamique, chimique et informatique) ont été utilisés afin de mieux interpréter les données acquises.

Les explications des phénomènes et le détail des résultats seront présentés dans les chapitres qui constituent cette thèse.

La situation géographique, le milieu naturel et la géologie de la région ont été présentés dans les deux premiers chapitres, où nous avons essayé de dégager la structure de l'aquifère à travers la région d'étude.

Le troisième chapitre regroupe une étude des différents paramètres climatiques, tels que le type de climat, l'évolution des précipitations, l'évolution des températures, l'estimation de l'évaporation et le calcul du bilan hydrologique par la méthode de G.W.Thornthwaite.

Le quatrième chapitre présente l'étude hydrogéologique de la zone d'étude, consiste à définir les différents aquifères et leur comportement hydrodynamique pour permettre l'établissement des relations entre la géologie et les eaux souterraines.

Le cinquième chapitre a été consacré à une interprétation des paramètres physico-chimiques mesurés. Une cartographie hydrochimique permettant de voir la répartition des éléments majeurs. Ce chapitre a permis aussi la détermination des principaux faciès chimiques, en abordant les mécanismes de l'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines.

Dans le sixième chapitre nous tenterons d'estimer les températures en profondeur des différents points d'eau chaude de la région d'étude en utilisant un certain nombre de Géothermomètres chimiques comme indicateurs possibles des températures des nappes profondes.

Le septième chapitre concerne le problème technique posé par l'exploitation de cette nappe : l'entartrage.

Chapitre 1

CADRE GEOGRAPHIQUE ET MILIEU NATUREL

Cadre géographique et milieu naturel

1. Introduction

Il est utile de présenter d'abord le zonage du Sahara algérien, l'exercice des conditions agro-écologiques du Sahara algérien a permis un découpage en région de problématique homogène.

2. Zonage du Sahara algérien

À cette fin, 174 communes de l'ensemble saharien ont été prises en considération, et sur cette base, on a recomposé des Régions Naturelles Sahariennes au nombre de 14, en utilisant les indicateurs disponibles à l'échelle communale.

Ces Régions Naturelles Sahariennes (RNS) ne coïncident donc pas, par définition, avec les wilayas : certaines wilayas ont été « réparties » sur plusieurs RNS ; pour certaines d'entre elles, concernant les piémonts, seules quelques communes, considérées comme sahariennes, ont été incluses dans les RNS.

Au total, 9 wilayas ont été intégrées en totalité : Adrar, Béchar, Biskra, El Oued, Ghardaïa, Ouargla, Illizi, Tamanrasset, Tindouf.

Quatre autres wilayas ont quelques-unes de leurs communes incluses dans cette approche par RNS : Tébessa, Djelfa, Laghouat, El Bayadh.

Ces 14 RNS peuvent elles-mêmes être regroupées en 4 ensembles plus vastes qui correspondent aux grands ensembles morphologiques du Sahara algérien.

Le tableau ci-dessous (Tableau1) récapitule la correspondance entre ses différentes entités territoriales.

La carte ci-dessous (Fig.1-1) illustre également les différents découpages pris en considération.

Tableau 1-1: Correspondance entre RNS, unités administratives et géographiques

Unité administrative (wilayat)	Régions Naturelles Sahariennes	Sous-ensembles géographiques
Biskra El Oued Ouargla Tebessa (partie)	Ziban Le Souf Oued Righ Ouargla	Le bas Sahara
Ghardaia Biskra (partie) Djelfa (partie) Laghouat (partie)	M'Zab Le pays des Dayas	La dorsale mozabite
Béchar El Bayadh (partie) Tindouf Adrar	Saoura Tindouf Piémont des Ksours Gourara Touat	Le bassin de la Saoura – Sahara occidental
Sud d'Adrar Tamanrasset Illizi	Hoggar Tassili des Ajers Tidikelt	Le Sahara central

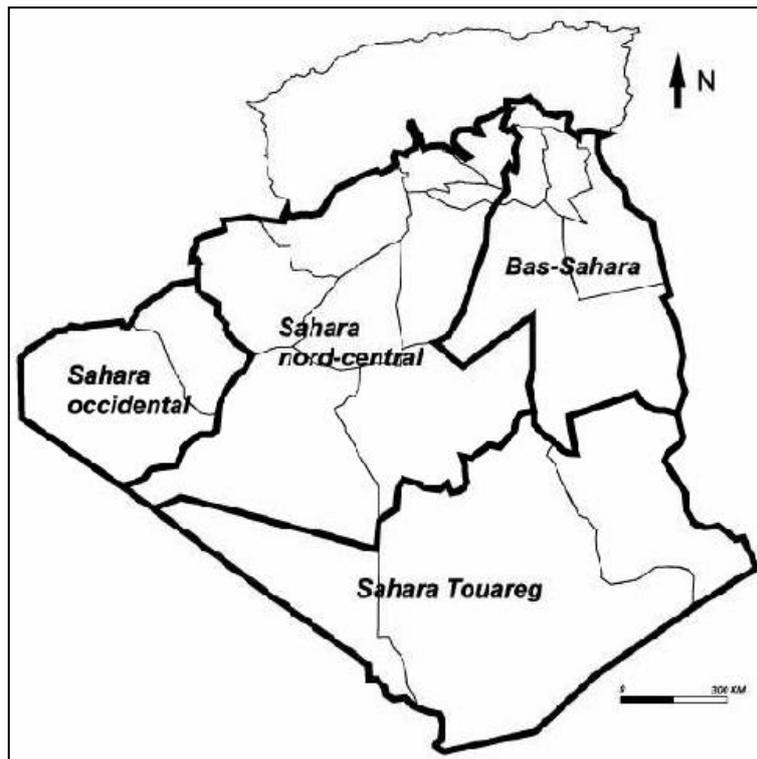


Figure 1-1 : Carte des régions naturelles sahariennes

2.1. Le Bas Sahara

Le Bas Sahara est une zone d'échange dans le sens Nord - Sud, entre le Tell et le Sahara et dans le sens Est - Ouest, entre l'Algérie et la Tunisie. Cet ensemble est composé des Régions Naturelles Sahariennes suivantes :

- Les Ziban
- Le Souf
- L'Oued Rhir
- Le Pays d'Ouargla

2.2. La Dorsale Mozabite

On pourrait également appeler cette zone médiane, le Sud algérois. Elle se trouve en effet au débouché de la capitale vers les hautes plaines et l'Atlas saharien par Djelfa et Laghouat. Contrairement à la précédente c'est une région d'altitude (entre 600 et 800m en son centre), peu salée et peu sableuse sinon aux marges de l'Atlas occidental. La zone est un des axes principaux de la circulation nord-sud qui se prolonge par Ghardaïa et El Menea jusqu'à In Salah et Tamanrasset. Elle fait le lien entre Alger et l'Afrique sub-saharienne. Les RNS sont les suivantes :

- Le Pays des Daïas
- La région du Mزاب

2.3. Le Bassin de la Saoura

On désigne ainsi le quart nord-ouest du Sahara algérien dont l'artère vivante est la vallée de la Saoura, débouché naturel de la région oranaise vers le Grand Sud et les Pays du Sahel (Mauritanie, Mali et Niger). C'est un territoire immense et peu peuplé (600 000 habitants) tourné essentiellement vers sa capitale Béchar. Les ressources en eau sont faibles sauf au Touat-Gourara où le C.I. affleure. Les RNS qui constituent cet ensemble, sont :

- La Hamada de Tindouf
- Les piémonts des Ksours
- La vallée de la Saoura
- Le Gourara

- Le Touat et le Tidikelt Ouest

2.4. Le Sahara central

Il se trouve au cœur de l'Afrique saharienne en contact avec la Libye, le Niger et le Mali. Ses terrains anciens renferment des minerais rare ou précieux (or, wolfram, uranium), mais le territoire est dépourvu de ressources en eau importantes sauf au Nord, vers Ain Salah ou au Sud, vers Ain Guezzam. Les RNS sont les suivantes :

- Le Tidikelt est
- Le Hoggar
- Le Tassili des Adjers

3. Le milieu d'étude

3.1. Contexte géographique

L'Oued Righ, avec les Ziban et le Souf est la troisième composante du Bas Sahara. C'est le pays du sable, du sel et des eaux artésiennes. La région d'Oued Righ débute au côté Nord à Ain Chikh à 500 Km au Sud-est d'Alger, 330 Km au Sud de Constantine, elle se termine à 150 Km et plus au Sud, traversée par l'axe routier Biskra- Ouargla et par la voie ferrée qui lui est à peu près parallèle, son origine légèrement au Sud de la palmeraie d'El Goug jusqu'à El M'ghair ou l'eau est rejetée dans le chott Merouane (Fig.1-2).

La capitale de la région est sans ambiguïté la ville de Touggourt, même si elle n'a pas le statut de chef- lieu de Wilaya.

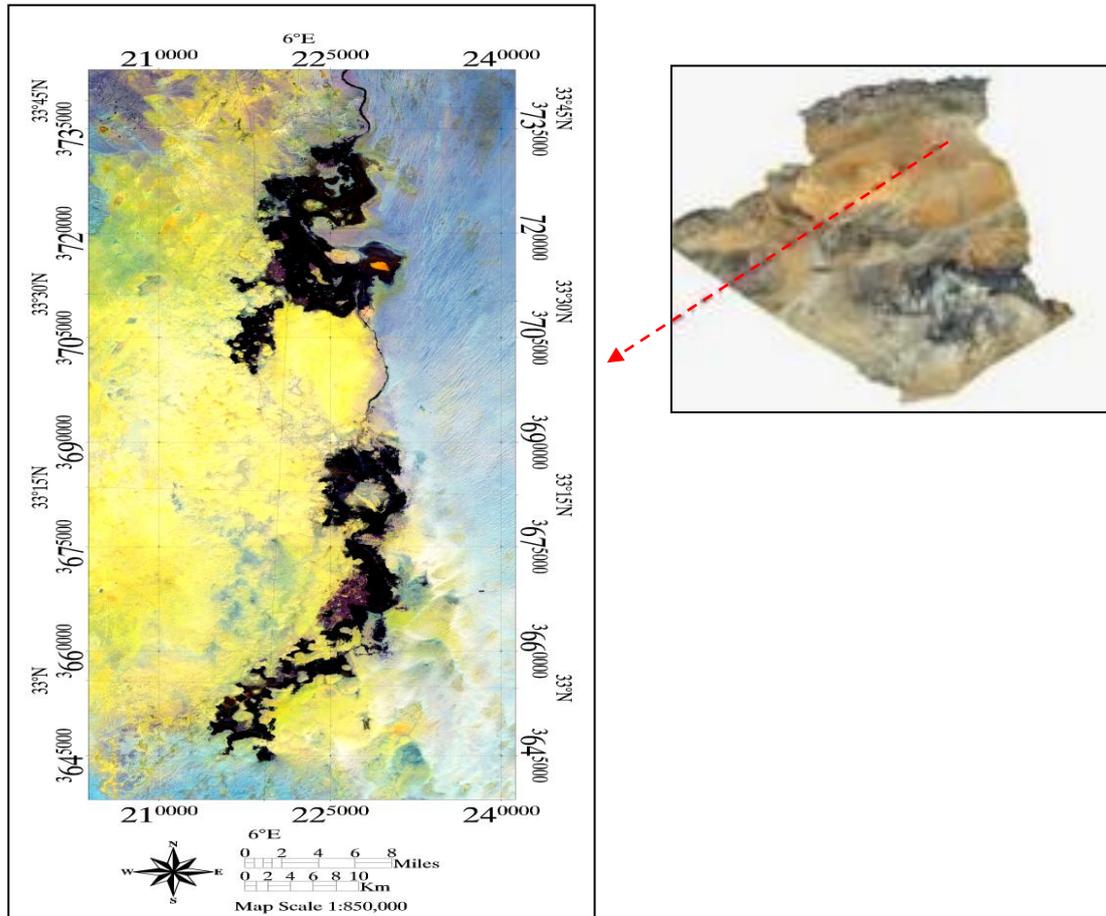
L'Oued Righ est en effet partagé administrativement entre la wilaya d'El Oued au Nord comprenant les daïras d'El M'ghair et Djema et celle d'Ouargla.

Elle se situe entre 32°54` à 39°9` Nord de latitude, 5°50` à 5°75` Est de longitude.

Sur le plan administratif la région d'Oued Righ est limitée :

- Au Nord par la wilaya de Biskra
- Au Sud Ouest par les oasis d'Ouargla
- À l'Est par la vallée d'Oued Souf.

La culture des dattiers est demeurée longtemps la seule et unique ressource, elle regroupe près de 50 oasis qui couvrent une superficie d'environ 23000 ha situées au Nord-est du Sahara, longeant les rives Ouest du grand erg oriental et au Sud du massif des Aurès.



**Figure 1-2 : Carte situation géographique d'Oued Righ.
(Trichromies ETM, Landsat 5 du 02/11/2014)**

3.2. Géomorphologie et topographie de la région d'Oued Righ

Le cœur de la région est une longue dépression large de 20 km, qui s'étire d'El Goug (altitude : + 100 m) à Oum Toyour (+ 15 m) sur 150 km. Elle résulte de la confluence des oueds Mya et Ighargar et aboutit aux grands chotts Mérouane et Melhir (- 30 m). La vallée d'axe nord-sud est nettement tracée et bordée par deux falaises basses parfois découpées en petites buttes. Le fond de la dépression est occupé par une succession de sebkhas alimentées par les nappes sous-jacentes et surtout par les eaux de drainage des palmeraies. Elles sont séparées par des placages sableux et de petites dunes blanches aux sables mobiles.

La région est limitée au Nord par les grands chotts et les piémonts du Zab, à l'Ouest par le plateau Mio-pliocène et Turonien de la dorsale mozabite et du plateau des daias, au Sud par les regs sableux de la région d'Ouargla et à l'Est par le massif de dunes du Grand erg Oriental.

La région d'Oued Righ fait partie de l'immense zone subdésertique qui s'étend au Sud de l'atlas saharien où les phénomènes d'ablation et d'apport se conjuguent constamment de façon intense, dans une région qui évolue dans le cadre du système endoréique traduisant une diversité d'aspects morphologiques dont les plus caractéristiques sont les dépressions fermées (chott, sebkha, gareat). Pour mieux cerner cet ensemble de paysages et sa répartition dans l'espace, une étude géomorphologique menée par PNUD en 1972 a fait apparaître 4 principaux niveaux (Fig.1-3).

1-Le niveau supérieur

Ce niveau est représenté par un immense glacis très légèrement ondulé (formation tabulaire) dominant la partie septentrionale de la vallée par abrupt de plusieurs dizaines de mètres. Il est en majeure partie envahie par d'importantes dunes de sables et ailleurs il est fortement érodé où il se subsiste que des butes témoins ; d'autres formes géomorphologiques se présentent dans ce niveau parmi lesquelles on distingue :

a- Les glacis d'épandage

Ils se présentent comme des surfaces légèrement inclinées à pente généralement faible de l'ordre 3%. On y observe de façon très régulière d'épaisses croûtes gypseuses vraisemblablement d'époque villafranchienne développée sur des matériaux Mio-Pliocènes gypseuses fluvio-lacustres de grande ampleur.

b- Les reliefs résiduels

Ils s'observent surtout dans la région de Touggourt et au Sud de Djemaa, du point de vue géologique il s'agit de formation reliques du Pliocène continental et du Quaternaire ancien.

Ces reliefs apparaissent dans le paysage en butes témoins caractérisées par la présence d'encroûtements gypseux à la surface (associées aux marnes) et gypseux marneux à leur base, ces formations sont plus au moins tabulaires et généralement ensablées.

c- Les versants

La pente du terrain est généralement relativement forte (3-7 %) à micro relief souvent ondulé subissant une érosion plus au moins active, avec des zones excessivement pentues,

l'érosion conduit au décapage du matériau Mio-pliocène (sables gypseux avec intercalations marneuses).

2. Le niveau intermédiaire

Ce niveau apparaît quelques mètres en contrebas du précédent et se présente sous forme de vague glacis plus au moins ondulé, généralement à pente faible ou de terrasse comme le montrent les quelques surfaces témoins variables dans la zone de Sidi Slimane.

La présence de nombreuses buttes témoins, confère au paysage général un aspect favorablement bosselé, ces reliefs sont souvent envahis par les dunes de sables qui trouvent là des conditions favorables à leur prolifération.

De point de vue géologique ce niveau représente des accumulations collus-alluviaux du quaternaire ancien, modelées en glacis par érosion qui se sont manifestées après la subsidence de la vallée, ces sédiments se différencient par des formations Mio-pliocènes desquelles elles sont issues, leur composition texturale est sablo-gypseuse est remarquablement constante dans l'ensemble de la vallée.

Les terrasses se caractérisent par des matériaux sableux à sables grossiers comportant une proportion élevée de gravillons.

3. Les pré chotts

Vers le Nord et aux abords de la cuvette des chotts ne sont que des falaises d'érosion à l'emporte-pièce dans le dépôt de comblement des dépressions, ils sont uniquement des produits de l'érosion hydro-éolien et d'un déblaiement éolien et non le fait d'enfoncement ayant délimité des faibles denticulées à grandes lignes elliptiques. La composition géologique uniforme et constante, à strate correspondante d'un bord à l'autre des chotts et sa continuité ailleurs, on y comprenant les buttes témoins et les promontoires – la morphologie des embouchures des ravins et des oueds affluents – constituent autant de preuves que ces bordures sont exclusivement produites par des actions érosives combinées (extérieur et pas par des actions tectoniques).

Au Sud Est des chotts l'apparition des premières halophytes signalent le passage aux chotts qui frangent la sebkha. Ils se multiplient assez vite jusqu'à constituer une steppe dense implantée dans les limons argileux labourés par les sels. Par endroits des rigoles anastomosées

se glissent entre les touffes de végétation, puis les marques se confirment en même temps que se raréfient les plantes halophytes.

4. Les chotts

Les chotts représentent les cuvettes actuelles de décantation. La nappe superficielle y est très proche de la surface, souvent affleurante ; ce qui favorise la formation de sol sodique excessivement salin.

En effet les sebkhas sont des dépressions fermées salées, à régime hydrologique superficiel sous la dépendance de fréquence et de l'ampleur des crues des oueds périphériques de dimensions variables. Elle offre toujours une topographie remarquable par sa platitude apparente caractérisée par un tapi de cristallisations salines du types différents.

Dans les chotts de la vallée d'Oued Righ on a aperçu aucune végétation sauf dans les franges de celle-ci et aussi dans les sols moins salés, ceux qui sont généralement recouverts d'apports éoliens où on y remarque des touffes d'herbe halophytes parfois, une steppe halophile de densité et de largeur variable à leurs périphéries.

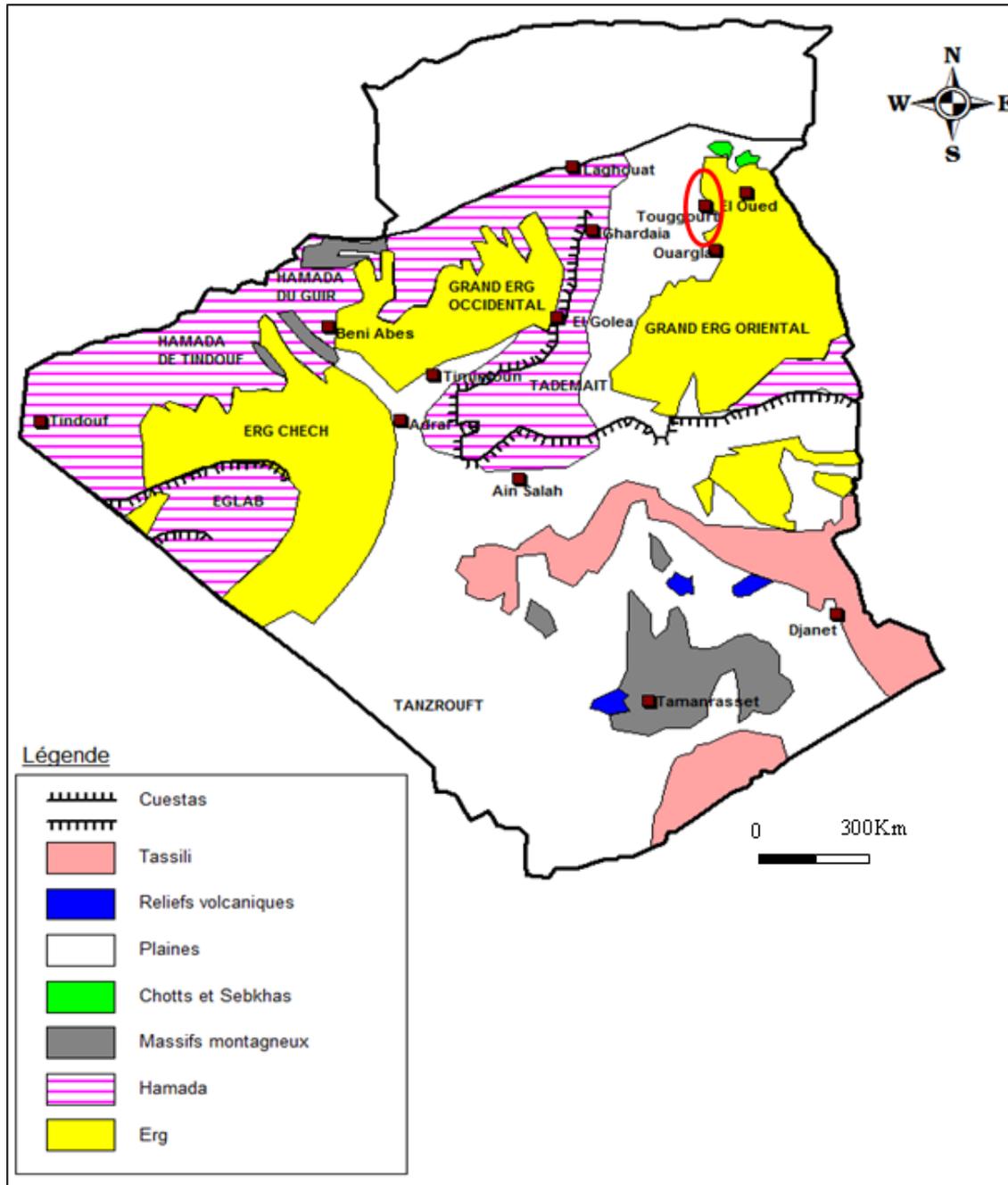


Figure1-3 : Géomorphologie de la région d'Oued Righ

3.3. Le réseau hydrographique

L'axe de la vallée est occupé par le grand canal de drainage qui mène les eaux de nezz vers les chotts. Le flanc ouest est parcouru par de petits oueds qui descendent de la dorsale mozabite qui drainent les quelques 70 mm de pluies annuelles par des crues épisodiques : O. Besbes marque la limite nord, O. Rtem alimente la daïa de M'Rara, O. El Attar s'arrête à

Dzioua. Les crues n'ont quelque importance que sur le flanc ouest de la région, pour les emblavements dans les daïas et pour l'acheb (BNEDER, 1998) (Fig.1-4).



Figure1-4 : Réseau hydrographique dans la région d'étude (Ballais, 2010)

Chapitre 2

CONTEXTE GEOLOGIQUE

Contexte géologique

1. Introduction

La géologie, moyen d'étude de l'eau souterraine, est la base fondamentale de l'hydrogéologie (Castany, 1968). La synthèse géologique permet la description lithologique et stratigraphique des réservoirs. En ce qui concerne la géologie d'Oued Righ, les références de base sont tirées des travaux de Busson (1970), de Fabre (1976), Cornet (1964) et Bel (1968). Ce chapitre présente les grands traits de la géologie à l'échelle régionale puis à l'échelle locale propre à la zone d'étude.

2. Les grandes unités géo-structurales

Le territoire Algérien est marqué par l'ordonnement longitudinal : les plaines littorales, la chaîne tellienne, les hautes plaines, les chaînons atlasiques, les plateaux Sahariens sont des unités naturelles qui découpent l'espace en bandes Est-Ouest.

On y distingue quatre sous-ensembles régionaux qui correspondent aux quatre grandes unités structurales du substratum géologique du territoire :

- le massif ancien cristallin du Hoggar et ses couronnes Tassiliennes,
- La cuvette du bas Sahara ;
- La dorsale du M'zab ;
- Le synclinal de Tindouf et la vallée de la Saoura.

3. Les bassins sédimentaires de l'Algérie

D'après SONATRACH, l'histoire géologique des bassins sédimentaires Algériens (Fig.2-1) s'inscrit dans le processus géodynamique global de la tectonique des plaques qui a structuré l'Algérie en deux domaines :

- au Nord, l'Algérie alpine ;
- Au Sud, la plate-forme saharienne.

3.1. Algérie Alpine

Le domaine septentrional est constitué de reliefs jeunes, modelés au cours du tertiaire par les mouvements alpins. L'Algérie alpine est composée des ensembles structuro-sédimentaires suivants, du Nord au Sud :

- Le plateau continental algérien réduit, à dépôts tertiaire et quaternaire (1000 à 3500 m), repose sur un socle métamorphique.

- L'Atlas tellien est le domaine des nappes, avec des bassins de type intramontagneux (ex. Bassin du Chélif), dont la série sédimentaire s'étend du jurassique au Miocène.
- Le Hodna est un bassin d'avant-fosse dont la séquence de remplissage débute par des dépôts continentaux d'âge Eocène et Oligocène et se poursuit par un Miocène marin.
- Les hauts plateaux, avant-pays alpin, à couverture sédimentaire réduite, où les processus locaux de distension ont permis la formation de bassins intramontagneux.
- L'Atlas saharien est né d'un long sillon subsident pincé entre les hauts plateaux et la plate-forme Saharienne. Au Mésozoïque, ce sillon fut comblé par une puissante série sédimentaire (7000 à 9000 m). Durant le Tertiaire, une tectonique compressive réactive les structures extensives antérieures en failles et structures inverses aboutissant à la formation de cette chaîne montagneuse.
- Les bassins du chott Melghir dans le SE Constantinois, structurés au Tertiaire, à remplissage Crétacé (5000 m).

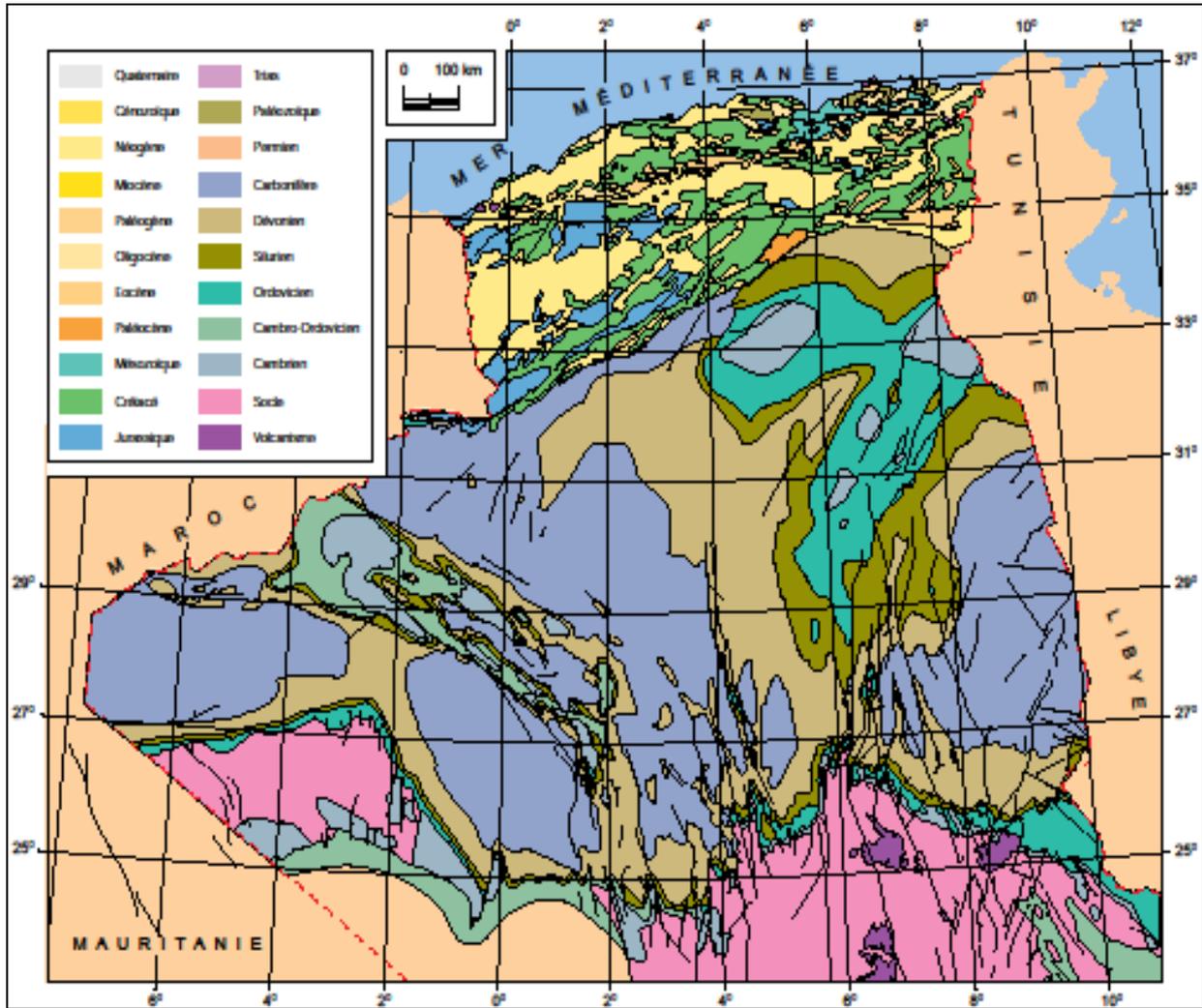


Figure 2-1 : Carte géologique d'Algérie d'après carte géologique internationale de l'Afrique (feuille n°2), CGMW/UNESCO 1990 pour le Nord de l'Algérie et document SONATRACH.

3.2. La Plate-forme Saharienne (d'après SONATRACH)

Elle est située au Sud de l'Algérie alpine et appartient au Craton Nord Africain. Elle comprend un socle précambrien sur lequel repose en discordance une puissante couverture sédimentaire, structurée au Paléozoïque en plusieurs bassins séparés par des zones hautes. On distingue d'Ouest en Est :

- ❖ les bassins de Tindouf et de Reggane situés sur les bordures Nord et Nord-est du bouclier Reguibat. La couverture sédimentaire atteindrait 8000 m dans le bassin de Tindouf et 6500 m dans celui de Reggane.
- ❖ Le bassin de Béchar limité au Nord par le Haut Atlas, au Sud et à l'Ouest par la chaîne d'Ougarta. Sa couverture sédimentaire atteindrait 8000 m. les réservoirs se trouvent dans le détritique paléozoïque inférieur et les récifs carbonifères ;

- ❖ le bassin d'Ahnet-Timimoun limité au Nord par le haut - fond d'Oued Namous, à l'Ouest par la chaîne d'Ougarta, au Sud par le bouclier Touareg et à l'Est par la dorsale d'Idjerane - Mzab. La couverture serait en moyenne de 4000 m.
- ❖ Les bassins du Mouydir et de l'Aguemmour - Oued Mya sont limités à l'Ouest par la dorsale d'Idjerane - Mzab et à l'Est par la dorsale Amguid - El Biod. Au Sud, les sédiments paléozoïques affleurent dans le Mouydir. Au Nord, dans la dépression d'Aguemmour - Oued Mya, comblée par une puissante série paléozoïque et méso - cénozoïque (5000 m à Oued Mya).
- ❖ La synéclyse d'Illizi-Ghadamès est limitée à l'Ouest par la dorsale d'Amguid - El Biod et à l'Est par le môle de Tihemboka et les confins tuniso - libyens. Dans le bassin de Ghadamès, la couverture sédimentaire (supérieure à 6000 m).

Ainsi, les épaisseurs des séries (1000 à 8000 m), renferment souvent des gisements d'hydrocarbures, notamment dans le paléozoïque et le trias, leur nature, les déformations tectoniques et la subsidence, ont modelé la plate - forme Saharienne en un certain nombre de bassins répartis dans la province occidentale, la province orientale et la province triasique.

C'est la province triasique, qui englobe le bas Sahara, qui nous intéresse dans cette étude. Située dans la partie septentrionale de la plate - forme saharienne, la province triasique est un anticlinorium de direction E-W où les éléments majeurs suivants ont été individualisés:

- ❖ la voûte de Tilrhemt et le haut - fond de Talemzane.
- ❖ Le système structural de Djamâa -Touggourt.
- ❖ Le système de dislocation d'El Agreb -Messaoud.
- ❖ Le môle de Dahar.

Ces éléments sont séparés par des dépressions (Oued Mya) où l'on rencontre les séries types de la province triasique (Fig.2-3). Les dépôts paléozoïques sont souvent très érodés, aussi profondément que l'Ordovicien ou le Cambrien. Le mésozoïque, discordant sur le paléozoïque, est présent du Trias au Crétacé. Le Cénozoïque est représenté par une série détritique du Mio-Pliocène.

La série sédimentaire du bassin triasique dépasse 4500 m d'épaisseurs dans sa partie septentrionale. Elle est caractérisée par une importante formation évaporitique.

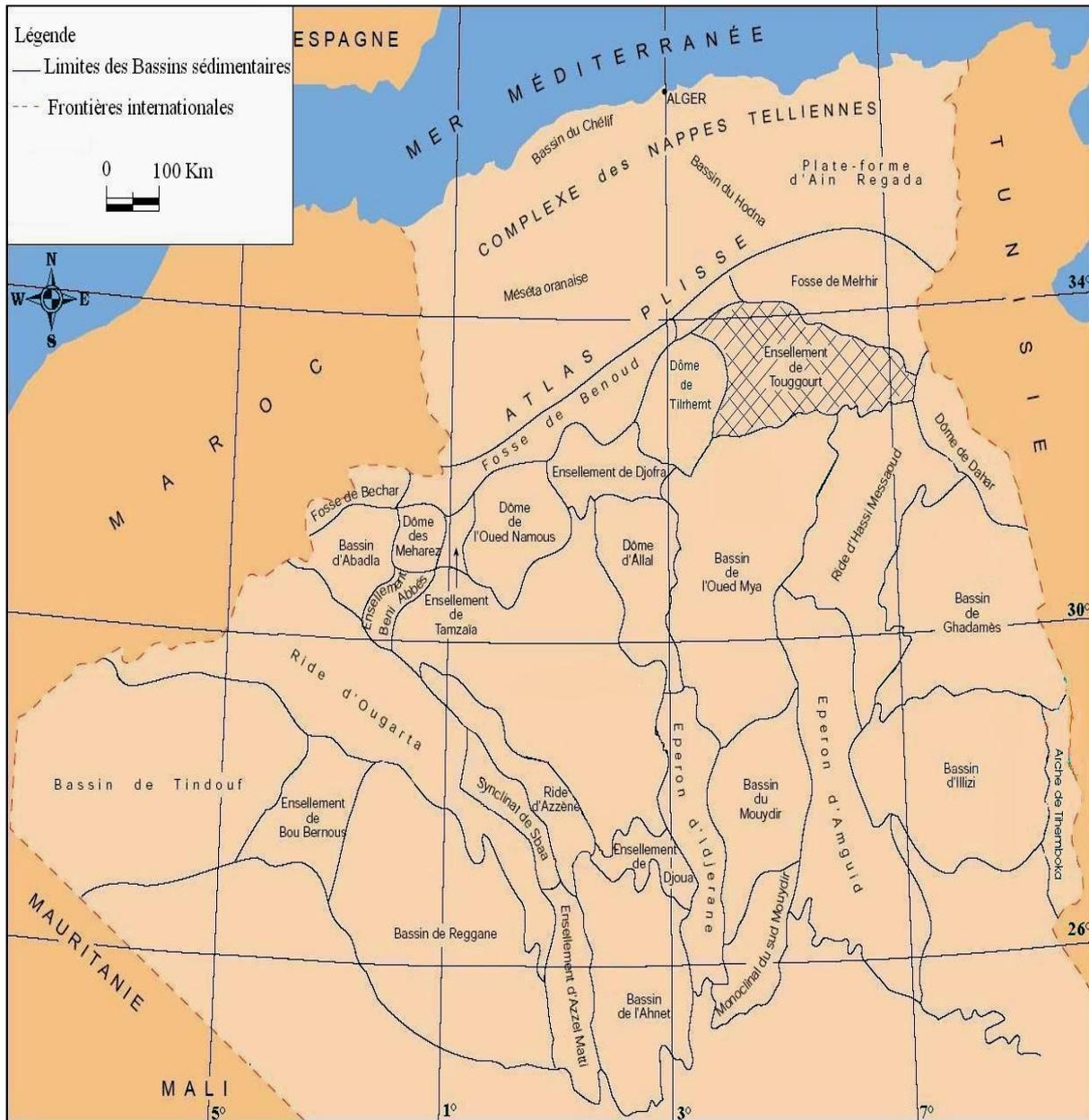


Figure 2-2: Carte des bassins sédimentaires (SONATRACH, 1999)

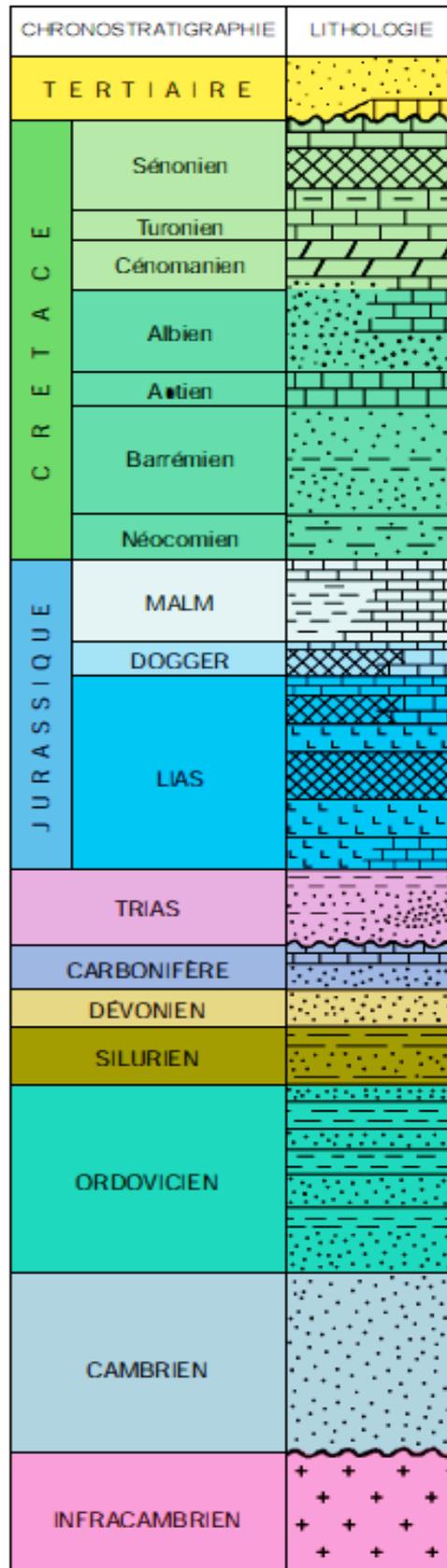


Figure 2-3 : Colonne stratigraphique synthétique du Sahara Septentrional
(SONATRACH, 1999)

4. La géologie du Bas-Sahara

La région du bas-Sahara se présente comme une vaste cuvette limitée à l'Ouest par la dorsale du M'zab, au Sud par les Hamada du Tadmait et de Tinrhert et à l'Est par les plateaux du Dahar Tunisien (Fig.2- 4). C'est donc entre la bordure septentrionale du Hoggar et la bordure méridionale de l'Atlas saharien que se situe le grand bassin sédimentaire du bas Sahara (Fig.2-5). Avec plus de 600 Km de diamètre il couvre 720 000 km² de superficie. Il s'étend des pieds de l'Aurès au Nord jusqu'aux Tassilis au Sud. Une grande partie du bassin est recouverte par le grand erg oriental, soit 125 000 km². La région d'Oued Righ que nous étudions fait partie de cet ensemble.

Ces bordures, de hauteur modeste, s'inclinent en pente douce vers la partie déprimée matérialisée par l'axe SSW-NNE des Oueds Mya et Righ. Vers le Nord au contraire, dressée au-dessus d'une dépression longitudinale occupée par les chotts et dont le fond est inférieur au niveau de la mer, une haute barrière composée des monts des Ouled Nail, de l'Aures et des Nememcha en constitue la limite (Nesson et al, 1978).

5. La structure synclinale du Bas-Sahara

Les formations aquifères du Sahara Nord-Oriental sont toutes d'origine sédimentaire. La région a connu, en effet, au cours de son histoire géologique de longues phases de sédimentation alternativement marines et continentales. Les dépôts qui en sont résulté ont été d'autant plus importants qu'un immense bassin est apparu très tôt en cette partie du Sahara et qu'il a été presque constamment affecté ensuite par des mouvements de subsidence (Nesson et al, 1978).

Après le dépôt des formations marines du primaire, le Sahara subit des mouvements tectoniques hercyniens verticaux et horizontaux, puis de nouveaux mouvements post-triasiques. Les massifs cristallins centraux sont alors exhaussés et la couverture sédimentaire primaire ondulée tandis que le Sahara Nord-Oriental s'affaisse.

Le bas Sahara a désormais atteint une structure en cuvette synclinale dissymétrique bordée à l'Ouest, au Sud et à l'Est par des bancs, à pendage faible, ce sont des formations sédimentaires secondaires et tertiaires donnant généralement des surfaces sub-tabulaires bien caractéristiques. Au Nord une fosse profonde se creuse au pied de l'Aurès et redresse presque au vertical les sédiments déposés.

Ces dépôts qui se sont formés à la suite de longues phases de sédimentation alternativement marine et continentale sont d'autant plus importants au Nord par rapport au Sud où ils atteignent environ 2000 mètres, un tel entassement de sédiment traduit l'existence d'une zone de subsidence située sur la bordure septentrionale du socle africain (Nesson et al, 1971).



Figure 2-4 : Les grandes unités géologiques au Sahara (Nesson, 1978)

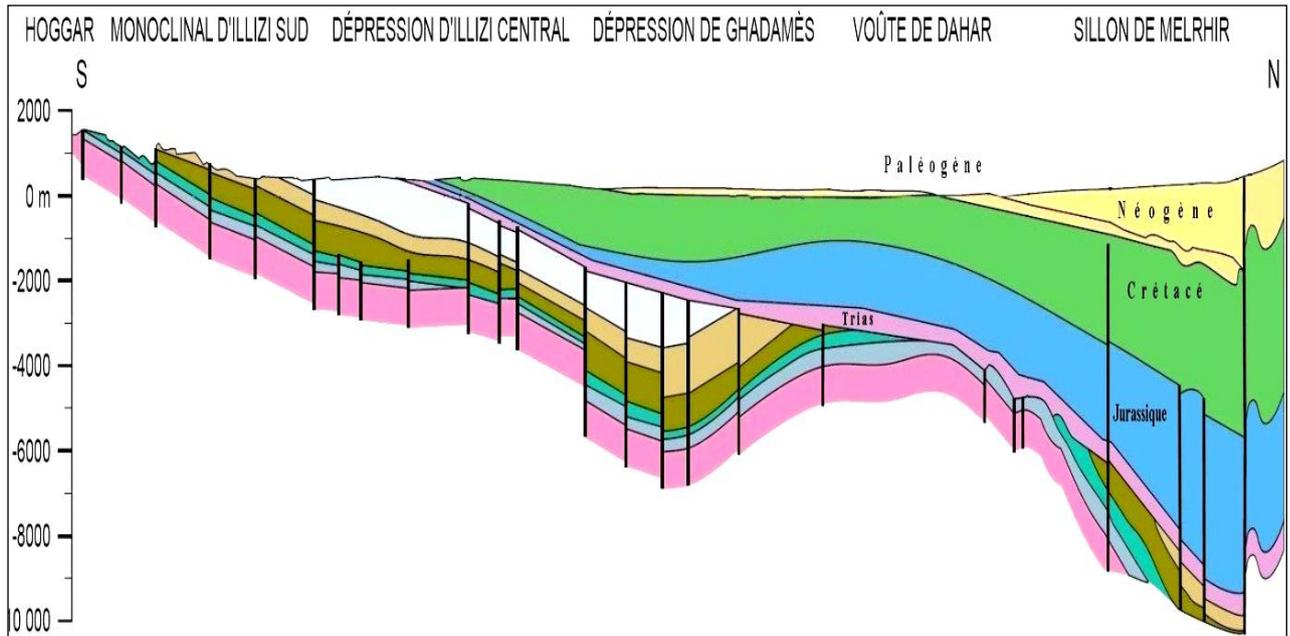
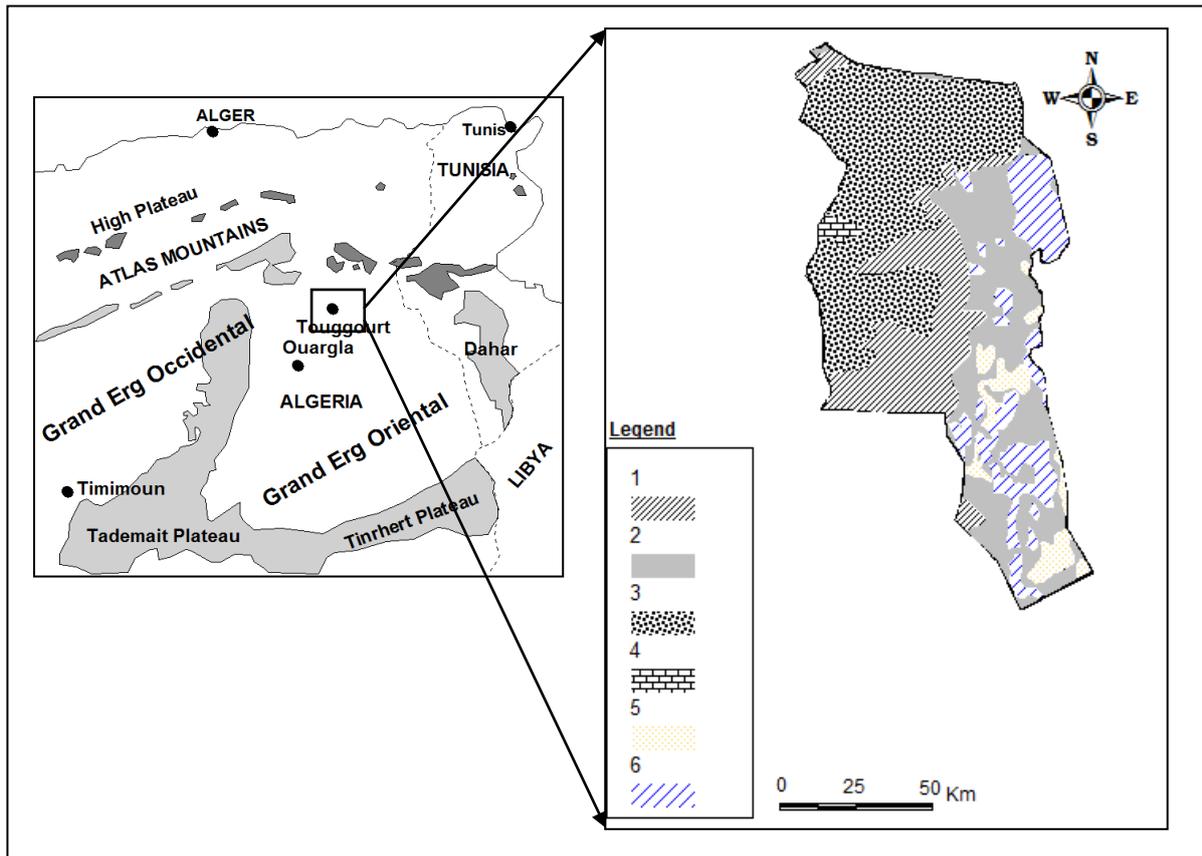


Figure 2-5 : Coupe géologique Transversale synthétique du Hoggar au sillon de Melrhir.
(SONATRACH, 1999)

6. Cadre géologique local

Pour étudier la géologie de la zone d'Oued Righ, nous étendrons le champ d'investigations à tout le bas Sahara, en raison de l'ampleur des phénomènes géologiques, stratigraphiques et tectoniques, caractérisant la région. Nous distinguons de bas en haut, trois ensembles :

- ✓ Les terrains paléozoïques affleurent au sud, entre les plateaux du Tademaït et Tinghert et le massif du Hoggar ;
- ✓ Les terrains du mésozoïque et Cénozoïque, constituent l'essentiel des affleurements des bordures du bas Sahara ;
- ✓ Des dépôts continentaux de la fin du tertiaire et du quaternaires, occupent le centre de la cuvette.



1 Miocène ou Pliocène (avec localement nummulitique continental), 2 Quaternaire, 3 Pliocène ou Quaternaire ancien, 4 Eocène moyen-supérieur, 5 dunes, 6 chotts.

Figure 2-6 : Carte géologique de la région d'étude, extrait de la carte géologique du bassin Mésozoïque du Sahara Algéro-Tunisien (Busson, 1967).

La prospection géophysique et les sondages pétroliers ont précisé la profondeur du socle précambrien (Furon, 1968), qui se situe entre 3000 et 5000 mètres. Il s'ensuit que les dépôts sédimentaires font environ 4500 mètres d'épaisseur.

Dans cette étude, nous nous intéresserons surtout à la couverture sédimentaire post Paléozoïque, qui renferme les principaux aquifères du Sahara. La série géologique (Fig.2-7) renferme deux ensembles hydrogéologiques importants dénommés : le continental Intercalaire (à la base) et le complexe terminal (au sommet), présents dans tout le Sahara Nord oriental.

Les nombreux travaux d'auteurs tels que : (Savorin 1931, Karpoff 1952, Cornet 1961 et Furon 1968) ont permis de reconstituer une série stratigraphique, aussi complète que possible.

Les formations géologiques seront décrites du plus ancien au plus récent :

6.1. Le Mésozoïque

6.1.1. Le Crétacé

Cette époque géologique est intéressante pour deux raisons : d'une part, le crétacé affleure sur les bords du bas-Sahara et constitue le substratum immédiatement superposé au paléozoïque (Karpoff, 1952) d'autre part, l'étendue des affleurements crétacés est très importante en Algérie orientale.

6.1.2. Le Néocomien : Elle se subdivise en deux séries :

- La série inférieure : A prédominance argileuse, elle est représentée par des argiles grises et vertes, plus ou moins pélitiques. Dans ces argiles, sont intercalées des dolomies microcristallines et cristallines.
- La série supérieure : On distingue deux ensembles :
 - l'ensemble supérieur, constitué de dolomies et de calcaires microcristallins, avec des intercalations d'argile, de pélites et de marnes blanches et grises,
 - l'ensemble inférieur, surtout anhydritique avec intercalations d'argile. Plus avec lits dolomitiques.

L'épaisseur du néocomien est de 350 m.

6.1.3. Le Barrémien

Son épaisseur varie de 310 à 345 m. Le barrémien est constitué de grés fins à moyens à ciment argileux, avec des passées de dragées de quartz blanc laiteux, des intercalations de sables et de grés arkosiques, plus ou moins grossiers.

Cette épaisse série détritique poreuse du barrémien constitue un important aquifère.

6.1.4. L'Aptien

L'aptien est constitué de dolomies microcristallines à cristallines, parfois blanches, crayeuses et tendres, contenant des débris de mollusques et entrecoupé de marnes grises dolomitiques. L'aptien présente les caractéristiques d'un terrain semi-perméable, son épaisseur varie de 28 m à 31 m.

6.1.5. L'Albien

Il est essentiellement constitué de grés faibles à ciment argileux et d'argiles sableux. Les grés et les sables sont fins à très fins passant parfois à des pélites, les argiles souvent pélitiques sont de couleur grise ou verdâtre. Cette formation albienne présente les caractéristiques suivantes :

- ❖ épaisseur croissante d'est en ouest,
- ❖ teneurs élevées en éléments clastiques,

- ❖ les teneurs en carbonates décroissantes d'est en ouest depuis les valeurs supérieures à 10% jusqu'à des valeurs proches de zéro.

L'albien se présente comme une série très épaisse.

6.1.6. Le Vraconien

Il est constitué d'une alternance irrégulière de niveaux argileux et dolomitique, d'argiles sableuses et plus rarement de passées de grés à ciment calcaire. Le vraconien est imperméable. Son épaisseur est de 110 m environ.

6.1.7. Le Cénomanién

Cet étage marque, pour la première fois, depuis le paléozoïque, le retour de la mer au Sahara, jusqu'aux régions les plus lointaines. Selon Karpoff, son faciès est partout lagunaire ou détritique, on peut alors en déduire que le bas Sahara, au moment de cette transgression, était partout ramené à une pénéplaine extrêmement plate.

L'immense transgression n'a pas dû se faire partout au même moment et les faciès continentaux montent plus au moins haut dans l'étage.

Le cénomanién est constitué par une alternance de dolomies, de calcaires dolomitiques, de marnes dolomitiques, d'argiles et d'anhydrites. Son épaisseur est de l'ordre de 170 mètres.

6.1.8. Le Turonien

Au turonien, le régime marin persiste dans le bas-Sahara et la mer présente le maximum d'extension. Dans l'ensemble, le turonien est calcaire et dolomitique, marneux à la base et dolomitique ou calcaire au sommet. Son épaisseur est de 70 mètres.

6.1.9. Le Sénonien

Dans tout le bas Sahara, le sénonien est formé de deux ensembles très différents de point de vue lithologique :

- ❖ le sénonien lagunaire, à la base,
- ❖ le sénonien carbonaté, au-dessus.

- Sénonien lagunaire

La limite inférieure, du sénonien lagunaire est généralement nette. En effet, les évaporites et argiles sénoniennes sont aisément différenciables des calcaires et dolomies du turonien. Le passage est beaucoup moins net entre sénonien lagunaire et sénonien carbonaté. Bel et Demargne ont pris comme limite supérieure du sénonien lagunaire, soit le dernier banc lorsque le passage est franc, soit le point où le pourcentage des carbonates dépasse celui des évaporites lorsque le passage se fait de façon progressive.

Du point de vue lithologique le sénonien lagunaire est constitué par une alternance de bancs d'anhydrite, de dolomie, d'argile et de sel. Le sénonien lagunaire est imperméable.

Le sel n'existe que dans certaines zones, son épaisseur totale peut atteindre 140 mètres, mais l'épaisseur maximum d'un banc ne dépasse pas 10 mètres. De plus, les bancs de sel se présentent toujours à la base du sénonien lagunaire.

Au point de vue hydraulique, ce niveau jouera le rôle d'imperméable de base, son épaisseur est de l'ordre de 270 mètres.

- Sénonien Carbonaté

Le sénonien supérieur est carbonaté, il est essentiellement constitué de dolomies et de calcaires microfissures avec des intercalations de marnes d'argile et plus rarement d'anhydrite.

La limite entre Sénonien lagunaire et sénonien carbonaté n'est pas toujours bien nette. La limite supérieure du sénonien carbonaté est encore plus floue, en effet, il y a pratiquement continuité de point de vue lithologique entre le sénonien et l'éocène carbonaté. Les deux niveaux étant formés de calcaires de même nature. Seule la présence de nummulites permet d'identifier l'éocène.

Le sénonien carbonaté est essentiellement formé de dolomies et de calcaires dolomitiques, avec des intercalations de marnes et d'argile, plus rarement d'anhydrite. Son épaisseur dépasse parfois 200 mètres.

6.2. Le Cénozoïque

6.2.1. L'Eocène

Comme pour le Sénonien, on distingue dans l'Eocène deux ensembles lithologiques:

- l'Eocène carbonaté à la base ;
- L'Eocène évaporitique au-dessus.

- L'Éocène inférieur (carbonaté)

Il est composé de bancs de dolomies, de calcaires dolomitiques de calcaires à nummulites et à rognons silex. Avant la fin de l'Eocène carbonaté, la mer quitte définitivement le Sahara, qui ne connaîtra plus qu'un régime continental, souvent désertique et ce jusqu'à nos jours.

- L'Éocène Moyen (Évaporitique)

Au-dessus de l'Éocène carbonaté, on rencontre une formation constituée par une alternance de calcaire, d'argile, de marnes et d'anhydrites. Elle renferme une faune d'âge éocène à nummulites et globigérines. C'est cette formation que l'on désigne dans le bas Sahara sous le nom d'éocène évaporitique. Les bancs carbonatés sont suffisamment importants pour constituer des niveaux aquifères.

6.2.2. Le Mio-Pliocène

Le Mio-Pliocène correspond au Continental Terminal de Kilian, 1933. C'est un puissant ensemble de sables et d'argile qui s'étend sur tout le Sahara et qui repose en discordance, indifféremment sur le primaire, le C.I., le cénomanien, le turonien, le sénonien ou l'éocène.

Bel et Demargne distinguent de bas en haut quatre niveaux dans ces dépôts lenticulaires :

- **Niveau 1** : Argileux, peu épais, il existe uniquement dans la zone centrale du Sahara oriental. Avec l'éocène évaporitique, ces argiles de la base du Mio-Pliocène constituent une barrière très peu perméable entre la nappe du sénonien et de l'éocène carbonaté et celle des sables du niveau 2.
- **Niveau 2** : Gréso-sableux, c'est le niveau le plus épais et le plus constant. À sa base on trouve parfois des graviers, alors que le sommet se charge progressivement en argiles pour passer au niveau 3. Le niveau 2 est le principal horizon aquifère du Mio-Pliocène.
- **Niveau 3** : C'est une formation argilo- sableuse dont les limites inférieures et supérieures sont assez mal définies. La couche n'existe que dans certaines zones.
- **Niveau 4** : C'est le deuxième niveau sableux du Mio-Pliocène, parfois en continuité avec le niveau 2. Le sommet du niveau 4 affleurant sur de grandes surfaces et souvent constitué par une croûte de calcaire gréseux (croûte Hamadienne). L'épaisseur de cet horizon est de l'ordre de 300 mètres.

6.2.3. Le Quaternaire

Le quaternaire est constitué de sables éoliens, localement intercalés de lentilles d'argiles sableuses et gypseuses. Ces sables forment d'énormes accumulations dans le grand erg oriental. C'est à ce niveau que l'on rencontre la nappe superficielle qui est alimentée principalement par l'infiltration des eaux déficitaires lors d'irrigations. Son épaisseur est variable et peut atteindre localement une dizaine de mètres.

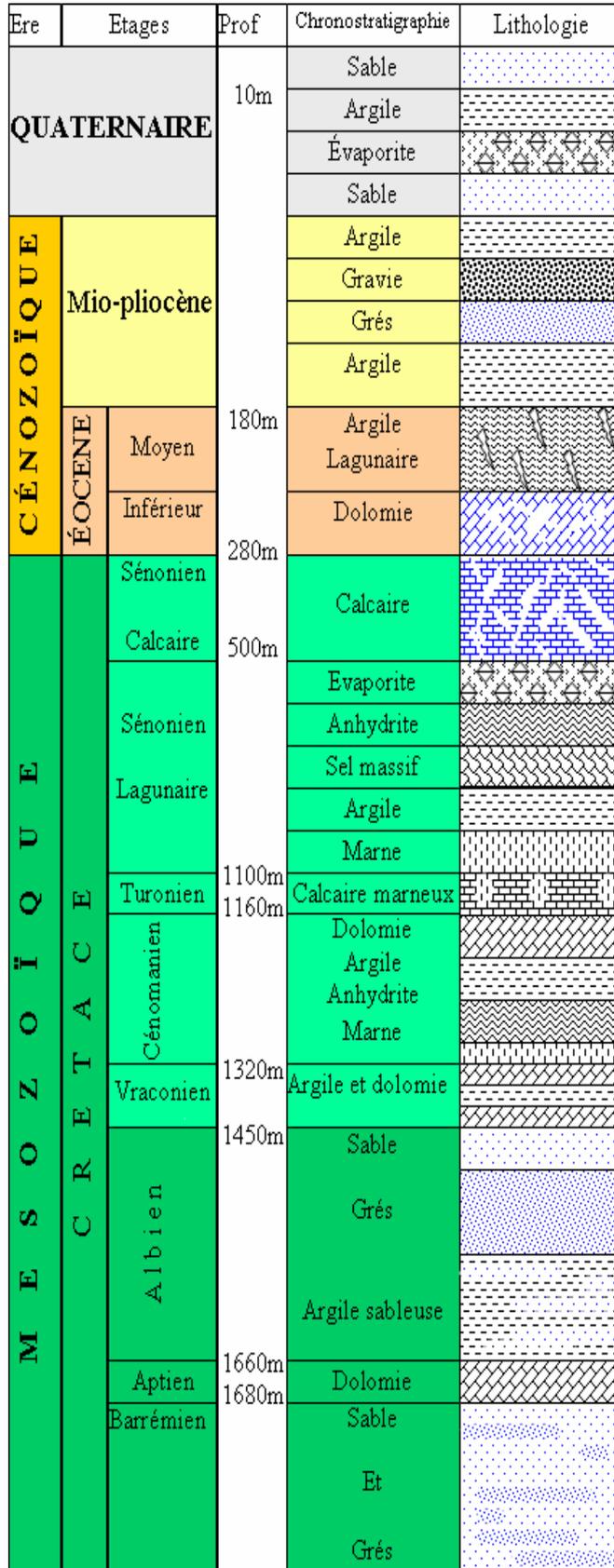


Figure 2-7 : Log stratigraphique synthétique de la région de Touggourt, (sans échelle)
(ANRH)

7. Tectonique générale

La géométrie actuelle des formations du continental intercalaire et du complexe terminal du Sahara est caractérisée par l'absence des déformations tectoniques importantes, la chaîne des Maghrébins qui a subi plusieurs phases orogéniques au tertiaire, va avoir des contrecoups sur la plate-forme saharienne :

- les mouvements de l'éocène moyen à supérieur, sont bien nets, la phase du miocène inférieur qui succède et donne naissance au Tell et aux AURES,
- enfin la phase plio-quaternaire qui s'insère avec les précédentes dans la phase alpine ; d'où l'apparition des fractures de direction Est-ouest, forme la surrection du massif des AURES et l'affaissement de la partie sud « sillon sud Auresien », ces fractures régissent l'écoulement des eaux souterraines d'où la naissance des chotts tels que chott MEROUANE et chott MEGHIER. la flexure sud atlasique de direction Est-ouest qui sépare deux domaines distincts, c'est aussi qu'ont, peut avoir au nord des points culminants « monts des Aures » et au sud les points les plus affaissés.

Nous présentons un tableau récapitulatif des étapes probables de la tectonique dans le Sahara Algérien données par Karpoff en 1952 :

Tableau 2-1: Les étapes probables de la tectonique dans le Sahara algérien, Karpoff, 1952.

AGE	STYLE
1- Antécambrien	Plis très aigus, failles.
2- Paléozoïque.	Mouvements amples d'axe Est-ouest Formation de chaînes orientées N-S, NNE-SSW ou NW-SE sur des axes antécambriens.
3- Post-éocène et anté-Miocène.	Rejeu des structures hercyniennes avec leur orientation ancienne.
4- Post-Miocène (?).	Premiers plis d'axe NW-SE.
5- Post-Pliocène (?).	Mouvements peut-être dans la région Nord seule. Plis en genou de l'Aurès d'axe E-W.
6- Fin du Quaternaire ancien.	Plis affectant le Mio-pliocène seul ou accompagné du Quaternaire ancien, suivant deux axes orthogonaux dont l'axe NW-SE est le principal.
7- Néolithique.	Mouvements de grande amplitude à plis faibles et localisés.

7.1. Néotectonique

Une hypothèse récente met en évidence trois phases dans l'évolution du relief du bas Sahara durant le quaternaire :

- un affaissement brusque du centre de la cuvette (région actuelle des chotts). Les cours d'eau venant de l'ouest et du sud entaillant de larges et profondes vallées dans la couverture Mio-Pliocène.
- L'oued Righ et Oued Igharghar formaient probablement alors un seul grand Oued avec Oued Mya comme affluent.
- Un comblement partiel de la région effondrée et des vallées qui l'entaillent et l'exhaussement local du sel à la suite duquel l'Oued Righ se sépare de l'Oued Igharghar.
- Un affaissement lent de la région des grands chotts et comblement de la vallée de l'Oued Righ à la suite d'importants apports pluviaux et éoliens. Ces apports finiront par ennoyer l'Oued.

- Le céno-manien est caractérisé par la grande transgression qui ramène le retour du milieu marin tantôt franc, tantôt lagunaire (le turonien supérieur et le sénonien inférieur paraissent régressifs).

8. Paléogéographie

Les caractéristiques paléogéographiques du Sahara oriental, du mésozoïque à l'actuelles sont :

- l'existence d'une plate-forme très régulière sur laquelle toute variation du niveau de la mer, provoque des changements remarquables dans la sédimentation ;
- l'existence d'une mer peu profonde à partir de laquelle se produit plusieurs transgressions dont les plus importantes à celles du céno-manien et du sénonien supérieur ;
- la régression définitive de la mer à la fin de l'éocène qui s'accompagne de l'érosion d'une partie des calcaires de l'éocène et du régime continental qui a remplacé le régime marin.

Cette reconstitution paléogéographique, est tirée des travaux de Bel et Demargne (1966), elle s'applique à l'ensemble du bas Sahara.

Durant la première moitié du secondaire, la sédimentation dans la région du Touggourt et dans tout le Sahara oriental a été du type continental et lagunaire. En effet, du trias à l'albien, se sont déposés des argiles et des sables d'origine éolienne ou fluviatile et des évaporites d'origine lagunaire. On note cependant, quelques incursions marines, en particulier en jurassique et à l'aptien.

Durant la seconde moitié du secondaire, d'autres phénomènes se sont succédé :

Au céno-manien les calcaires marins viennent se déposer en transgression sur les grès continentaux albiens. Ces calcaires qui s'intercalent avec les argiles et des évaporites traduisent un régime marin peu profond, évoluant vers un régime lagunaire responsable du dépôt des évaporites et des argiles gypsifères.

Au turonien, le régime marin s'est stabilisé, permettant le dépôt d'une série calcaire homogène, atteignant parfois plus de 100 mètres dans le Sahara oriental. La stabilisation du régime marin durant le turonien n'est que temporaire.

En effet, dès le début du sénonien dans Touggourt se dépose en alternance de l'anhydrite, des argiles, des dolomies ainsi que quelques bancs calcaires. Le dépôt parfois d'un banc de sel massif à la base dans le bas Sahara témoigne particulièrement du régime lagunaire qui s'était installé sur le Sahara oriental.

Au sénonien supérieur, le régime marin réapparaît une nouvelle fois déposant ainsi la seconde série calcaire. Cette transgression sénonienne semble moins importante que celle du turonien. En effet, on note la présence de petites intercalations d'évaporites dans les calcaires sénoniens, ce qui n'est pas le cas des dépôts turoniens.

Au début de l'Eocène inférieur, la mer recouvre toujours le Sahara oriental, c'est le dépôt des calcaires à Nummulites.

Durant l'Eocène moyen et supérieur, les sédiments marins de l'éocène inférieur sont peu à peu remplacés par des dépôts lagunaires où alternent les argiles, les évaporites et les calcaires. La faible extension de ce golfe marin localisé dans le bas Sahara marque les dernières manifestations de la mer saharienne dont la disparition définitive se situe vers la fin de l'éocène.

À la fin de l'éocène, le Sahara oriental se présente sous l'aspect d'une plate-forme calcaire émergée qui sera exposée à l'érosion durant tout l'oligocène.

Au mio-Pliocène, suite à l'épiorogénèse alpine, des sédiments argileux et sableux continentaux se déposent sur l'ensemble du Sahara oriental. Cette sédimentation continentale se poursuit durant le Quaternaire. C'est donc aux époques tertiaires et quaternaires que le Sahara oriental a pris la configuration que nous lui connaissons aujourd'hui.

9. Conclusion

Cette synthèse permet de dégager la structure de l'aquifère à travers la région d'étude et permet de distinguer deux ensembles hydrogéologiques, posts paléozoïques importants : le continental intercalaire et le complexe terminal.

Le Continental intercalaire est défini par deux niveaux grésosableux, aquifères : l'albien et le barrémien, séparés par une couche semi-perméable d'âge aptien, et recouvert par une couche argilo-marneuse argileuse à évaporites, du cénomanien.

Le substratum de Continental intercalaire est constitué par des formations argileuses, argilo-sableuses ou carbonatées, qui sont en discordance sur les terrains du paléozoïque. Parfois le paléozoïque est remplacé par le néocomien argileux ou le jurassique.

Le complexe terminal est composé de deux ensembles aquifères d'âge et de lithologie différents, séparés par des formations semi-perméables ou imperméables.

Les formations carbonatées de l'éocène inférieur et du sénonien supérieur, s'étendent sur l'ensemble du bassin oriental, l'Eocène inférieur ne couvrant que la zone des chotts.

Le continental terminal, constitué par les sables du Mio-Pliocène, recouverts, pratiquement en totalité, par l'Erg oriental. Il a une extension de 350.000 km², une puissance moyenne de 50 à 100 m et une profondeur variant entre 200 et 500 m. Dans ce continental terminal on distingue deux nappes : la première, dans les sables et argiles du pliocène, qui est en fait un réseau de petites nappes plus ou moins en communication, la deuxième nappe, dans les sables grossiers à graviers du miocène supérieur.

Le substratum du complexe terminal est constitué, d'une manière générale, par la formation lagunaire du sénonien. La couverture est constituée par les argiles plus ou moins sableuses du sommet du Mio-Pliocène et les marnes et les évaporites de l'éocène moyen.

Le quaternaire occupe la majeure partie des affleurements et résulte dû l'érosion continentale des dépôts Mio-Pliocène.

Les grands accidents subméridiens et verticaux du Hoggar (faille d'Amguid-el-Abiod) se prolongent vers le Nord dans la couverture, déterminant un cloisonnement dans le continental intercalaire, qui ne déforme pas la continuité lithologique et favorise la communication avec les formations au-dessus.

Chapitre 3

HYDROCLIMATOLOGIE

Hydroclimatologie

1. Introduction

Le climat du Sahara proprement dit est bien connu, pour ses températures maximum très élevées, son caractère continental, sa grande sècheresse, qui font de ce pays le type même de région chaude (Aidaoui, 1994).

Le Sahara se caractérise par des précipitations annuelles faibles, à distribution très irrégulière dans le temps comme dans l'espace, et notablement inférieures à l'évaporation potentielle annuelle qui y atteint des valeurs considérables (Babasy, 2005).

En zone aride, il pourrait s'évaporer 10 à 20 fois plus d'eau qu'il n'en tombe chaque année, en moyenne (Margat, 1985).

D'après (Dubief, 1963) les précipitations Sahariennes ont une origine différente selon les saisons. En été, elles sont dues aux dépressions des moussons ; en hiver, elles proviennent des dépressions qui accompagnent la migration vers le Sud, des fronts polaires, pendant les saisons intermédiaires, les précipitations sont dues aux dépressions soudano-sahariennes qui traversent du Sud au Nord le Sahara.

En utilisant les données pluviométriques de la période 1926-1950, Dubief (1953) a pu établir une carte de distribution des pluies moyennes interannuelles dans le Sahara septentrional.

La numérisation de cette dernière par (Babasy, 2006) a permis de disposer d'une grille représentative de la pluie moyenne en tous points du domaine du SASS (Fig.3-1).

Elle dénote l'inégale répartition des précipitations. Les quantités les plus importantes sont observées au Nord, sur l'Atlas Saharien, où les moyennes interannuelles sont de l'ordre de 200 à 250 mm.

Le Dahar présente des moyennes comprises entre 80 et 150 mm. Sur le djebel Nefuzoua et le long de la côte Libyenne, les moyennes interannuelles sont comprises entre 80 et 250 mm. Ces régions sont les principales zones d'alimentation des nappes du SASS. Le grand erg occidental et le grand erg oriental sont traversés par les isohyètes 40 à 80 mm. Les régions du Sud du bassin sont le domaine des faibles précipitations.

La zone d'étude fait partie du bassin oriental du Sahara, on sait qu'elle est soumise à un climat saharien, caractérisé par des précipitations peu abondantes et irrégulières.

L'étude des données climatiques est nécessaire à la compréhension des mécanismes d'alimentation et de circulation des eaux superficielles et souterraines.

Nous consacrerons ce chapitre aux développements des conditions climatiques. Pour ce faire, nous disposons de deux stations, celles de Touggourt et El Oued dont les coordonnées sont mentionnées dans le tableau suit :

Tableau 3-1 : Coordonnées géographiques des stations climatiques

Stations	Latitude	Longitude	Altitude (m)
Touggourt	33° 07' N	6 04' E	69
El Oued	33° 22' N	6 35' E	170

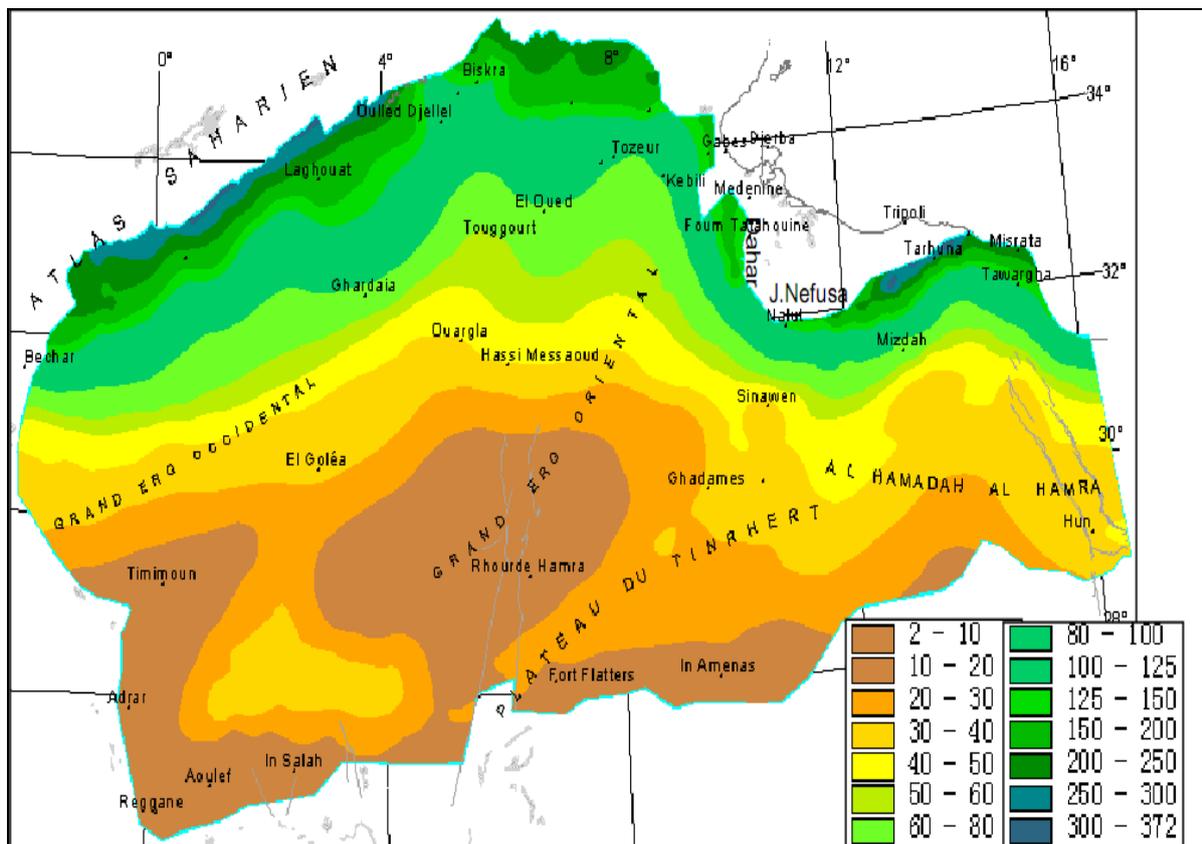


Figure 3-1: Carte des isohyètes dans le domaine du SASS (Babasy, 2005)

2. Les précipitations

La précipitation est un facteur fondamental pour caractériser le climat d'une région. Ce terme précipitation désigne des cristaux de glace ou des gouttelettes d'eau qui, ayant été soumis à des processus de condensation et d'agrégation à l'intérieur des nuages, sont devenues trop lourdes pour demeurer en suspension dans l'atmosphère et tombent au sol.

2.1. Précipitations moyennes mensuelles

Pour caractériser le régime des pluies dans chacune des stations, nous avons établi l'histogramme des précipitations moyennes mensuelles interannuelles (Fig. 3-2) à partir des données climatologiques rassemblées dans le tableau 3-2, les données qui y sont recueillies couvrent les années hydrologiques (1988/1989 à 2009/2010).

Pour les deux stations, le mois de janvier est le plus arrosé où la précipitation dépasse 20 mm pour la station d'El Oued ; le mois de juillet est le mois le plus sec où les précipitations sont presque nulles.

Tableau 3-2 : Précipitations moyennes mensuelles (1988/1989 – 2009/2010)

Mois Station	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Touggourt	6.60	7.20	7.43	6.57	18.97	3.01	6.48	6.60	4.52	0.97	0.69	2.93
El Oued	8.10	7.15	8.85	8.63	21.0	2.97	7.19	6.55	5.29	1.05	0.35	2.42

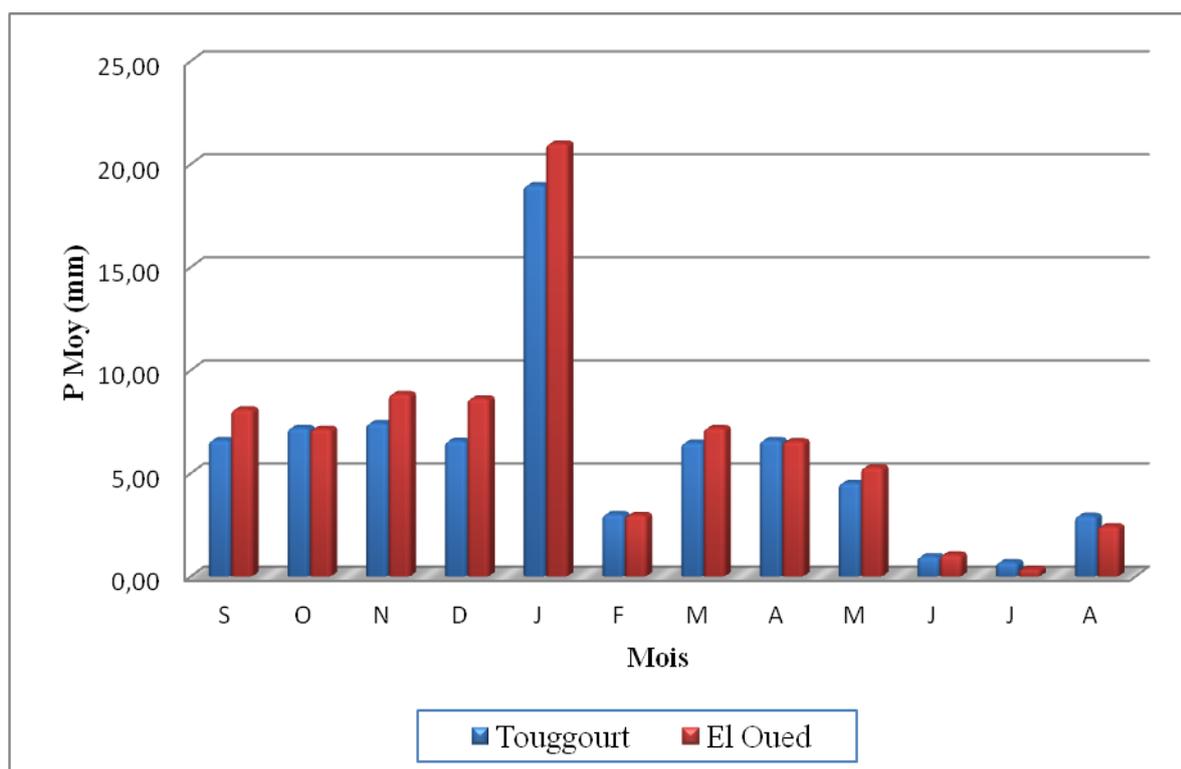


Figure 3-2 : Précipitations moyennes mensuelles (1988/1989 – 2009/2010)

2.2. Précipitations saisonnières moyennes

Les deux tableaux ci- après nous donnent la répartition de la pluie par saison en pourcentage de la pluviosité totale annuelle pour les deux stations (Touggourt et El Oued).

Tableau 3-3 : Répartition saisonnière des précipitations (mm) à la station de Touggourt (1988/89-2009/10)

	Automne			L'hiver			printemps			Eté			Somme
	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	
P(mm)	21.23			28.55			17.60			4.59			71.97
P(%)	29.49			39.67			24.45			6.38			100

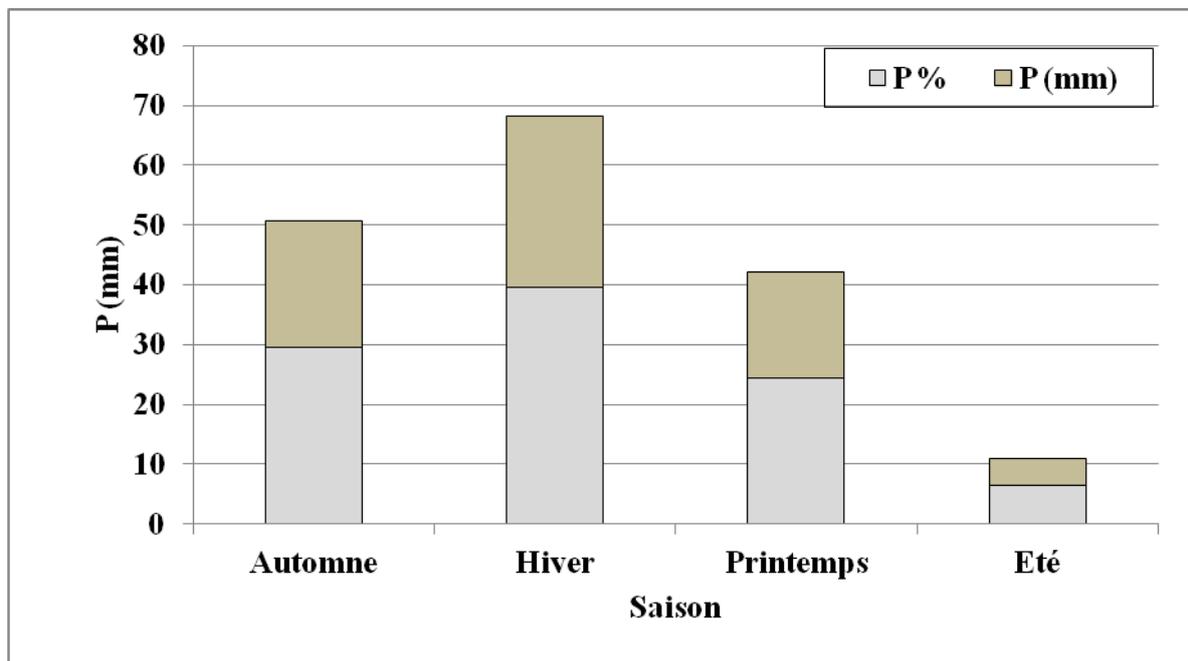


Figure 3-3: Variations des précipitations saisonnières à la station de Touggourt (1988/89-2009/10)

L'hiver est la saison la plus pluvieuse sur l'ensemble de la région, il tombe en moyenne pendant cette saison de **39.67%** à Touggourt et de **40.99%** à El Oued du total annuel.

L'automne est la deuxième saison avec le printemps, pour les deux stations, la hauteur moyenne de pluie reçue pendant l'automne représente de **29.49%** à Touggourt et de **30.30%** à El Oued de la moyenne annuelle. Pour le printemps, la région de Touggourt représente **24.45%** et El Oued représente **23.93%**.

L'été est la moins pluvieuse de toutes les saisons et représente **6.38%** à Touggourt et **4.80%** à El Oued de pluviosité annuelle.

Les pluies sont caractérisées par leur grande irrégularité ; faibles pendant l'automne et le printemps, nulles en été, elles peuvent être relativement importantes pendant l'hiver.

Tableau 3-4 : Répartition saisonnière des précipitations (mm) à la station d'El Oued (1988/89-2009/10)

	Automne			L'hiver			printemps			Eté			Somme
	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	
P(mm)	24.10			32.60			19.03			3.82			79.53
P(%)	30.30			40.99			23.93			4.80			100

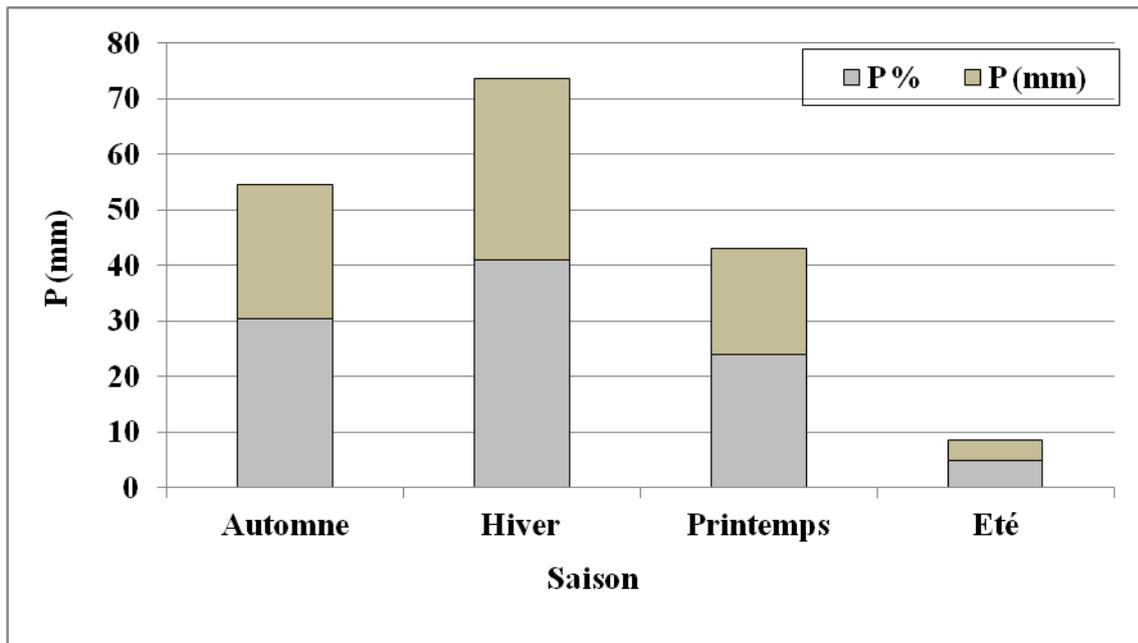


Figure 3-4 : Variations des précipitations saisonnières à la station d'El Oued (1988/89-2009/10)

2.3. Précipitations moyennes annuelles et leurs variabilités

L'analyse de l'histogramme des variations interannuelles des précipitations, sur une période de 22 ans (1988/1989 – 2009/2010), montre que l'année (2008/2009) est la plus arrosée avec 174,4 mm à Touggourt et 190,70 mm à El Oued et l'année (2007/2008) est la plus sèche avec 21 mm à Touggourt et 23 mm à El Oued. Notons que les précipitations moyennes interannuelles s'évaluent à 71,97 mm pour Touggourt et 79,53 mm pour El Oued.

Tableau 3-5 : Répartition des précipitations moyennes annuelles

Année	P.moy.an (mm)		Année	P.moy.an (mm)	
	Touggourt	El Oued		Touggourt	El Oued
88 – 89	51.5	59.5	99 – 00	50.3	77.6
89 – 90	139.4	173.6	00 – 01	23.6	28.1
90 – 91	50.6	73.8	01 – 02	48.3	50.5
91 – 92	121.9	67	02 – 03	62.8	59.5
92 – 93	48	35.3	03 – 04	127.1	105
93 – 94	51.2	54.8	04 – 05	74.3	91.7
94 – 95	28.8	24.3	05 - 06	58	112.6
95 – 96	139.3	151.1	06 - 07	101.2	65.4
96 – 97	25.8	30.3	07- 08	21	23
97 – 98	67.7	74.8	08 - 09	174.4	190.7
98 – 99	72	130	09 - 10	46.1	71.1
La moyenne				71.97	79.53

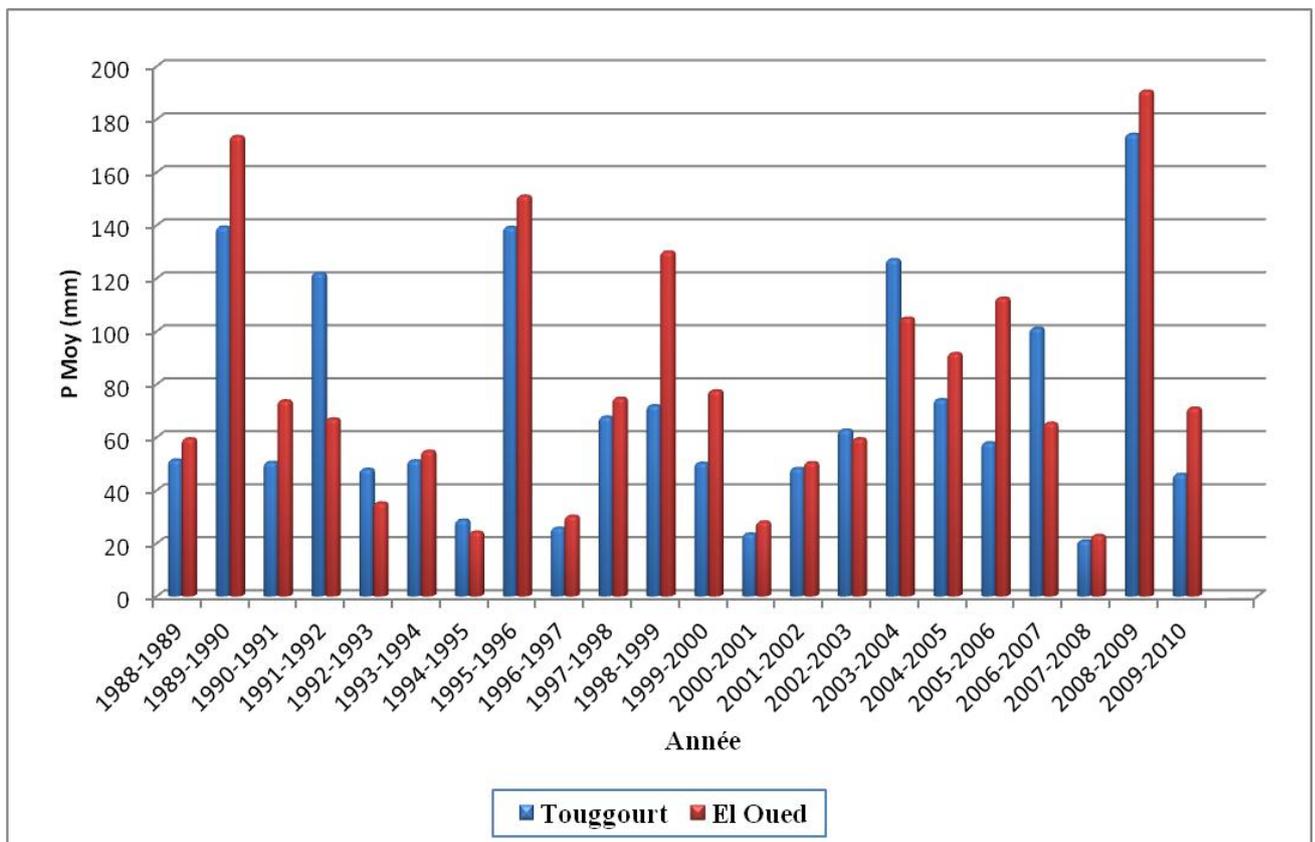


Figure 3-5: Variations des précipitations moyennes annuelles (1988/1989 – 2009/2010)

2.4. Variation interannuelle

Les irrégularités interannuelles des précipitations sont traduites par le coefficient de variation (CV) égale au rapport de l'écart type à la moyenne.

Les différentes valeurs obtenues sont regroupées dans le tableau, la valeur du coefficient de variation annuelle est de 0,60 pour Touggourt et 0,59 pour El Oued, on constate que la pluviométrie est très variable.

Tableau 3-6 : Précipitations annuelles et leurs variabilités

	Station Touggourt	Station El Oued
P moy	71.97	79.53
P max	174.4	190.7
P min	21	23
Ecart type	42.97	47.20
Coefficient de variation	0.60	0.59

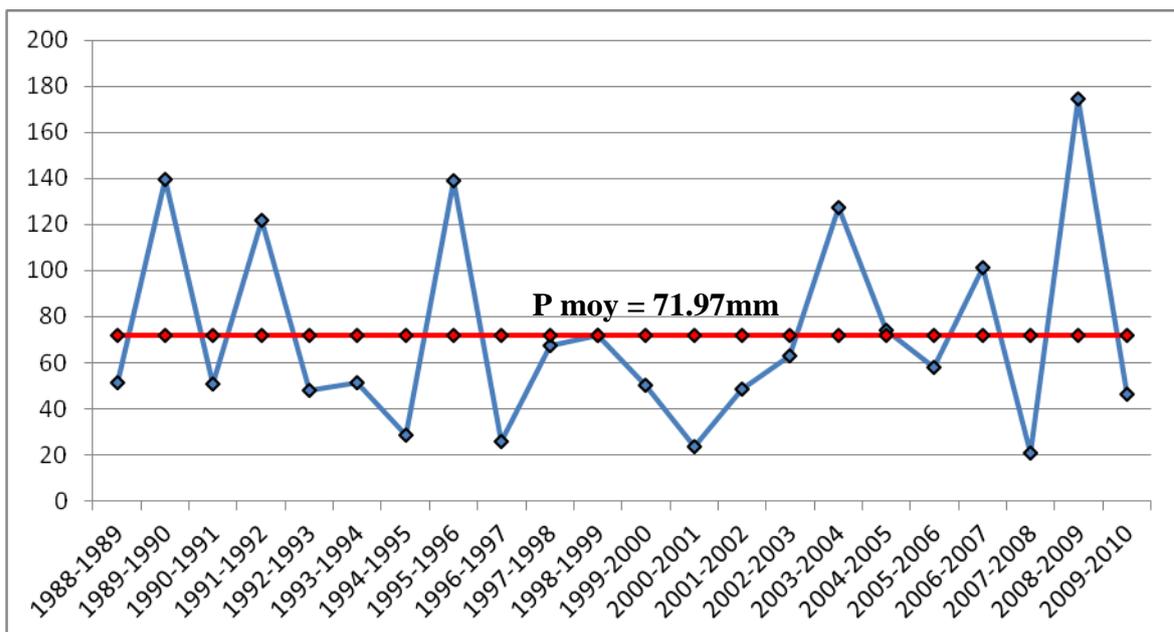


Figure3-6: Variation annuelle des précipitations de la station de Touggourt (1988/1989 – 2009/2010)

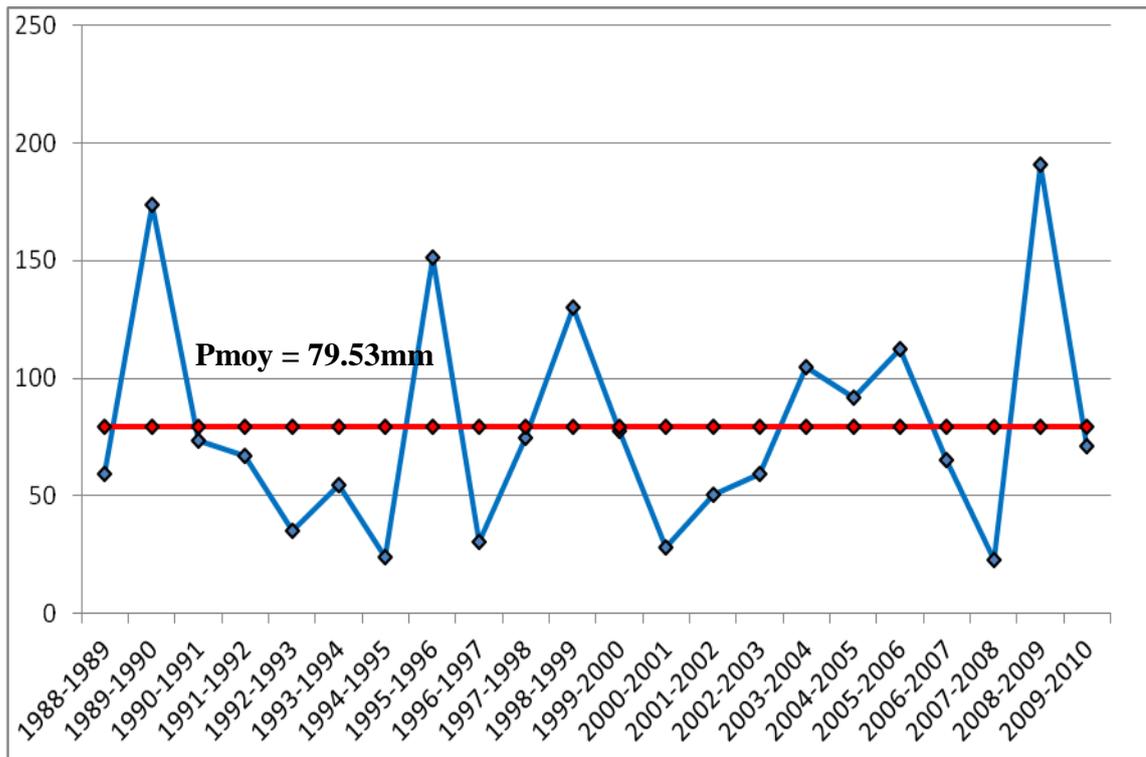


Figure3-7 : Variation annuelle des précipitations de la station d'El Oued (1988/1989 – 2009/2010)

3. Température

L'élément température est important puis qu'il est représentatif de l'énergie solaire reçue, il conditionne les phénomènes d'évaporation et évapotranspiration (Raoufou, 1993).

La température joue un rôle primordial sur le climat, dans la zone d'étude, du type désertique, elle a plus d'ampleur et influe grandement sur les autres paramètres météorologiques tels que l'évaporation et le taux d'humidité.

Le climat thermique est assez uniforme ; les étés du Sahara septentrional ne sont donc guère moins torrides que ceux de la zone centrale ou même de la région soudanaise. Juin, juillet et Août sont les mois les plus chauds des zones septentrionales et centrales (Babasy, 2006).

3.1. Température moyenne annuelle

Le tableau ci-dessous et la figure 3-8 présentent la répartition des températures moyennes annuelles sur la série (1988/1989-2009/2010), celles – ci montrent : l'année la plus chaude est 2009/2010 avec une température moyenne maximale de 22,90 °C pour Touggourt et 23,12 °C pour El Oued. Alors que la température moyenne minimale est atteinte en 91/92 avec une valeur moyenne de l'ordre de 20,53 °C à Touggourt et 20,98 °C à El Oued.

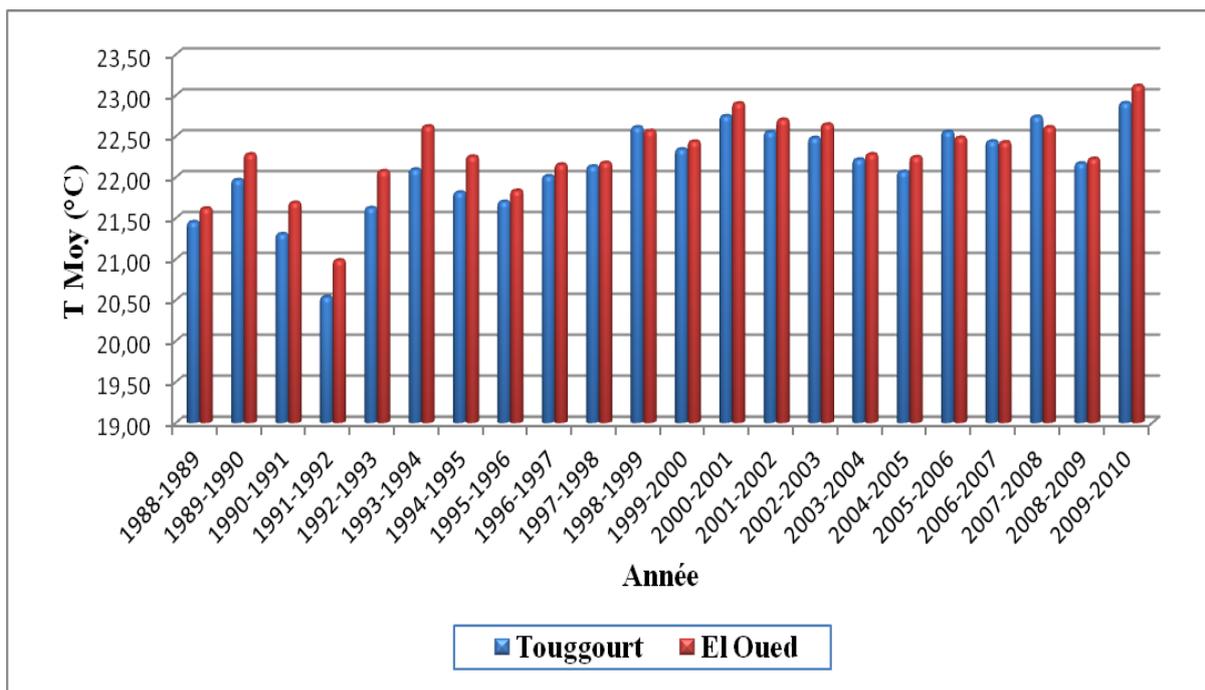


Figure 3-8 : Répartition moyenne annuelle des températures (1988/1989 – 2009/2010)

3.2. Température moyenne mensuelle

Ces températures permettent de voir entre autres la persistance du froid et de chaleur des mois, mais aussi le caractère thermique de chaque station (Aidaoui, 1994).

Le tableau ci-après récapitule les températures moyennes mensuelles pour les deux stations, qui ont été présentées par les histogrammes, on remarque : les températures estivales sont très élevées, pour les deux stations dont la moyenne est comprise entre 28,81 °C et 34,02 °C et le maximum se situe en juillet pour les deux stations.

La température hivernale, est comprise entre 10,42 à 12,85 °C et le mois de janvier est le plus froid : 10,42 °C et 10,83 °C pour El Oued.

La moyenne maximale du mois le plus chaud étant de 41,29 °C a été enregistrée à Touggourt en juillet et 41,19 °C pour El Oued.

La température minimale du mois le plus froid étant de 4,77 °C à Touggourt en janvier et 5,41 °C a été enregistrée à El Oued.

Tableau 3-7 : Variations de températures mensuelles de la station de Touggourt et El Oued (1988/1989 – 2009/2010)

Station	Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Moy
	T(°C)													
Touggourt	Tmoy(°C)	28.81	23.12	15.88	11.42	10.42	12.85	16.93	20.87	26.10	31.14	34.02	33.74	22.11
	Tmax (°C)	35.46	29.89	22.50	17.87	16.83	19.75	23.72	27.59	33.07	38.20	41.29	40.92	28.93
	Tmin (°C)	22.39	16.85	9.95	5.83	4.77	6.36	10.22	13.89	18.88	23.77	26.43	26.44	15.48
El Oued	Tmoy (°C)	29.01	23.49	16.30	11.71	10.83	13.15	17.14	20.93	26.10	31.05	33.95	33.76	22.29
	Tmax (°C)	35.41	29.93	22.56	17.70	16.92	19.69	23.72	27.56	33.03	38.19	41.19	40.83	28.89
	Tmin (°C)	22.85	17.55	10.77	6.48	5.41	6.98	10.68	14.28	19.03	23.68	26.46	26.64	15.90

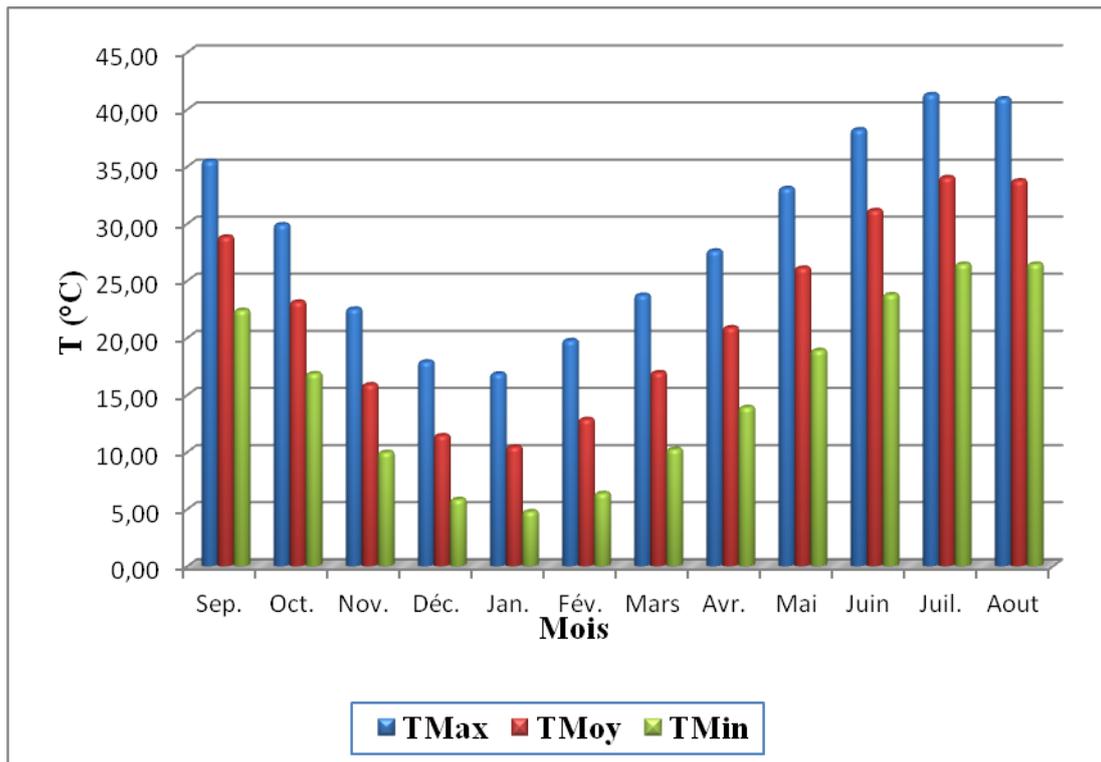


Figure 3-9: Histogramme de variations des températures mensuelles à la station de Touggourt (1988/1989 – 2009/2010)

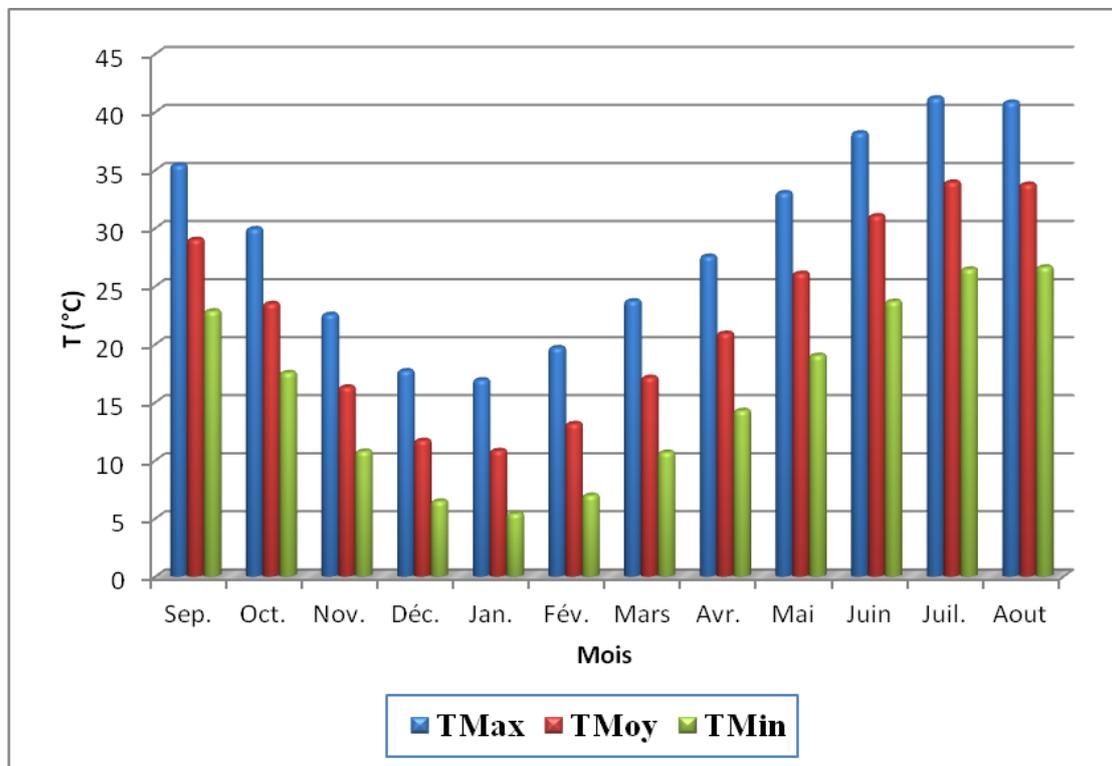


Figure 3-10: Histogramme de variations des températures mensuelles à la station d'El Oued (1988/1989 – 2009/2010)

4. Rythme climatique ou caractérisation du climat

Un mois sec se définit, selon Bagnouls et Gausson (1953), comme celui ayant un total pluviométrique (moyenne en millimètres) égal ou inférieur au double de la température ($P \leq 2 T^\circ$).

L'analyse des deux paramètres climatiques (température et précipitation) permet de tracer la courbe pluviothermique qui met en évidence les deux périodes : sèche et humide.

L'étude de la courbe pluviothermique pour la station de Touggourt et d'El Oued sur une période de 22 ans (88/89 – 09/10) montre que la région d'Oued Righ est caractérisée uniquement par une période sèche et l'absence totale de la période humide, même pour le mois de janvier qui est marqué par la température la plus basse et la précipitation la plus élevée pour les deux stations.

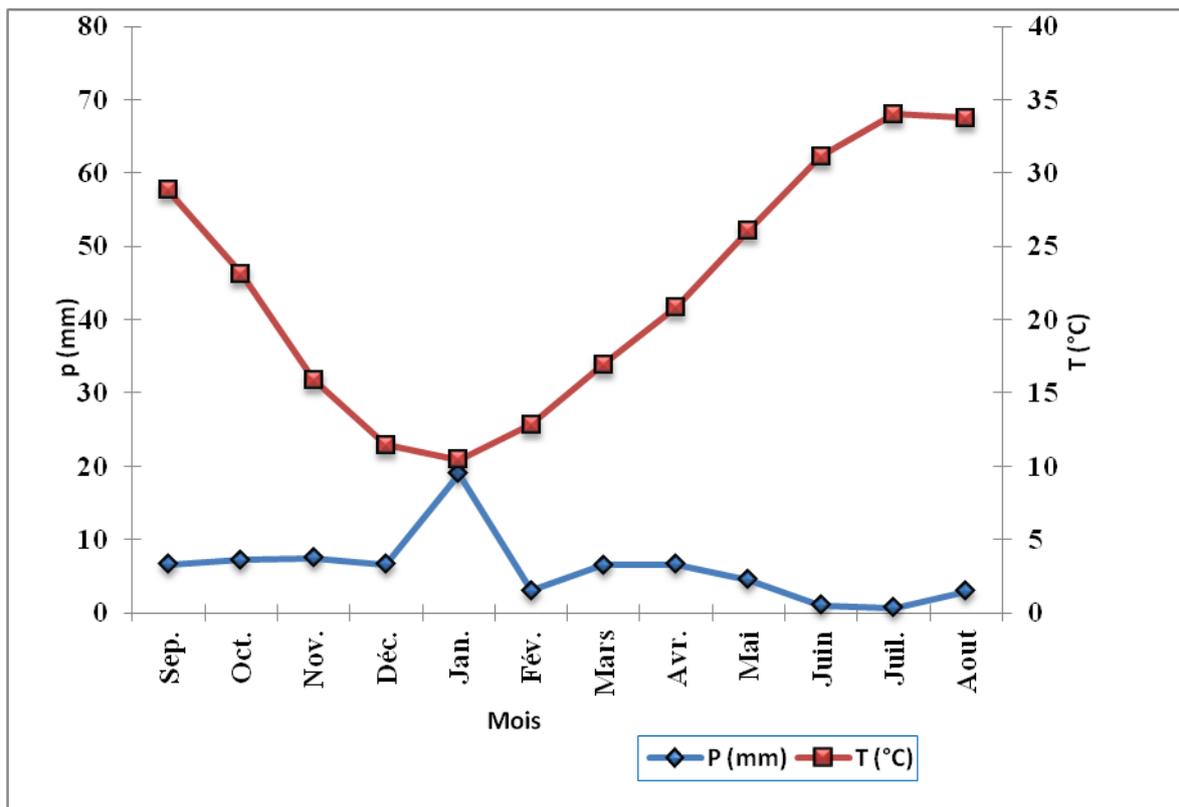


Figure 3-11 : Courbe pluiothermique de la station de Touggourt (1988/1989 – 2009/2010)

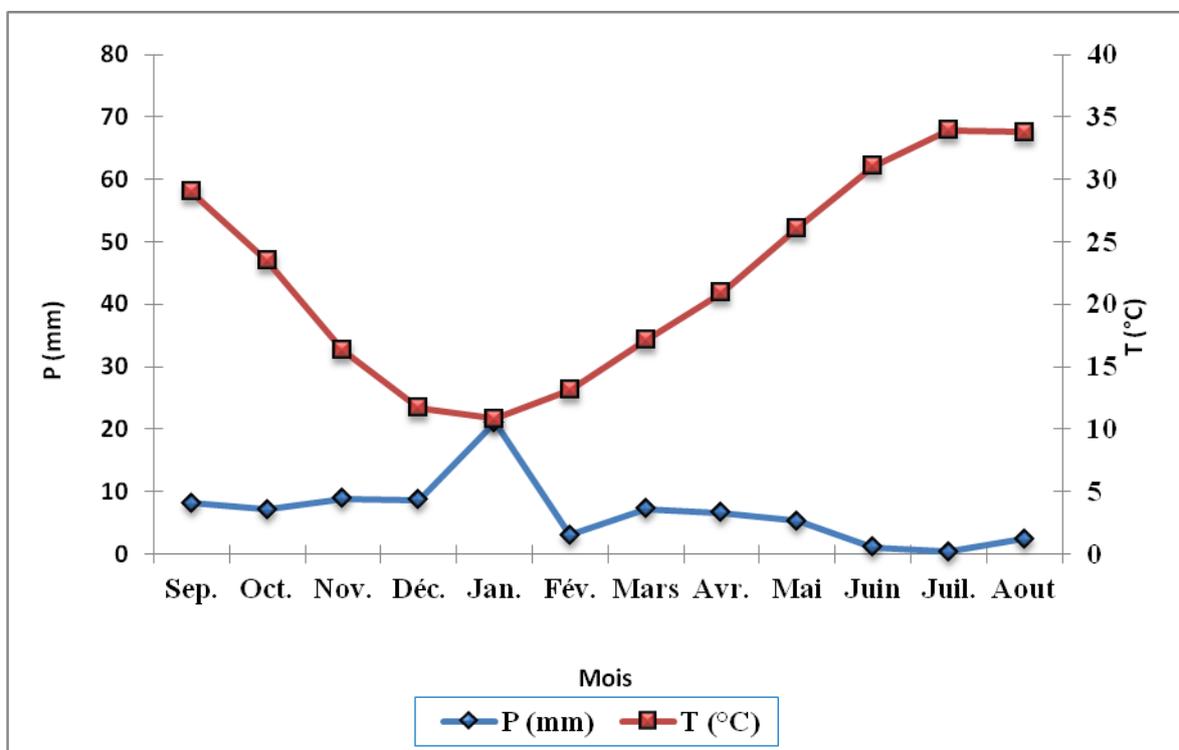


Figure 3-12 : Courbe pluiothermique de la station d'El Oued (1988/1989 – 2009/2010)

5. Détermination des indices climatiques

5.1. Climagramme de Louis Emberger

Pour déterminer les climats de la zone méditerranéenne, L. Emberger a proposé la détermination d'un quotient Q , qui dépend des précipitations moyennes annuelles et des moyennes de températures minima et maxima, respectivement des mois les plus froids et les plus chauds. Il propose donc la formule suivante :

$$Q = \frac{2000 P}{M^2 - m^2} \quad (1)$$

P : précipitation moyenne annuelle (mm)

M : moyenne des températures maximas du mois le plus chaud (kelvin)

m : moyenne des températures minimas du mois le plus froid (kelvin).

L'application numérique donne les résultats suivants :

Station Touggourt :

$P = 71,97\text{mm}$

$M = 314,29 \text{ }^\circ\text{K}$

$m = 277,77 \text{ }^\circ\text{K}$

Ce qui donne : $Q = 6,66$

Station El Oued :

$P = 79,53\text{mm}$

$M = 314,19 \text{ }^\circ\text{K}$

$m = 278,41 \text{ }^\circ\text{K}$

Ce qui donne : $Q = 7,50$

Les valeurs du quotient pluviométrique pour les stations de Touggourt et El Oued sont respectivement de 6,66 et 7,50 ce qui indique un régime hyper- aride (Fig.3-13).

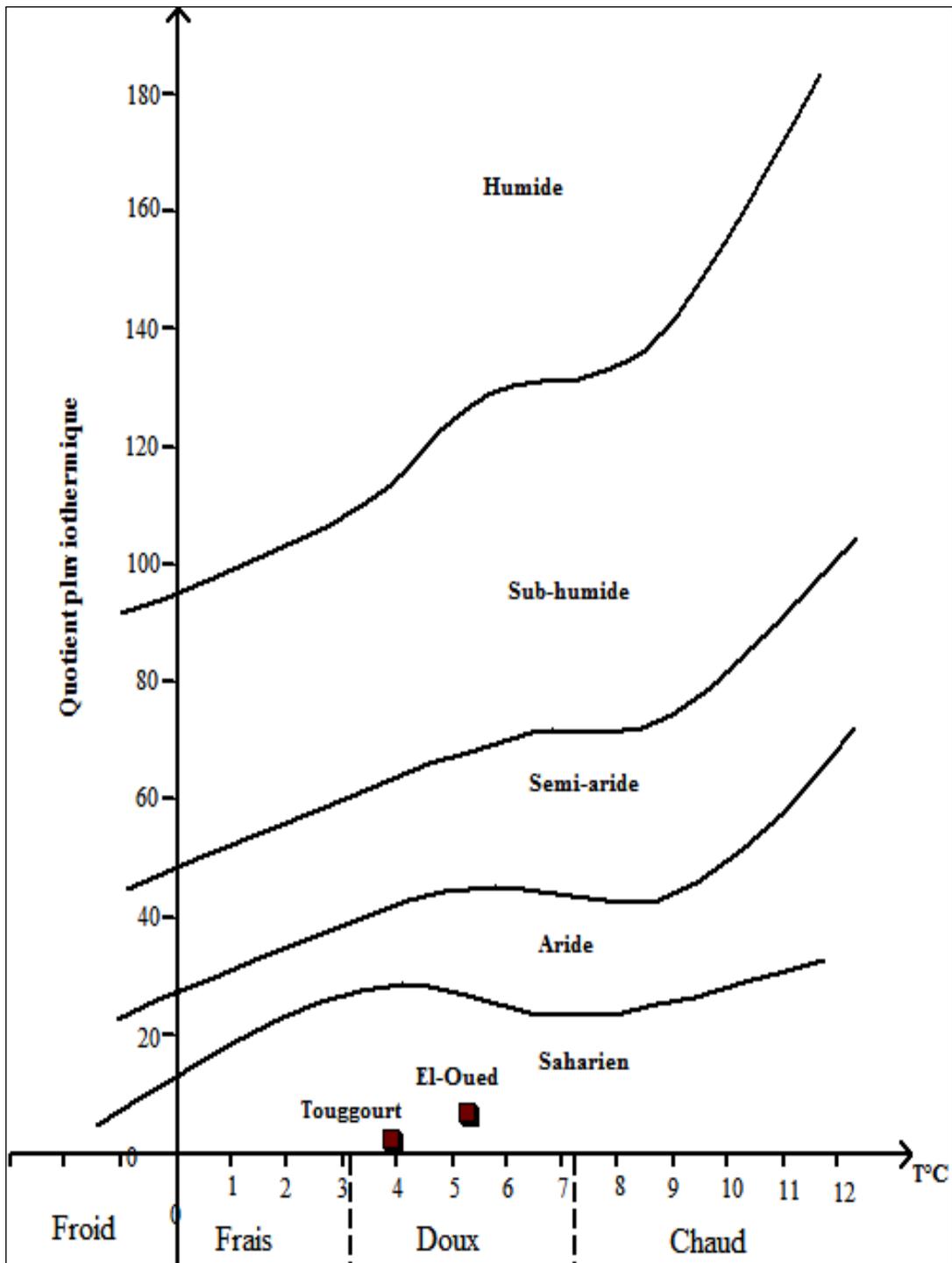


Figure 3-13: Position des deux stations (El Oued et Touggourt) sur le climagramme d'Emberger

5.2. Indice d'aridité (indice de De Martonne)

Cet indice est fonction des températures et précipitations ; il est calculé par la formule suivante :

$$I = \frac{P}{T+10} \quad (2)$$

I: indice d'aridité

P : précipitations moyennes annuelles en (mm)

T : températures moyennes annuelles en °C

Application

Station Touggourt :

P : 71,97mm

T : 22,11°C

Ce qui donne : I = 2,24

Station El Oued :

P : 79,53mm

T : 22,29°C

Ce qui donne : I = 2,46

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

I < 5.....Climat hyper-aride

5 < I < 7, 5.....Climat désertique

7, 5 < I < 10.....Climat steppique

10 < I < 20.....Climat semi-aride

20 < I < 30.....Climat tempéré

Ce qui confirme que notre région est caractérisée par un climat hyper- aride (Fig.3-14).

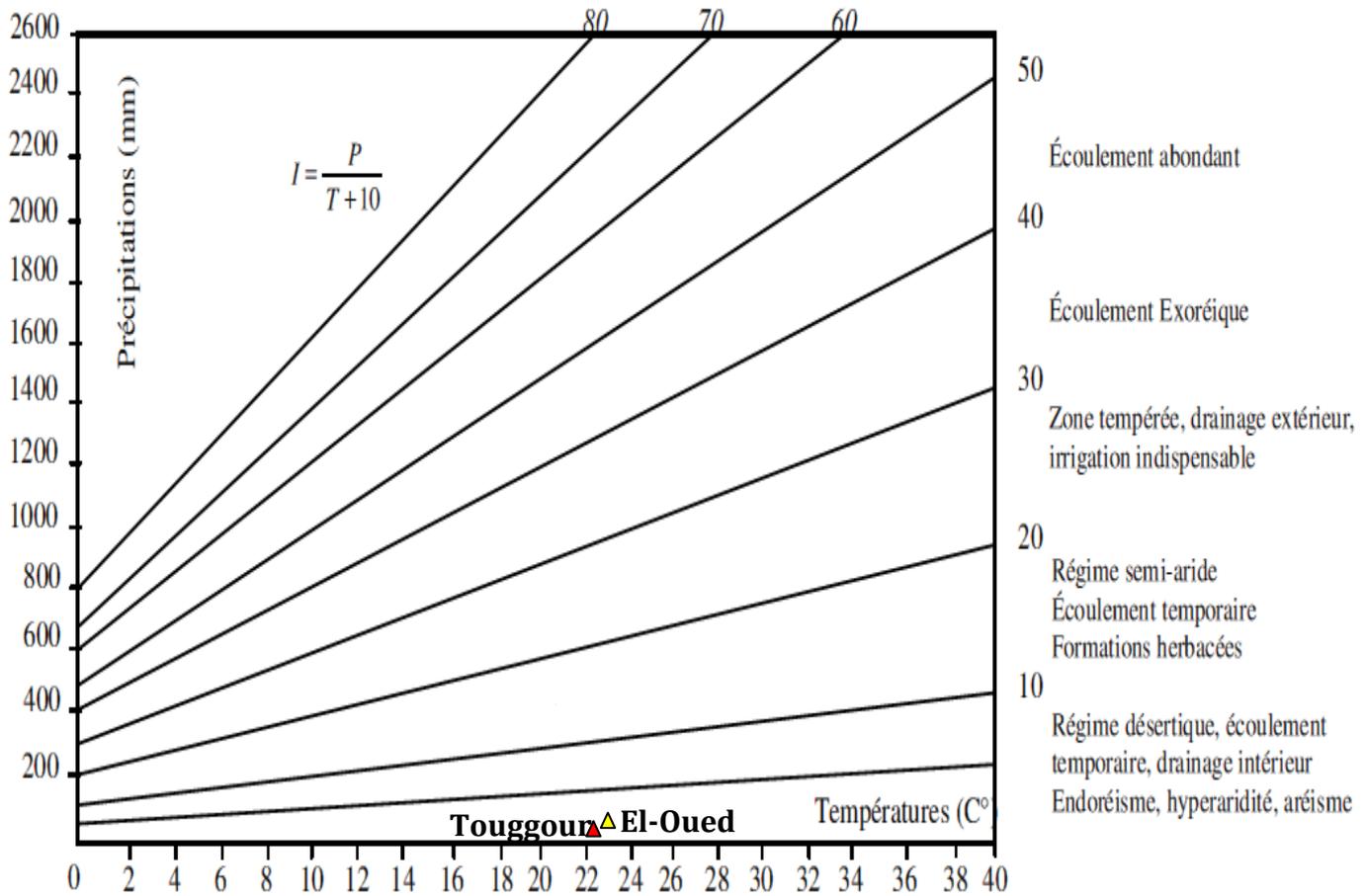


Figure 3-14: Abaque de l'indice d'aridité annuel de De Martonne

5.3. Indice d'aridité mensuel

L'indice d'aridité mensuel est défini par la relation suivante :

$$I = \frac{12 P}{T+10} \quad (3) \quad \text{où}$$

I : indice d'aridité mensuel

P : précipitations moyennes mensuelles en (mm)

T : température moyenne mensuelle en °C

L'application de la formule (3) a permis de dresser le tableau suivant :

Tableau 3- 8: Indices d'aridités mensuels à la station de Touggourt

Mois	I	Etage bioclimatique
Septembre	2.04	Hyperaride
Octobre	2.61	Hyperaride
Novembre	3.44	Hyperaride
Décembre	3.68	Hyperaride
Janvier	11.15	Semi aride
Février	1.58	Hyperaride
Mars	2.89	Hyperaride
Avril	2.57	Hyperaride
Mai	1.50	Hyperaride
Juin	0.28	Hyperaride
Juillet	0.19	Hyperaride
Aout	0.80	Hyperaride

Tableau 3-9 : Indices d'aridités mensuels à la station d'El Oued

Mois	I	Etage bioclimatique
Septembre	2.49	Hyperaride
Octobre	2.56	Hyperaride
Novembre	4.04	Hyperaride
Décembre	4.77	Hyperaride
Janvier	12.07	Semi aride
Février	1.54	Hyperaride
Mars	3.18	Hyperaride
Avril	2.54	Hyperaride
Mai	1.76	Hyperaride
Juin	0.31	Hyperaride
Juillet	0.10	Hyperaride
Aout	0.66	Hyperaride

Selon la classification précédente par De Martonne, le mois de janvier a un climat semi-aride et les autres mois présentent un climat hyper-aride.

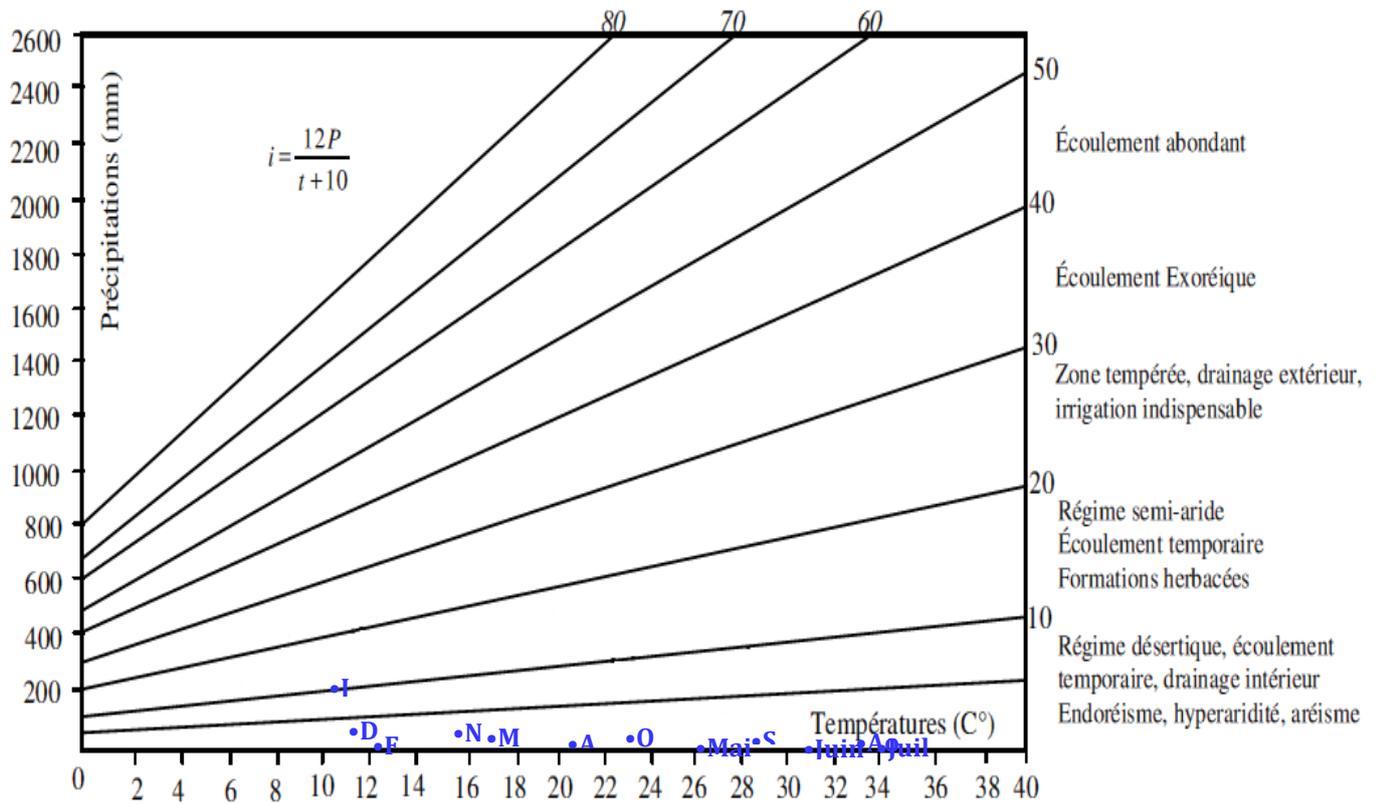


Figure 3-15 : Abaque de l'indice d'aridité mensuel de De Martonne (Touggourt)

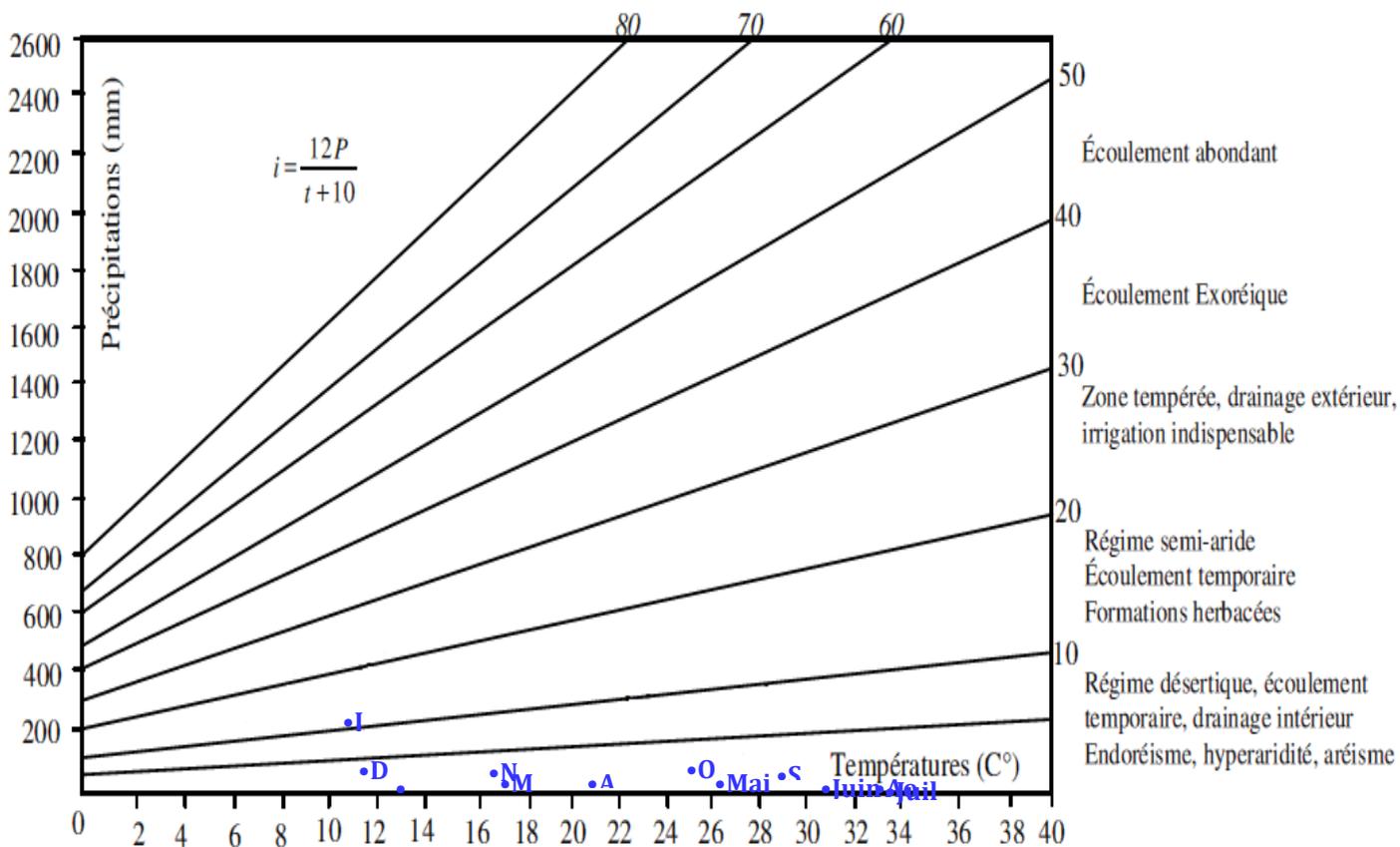


Figure 3-16: Abaque de l'indice d'aridité mensuel de De Martonne (El-Oued)

5.4. Climatogramme de Peguy

Le climatogramme de Peguy est une méthode graphique permettant de déterminer le régime climatique d'une région. Sur ce graphique on porte en abscisse les températures moyennes mensuelles et en ordonnée les précipitations moyennes mensuelles d'une station donnée.

On obtient alors 12 points déterminants chaque mois. Sur la grille du climatogramme, le couple températures-précipitations permet de reconnaître aux mois considérés un caractère déterminé. La classification selon les caractères requis est simplifiée et comporte trois secteurs :

- le secteur « **F** » correspond aux mois froids et tempérés ;
- Le secteur « **O** » les mois tempérés ;
- alors que le secteur « **A** » les mois arides.

On constate que pour les deux stations (Touggourt et El-Oued) (Fig.3-17), cette méthode graphique nous donne un caractère aride pour tous les mois de l'année. Les mois se placent dans le secteur « A ».

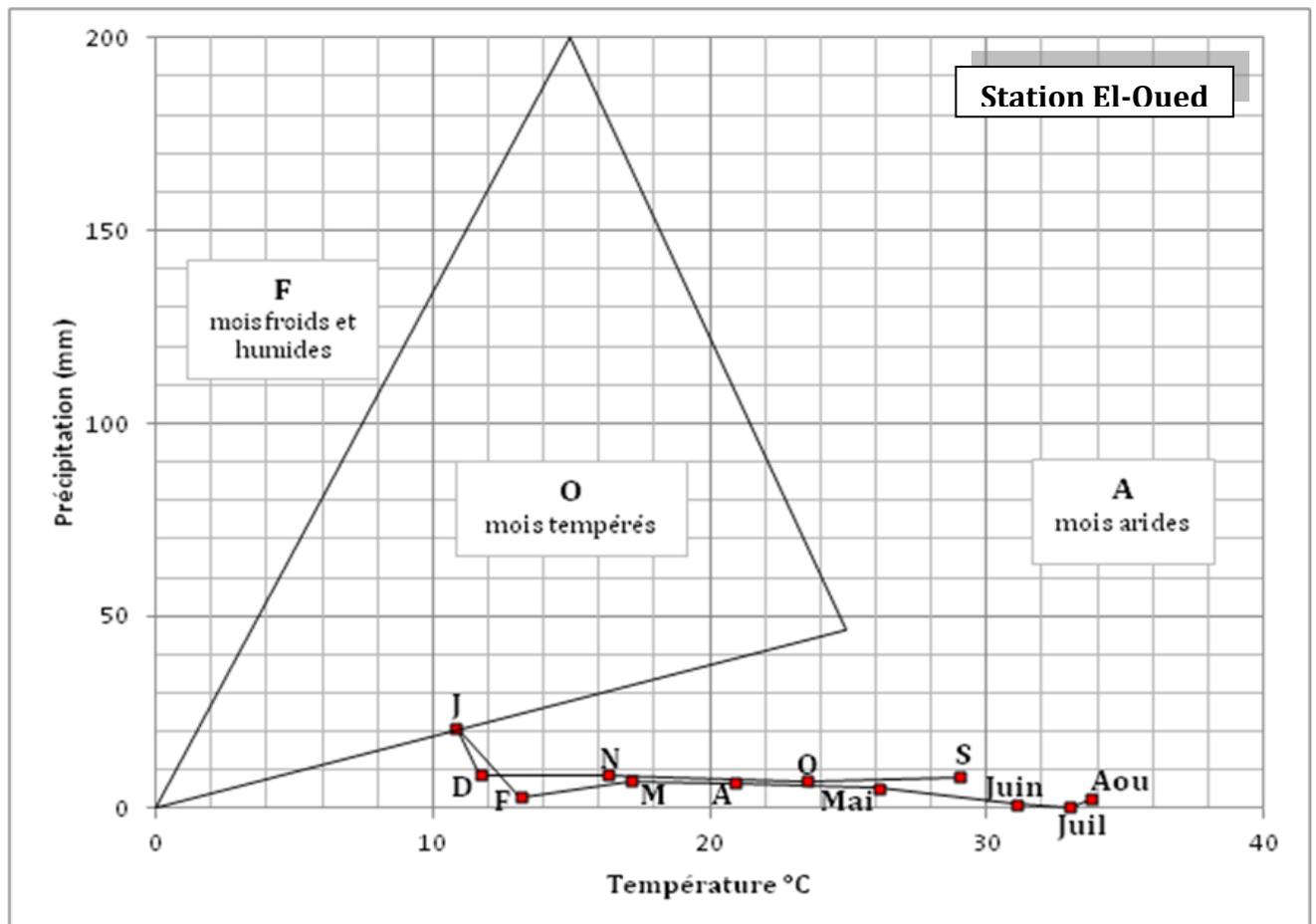
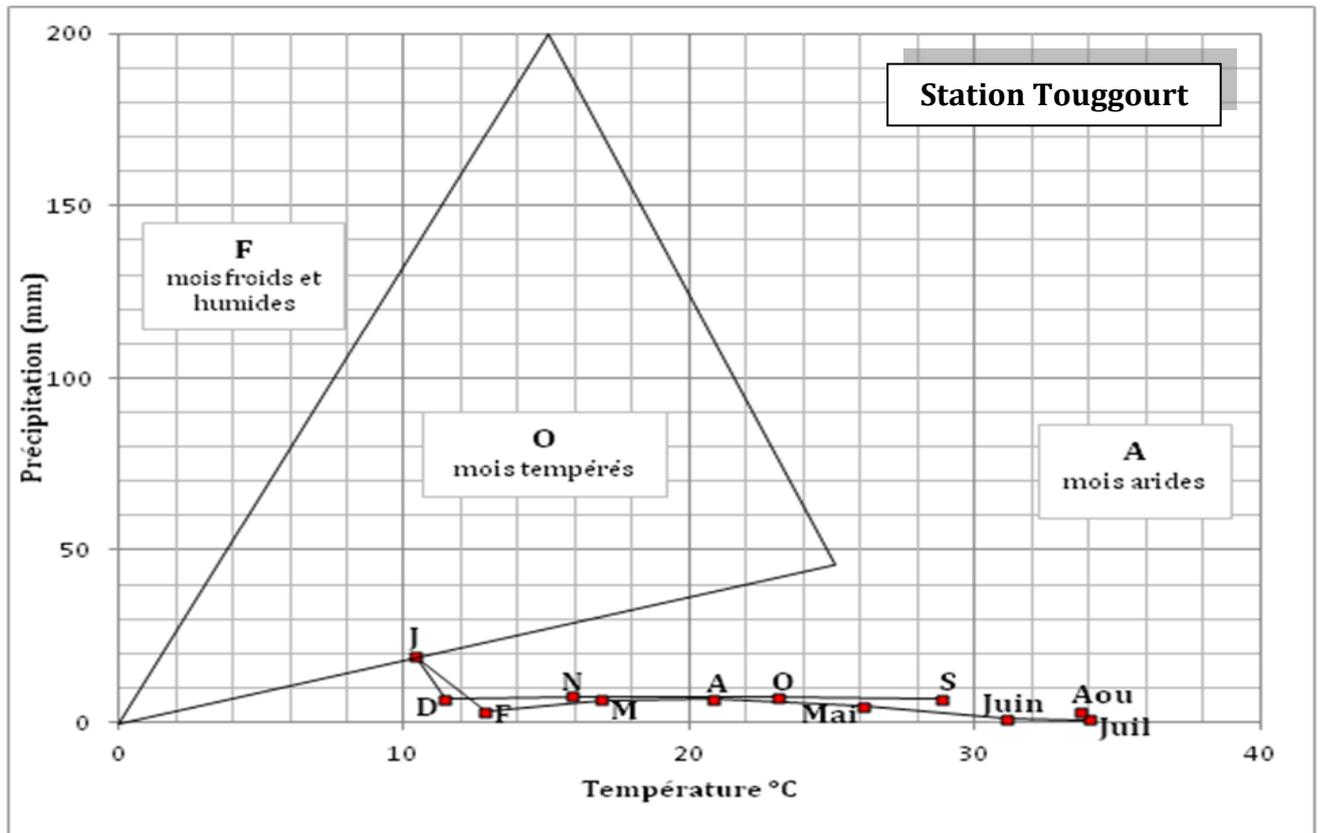


Figure 3-17 : Climatogramme de Peguy (station Touggourt et El-Oued)

6. Les vents

Le vent par définition est le mouvement horizontal de l'air par rapport à la surface de la terre ; son apparition est liée à l'inégalité des pressions atmosphériques en différents lieux et au même moment.

Le vent est caractérisé par deux grandeurs variables dans le temps :

- la vitesse
- La direction

Les vents sont fréquents, les plus violents se situent au printemps. La direction dominante est Nord-Est à l'exception des mois d'hiver dont la direction est Sud-Ouest.

Le siroco (chihili) présente le vent caractérisant la saison d'été souffle fréquemment dans la région, prenant un sens Sud-Nord et jeter des courants d'air chaud parfois avoisiner des vagues de sables. Il faut aussi parler des vents de sables qui ont leurs saisons de prédilection entre février et avril (durant le printemps).

6.1. Vitesse des vents mensuels

Nous remarquons que la vitesse moyenne du vent dans la région d'Oued Righ est de 3.29 m/s à El Oued et de 3.09 m/s à Touggourt (Tableau 3-10), on voit que les vitesses maximales s'observent entre Avril et Juillet. Ce dernier souffle principalement au printemps car il donne naissance au vent de sables.

Tableau 3-10: Vitesse du vent moyenne mensuelle aux stations de Touggourt et El Oued (1988 – 2006)

Mois Station	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Touggourt	2.99	2.80	2.67	2.50	2.50	2.81	3.32	3.96	3.95	3.59	3.18	2.87
El Oued	3.18	2.51	2.39	2.38	2.38	2.77	3.52	4.26	4.47	4.19	3.69	3.16

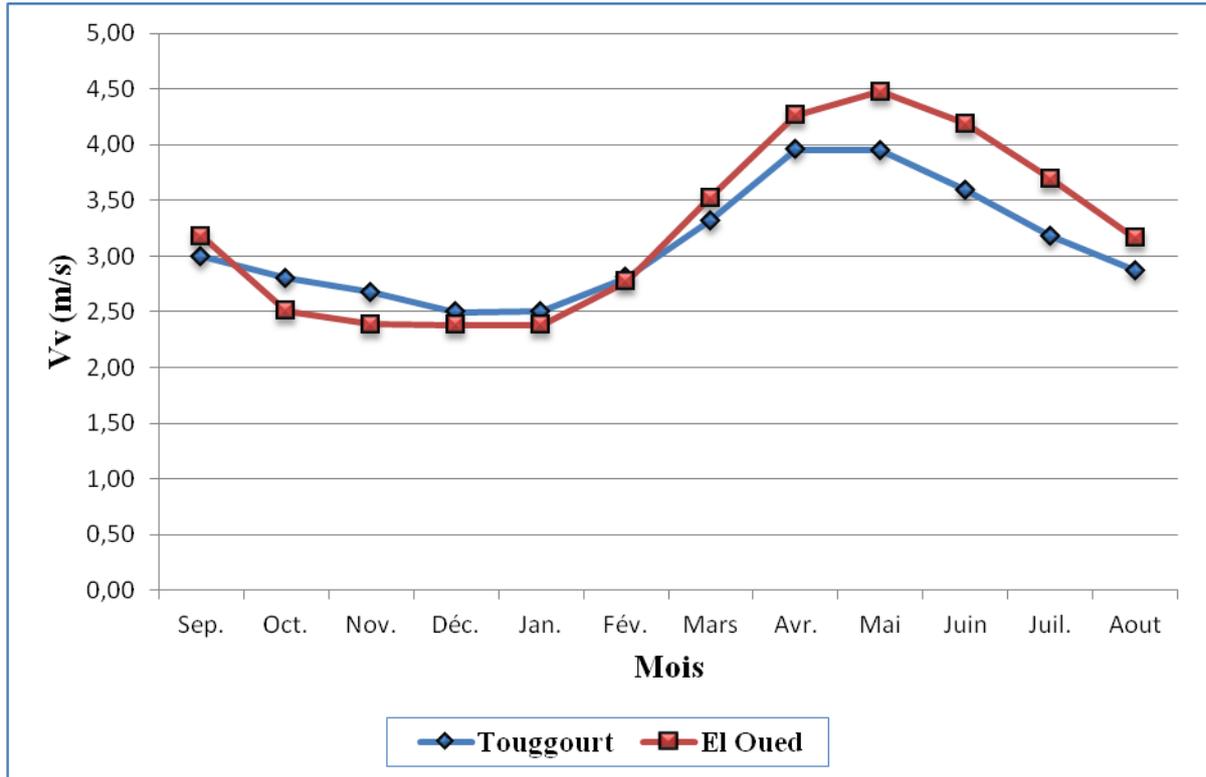


Figure 3-18: Répartition de la vitesse du vent moyenne mensuelle aux stations de Touggourt et El Oued (1988 – 2006)

7. L'insolation

Le Sahara détient le record mondial de l'ensoleillement avec 3000 à 3500 heures par an contre 1600 à Paris (Babasy, 2005).

Tableau 3-11 : Valeurs de l'insolation moyenne mensuelle aux stations de Touggourt et d'El Oued (1988 – 2006)

Mois / Station	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Touggourt	183.5	168.2	157.5	151.5	152.1	173.6	177.9	198.5	203.9	216.9	219.7	206.7
El Oued	159.50	157.90	147.9	145.3	141.1	160.1	165.9	183.8	178.8	192.1	194.0	182.6

On constate que la moyenne annuelle est de 2210 h/an à Touggourt et 2009.60 h/an à El Oued pendant la période (1988/1989 – 2005/2006), le maximum atteint 219.7 h en Juillet à Touggourt et 194 h à El Oued. Tandis que le minimum de l'ordre de 151.5h s'observe en décembre à Touggourt et 141.10 h en janvier à El Oued.

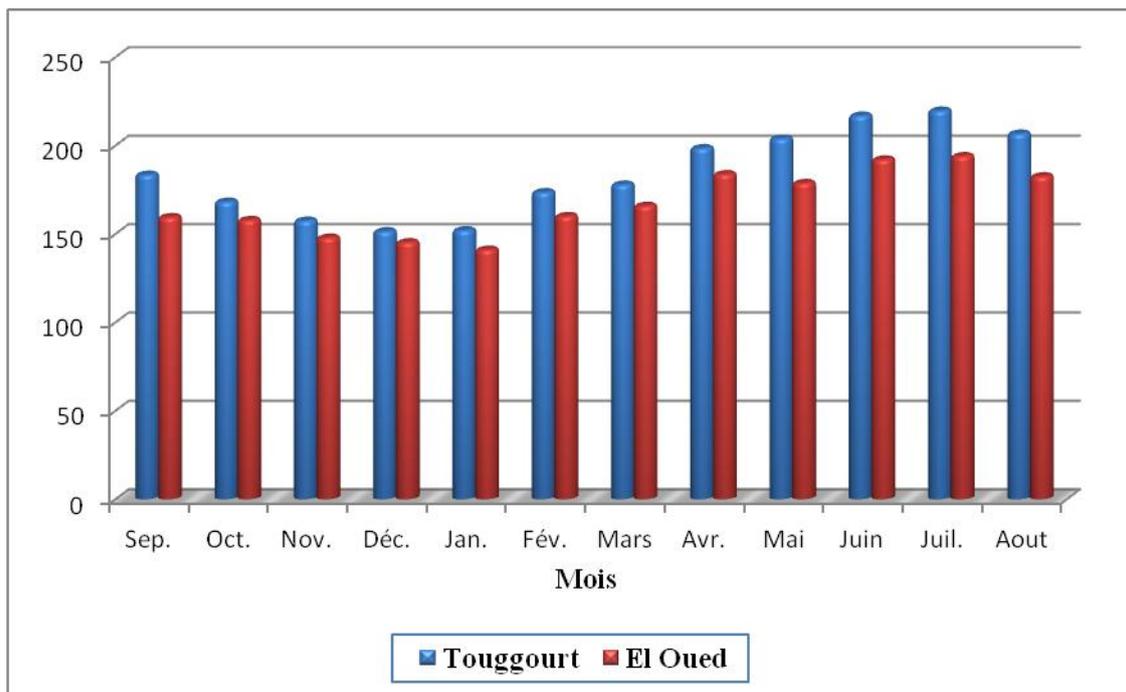


Figure 3-19 : Répartition de l'insolation moyenne mensuelle aux stations de Touggourt et El Oued (1988 – 2006)

8. L'humidité relative

L'humidité de l'air est un élément atmosphérique aussi important que les autres éléments climatiques. Nous avons indiqué dans le tableau 3- 12 la moyenne mensuelle de l'humidité effectuée à Touggourt et à El Oued durant la période (1988/1989-2005/2006). Ces chiffres méritent quelques commentaires :

Tableau 3- 12 : L'humidité relative moyenne mensuelle aux stations de Touggourt et d'El Oued (1988 – 2006)

Mois Station	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Touggourt	44.02	51	61.22	67.90	67.22	55.87	49.23	42.51	39.73	34.41	31.67	34.59
El Oued	46.16	53.08	61.32	68.14	67.92	57.14	50.64	44.36	40.28	34.96	32.77	35.59

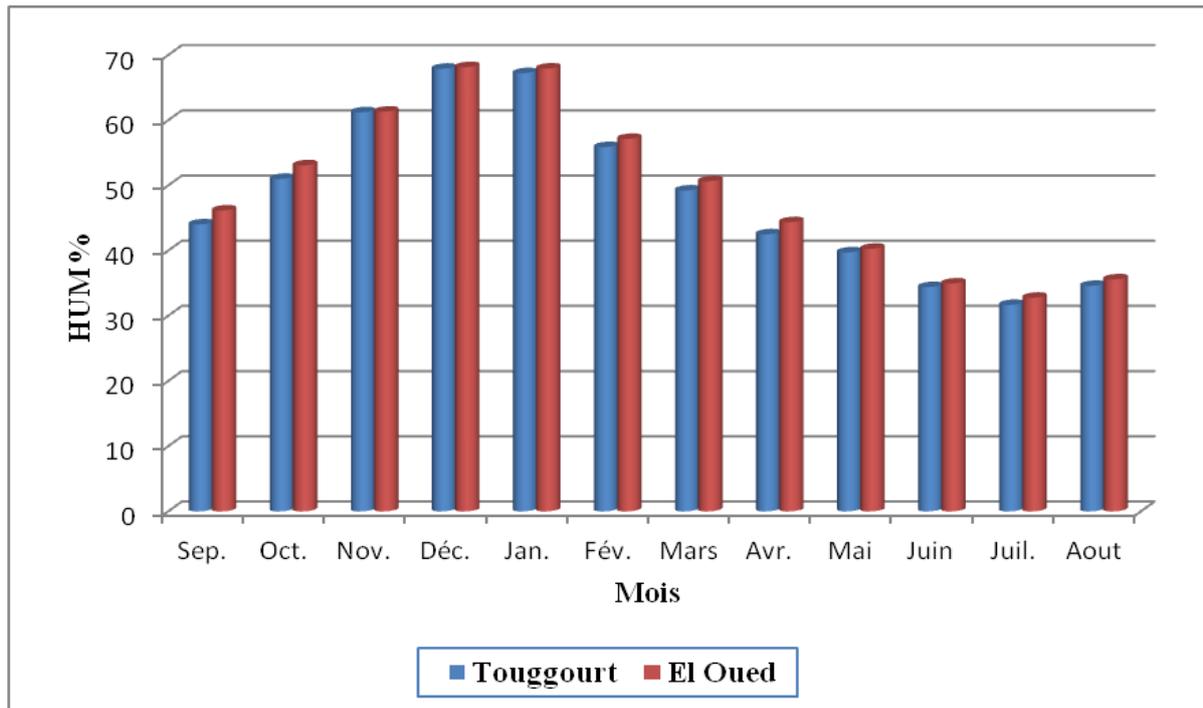


Figure 3- 20: Répartition de l'humidité relative moyenne mensuelle aux stations de Touggourt et El Oued (1988 – 2006)

L'humidité relative varie durant l'année d'un maximum de 67.90 % en décembre à Touggourt et 68.14 % à El Oued et juillet a un minimum de 31.67 % à Touggourt et 32.77 % à El Oued, les valeurs les plus fortes coïncident avec l'hiver, en raison de la faiblesse relative de la température.

9. L'évaporation

En zone arides l'évaporation et l'évapotranspiration sont les mécanismes majeurs de pertes en eau ; dans des bassins arides fermés ils sont les seuls modes de perte en eau (Ullman, 1985).

Les hydrologues désignent par évaporation l'ensemble des phénomènes qui transforment l'eau en vapeur.

L'analyse des conditions climatiques dans notre région a démontré que l'intensité de l'évaporation dépend de l'importance du déficit de saturation de l'air, par suite des très hautes températures qui règnent pendant une longue période estivale.

Tableau 3- 13 : évaporation moyenne mensuelle aux stations de Touggourt et d'El Oued (1988 – 2006)

Mois Station	Touggourt	El Oued
S	172.63	122.70
O	123.73	89.07
N	79.03	59.73
D	60.37	43.67
J	53.43	42.10
F	86.03	63.93
M	120.37	84.33
A	155.63	119.43
M	185.70	144.40
J	228.67	164.93
J	239.67	178.80
A	212.80	157.30

À partir de ce tableau on constate que le maximum se situe en juillet 239.67mm pour Touggourt et 178.80 mm à El Oued, comme pour les températures c'est le mois le plus chaud. Le minimum se situe en janvier 53.43 mm pour Touggourt et 42.10 mm pour El Oued.

9.1. L'évapotranspiration

L'évapotranspiration est un phénomène naturel regroupant à la fois des processus d'évaporation physiques de l'eau contenue dans le sol et des processus de transpiration correspondant à l'utilisation de l'eau du sol par les végétaux et au rejet.

9.1.1 Calcul de l'évapotranspiration

On peut déterminer la valeur de l'évapotranspiration par un ensemble de méthodes empiriques, a cependant l'avantage d'être utilisable dans des secteurs où les nombres des paramètres mesurés sont généralement limités à la pluie et aux températures.

Les méthodes qui nous mettrons en œuvre sont celles de :

Thornthwait, Serra, Turc et Coutagne.

A. Formule de Thornthwaite

L'agronome américain G.W.Thornthwaite proposa en 1948 une expression pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle en tenant compte seulement de la température mensuelle. Le développement de cette expression donne la formule suivante :

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

Avec:

I: indice thermique annuel: $I = \sum i$

i : indice thermique mensuel : $i = (T/5)^{1.514}$

T : température moyenne mensuelle en (°C).

a : coefficient, tel que $a = 0.016.I + 0.5$.

Les valeurs obtenues sont corrigées par un coefficient de correction K.

Les valeurs de l'ETP de la station de Touggourt varient de 10.05 mm au mois de janvier à 241.99 mm au mois de juillet, l'ETP annuelle estimée à 1165.25 mm.

C'est la même chose observée à la station d'El Oued, où la valeur minimale de l'ETP est enregistrée à janvier 10.60 mm et le maximum à juillet 240.74 mm et ETP annuelle est de l'ordre de 1165.90 mm.

B. La formule de Serra

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

Avec:

I: indice thermique annuel: $I = \sum i$

i : indice thermique mensuel : $i = 0.09T^{3/2}$

T : température moyenne mensuelle en (°C).

a : coefficient, tel que $a = 0.016.I + 0.5$.

Les valeurs estimées de l'ETP sont portées sur le tableau suivant :

Tableau 3-14 : Résultats de l'ETP issus de l'application de la formule de Thornthwaite (1988 - 2010)

Mois \ Paramètre	T		i		K	ETP n cor		ETP corr	
	Touggourt	El Oued	Touggourt	El Oued		Touggourt	El Oued	Touggourt	El Oued
Septembre	28.81	29.01	14.17	14.32	1.03	133.12	134.09	137.11	138.11
Octobre	23.12	23.49	10.14	10.41	0.97	77.57	80.60	75.24	78.18
Novembre	15.88	16.30	5.76	5.98	0.88	31.33	32.68	27.57	28.76
Décembre	11.42	11.71	3.48	3.62	0.86	14.13	14.85	12.15	12.77
Janvier	10.42	10.83	3.03	3.23	0.88	11.42	12.04	10.05	10.60
Février	12.85	13.15	4.17	4.32	0.86	18.84	19.30	16.20	16.60
Mars	16.93	17.14	6.35	6.46	1.03	36.75	37.00	37.85	38.11
Avril	20.87	20.93	8.68	8.75	1.09	61.13	60.09	66.63	65.50
Mai	26.10	26.10	12.20	12.20	1.19	104.32	103.58	124.14	123.26
Juin	31.14	31.05	15.95	15.87	1.20	160.07	158.57	192.08	190.28
Juillet	34.02	33.95	18.21	18.17	1.22	198.35	197.33	241.99	240.74
Aout	33.74	33.76	18.01	18.01	1.15	194.98	193.90	224.23	222.99
La somme			120.15	121.34				1165.25	1165.90

Tableau 3- 15 : Résultats de l'ETP issus de l'application de la formule de Serra (1988 - 2010)

Paramètre Mois	T		i		K	ETP n cor		ETP corr	
	Touggourt	El Oued	Touggourt	El Oued		Touggourt	El Oued	Touggourt	El Oued
Septembre	28.81	29.01	4.17	4.22	1.03	119.68	119.36	123.27	122.94
Octobre	23.12	23.49	2.99	3.06	0.97	81.76	83.84	79.31	81.32
Novembre	15.88	16.30	1.71	1.78	0.88	49.28	50.72	43.37	44.63
Décembre	11.42	11.71	1.04	1.07	0.86	35.36	36.32	30.41	31.24
Janvier	10.42	10.83	0.91	0.95	0.88	32.96	33.60	29.00	29.57
Février	12.85	13.15	1.25	1.28	0.86	39.84	40.32	34.26	34.68
Mars	16.93	17.14	1.87	1.91	1.03	53.28	53.44	54.88	55.04
Avril	20.87	20.93	2.58	2.57	1.09	69.76	69.28	76.04	75.52
Mai	26.10	26.10	3.6	3.6	1.19	100.32	99.52	119.38	118.43
Juin	31.14	31.05	4.68	4.66	1.20	140.48	139.04	168.58	166.85
Juillet	34.02	33.95	5.35	5.35	1.22	168.16	166.24	205.16	202.81
Aout	33.74	33.76	5.3	5.3	1.15	166.72	165.28	191.73	190.07
La somme			35.45	35.75				1155.38	1153.10

Il est utile de comparer les résultats obtenus par les deux méthodes utilisées afin de connaître celle qui s'adapte le mieux à la région.

La comparaison entre les deux méthodes utilisées pour l'estimation de l'ETP annuelle dans la région étudiée, montre que la méthode de Serra a donné des valeurs faibles par rapport à celles trouvées par la méthode de Thornthwaite, avec une différence annuelle qui varie entre 9.87mm dans la station de Touggourt et 12.8mm à la station d'El Oued. Pour la région d'étude, nous allons appliquer la méthode de Thornthwaite qui est universellement appliquée pour le calcul des bilans hydrologiques.

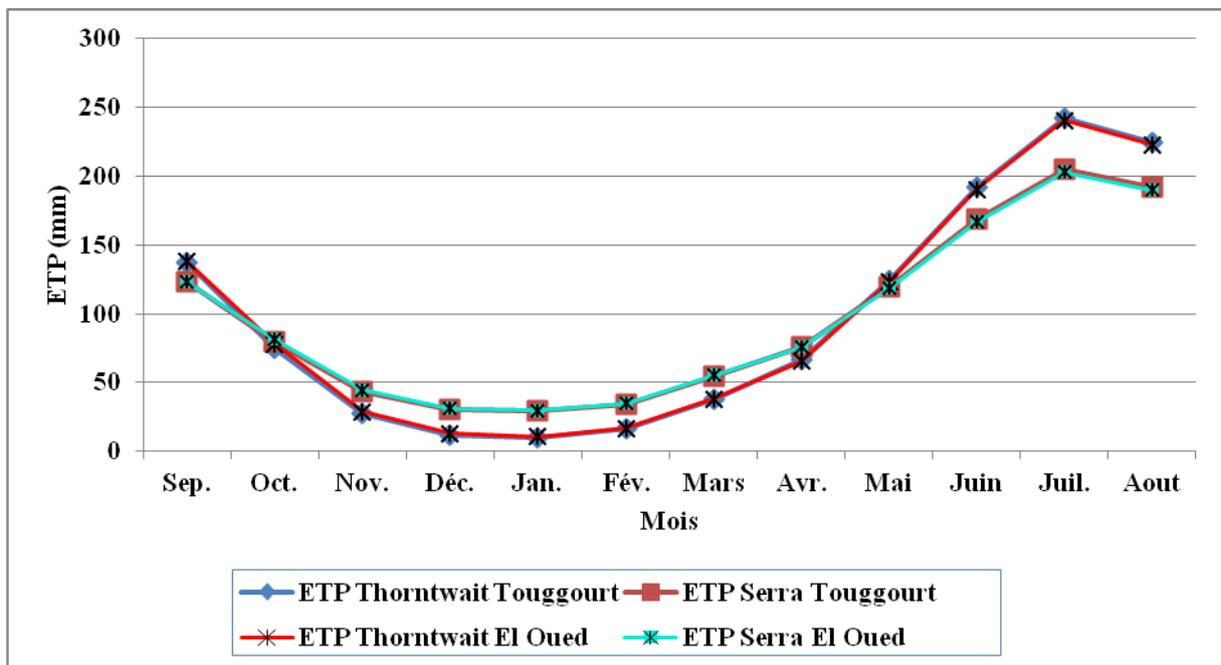


Figure 3- 21: L'ETP estimée par les deux méthodes

9.1.2. Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR)

Elle peut se faire à l'aide de trois formules parmi tant d'autres :

A. Formule de Turc

Cette expression est la suivante :

$$ETR = P / \sqrt{0.9 + P^2 / L^2}$$

Avec : $L = 300 + 25T + 0.05T^3$

P : précipitation moyenne annuelle en mm.

T : température moyenne annuelle (°C).

Nous obtenons les résultats suivants :

Tableau 3- 16 : ETR annuelle par la méthode de Turc

Paramètre Station	T (°C)	P (mm)	L	ETR	ETR = %P
Touggourt	22.11	71.97	1393.17	75.75	105.25
El Oued	22.29	79.53	1410.98	83.71	105.25

B. Estimation de l'ETR par la méthode de Thornthwaite

Pour le calcul de l'évapotranspiration réelle, nous avons utilisé la méthode de C.W.Thornthwaite, où on distingue deux cas :

- L'ETR égale à l'ETP, si les précipitations du mois sont égales ou supérieures à l'ETP et l'excédent sera emmagasiné dans l'humidité du sol dont il contribuera à augmenter les réserves jusqu'à la limite de la rétention, au-delà l'eau disponible alimentera l'infiltration vers les nappes profondes.
- Les précipitations sont inférieures à l'ETP, l'ETR sera égale encore à l'ETP aussi longtemps que les réserves seront en mesure de fournir les quantités d'eaux complémentaires lorsque la réserve deviendra insuffisante il y aura déficit et l'ETR sera alors inférieure à l'ETP.

Les résultats de calcul de ces paramètres pour les deux stations, sont présentés dans les tableaux (3-18) et (3-19).

C. Calcul de l'ETR par la formule de Coutagne

Le déficit d'écoulement qui est équivalent à l'évapotranspiration réelle est donné par l'expression :

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

Avec :

D : déficit d'écoulement en mètres /an ;

P : précipitation annuelle en mètres ;

$$\lambda = 1 / (0.8 + 0.145T)$$

T : température moyenne annuelle en °C.

Cette méthode n'est pas applicable que si :

$$1/8 \lambda < P < 1/2 \lambda \text{ avec } P \text{ en mètre.}$$

Lorsque P est inférieur à $1/8 \lambda$, le déficit d'écoulement est égal aux précipitations. Si P est supérieur à $1/2 \lambda$, le déficit d'écoulement est pratiquement indépendant des précipitations et la formule n'est plus applicable. Les résultats obtenus sont rassemblés dans le tableau.

Tableau 3-17 : ETR par la méthode de Coutagne

	P (m)	T	λ	ETR (mm)
Touggourt	0.7197	22.11	0.249	59.10
El Oued	0.7953	22.29	0.248	63.84

10. Bilan hydrologique

Selon Thornthwaite, le calcul du bilan se résume à la relation suivante :

$$P = ETR + R + I \quad \text{où}$$

P : précipitations moyennes mensuelles ;

ETR : évapotranspiration réelle calculée par les différentes méthodes ;

R : ruissellement ;

I : infiltration.

Interprétation du bilan hydrologique

Station de Touggourt Fig. 3-22

L'observation du graphe du bilan hydrologique nous amène à dire que ETP est importante du mois de mai jusqu'au mois de septembre, qui atteint son maximum au mois de juillet (241.99mm), la constitution de la RFU ne s'effectue qu'au mois de janvier avec une valeur de 8.92 mm et le reste de l'année est épuisée. De ce fait la réserve utile du sol n'atteindra jamais son maximum rendant ainsi la nécessité d'une irrigation complémentaire importante pour le développement de l'agriculture.

Station d'El Oued Fig. 3-23

Ce graphe montre que l'évapotranspiration potentielle maximum a été observée pendant le mois de juillet avec une valeur de 240.74mm, au mois de janvier, on assiste à une constitution du stock qui s'accompagne d'une augmentation de la RFU qui atteint 10.40mm. Au-delà de ce mois, on assiste à une baisse de RFU, traduisant un épuisement du stock pendant toute l'année.

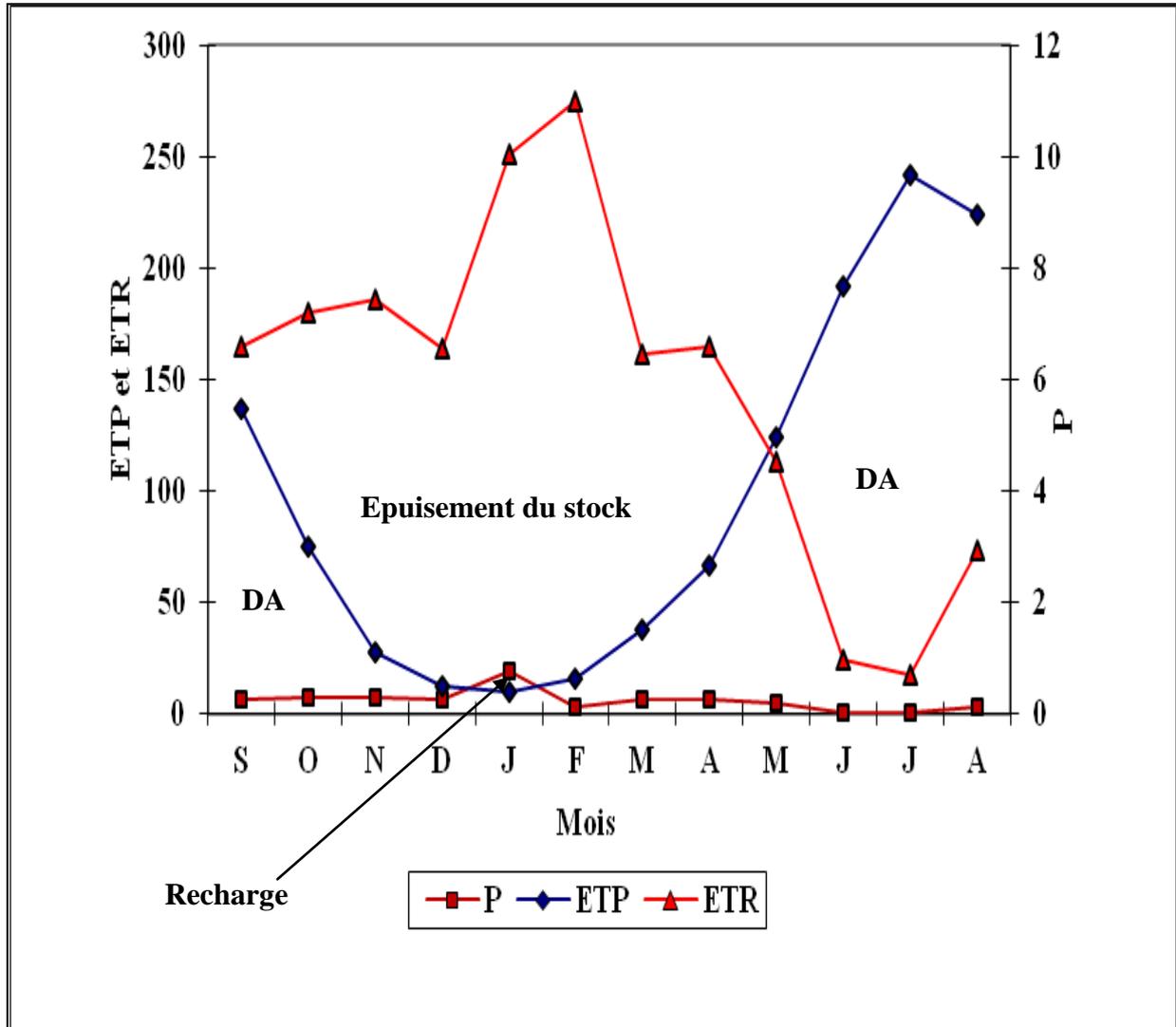


Figure 3-22 : Représentation graphique du bilan hydrologique selon la méthode de C.W.Thornthwaite station de Touggourt (1988 – 2010)

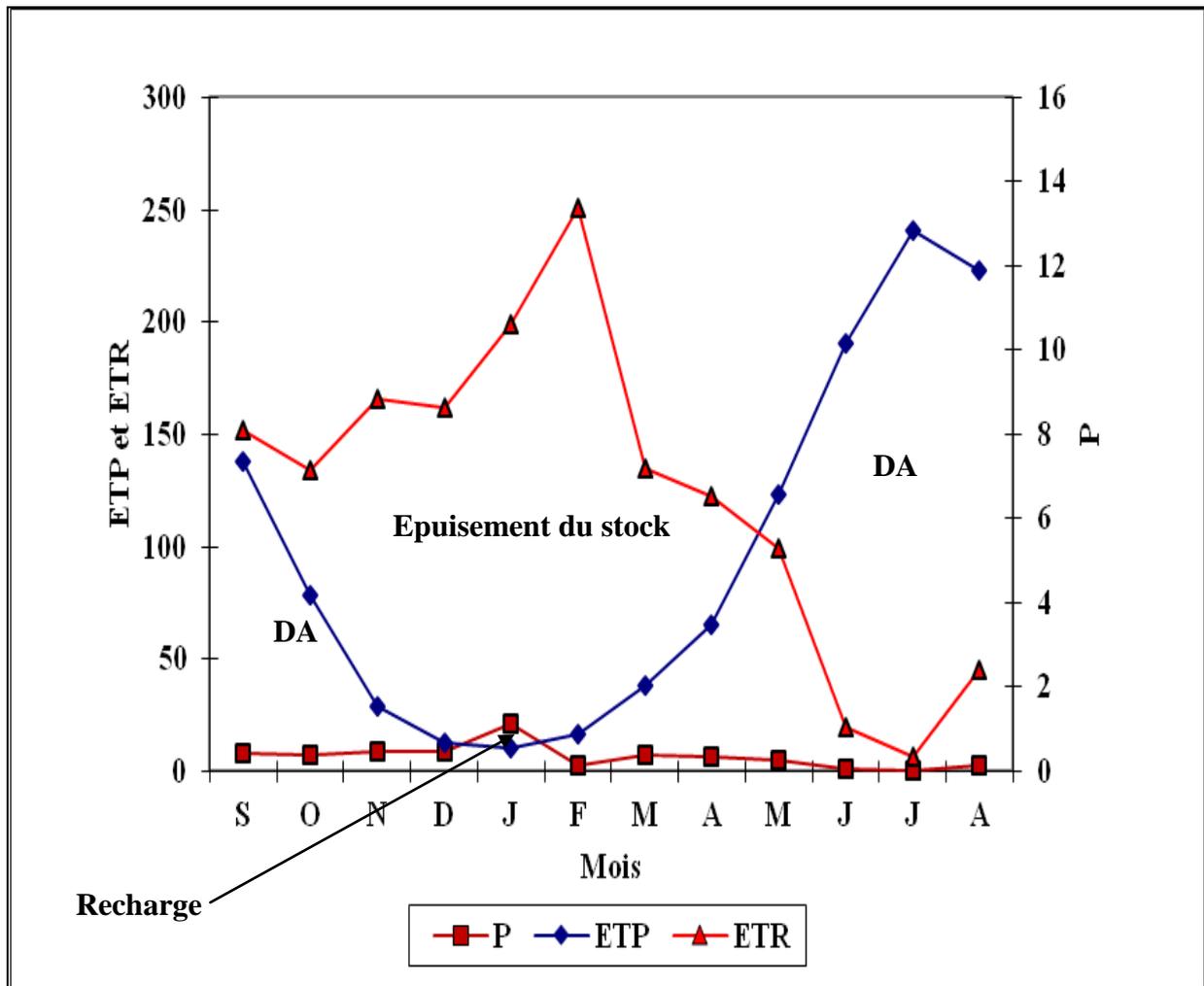


Figure 3-23 : Représentation graphique du bilan hydrologique selon la méthode de C.W.Thornthwaite station d'El Oued (1988 – 2010)

Tableau 3- 18 : Calcul du bilan hydrologique selon la méthode de C.W.Thornthwaite station de Touggourt (1988 – 2010)

Mois	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Total
P (mm)	6.60	7.20	7.43	6.57	18.97	3.01	6.48	6.60	4.52	0.97	0.69	2.93	
T °C	28.81	23.12	15.88	11.42	10.42	12.85	16.93	20.87	26.10	31.14	34.02	33.74	
K	1.03	0.97	0.88	0.86	0.88	0.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	
I	14.17	10.14	5.76	3.48	3.03	4.17	6.35	8.68	12.2	15.95	18.21	18.01	120.15
ETP (mm)	137.11	75.24	27.57	12.15	10.05	16.20	37.85	66.63	124.14	192.08	241.99	224.23	1165.25
P-ETP	-130.51	-68.04	-20.14	-5.58	8.92	-13.19	-31.97	-60.03	-119.62	-191.11	-241.3	-221.3	
RFU (mm)	0	0	0	0	8.92	0	0	0	0	0	0	0	8.92
ETR (mm)	6.60	7.20	7.43	6.57	10.05	11.01	6.48	6.60	4.52	0.97	0.69	2.93	71.97
Exc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DA	130.51	198.55	218.69	224.27	215.35	228.54	259.91	319.94	439.56	630.67	871.97	1093.27	1093.27

Formules de vérification :

$$1. \sum P = \sum ETR + \sum Exc \quad \text{on a} \quad \sum ETR + \sum Exc = 71.97 + 00$$

$$= 71.97 = \sum P$$

$$2. \sum ETP = \sum ETR + \sum DA \quad \text{on a} \quad \sum ETR + \sum DA = 71.97 + 1093.27$$

$$= 1165.24 = \sum ETP$$

Tableau 3- 19 : Calcul du bilan hydrologique selon la méthode de C.W.Thornthwaite station d'El Oued (1988 – 2010)

Mois	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Total
P (mm)	8.10	7.15	8.85	8.63	21	2.97	7.19	6.55	5.29	1.05	0.35	2.42	79.53
T °C	29.01	23.49	16.30	11.71	10.83	13.15	17.14	20.93	26.10	31.05	33.95	33.76	
K	1.03	0.97	0.88	0.86	0.88	0.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	
I	14.32	10.41	5.98	3.62	3.23	4.32	6.46	8.75	12.2	15.87	18.17	18.01	121.34
ETP (mm)	138.11	78.18	28.76	12.77	10.60	16.60	38.11	65.50	123.26	190.28	240.74	222.99	1165.90
P-ETP	-130.01	-71.03	-19.91	-4.14	10.4	-13.63	-30.92	-58.95	-117.97	-189.23	-249.39	-220.57	
RFU (mm)	0	0	0	0	10.40	0	0	0	0	0	0	0	
ETR (mm)	8.10	7.15	8.85	8.63	10.60	13.37	7.19	6.55	5.29	1.05	0.35	2.42	79.55
Exc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DA	130.01	201.04	220.95	225.09	214.69	228.32	259.24	318.19	436.16	625.39	865.78	1086.35	1086.35

Formules de vérification :

$$1. \sum P = \sum ETR + \sum Exc \quad \text{On a} \quad \sum ETR + \sum Exc = 79.53 + 00 \\ = 79.53 = \sum P$$

$$2. \sum ETP = \sum ETR + \sum DA \quad \text{On a} \quad \sum ETR + \sum DA = 79.53 + 1086.35 \\ = 1165.88 = \sum ETP$$

11. Conclusion

Le climat de la région d'Oued Righ est connu par son irrégularité, les conditions varient d'une année à l'autre. Cette irrégularité est marquée notamment par des pluies très faibles et des températures trop élevées.

En fonction des données (pluies, températures et évaporation), nous sommes en mesure d'affirmer, que le climat d'Oued Righ est de type Saharien hyperaride, il est donc caractérisé par une grande aridité et deux périodes différentes :

L'une est sèche et chaude se prolonge entre le mois de Mars et Novembre et l'autre est humide et froide s'étale entre Novembre et Février.

Le mois le plus humide est Décembre caractérisé par une forte humidité (avec une moyenne de 67.90%) et d'une faible insolation (avec une moyenne de 151.5 heures) et le mois le plus sec est juillet caractérisé par une faible humidité (avec une moyenne de 31.67%), l'insolation est très élevée (avec une moyenne de 219.7 heures).

L'aridité ne se constate pas seulement en fonction du manque de pluie, mais aussi par une forte évaporation qui résulte d'une insolation, qui est elle-même la conséquence de la faiblesse des précipitations et de l'humidité de l'air.

Le calcul du bilan hydrologique permet de faire les constatations suivantes :

La moyenne annuelle de l'ETP est de 1165.90 mm/an à El Oued et 1165.25mm/an à Touggourt, l'ETP est supérieur à l'ETR, ce qui atteste d'un déficit couvrant toute l'année, de ce fait la réserve utile du sol n'atteindra jamais son maximum, ce qui entraîne l'absence de l'écoulement superficiel, ni l'infiltration de l'eau vers la nappe.

Chapitre 4

HYDROGEOLOGIE DU SYSTEME AQUIFERE DU SAHARA SEPTENTRIONAL

Hydrogéologie du Système Aquifère du Sahara Septentrional

Ce chapitre présente l'étude hydrogéologique de la zone d'étude, consiste à définir les différents aquifères et leur comportement hydrodynamique; permettre l'établissement des relations entre la géologie et les eaux souterraines.

1. Hydrogéologie du Sahara Septentrional

Le Sahara renferme d'importantes réserves d'eaux souterraines. Certains auteurs pensent que les eaux des nappes du Sahara sont fossiles (Burdon, 1977 ; Margat et Saad, 1982 et 1984 ; Margat, 1990), c'est-à-dire qu'elles se sont infiltrées et accumulées au cours des temps géologiques, leur alimentation s'est poursuivie au cours des périodes pluvieuses du quaternaire par infiltration sur les affleurements des couches perméables jusqu'à débordement de ces derniers, et que le niveau actuel des nappes traduit le résultat d'un tarissement depuis l'holocène (Pizzi et Sartoli, 1984). Pour d'autres, par contre, il existe une recharge actuelle des nappes sahariennes. Cette alimentation se manifeste lorsque certaines conditions climatiques, topographiques et géologiques sont réunies (Dubief, 1953).

2. Le Système aquifère du Sahara Septentrional (SASS)

Le système Aquifère du Sahara Septentrional « SASS » (OSS, 2003) s'étend sur une vaste zone dont les limites sont situées en Algérie, Tunisie et Libye (Fig.4-1et 4-2). Ce bassin renferme une série de couches aquifères qui ont été regroupées en deux réservoirs appelés le Continental Intercalaire (CI) et le complexe terminal (CT). Le domaine du SASS couvre une superficie d'environ 1.000.000 de km² dont 700000 km² se trouvent en Algérie, 80.000 en Tunisie, et 250.000 en Libye et s'étend du Nord au Sud, depuis l'Atlas saharien jusqu'aux affleurements du Tidikelt et du rebord méridional du Tinrhert, et d'Ouest en Est depuis la vallée du Guir-Saoura jusqu'au Graben de Hun en Libye.

Ce bassin se subdivise en trois sous-entités : les deux sous-bassins du Grand Erg Occidental et du Grand Erg Oriental qui sont des cuvettes à écoulement endoréique aboutissant dans des dépressions fermées «chotts et sebkhas», et le plateau de la Hamada El Hamra. Il sera procédé, ici, à la description des principales formations géologiques du Sahara septentrional, à la schématisation du multicouche saharien et à l'estimation des réserves (Babasy, 2005).

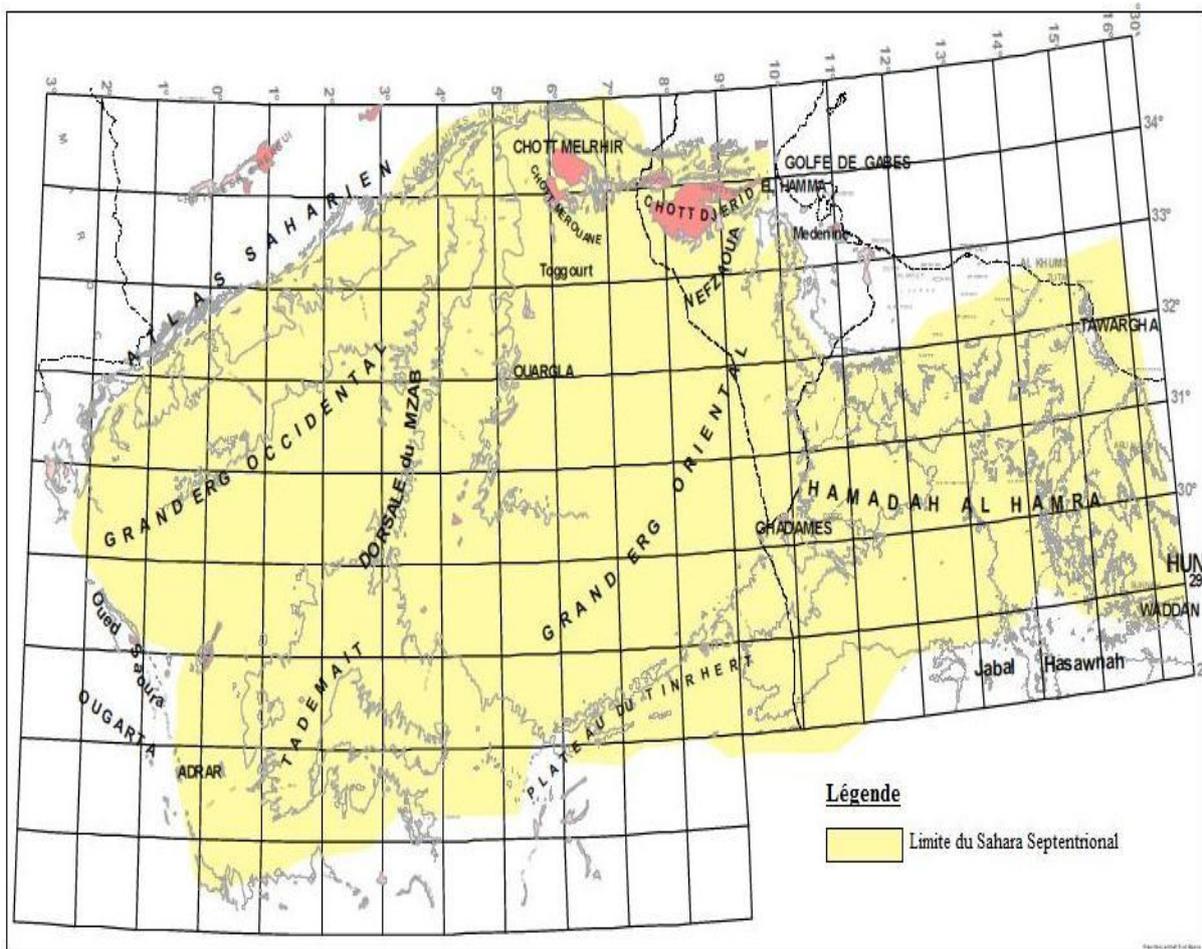


Figure 4-1 : Carte du Sahara septentrional (OSS, 2003)

3. Description des principales formations du Sahara septentrional

La carte ci-dessous (Fig.4-3) montre les affleurements des formations géologiques.

Les rapports OSS (2003 a et b) présentent bien les nappes du CI et du CT et contiennent une bonne synthèse géologique tirée de différentes études. Nous rappelons ci-dessous les définitions des nappes du CI et du CT et résumons cette synthèse géologique tout en rappelant les sources.

Le terme « *Continental intercalaire* » désigne un épisode continental localisé entre deux cycles sédimentaires marins :

- à la base, le cycle du paléozoïque qui achève l’orogénèse hercynienne,
- au sommet, le cycle du crétacé supérieur, résultat de la transgression cénomaniennne.

Le complexe terminal est, quant à lui, un ensemble assez peu homogène incluant des formations carbonatées du crétacé supérieur et des épisodes détritiques du tertiaire, principalement du miocène (Busson, 1970 ; Fabre, 1976).

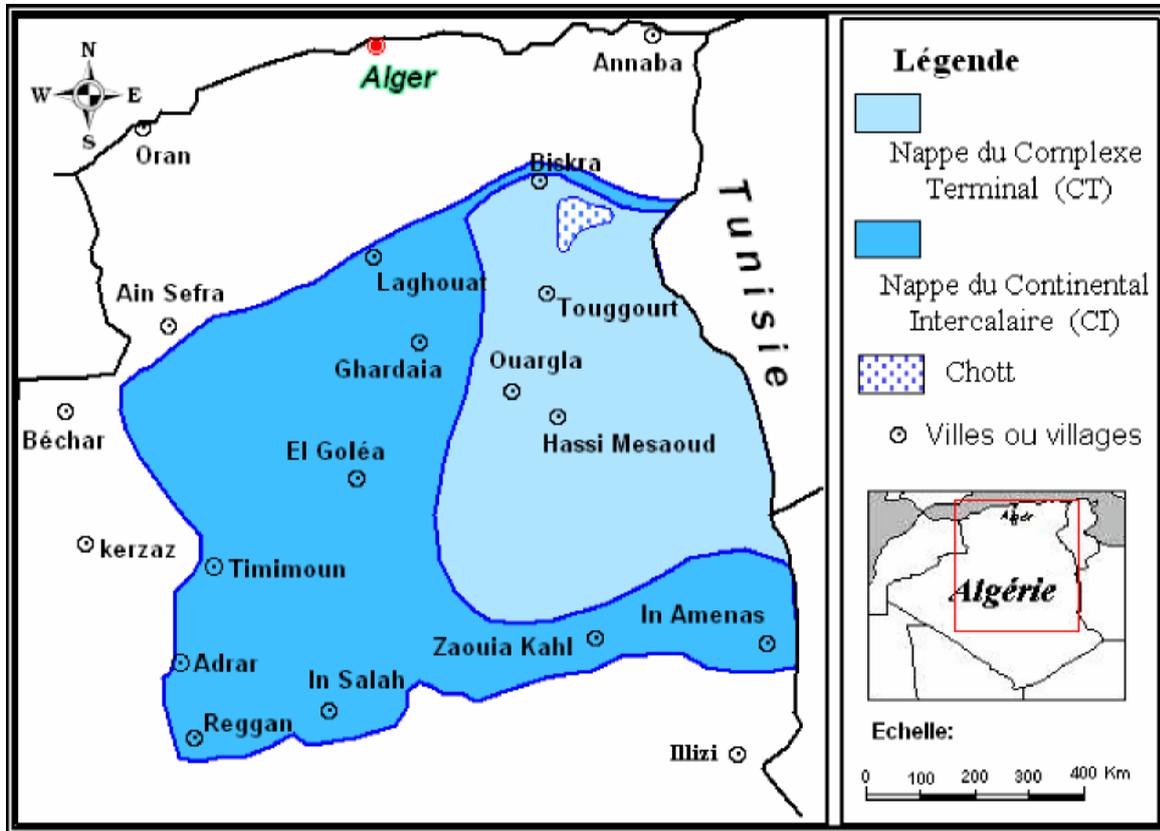


Figure 4-2 : Délimitation du "SASS" en Algérie (OSS, 2003)

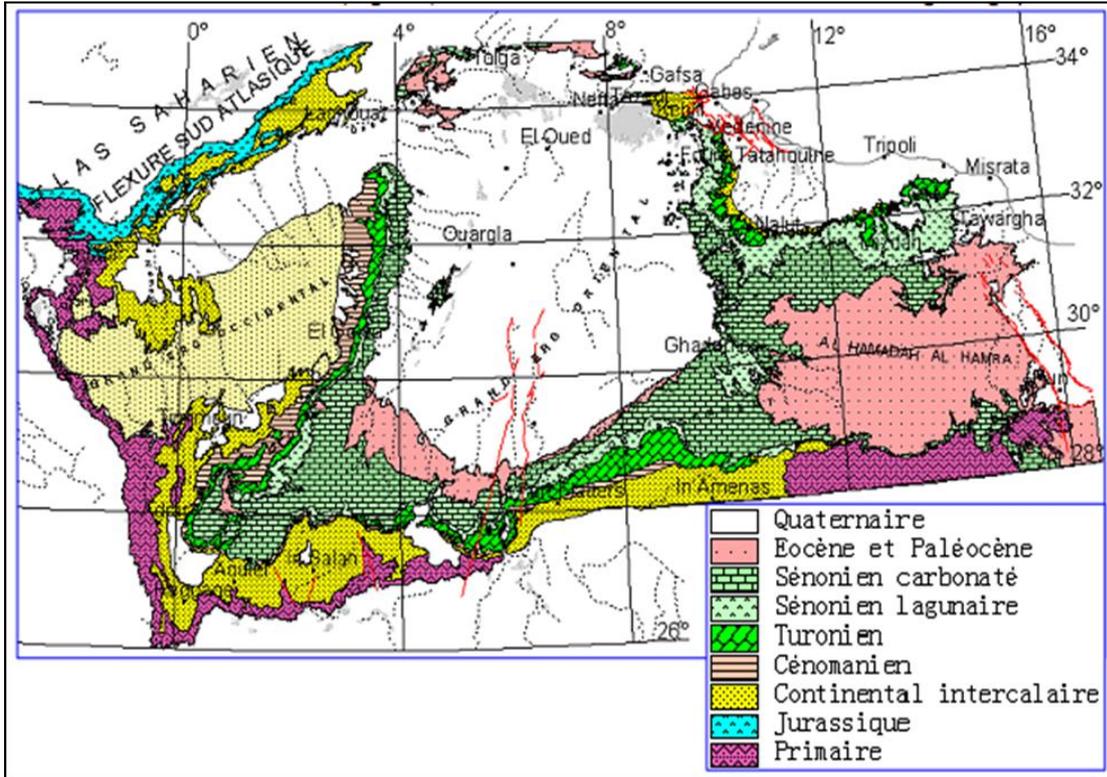


Figure 4-3 : Carte géologique du SASS (OSS, 2003)

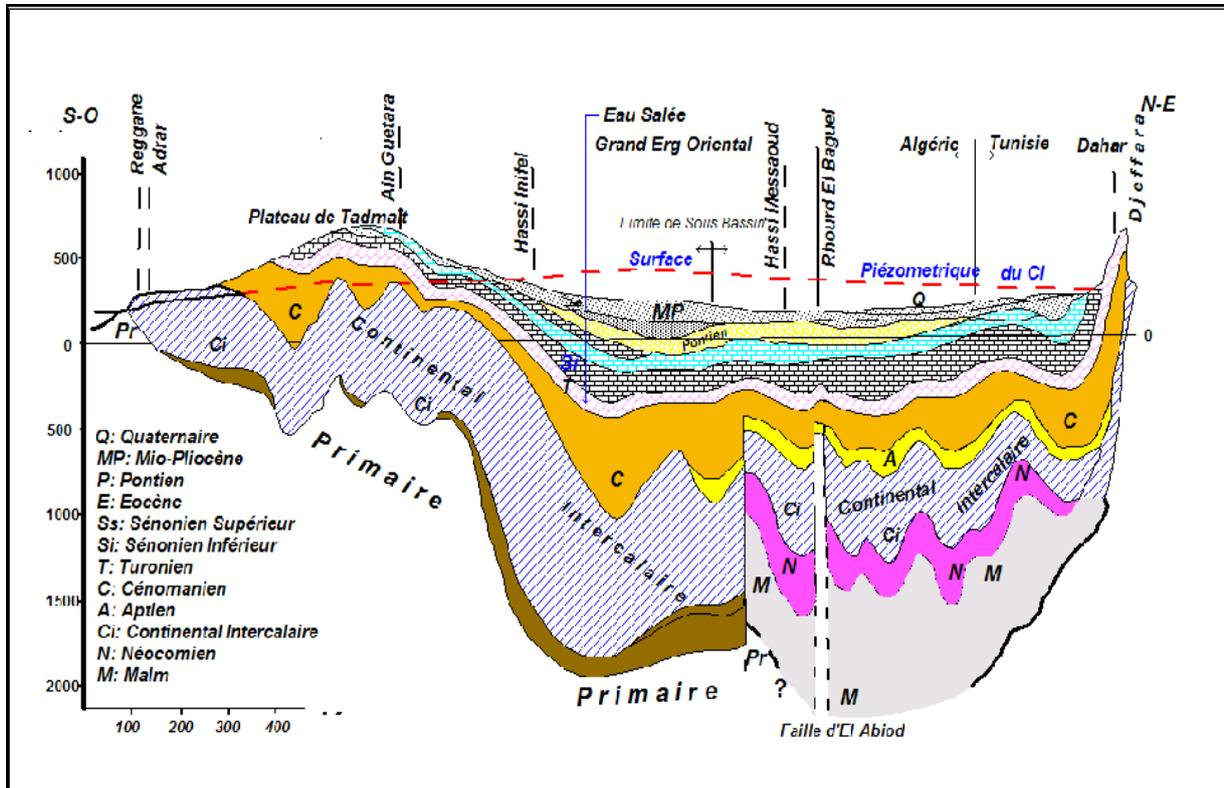


Figure 4-4 : Coupe hydrogéologique synthétique du Sahara septentrional (UNESCO, 1972)

3.1. Le Continental Intercalaire "CI"

Directement surmonté par les argiles et carbonates du cénomanien (Fig.4-4), les formations du "CI" s'étendent jusqu'en bordure de la plate-forme, en une auréole continue d'El Goléa jusqu'à la limite sud de la Hamada El Hamra. Au Nord-Ouest du bassin, le "CI" affleure tout au long de l'atlas saharien et au Nord-Est au pied de la falaise du Dahar et du Jebel Nefuzoua. Plus au Sud, le "CI" repose directement sur les formations marines du paléozoïque, lequel forme en affleurement une ceinture continue allant de la frontière marocaine, à la limite N-W du bassin, jusqu'à la ville de Hun à l'extrême S-E de la région.

L'examen de la carte des affleurements géologiques (Fig.4-3) permet donc de définir le continental intercalaire comme l'ensemble continental compris entre les plissements hercyniens, qui ont chassé la mer de la plate-forme saharienne et l'invasion marine du crétacé supérieur. Cet ensemble comprend majoritairement les formations continentales grésos-argileuses du crétacé inférieur, auxquelles l'étude des coupes de forages a permis d'associer des sédiments marins ou lagunaires, post-paléozoïques et anté-cénomaniens intercalés au sein du "CI".

Cette définition du Continental intercalaire, qui constitue la formation aquifère la plus étendue de la région, détermine les limites attribuées à la zone d'étude du Système Aquifère du Sahara Septentrional "SASS" (OSS, 2003 a et b). Ces limites, fondées à la fois sur l'étude des affleurements géologiques et sur l'étude des sondages, sont :

- au Nord-Ouest, le versant Sud de l'Atlas saharien, marqué en affleurement par le contact Albien-Cénomanien;
- A l'Ouest Sud-Ouest, la limite des affleurements paléozoïques de l'Ougarta, marquée par le cours des oueds Zousfana et Saoura.
- Au Sud, la limite d'affleurement du CI sur le paléozoïque, allant en continuité d'Adrar à Hun, décrivant les limites septentrionales des Tassilis et du Djebel Hassaouna.
- Au Nord, l'accident sud Atlasique au Nord des Chotts, relayé vers le golfe de Gabès par la faille d'El Hamma - Médenine.
- Au Nord Est, les affleurements du Continental Intercalaire au pied de la falaise du Dahar et du Jebel Nefuzoua.
- A l'Est, les formations aquifères du Crétacé inférieur se prolongent bien au-delà du graben de Hun. Mais à l'Est du Méridien 16° et en passant au bassin de Syrte, les eaux du CI deviennent saumâtres : c'est ce passage qui a été adopté comme limite de la zone d'étude de la nappe d'eau douce du CI (OSS, 2003b).

3.1.1. Géométrie du "CI" : (Fig.4-5)

L'épaisseur utile totale de ce réservoir (épaisseur des dépôts perméables à eau douce) dépasse 250 m dans la plus grande partie du système étudié. Elle atteint 1000 m au Nord-Ouest (Ouest de Ghardaïa) et au Centre (Ouest de la dorsale primaire d'Amguid). Elle tombe à une centaine de mètres au Nord, dans le secteur du Chott EL Gharsa, localement sous le Grand Erg Oriental (Ouest d'El Borma), et en Libye sous J. Nefuzoua.

La nappe du "CI" est libre dans les zones d'affleurement, captive non jaillissante sous le Grand Erg Occidental, le M'Zab, le Tademaït, le Grand Sud Tunisien et la Hamada El Hamra; fortement artésienne jaillissante (avec des températures élevées) sur tout le domaine Oued Rhir, Souf, Djérid, Grand Erg Oriental et Chott Fedjaj.

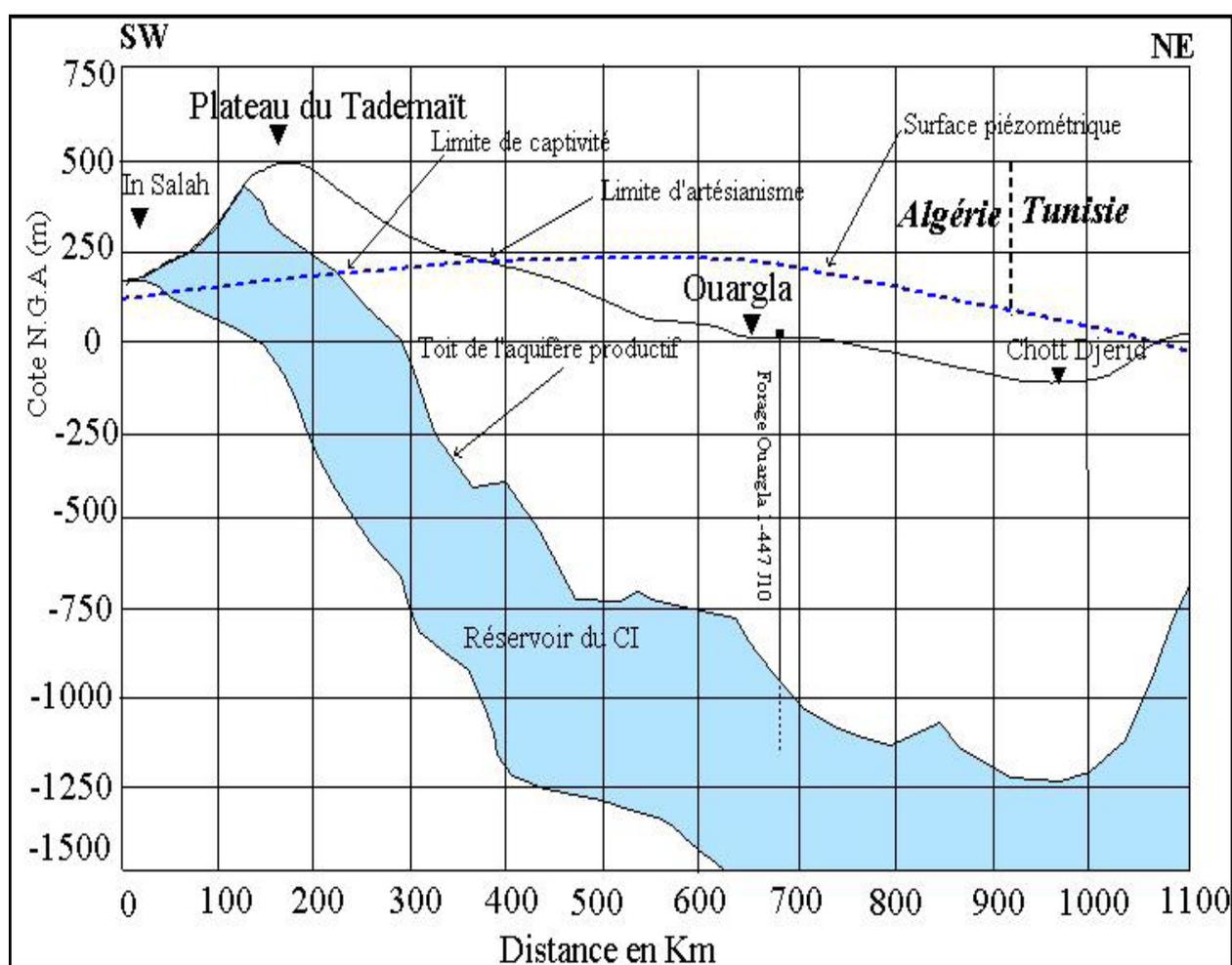


Figure 4-5 : Coupe hydrogéologique transversale du "CI" (UNESCO, 1972)

3.1.2. Piézométrie du Continental intercalaire

Les études de Cornet (1964), ERESS (1972 b), Pallas (1978 b), Geomath (1994), ont ainsi été mises à contribution pour l'élaboration de la carte piézométrique du Continental

intercalaire (Fig.4-6). Cette carte définit les écoulements de la nappe du Continental Intercalaire à l'état « naturel », peu ou pas influencé par les pompages.

L'examen de la carte piézométrique de référence du CI (Fig.4-6) met en évidence les zones d'alimentation, indiquées par les directions d'écoulement. Il s'agit :

- du piémont sud atlasique au Nord-Ouest,
- du Tinrhert au Sud
- du Dahar à l'Est
- du J. Nafuzoua au Nord-Est
- du J. Hassawna où la piézométrie du Kikla se raccorde parfaitement à la piézométrie de la nappe du cambro-ordovicien qui présente, sur le Jebel Hassawna, un dôme à la cote 350 m drainé vers le Sud, par le Wadi ash Shati et vers le Nord par la nappe du continental intercalaire.

Les zones exutoires, suggérées par les points d'aboutissement des lignes de courant dessinées par la carte piézométrique sont :

- le Touat-Gourara et le Tidikelt,
- l'exutoire tunisien marqué par la faille d'El Hamma,
- l'exutoire libyen au niveau d'Ain Tawargha.
- L'anomalie piézométrique, sur la dorsale d'Amguid, ne peut être expliquée que par une drainance verticale vers le Complexe Terminal, à travers les failles de cette zone.

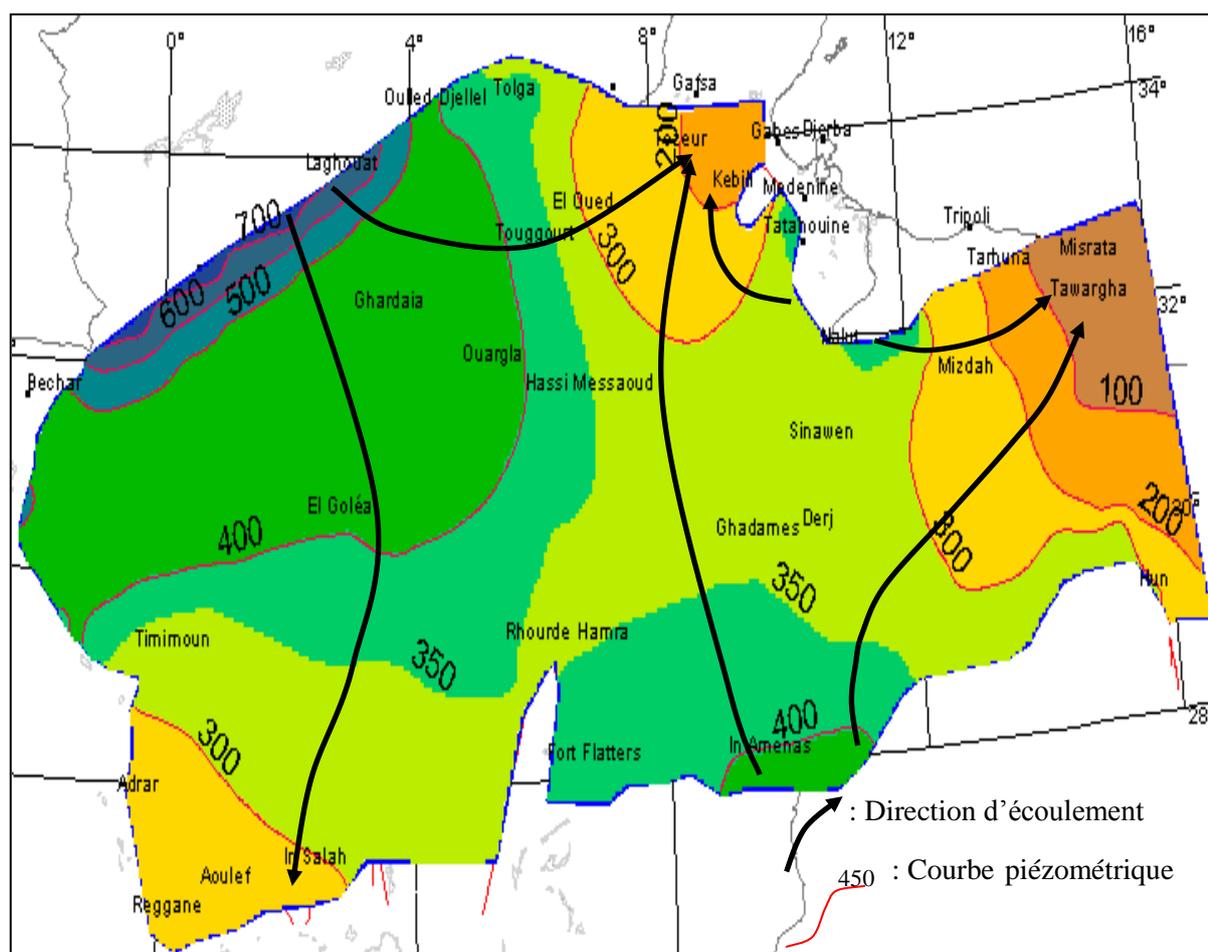


Figure 4-6 : Carte piézométrique de référence du continental intercalaire (OSS, 2003 a et b)

3.1.3. La recharge

L'essentiel des ressources de cet énorme réservoir correspond à de l'eau infiltrée au cours des périodes pluvieuses du quaternaire : il s'agit donc des ressources fossiles.

Cependant, une recharge actuelle s'effectue (Fig.4-7) :

- de façon directe par infiltration des ruissellements qui se produisent sur les zones périphériques d'affleurement, notamment :
 - ❖ dans le piémont de l'Atlas Saharien (secteur Nord-Ouest),
 - ❖ dans le massif du Dahar (Tunisie),
 - ❖ sur les rebords Ouest (Touat, Gourara) et Sud (Tidikelt) du plateau du Tademaït, ainsi que sur le rebord Sud du plateau du Tinhert et sa prolongation en Libye jusqu'au Jebel Fezzan,

- indirectement dans le Grand Erg Occidental au travers des sables dunaires et du Complexe Terminal, dans la région où il n'existe pas de séparation imperméable entre les deux réservoirs.

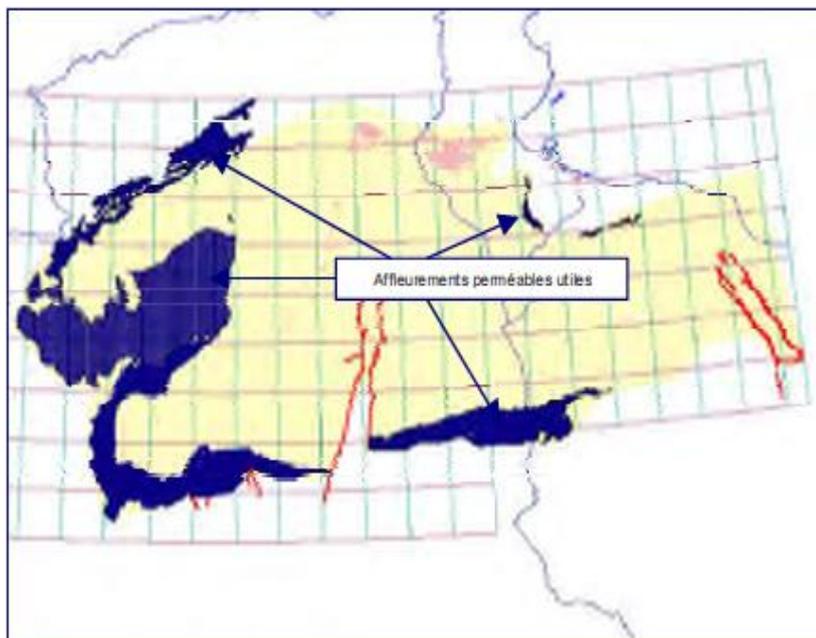


Figure 4-7 : Affleurements perméables utiles du continental intercalaire (OSS, 2003)

3.1.4. L'écoulement

L'écoulement d'ensemble se produit :

- dans le sens Nord-Sud, c'est-à-dire du piedmont de l'Atlas vers les zones d'affleurement (et d'exutoire) des rebords du plateau du Tademaït à l'Ouest,
- dans le sens Sud-Nord, à l'Est du rebord Sud du plateau du Tinhert vers le Grand Erg Oriental et de la Hamada Al Hamra vers le Djebel Nefuzoua,
- dans le sens Ouest-Est au Nord-Est, où les eaux en provenance du Sud (Dahar et Grand Erg Oriental) convergent avec celles en provenance du Nord (Atlas) vers l'exutoire tunisien.

Les failles qui bordent la dorsale d'Amguid-El Biod et affectent le Continental intercalaire ne constituent pas à proprement parler de barrières hydrauliques, puisque l'écoulement leur est, dans cette zone, parallèle (c'est-à-dire Nord-Sud). Elles constitueraient donc plutôt des drains, mais la rareté des données le concernant ne permet pas de préciser ce point.

La nappe est libre sur les zones d'affleurement, semi-captive ou plus généralement captive non jaillissante sous le Grand Erg Occidental, le M'Zab, le Tademaït, le Grand Sud Tunisien et la Hamada Al Hamra, fortement artésienne jaillissante (avec des températures élevées) sur tout le domaine Oued Righ - Souf - Djerid - Grand Erg Oriental.

3.1.5. Les exutoires

a. Les exutoires naturels

- Les bordures occidentales et méridionales du Tademaït constituent une zone d'exutoire naturel importante, probablement jalonnée anciennement par des sources, dont les foggaras ont pris la relève. L'eau non captée s'évapore dans un chapelet de sebkhas qui occupent le fond des dépressions du Gourara, du Touat et du Tidikelt.
- La seconde grande zone d'exutoire naturel se situe en Tunisie. Elle consiste en des remontées verticales par failles dans la zone du Chott Fedjaj et a un écoulement vers la nappe de la Geffara tunisienne par l'intermédiaire des failles d'El Hamma et de Medenine.
- Par ailleurs, des transferts verticaux à partir du Continental Intercalaire vers le Complexe Terminal existent peut-être à la faveur des fractures qui jalonnent la dorsale d'Amguid - El Biod. Sur le reste du domaine, mise à part la zone de communication possible avec le Complexe Terminal sur le Grand Erg Occidental, le toit de la formation, constitué d'une épaisse couche d'argile et d'anhydrite, est parfaitement imperméable et isole complètement les deux réservoirs.

b. Les exutoires artificiels

- L'exploitation du Continental Intercalaire s'est d'abord effectuée, depuis de longs siècles, par le système traditionnel des foggaras, introduit sur la bordure du plateau du Tademaït dès le X^e siècle.
- Leur débit total, connu au travers de campagnes de mesures effectuées en 1932-1950 et 1960, est resté invariable jusqu'aux années 1970, et de l'ordre de 3,6 m³/s. Les premiers forages artésiens ont été d'autre part réalisés vers la fin du siècle dernier (El Golea, In Salah), mais leur débit est resté faible (250-300 l/s) jusqu'en 1950. La réalisation des premiers grands forages (Zelfana, Guerrara, Ouargla, O. Righ) a ensuite rapidement porté le débit d'exhaure à 3 m³/s (1970).

Actuellement, le débit total exploité (Algérie + Tunisie) au travers de quelques 1200 forages atteint 19 m³/s ; en conséquence l'artésianisme a régressé dans les régions fortement exploitées (10 à 50 m de baisse entre 1950 et l'actuel¹, peut-être jusqu'à 100 m localement à Touggourt) mais reste important dans tout le secteur central du bassin, où il dépasse 15 bars, et atteint encore 20 bars localement.

3.2. Le Complexe terminal

Selon la définition de Kilian (1931), le terme « Continental terminal » désignait les formations continentales, sableuses et argileuses du Mio-pliocène. Mais d'après Bel et Demargne (1966) : « La nappe du Continental Terminal contenue dans les sables du Mio-pliocène est plus ou moins en relation avec les nappes de l'Eocène, du Sénonien et du Turonien, de sorte qu'à l'échelle de l'ensemble du Sahara, on peut considérer que ces différents niveaux forment une seule et même nappe, la nappe du Continental terminal, par opposition au Continental intercalaire ».

Le « Complexe terminal », appellation publiée pour la première fois par Bel et Cuhe (1969) : ce terme de « nappe du Complexe terminal » qui groupe sous une même dénomination plusieurs aquifères situés dans des formations géologiques différentes, a été retenu car ces nappes font bien partie d'un même ensemble hydraulique. Les intercommunications entre Sénonien, Eocène et Mio-pliocène sont évidentes sur l'ensemble du bassin, à l'exception de la région des chotts où l'Eocène moyen et supérieur imperméable vient s'intercaler. La nappe turonienne est plus individualisée par suite de la couverture imperméable du Sénonien lagunaire. Cependant, ses niveaux concordent avec ceux du Sénonien ou du Mio-pliocène sur la bordure du bassin.

Le Complexe terminal affleure aux endroits suivants :

- au Nord, dans le sillon des chotts algéro-tunisiens
- à l'Est, le long du flanc oriental du Dahar et du J. Nafuzoua,
- au Sud, sur les plateaux de Tinrhert et de Tademaït,
- à l'Ouest, sur la dorsale du M'zab.

La profondeur du "CT" est comprise entre 100 et 600 m et sa puissance moyenne est de l'ordre de 300 m (Fig.4-8).

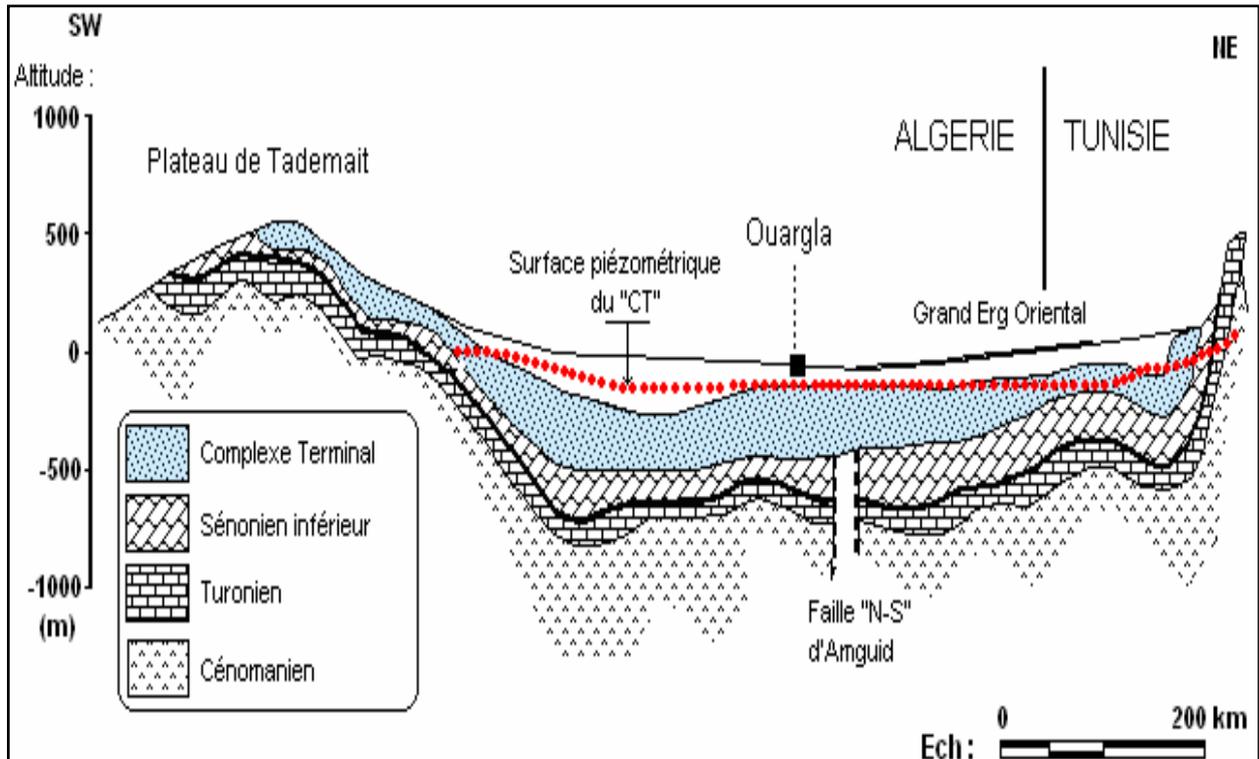


Figure 4-8 : Coupe hydrogéologique transversale du "CT" (UNESCO, 1972)

3.2.1. Piézométrie du complexe terminal

Comme pour le CI, la construction de la carte piézométrique du Complexe Terminal est le résultat de l'accumulation des contributions successives élaborées depuis la publication par Cornet (1964) de la première carte piézométrique couvrant tout le « Continental terminal » du Sahara. Parmi les contributions les plus significatives, on peut citer notamment Bel et Cuhe (1969), le Projet ERESS (1972 c), Levassor (1975), Gefli (1978), Pallas (1978 b), Idrotecnico (1982b), Srivastava (1981), Armines-enit (1984), Mamou (1990), Geomath (1994). L'ensemble de ces travaux a permis de dresser une carte piézométrique « initiale » ou encore peu influencée, à l'échelle du bassin du Sahara septentrional (Fig.4-8). Les valeurs ponctuelles relativement anciennes, ayant servi à cet effet, proviennent des références qui précèdent, des archives des services nationaux et de la base de données du projet SASS.

Cette piézométrie a intéressé, en Algérie et en Tunisie, les formations calcaires sénoniennes et éocènes ainsi que les sables du Pontien (Oued Rhir et Djérid). La piézométrie de ces formations, assez souvent en relais hydrogéologiques, se raccorde parfaitement et permet d'avoir la continuité de l'écoulement souterrain en passant d'une zone à l'autre (OSS, 2003).

En Tunisie, la piézométrie des calcaires du Turonien se confond dans la région de la presqu'île de Kébili avec celle des calcaires sénoniens. En Algérie, en dehors de la région de Hassi Messaoud, le Turonien n'est pas un bon aquifère.

En Libye, la piézométrie du CT concerne plutôt les calcaires et dolomies de la formation Nalut (Turonien) et parfois de la formation Mizdah (Sénonien).

L'examen de la carte piézométrique du CT (Fig.4-9) met en évidence les zones d'alimentation des nappes du CT, à savoir :

- l'Atlas saharien au Nord-Ouest ;
- le Dahar à l'Est ;
- le J. Nafuzoua au Nord-Est ;
- le Tinrhert au Sud.

Les zones exutoires sont principalement centrées sur les Chotts algéro-tunisiens (Chotts Marouan-Melrhir en Algérie et Gharsa-Djérid en Tunisie) et sur le Golfe de Syrte entre Misrata et Buwayrat Al Hasun.

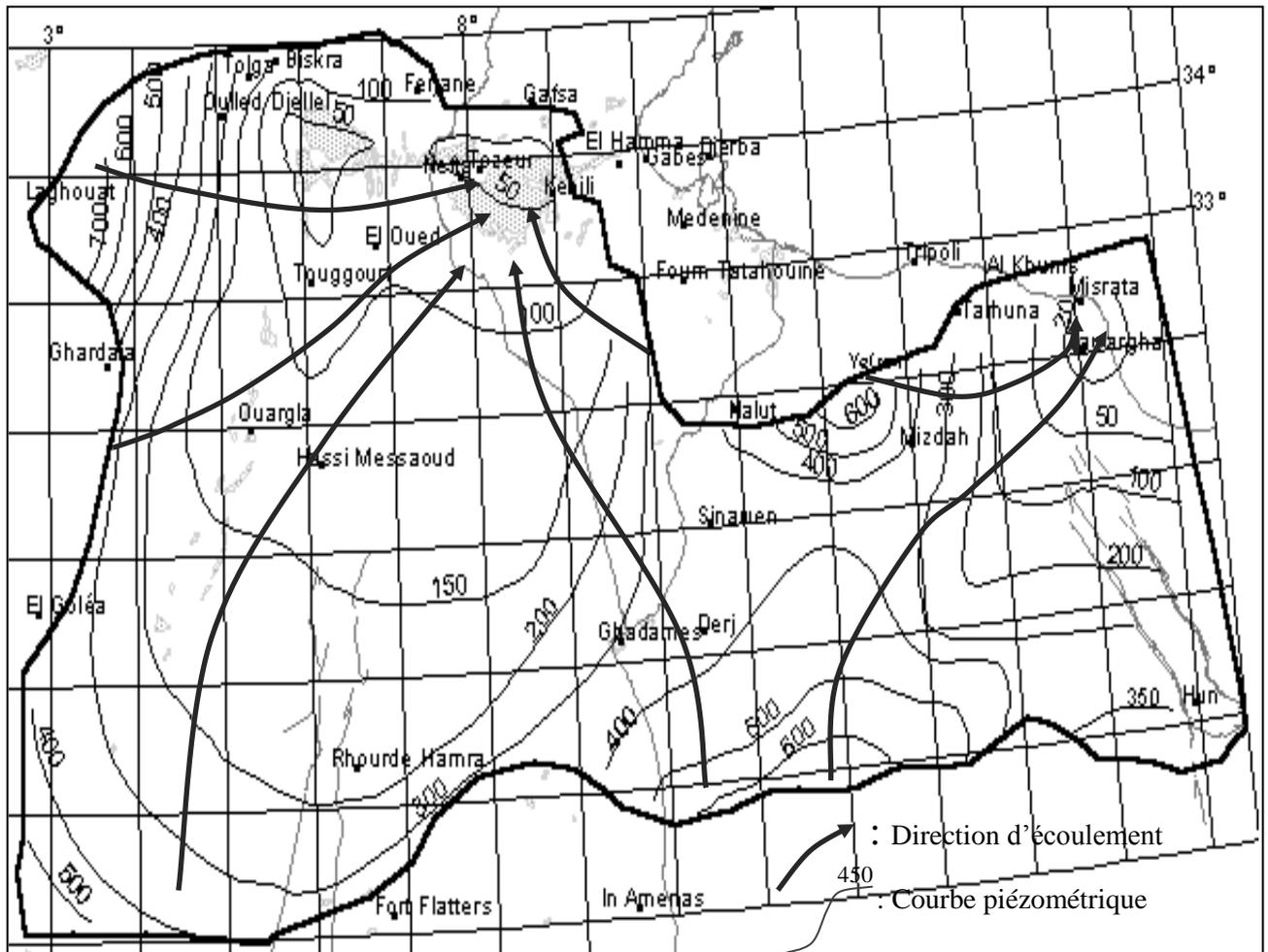


Figure 4-9 : Carte piézométrique de référence du Complexe Terminal (OSS, 2003a et b)

3.2.2. La recharge

Comme pour le Continental Intercalaire, l'essentiel du remplissage du réservoir s'est effectué pendant les périodes pluvieuses du quaternaire. Cependant, la permanence d'une certaine alimentation actuelle est vraisemblable en plusieurs régions :

- sur les bordures relativement arrosées du bassin, par infiltration directe sur les affleurements calcaires (Sénonien, Eocène inférieur, Turonien), ou au travers des nappes d'inféro-flux des oueds : bordure Sud-Atlassique, M'Zab, Djebel Tebaga, Dahar, Djebel Nefuzoua),
- dans les deux grands Ergs (Occidental et Oriental), par infiltration de pluies exceptionnelles au travers des formations dunaires perméables.

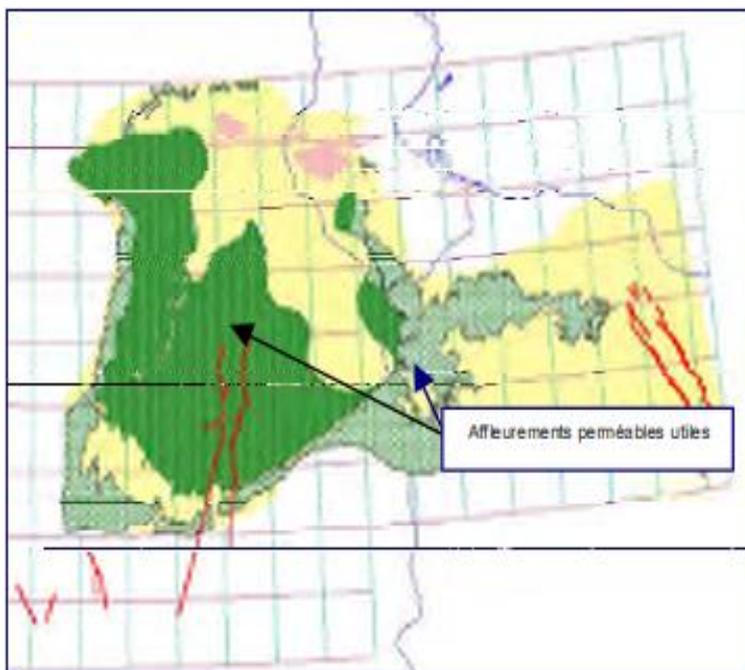


Figure 4-10 : Aflurements perméables utiles du complexe terminal (OSS, 2003)

3.2.3. L'écoulement

Dans le bassin Occidental, l'écoulement se produit des zones d'aflurement du piedmont vers le Sud (limite Sud du Grand Erg et zone d'aflurement du Continental Intercalaire). À l'extrême Ouest, une partie de cet écoulement est interceptée vers le sillon de la Saoura.

À partir de la dorsale du M'Zab, l'ensemble de l'écoulement converge vers la zone des Chotts (c'est-à-dire qu'il se renverse et, s'effectue du Sud vers le Nord sous le Grand Erg Oriental).

Dans le Sud tunisien et en Libye cette direction d'écoulement vers le Nord-Ouest puis vers le Nord se poursuit, avec un fort gradient en Libye par suite de la réduction de la transmissivité du réservoir.

3.2.4. Les exutoires

a. Les exutoires naturels

Les premiers exutoires naturels de la nappe étaient constitués par des sources, en particulier celles qui ont été le siège de l'implantation humaine dans la vallée de l'Oued Righ et sur le pourtour des Chotts en Tunisie. Les premières se sont tariées progressivement au fil des siècles (la date de leur tarissement total se situe vers 1900), les secondes étant encore actives, bien qu'en forte récession (le débit total des sources alimentées par le Complexe

Terminal en Tunisie serait passé de 5 à 2,5 m³/s de 1900 à 1970 par suite du développement des pompages). Il reste également encore des sources, de débit beaucoup plus modeste, sur les bordures occidentales (vallée de la Saoura) et septentrionales (Zibans).

b. Les exutoires artificiels - Artésianisme

Le débit exploité à partir de puits artésiens, creusés à la main suivant des techniques ancestrales dans l'Oued Righ et dans la cuvette d'Ouargla atteignait déjà de l'ordre de 3,5 m³/s en 1900. Ce débit n'a pas cessé de croître, pour atteindre environ 28 m³/s en 1997.

Par contre, la diminution de la fraction artésienne du débit exploité est spectaculaire. De 100 % en 1990, elle est tombée à 58% en 1970 et à quelques % aujourd'hui. Il ne reste en effet plus guère d'artésianisme en Algérie, sauf en quelques secteurs très localisés (Ouest-Sud-Ouest de Djamaa, Nord-Est d'El Oued) et encore les pressions statiques ne dépassent-elles pas 1 bar.

4. Schématisation du multicouche saharien (OSS, 2003 a et 2003 b)

Le stade ultime de la simplification géologique du Sahara septentrional, à travers l'établissement des coupes-types séparément pour chacun des pays, puis l'établissement des corrélations lithostratigraphiques régionales, trouve sa matérialisation dans la confection du schéma du multicouche saharien (Fig.4-11).

Précisément, la dernière étape de lecture des coupes-types par pays a consisté à traduire la succession des équivalents lithostratigraphiques en termes d'« aquifères » et d'« aquitards ». Mises en vis à vis et rattachées à l'échelle stratigraphique, ces séries fournissent le schéma de la figure 4-8, où sont représentées en remplissages pointillés les formations aquifères à eau douce les plus significatives, en remplissages carrelés les aquifères à eau salée. Le reste des formations (formations semi-perméables, imperméables, aquifères de qualité médiocre) est sans remplissage.

Si l'on exclut les aquifères à eau salée du Trias, du Jurassique et du Néocomien en Algérie, du Trias gréseux en Libye (renfermant de l'eau douce, mais relativement bien isolée du reste des systèmes aquifères), on se trouve, sur la base de critères purement lithostratigraphiques, en présence de quatre grands niveaux aquifères superposés, certes d'inégale importance, et dont on perçoit clairement l'organisation verticale et les connexions régionales. On distingue de bas en haut :

- La nappe du Continental Intercalaire en Algérie-Tunisie, passant en Libye à la formation Kiklah-Aquifer qui inclut le Jurassique et le Crétacé inférieur.

- La nappe du Turonien en Algérie-Tunisie, passant en Libye à la formation Nalut-Aquifer.
- La nappe des calcaires en Algérie (Sénonien carbonaté+Eocène carbonaté), passant en Tunisie à la nappe des calcaires (inférieurs et supérieurs) de Nefzaoua, équivalent en Libye du Mizdah-Aquifer.
- La nappe des sables du Mio-pliocène en Algérie, passant en Tunisie à la nappe des sables pontiens du Djerid, ayant pour équivalent¹ en Libye les deux nappes respectivement de l'Aquitaniens et du Plio-quatenaire.

Unité stratigraphique		Aquifères & Aquitards		
		ALGERIE	TUNISIE	LIBYE
Pliocène	Miocène - Pliocène	2ème nappe des sables	Toit Imperméable	aquifère local
Miocène		semiperméable		semiperméable
Aquitainien		1ère nappe des SABLES	Nappe des SABLES du Djerid	aquifère
Oligocène		semiperméable		aquifère local
Eocène Moyen		Semi perméable	Semi perméable	aquifère médiocre
Eocène Inférieur		Nappe des CALCAIRES	aquifère non reconnu	
Paléocène			Semi perméable	
Senonien Sup	Maestrichtien		Nappe des Calcaires Sup de Nefzaoua	Upper Cretaceous - Paleocene : MIZDA Aquifer
	Campanien			
	Santonien			
Senonien Inférieur		Imperméable	Nappe Calcaires Inf/Nefzaoua	semiperméable
			Semi perméable	
Turonien		Nappe du TURONIEN	Nappe du TURONIEN	NALUT Aquifer
Cénomanién		Imperméable	Imperméable	imperméable
Albien		Nappe du CONTINENTAL INTERCALAIRE	Nappe du CONTINENTAL INTERCALAIRE	Jurassic - Lower Cretaceous : KIKLAH Aquifer
Aptien				
Barremien				
Néocomien				
Mésalm	Kimmeridgien	Nappe du Jurassique	semi-perméable	
	Callovo-Oxfordien		Nappe du JURASSIQUE	
Dogger	Bathonien			
Lias		Toit imperméable	Imperméable	imperméable
Keuper				
Muschelkalk				
Bundstandstein		Nappe salée du Trias	Nappe du TRIAS	Trias : AZIZIA Aquifer

Figure 4-11 : Schéma multicouche Saharien (OSS,2003)

5. Hydrogéologie de la zone d'étude

5.1. Introduction

La région d'étude fait partie du Sahara Septentrional recelé dans son sous-sol d'importantes réserves en eau contenues dans des aquifères superposées de la nappe superficielle dite libre à la nappe la plus profonde qui est l'Albien.

Le continental intercalaire, objet principal de cette étude, semble constituer le réservoir le plus prometteur en eaux thermales dans la région d'étude, est logé dans les formations du crétacé inférieur (Barrémien et Albien).

Administrativement la région d'Oued Righ fait partie de deux wilayas : la wilaya d'Ouargla et la wilaya d'El-Oued :

- Oued Righ Sud englobe les daïras de Témacine, Touggourt et Mégarine appartenant à la wilaya d'Ouargla
- Oued Righ Nord englobe les daïras de Djamaâ, et El-Meghaïer appartenant à la wilaya d'El-Oued.

Elle est limitée au Sud par le reste du territoire de la wilaya d'Ouargla, au Nord par les chotts et la wilaya de Biskra, à l'Est par la vallée du Souf et à l'Ouest par El Allia et une partie de la wilaya de Djelfa. La région de l'Oued Righ se caractérise par une large dépression allongée dans le sens Sud Nord. Les côtes topographiques moyennes sont entre 80 m à Touggourt et 0 m à El-Meghaïer. Mais il existe des cotes négatives aux alentours et au milieu du chott. Cette région regroupait jusqu'en 1998 près de 50 oasis couvrant 15000 ha répartis le long de la vallée de part et d'autre d'un axe qui prend la forme du canal collecteur de drainage.

5.2. Inventaire des forages de la région d'Oued Righ

Dans la région d'Oued Righ, l'eau souterraine représente l'unique source d'approvisionnement en eau potable, agricole et industrielle. Les ressources en eau souterraines de la région d'étude sont essentiellement logées dans deux principales nappes profondes : continental intercalaire et le complexe terminal. Au niveau de cette zone, il a été possible de répertorier les principales ressources en eaux souterraines en trois zones : vallée Oued Righ Sud, vallée Oued Righ Nord et Hors vallée.

D'après l'inventaire effectué par la direction régional Sud-Est (Ouargla) en 2004, le nombre de forages inventoriés a pratiquement augmenté puisqu'il a atteint 892 ouvrages par rapport à l'inventaire 1975 où le nombre de forages était de 329.

Avec un nombre de forages atteignant 425 forages à Oued Righ Sud, 423 à Oued Righ Nord et 44 à hors vallée.

Le nombre de forages captant la nappe continental intercalaire dans la région d'Oued Righ est de 23 forages en 2004, répartis comme suit :

- 6 forages au niveau de la vallée d'Oued Righ Sud destinés à l'alimentation en eau potable (AEP) ;
- 11 forages au niveau de la vallée d'Oued Righ Nord destinés à l'irrigation sauf celui de Djamaa qui est exploité pour l'AEP ;
- les autres 6 forages sont logés dans la zone hors vallée (5 forages à M'rara et 1 forage à Taibet).

Le nombre total de forages exploitant la nappe complexe terminal dans la région d'étude est de 730 forages dont la quasi-totalité est destinée à l'irrigation (706 forages), ces forages se répartissent d'après les données de l'ANRH en 360 forages à Oued Righ Nord ; 331 forages à Oued Righ Sud et 15 forages à hors vallée.

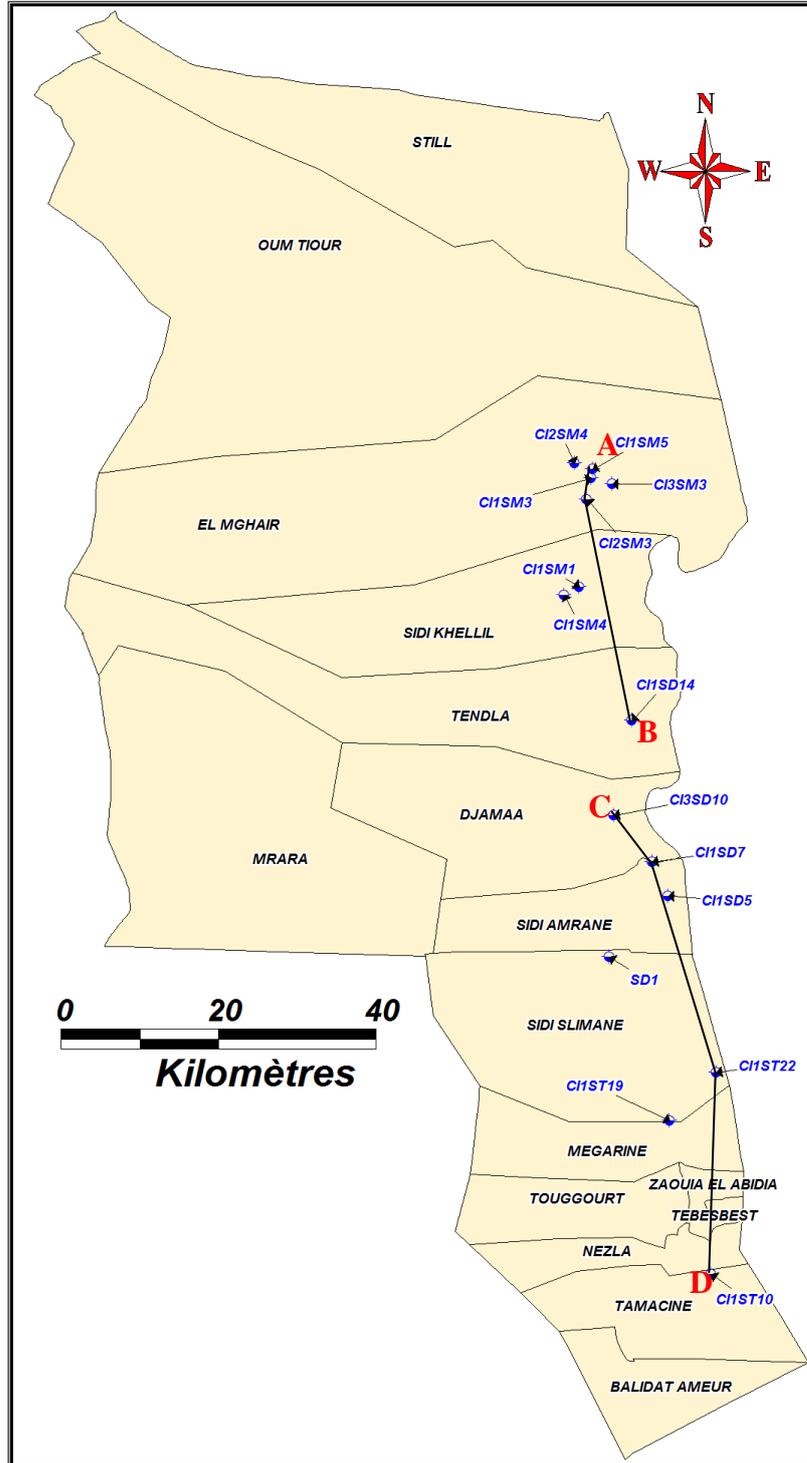


Figure 4-12: Carte d'inventaire des forages de la nappe continentale intercalaire de la région d'Oued Righ

5.3. Interprétation des coupes hydrogéologiques

Pour dégager la structure et l'emplacement des aquifères de la région d'étude nous avons réalisé des coupes hydrogéologiques. L'analyse de ces coupes révèle que la nappe

continentale intercalaire, est contenue dans les formations du crétacé inférieur (Barrémien, Aptien et Albien).

A Touggourt la sonde a rencontré 220 m de grès continentaux sous le Cénomaniens (grès albiens), puis 90 m de calcaires et dolomies marins (Aptien), puis 300m de grès continentaux (Barrémien) (Cornet, 1964) (Fig.4-13).

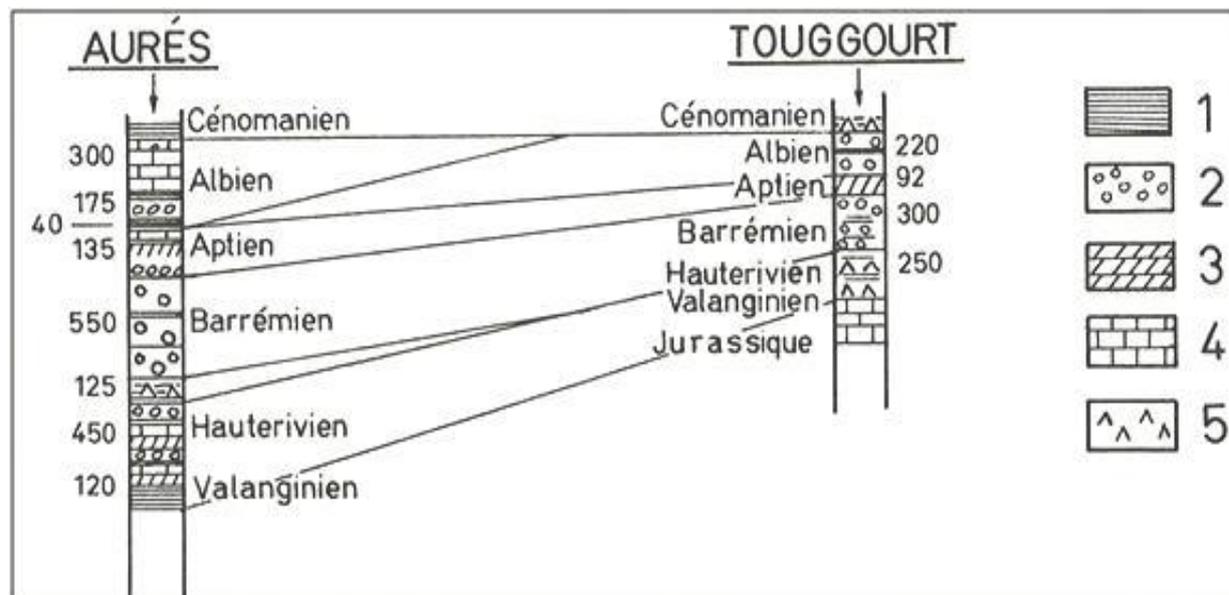


Figure 4-13 : Formations continentales et formations marines sur la marge septentrionale du Sahara (Cornet A., 1964) (les chiffres indiquent les épaisseurs) 1 : Marnes et argiles ; 2 : Grès et sables ; 3 : Dolomies ; 4 : Calcaire ; 5 : Gypse.

Coupe 1 (Fig.4-14) : cette coupe est alignée NE-SE traversant trois forages albiens. En allant vers le Nord, la profondeur des couches aquifères diminue progressivement. Cette diminution se manifeste près des grands chotts Merouane et Melghir en aval de la vallée d'Oued Righ avec une altitude de (- 30 m). On constate que l'épaisseur de l'Albien atteint 116m au Nord-Est à M'ghair et augmente en allant vers le Sud-Est à Djamaa.

À ce niveau la nappe albiennne est constituée par alternance d'argiles, grès et marnes à M'ghair et grès argileux à Djamaa.

Coupe 2 : le profil de la figure (4-15) est orienté « Djamaa à Touggourt » traversant les quatre forages (Mazer, Tigdidine, Sidi Slimane et Sidi Mahdi), la nappe albiennne à ce niveau est composée par alternance de grès fins, des fois argileuses et d'argiles bariolées. L'épaisseur de l'Albien devient importante au Sud et peut aller jusqu'à 178 m. Le substratum est constitué par des calcaires et calcaires dolomitiques (Aptien).

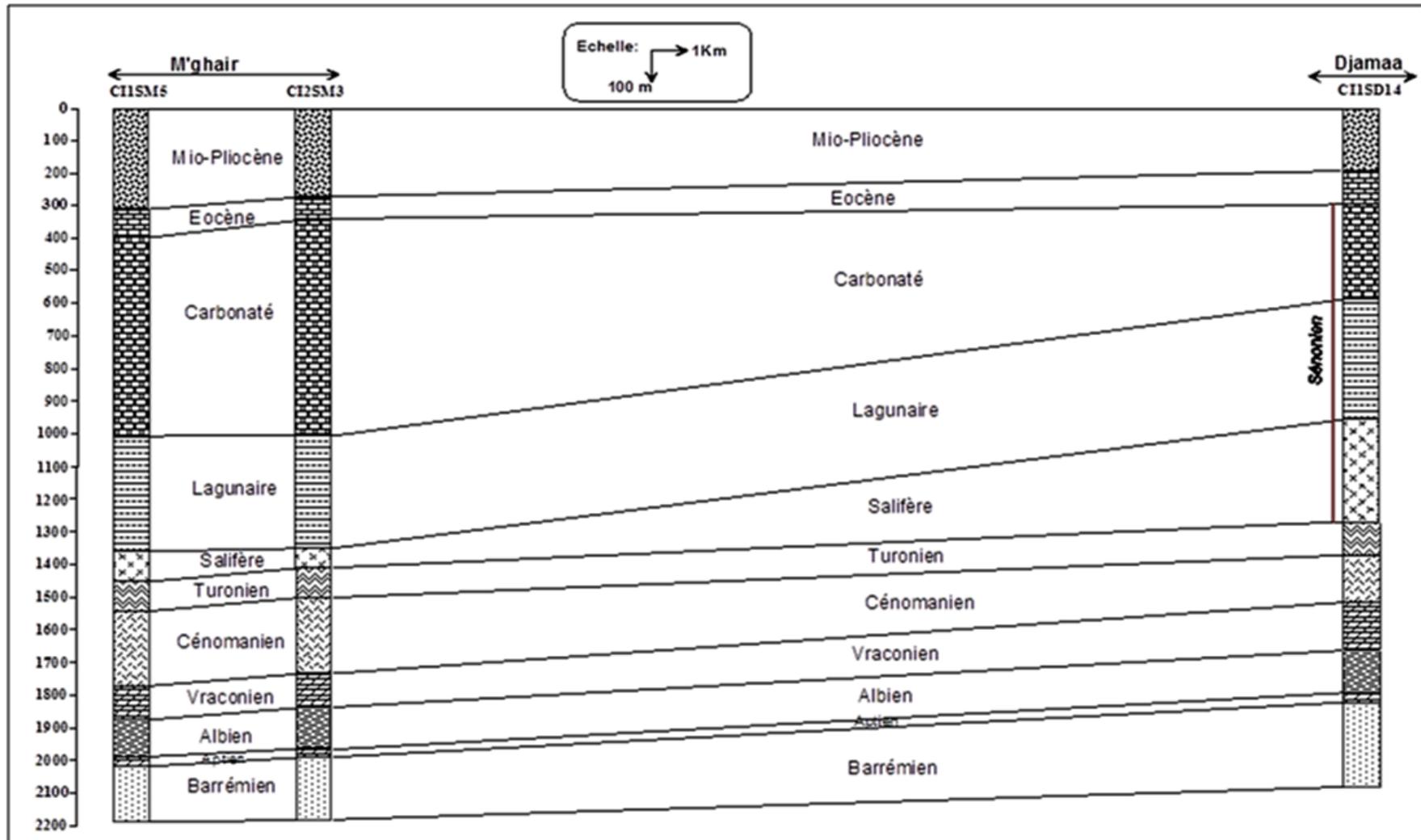


Figure 4-14 : Coupe de corrélation géologique AB (M'ghair-Djamaa)

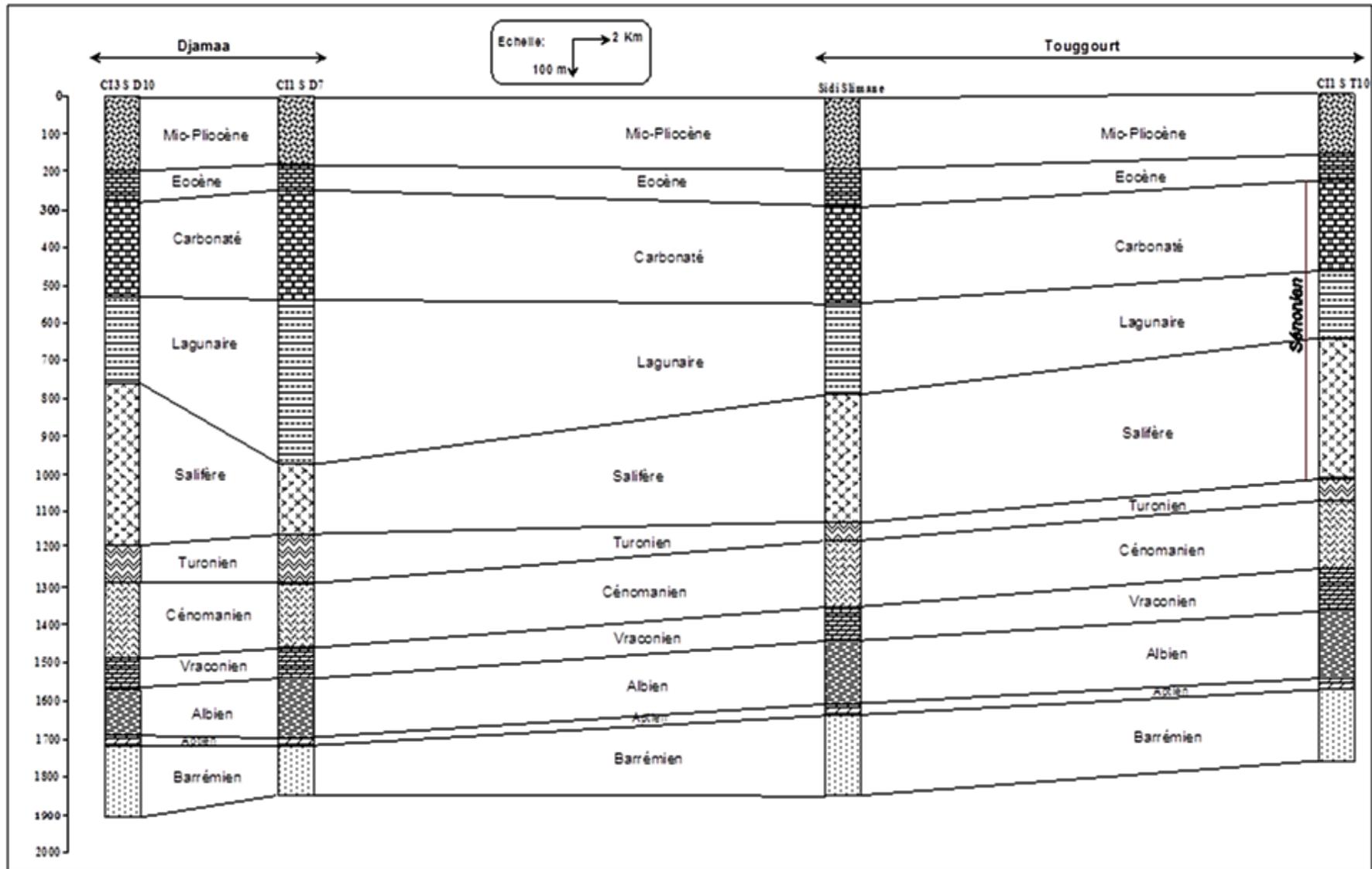


Figure 4-15: Coupe de corrélation géologique C D (Djamaa-Touggourt)

6. Caractéristiques hydrodynamiques de la nappe Albienne d'Oued Righ

6.1. Introduction

Dans le cadre du réaménagement des palmerais de la vallée d'Oued Righ (tranche II), sous la direction de l'office national de l'irrigation et du drainage (ONID), une étude hydrogéologique avec prospection géophysique, a été réalisée entre 2005 et 2007 dans le secteur d'Oued Righ entre M'ghair et Touggourt. Cinq forages albiens ont été forés dans ce secteur avec objectif de faire des essais de pompages pour déterminer les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère.

6.2. Principales caractéristiques des forages

Le forage F1 (El Ksour) : a été implanté à environ 3 Km à l'Ouest de la localité d'El Ksour située à 10 Km au Nord de Touggourt. Le pompage d'essai réalisé en septembre 2005 par SARL INC Algérie, montre que la nappe est captive avec une profondeur de 1807m , elle comporte une intercalation de calcaire et dolomies d'âge aptien avec une épaisseur de 35m qui sépare les deux étages continentaux (Albien et Barrémien), ils sont constitués d'argiles sableuses, de sables et de grès fins.

Le forage F2 (Sidi Slimane) : a été réalisé à la localité de Sidi Slimane. Le pompage d'essai réalisé en février 2006 par SARL INC Algérie, montre d'après le log stratigraphique du forage que l'aquifère est une nappe captive avec une profondeur de 1878 m constituée de l'Aptien avec 35 m d'épaisseur.

Le forage F3 (Sidi Khelil) : a été réalisé à environ 10 Km au Sud de la localité d'El M'ghair située à 100 Km au Nord de Touggourt. Le pompage d'essai réalisé en Mai 2006 par SARL INC Algérie, montre d'après le log stratigraphique du forage que l'aquifère est une nappe captive avec une profondeur de 2203 m constitué de l'Aptien avec 30 m d'épaisseur.

Le forage F4 (Tinedla) : a été réalisé à environ 2 Km à l'Ouest de la localité de Tinedla située à 10 Km au Nord de Djamaa dans la wilaya d'El Oued. Le pompage d'essai réalisé en juillet 2006 par SARL INC Algérie, montre d'après le log stratigraphique du forage que l'aquifère est une nappe captive avec une profondeur de 2082 m constituée de l'Aptien avec 30m qui sépare l'Albien du Barrémien.

Le forage F5 (Sidi Mahdi): a été réalisé à environ 3 Km au Sud de la localité de Sidi Slimane située à 25 Km au Nord de Touggourt. Le pompage d’essai réalisé en février 2006 par SARL INC Algérie, montre d’après le log stratigraphique du forage que l’aquifère est une nappe captive qui s’étend de la surface jusqu’à 1831 m de profondeur, est constitué de l’aptien 30 m qui sépare l’Albien du Barrémien.

- Les logs stratigraphiques de ces cinq forages (F1, F2, F3, F4 et F5) sont représentés en annexe.

6.3. Interprétation des pompages d’essais

Sur chacun des cinq forages deux essais ont été effectués: essai par pompage par paliers et essai par pompage à débit constant.

6.3.1. Essais par pompage par paliers

Ce type d’essai permet de déterminer le débit critique et le débit d’exploitation optimum. Le pompage d’essai réalisé sur les cinq forages en 3 paliers avec des débits croissants enchaînés d’une durée de 8h chacun suivi d’une remontée de 12 h.

Les résultats des essais obtenus après l’interprétation des représentations graphiques (Fig.4-14 à 4-28) avec la méthode de C.E.Jacob, sont présentés dans le tableau (4-1) ci-dessous :

Tableau 4-1: Caractéristiques hydrodynamiques du réservoir aquifère d’après les essais de pompage par paliers

Forage N°du palier	Débit pompé (l/s)					Rabattement spécifique (m/m ³ /h)				
	F1	F2	F3	F4	F5	F1	F2	F3	F4	F5
1°Palier :480mn	79,34	81,75	80,56	75	109,03	0,089	0,142	0,144	0,155	0,142
2°Palier :480mn	128,47	129,11	144,44	130,56	139,72	0,154	0,201	0,232	0,256	0,176
3°Palier :480mn	195,45	181,23	206,94	188,89	176,25	0,226	0,235	0,311	0,341	0,201

Forage F1 (El Ksour)

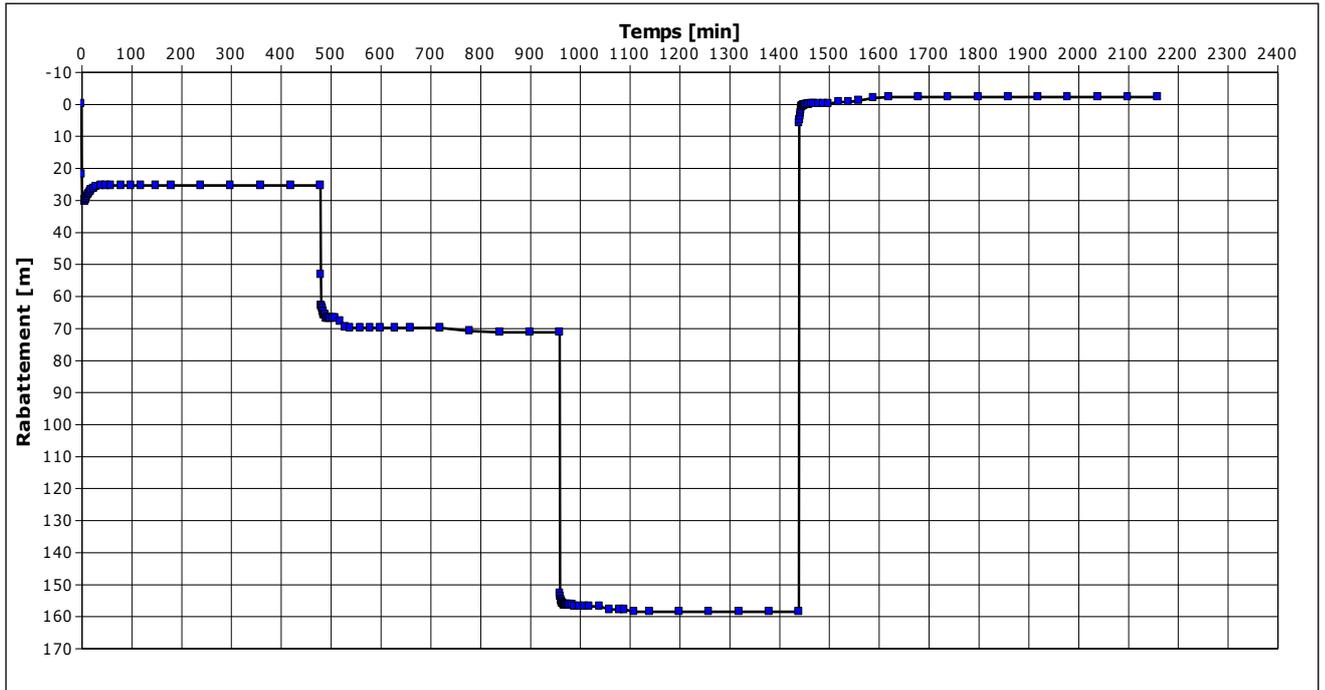


Figure 4-16 : Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F1

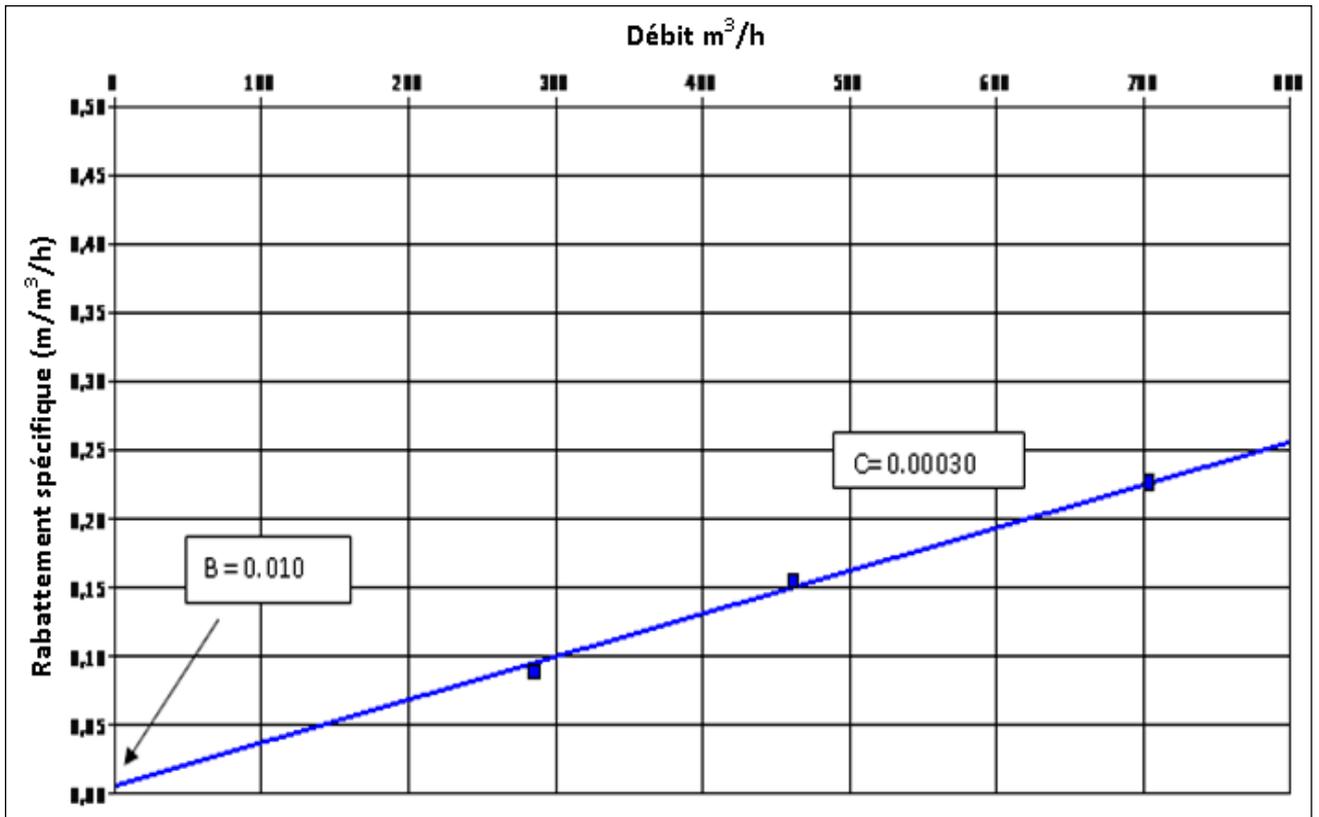


Figure 4-17 : Droite débits/rabattements spécifiques. Calcul des pertes de charge du forage F1.

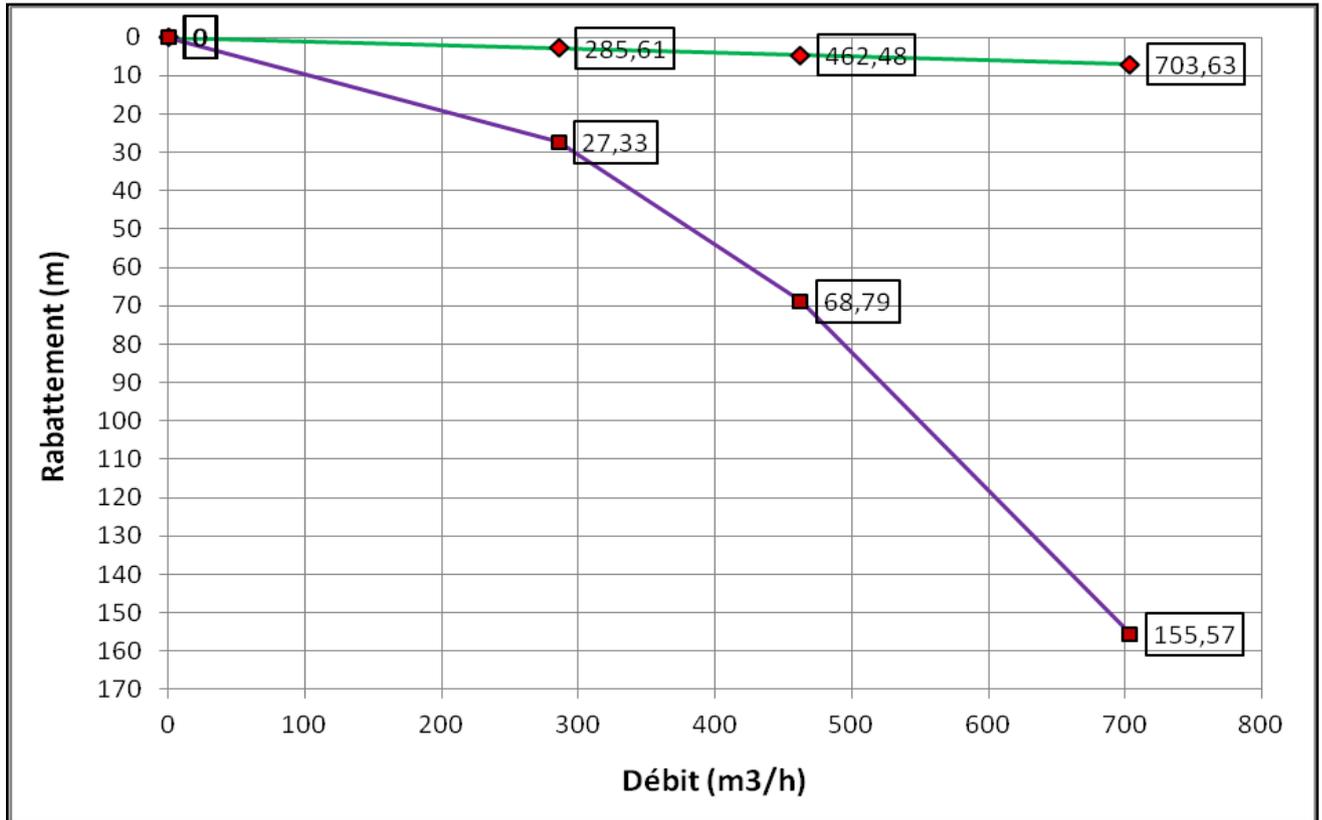


Figure 4-18 : Courbe caractéristique du forage F1

Forage F2 (Sidi Slimane)

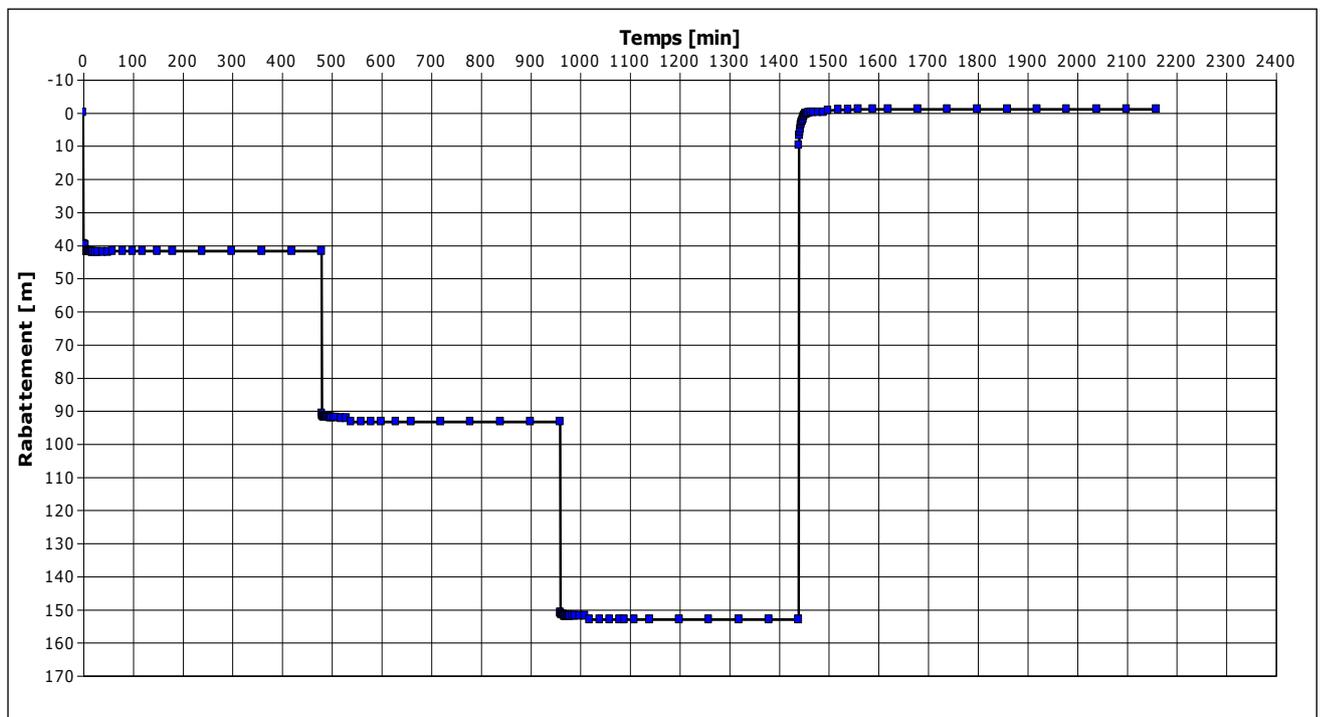


Figure 4-19 : Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F2

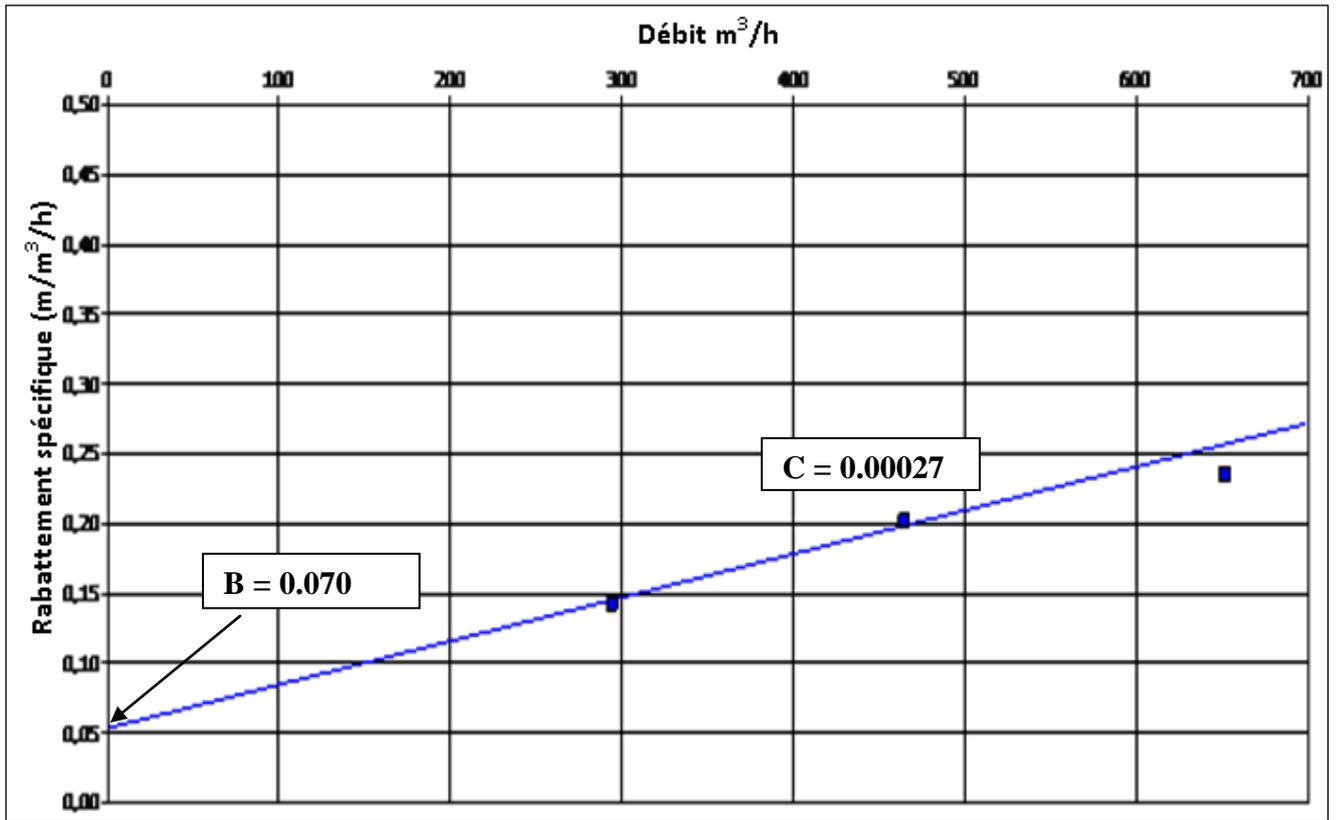


Figure 4-20 : Droite débits/rabattements spécifiques. Calcul des pertes de charge du forage F2.

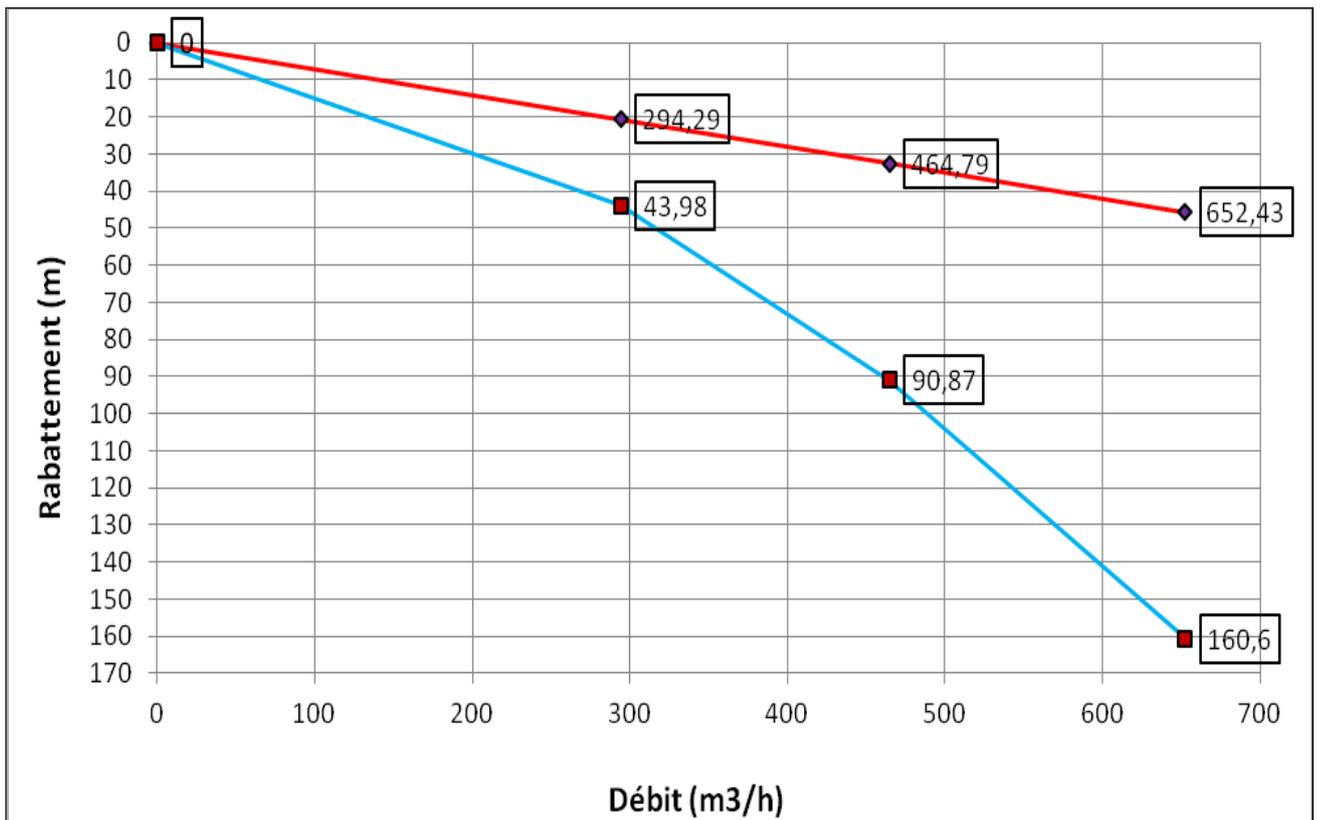


Figure 4-21: Courbe caractéristique du forage F2

Forage F3 (Sidi Khelil)

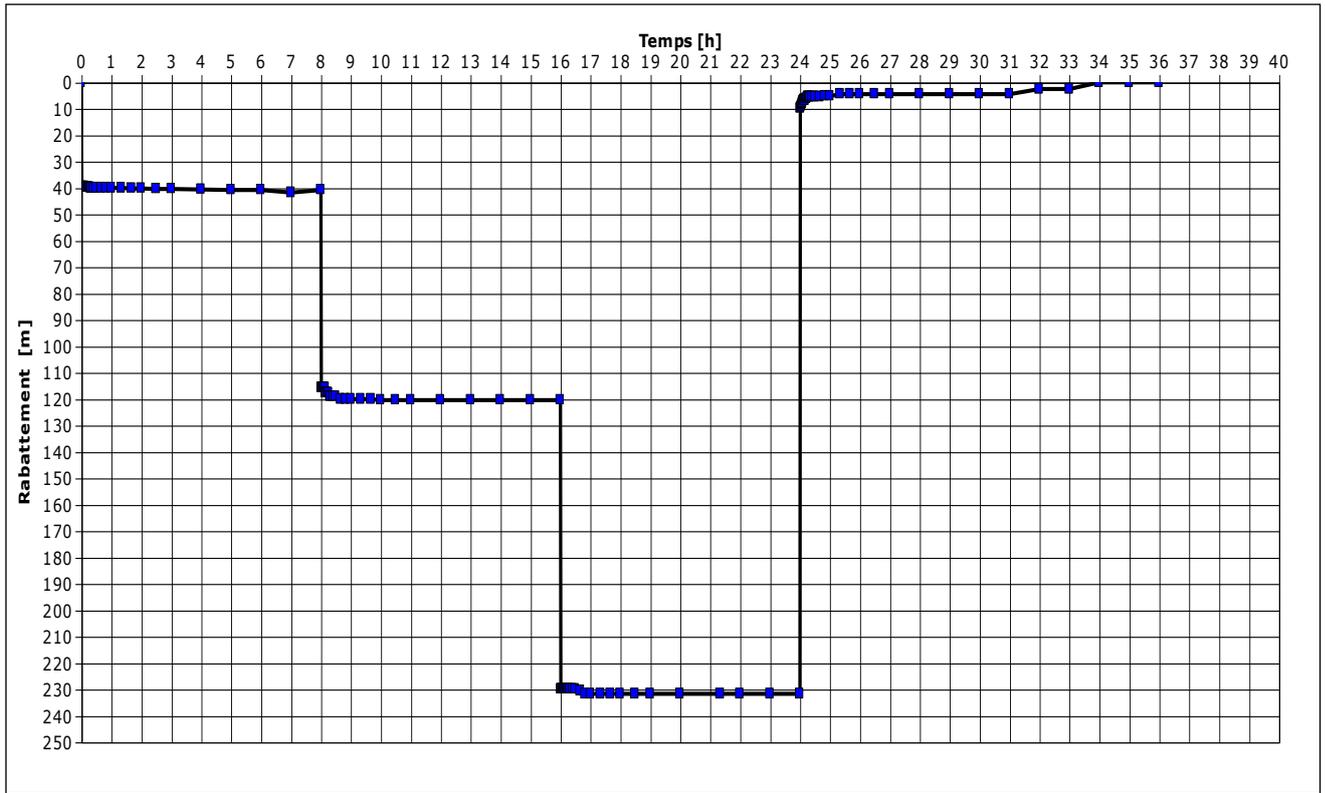


Figure 4-22 : Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F3

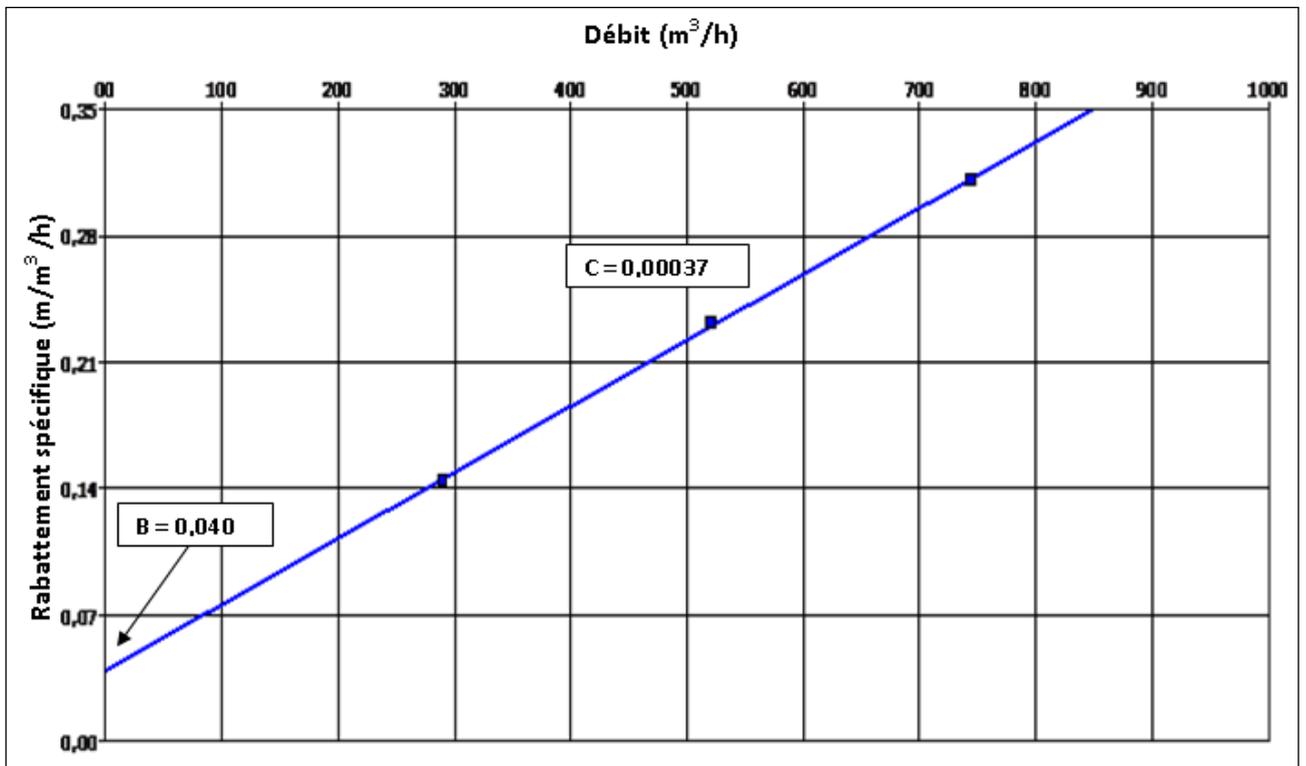


Figure 4-23 : Droite débits/rabattements spécifiques. Calcul des pertes de charge du forage F3.

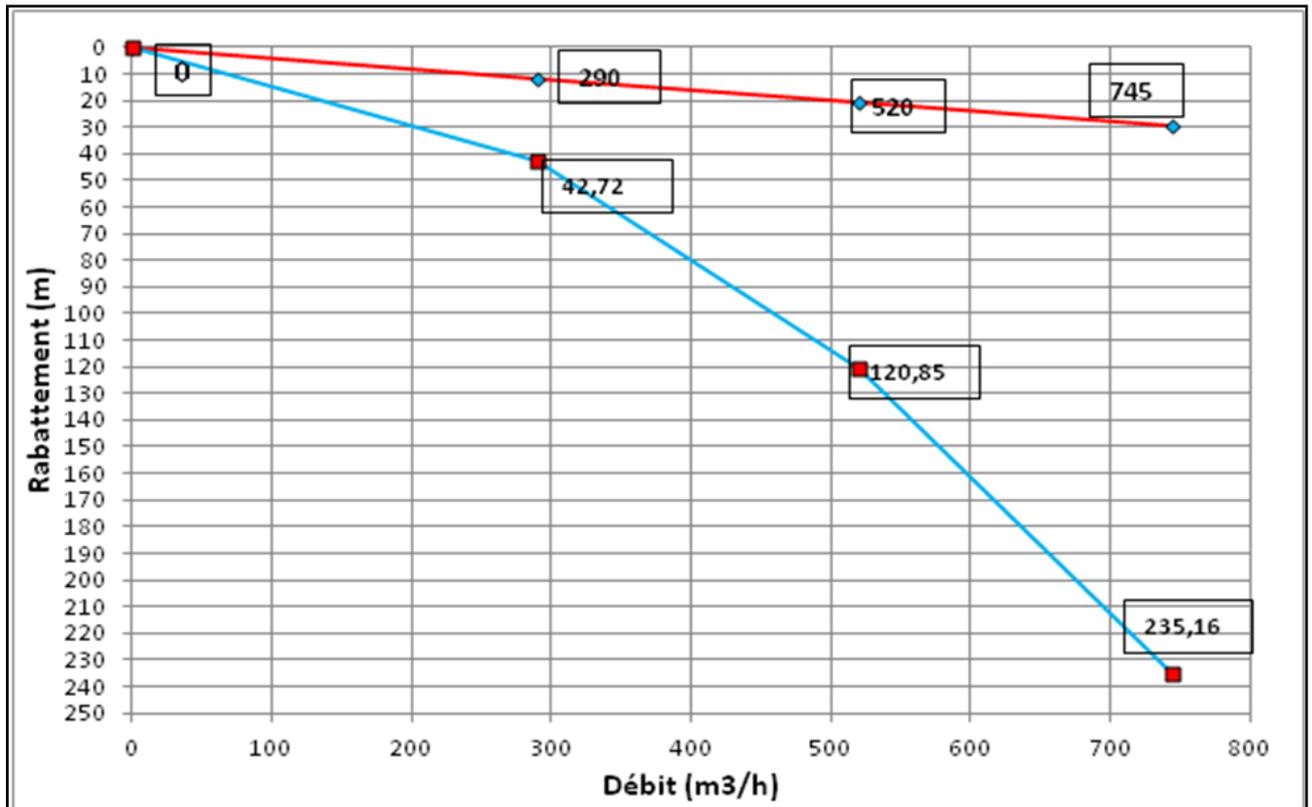


Figure 4-24 : Courbe caractéristique du forage F3

Forage F4 (Tindela)

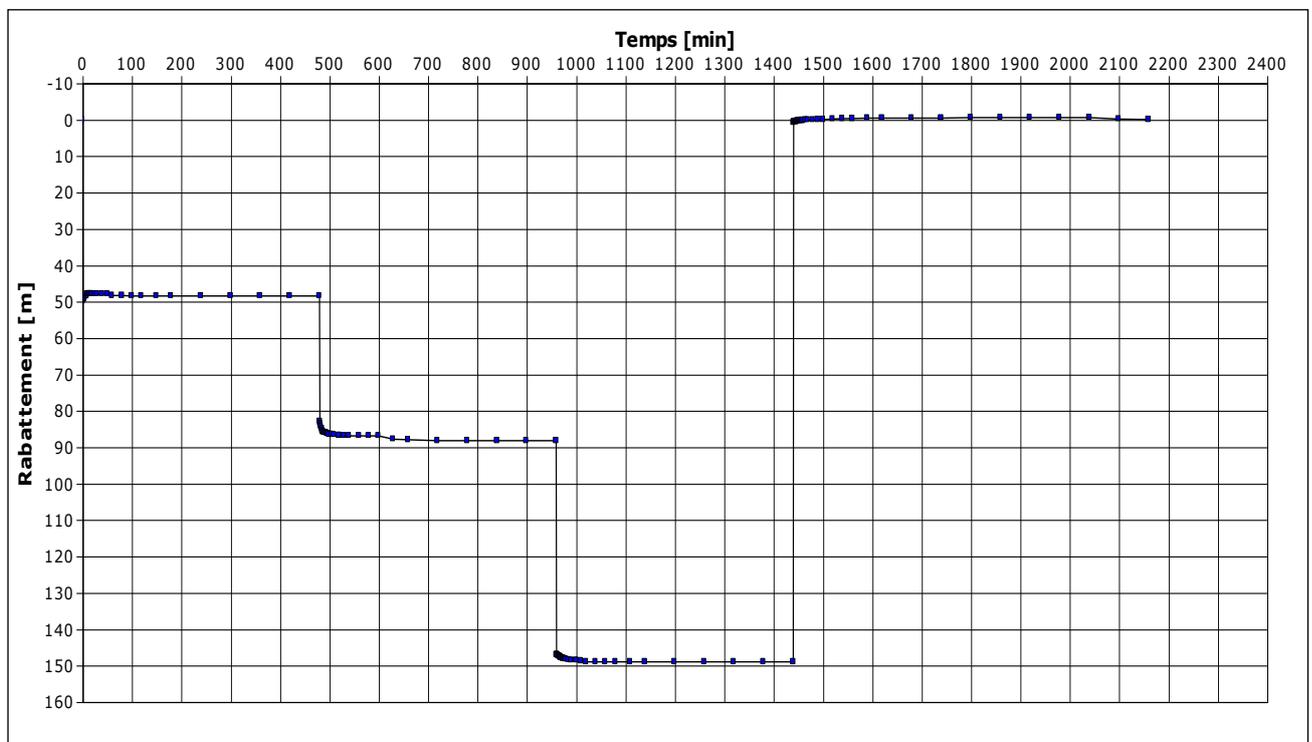


Figure 4-25 : Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F4

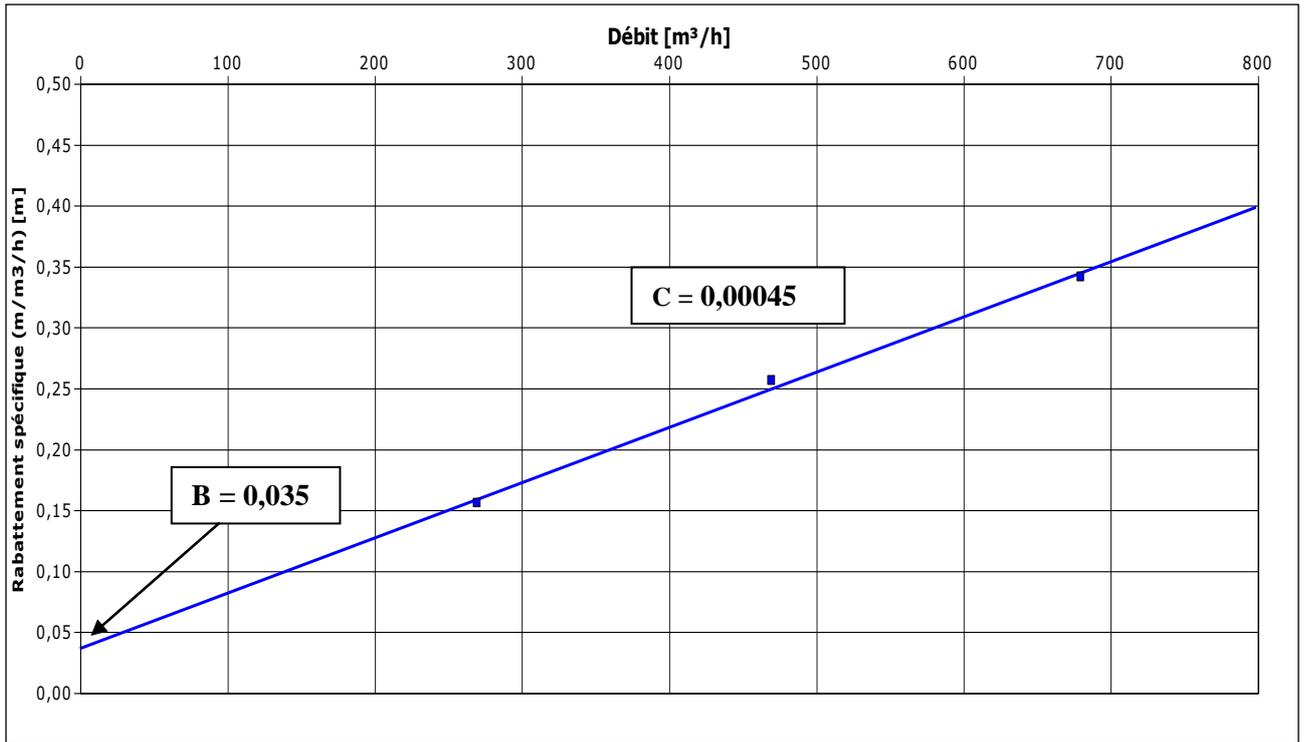


Figure 4-26 : Droite débits/rabattements spécifiques. Calcul des pertes de charge du forage F4.

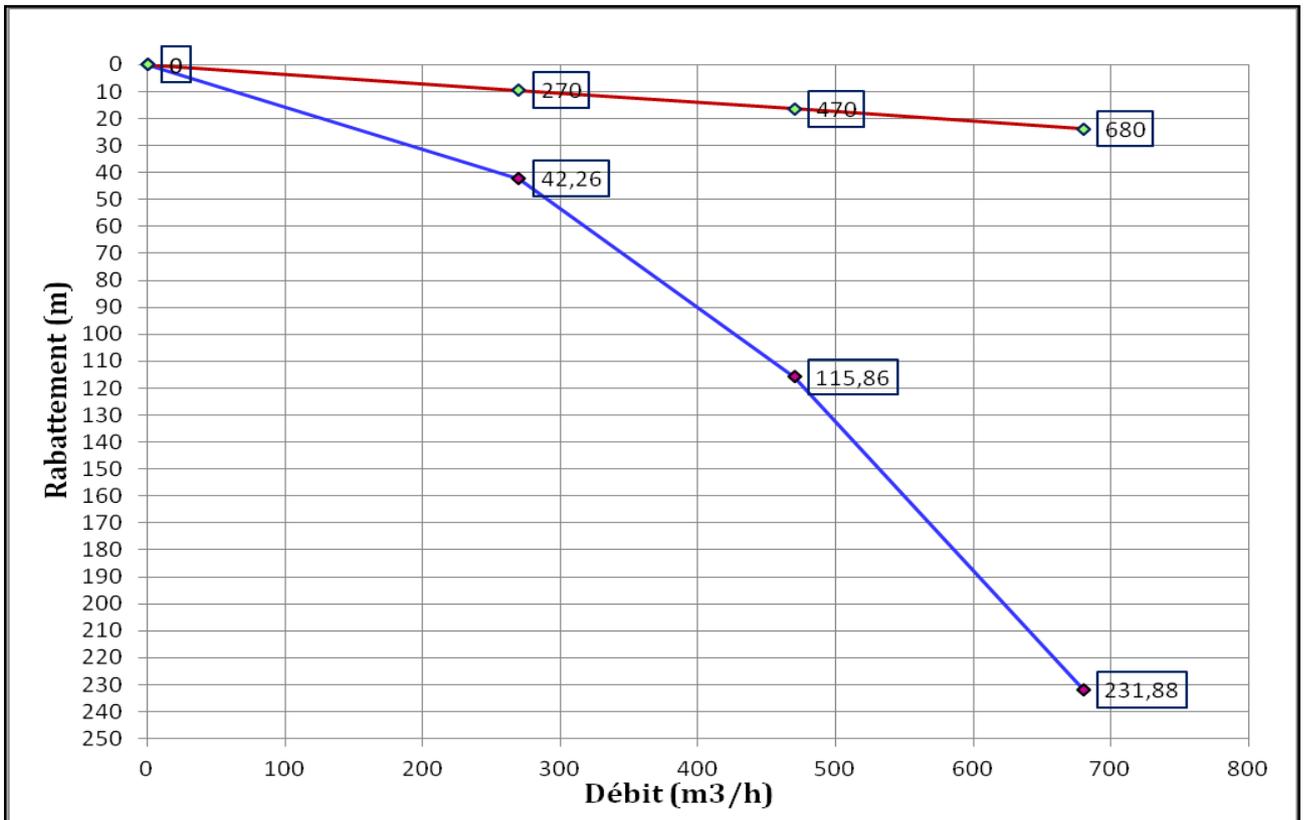


Figure 4-27 : Courbe caractéristique du forage F4

Forage F5 (Sidi Mahdi)

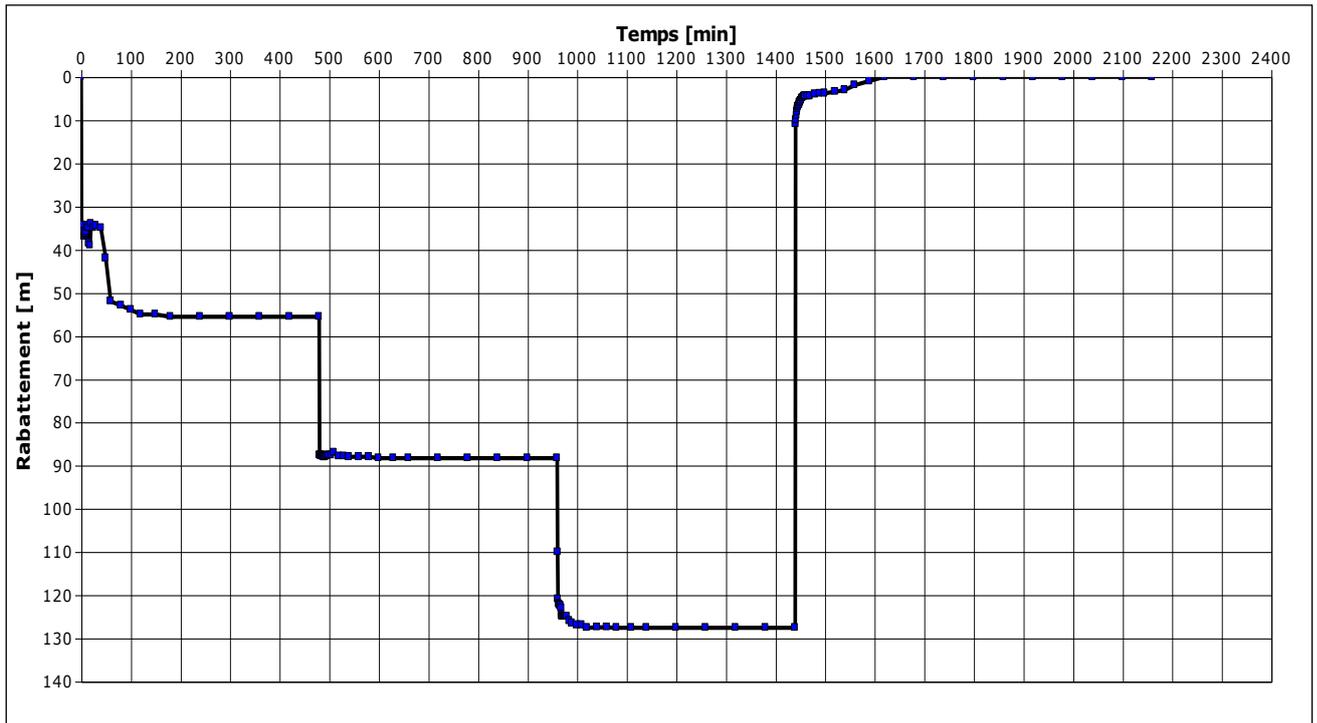


Figure 4-28 : Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F5

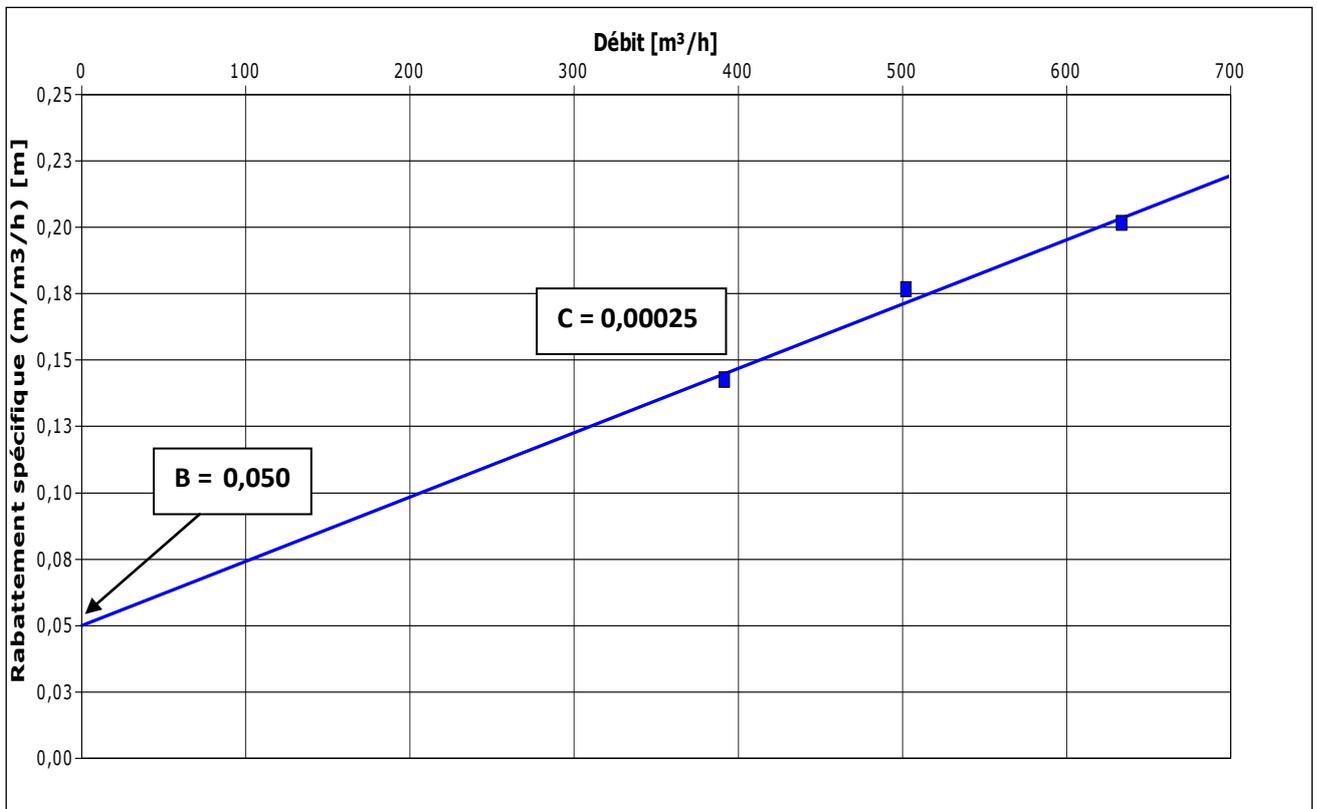


Figure 4-29 : Droite débits/rabattements spécifiques. Calcul des pertes de charge du forage F5.

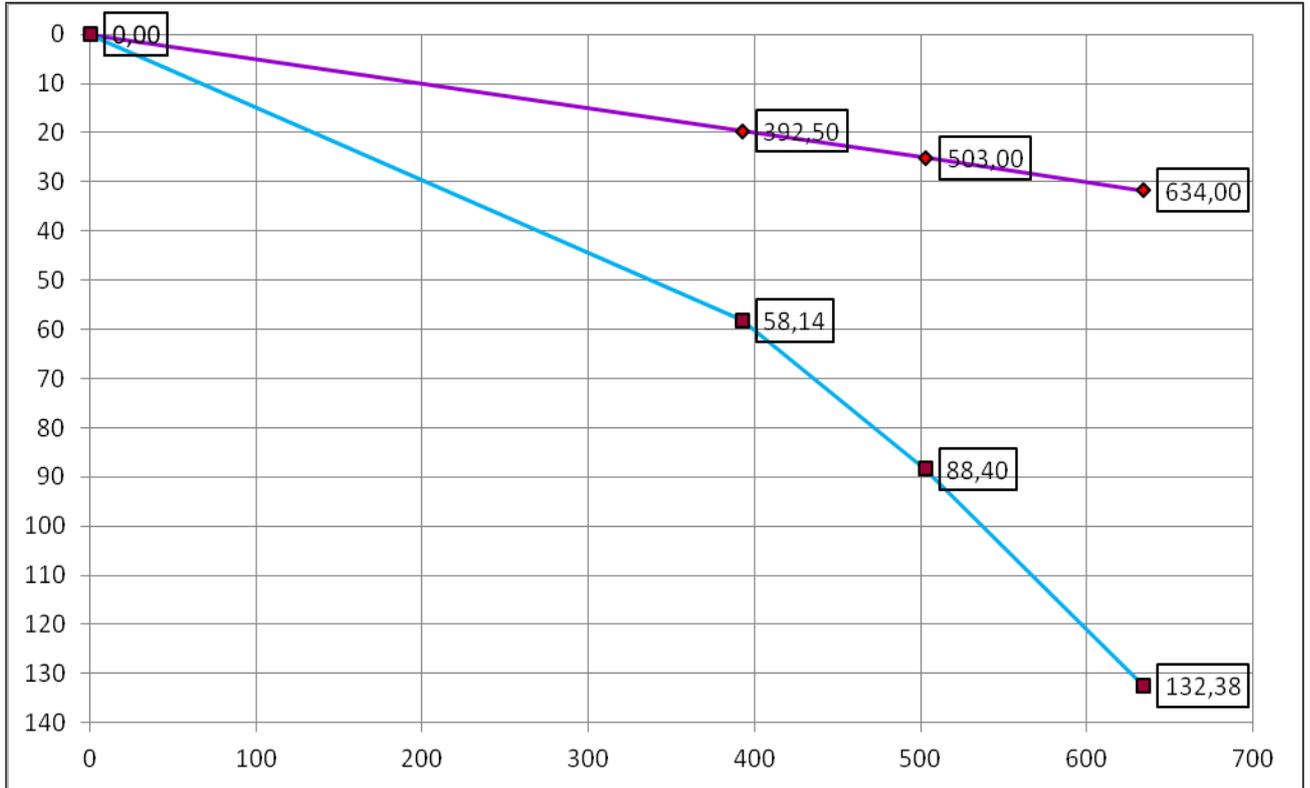


Figure 4-30 : Courbe caractéristique du forage F5

6.3.2. Essai par pompage à débit constant

C'est un essai de longue durée à débit constant, permet de tester le comportement et d'estimer les caractéristiques hydrodynamiques de la nappe.

Des essais par pompage à débit constant exécutés sur les 5 forages captants l'aquifère continental intercalaire dans le secteur d'étude à une durée de 24 h suivie d'une remontée de 12 h. Ces essais ont été interprétés aussi bien pour la remontée que pour la descente par la méthode de Jacob qui utilise la formule suivante :

- Pour la descente :

$$T = \frac{0,183 Q \log(t)}{s}$$

Où

S : le rabattement en m

Q : débit en m³/s

T : transmissivité en m²/s

t : temps en mn

- Pour la remontée :

$$T = \frac{0,183 Q \log\left(\frac{t+t'}{t'}\right)}{s}$$

Où

S : rabattement en m.

Q : débit en m³/s

t : temps final de l'écoulement en mn

t : temps en mn après le début de la remontée.

Les résultats obtenus sont regroupés dans le tableau (4-2) ci-dessous, les courbes correspondantes étant représentées sur les figures 29 à 43.

Tableau 4-2: Caractéristiques hydrodynamiques du réservoir aquifère d'après les essais de pompage à débit constant

Forage	Coordonnées			Profondeur (m)	Débit (m ³ /h)	Transmissivité (m ² /s) descente	Transmissivité (m ² /s) remontée
	X	Y	Z (m)				
F1	6° 03' 11.146"	33° 13' 36.71"	46.06	1807	477.216	4,04x10 ⁻³	8,08x10 ⁻³
F2	6° 06' 57.594"	33° 16' 56.91"	56.13	1878	499.788	1,02x10 ⁻²	7,23x10 ⁻³
F3	5° 55' 42.87"	33° 50' 39.719"	14.21	2203	519.984	8,81x10 ⁻³	1,32x10 ⁻²
F4	6° 00' 05.473"	33° 41' 23.042"	5.83	2082	540.000	9,254x10 ⁻³	6,86x10 ⁻³
F5	6° 06' 32.470"	33° 02' 59.93"	89.2	1831	424.008	7,18x10 ⁻³	4,31x10 ⁻³

Les différentes valeurs de la transmissivité calculées à partir des essais par pompage à débit constant sont de l'ordre de 10⁻³ à 10⁻² m²/s ; les légères variations de la transmissivité entre les différents forages montrent qu'ils ne captent pas l'aquifère albien à la même profondeur, ni sur une même épaisseur.

Forage F1 (El Ksour)

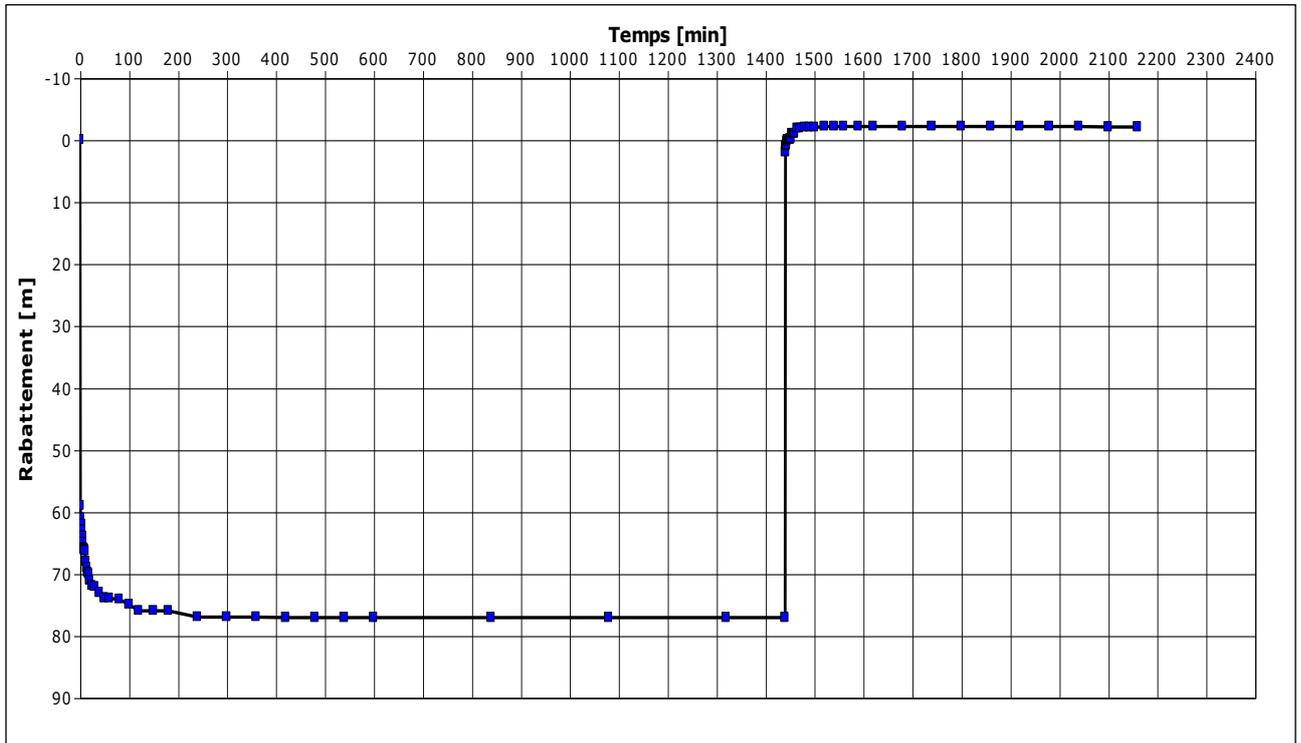


Figure 4-31: Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F1 (descente)

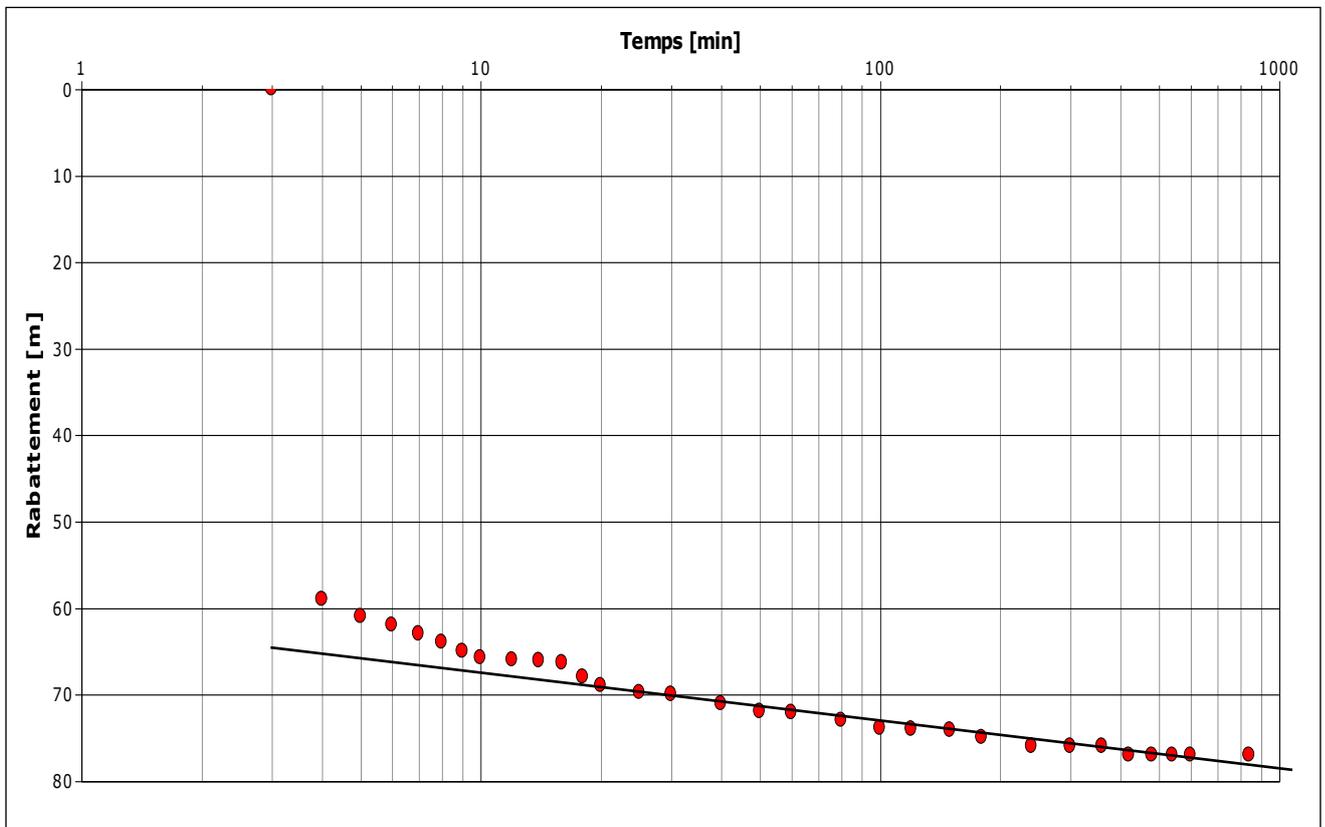


Figure 4-32 : Courbe du rabattement en fonction de $\log(t)$ du forage F1 (descente)

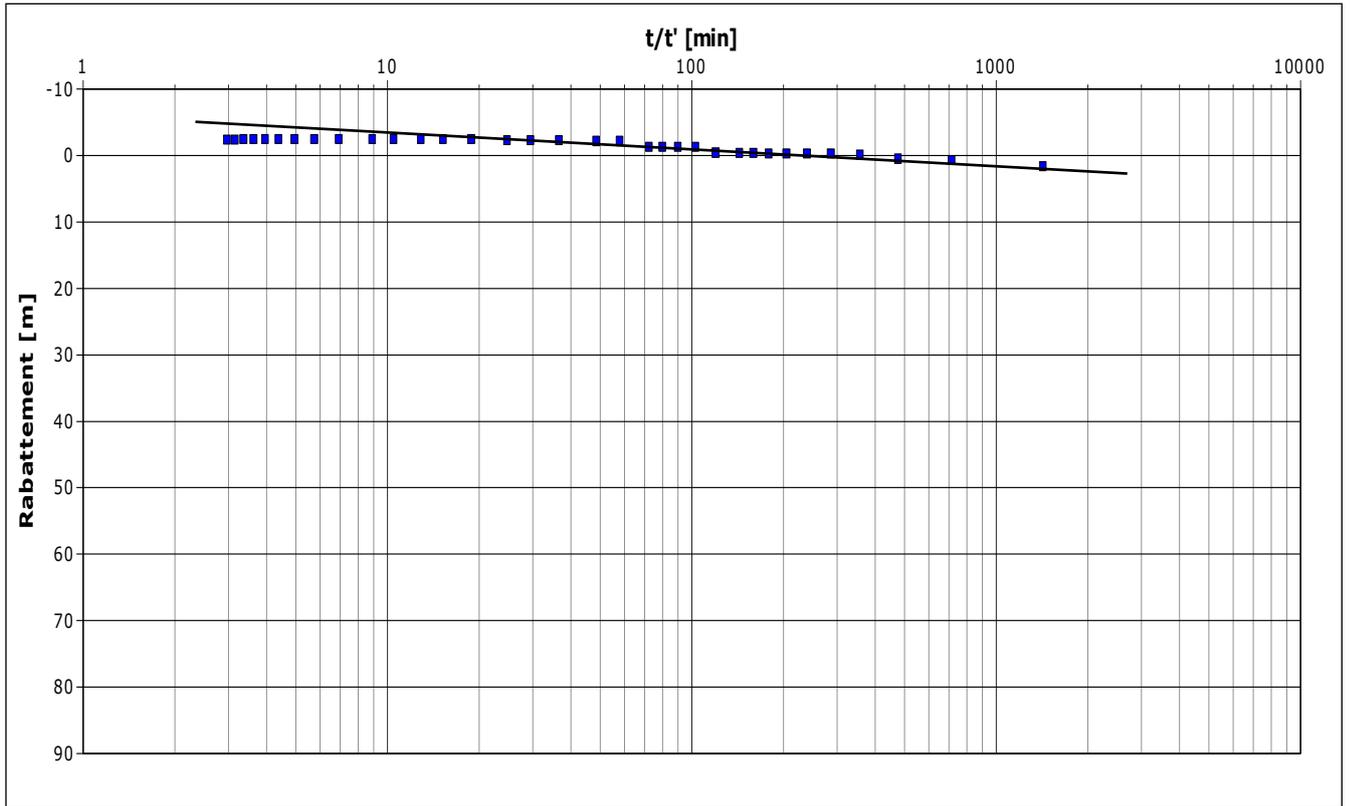


Figure 4-33 : Pompage d'essai à El Ksour. Droite représentative de la remontée.

Forage F2 (Sidi Slimane)

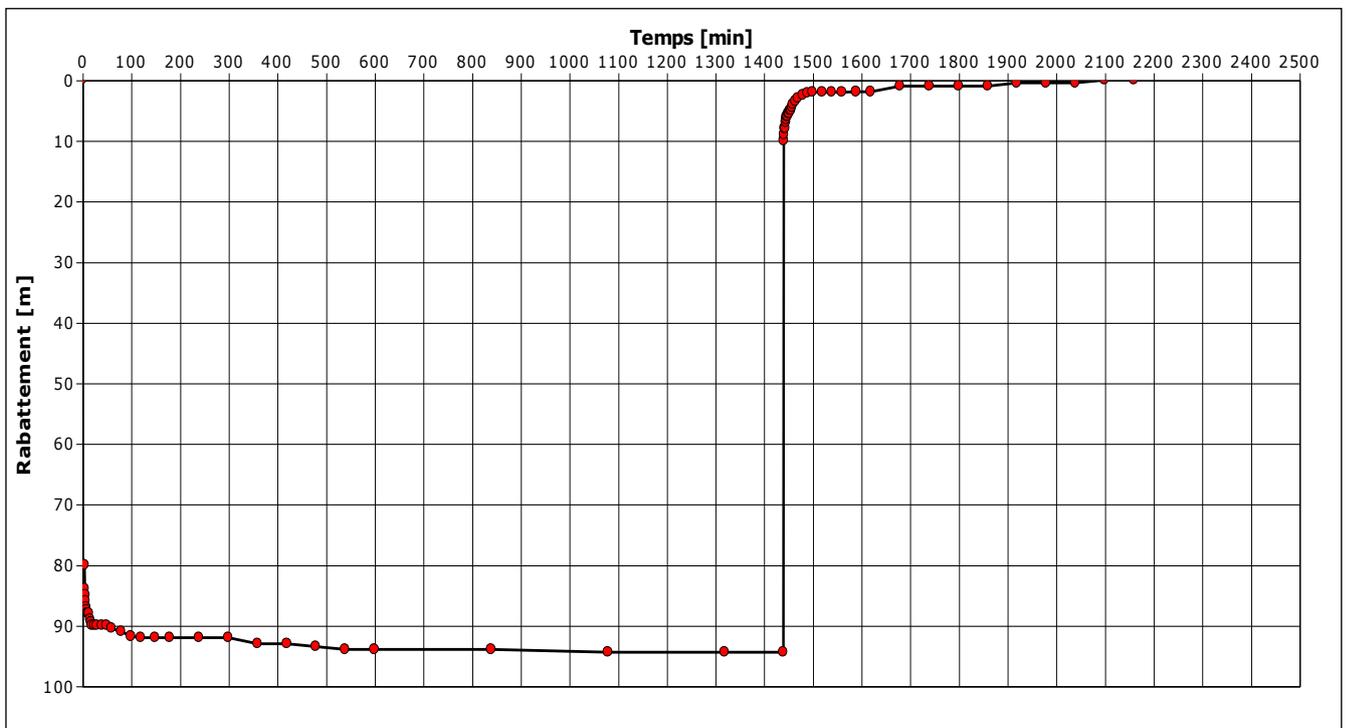


Figure 4-34 : Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F2 (descente)

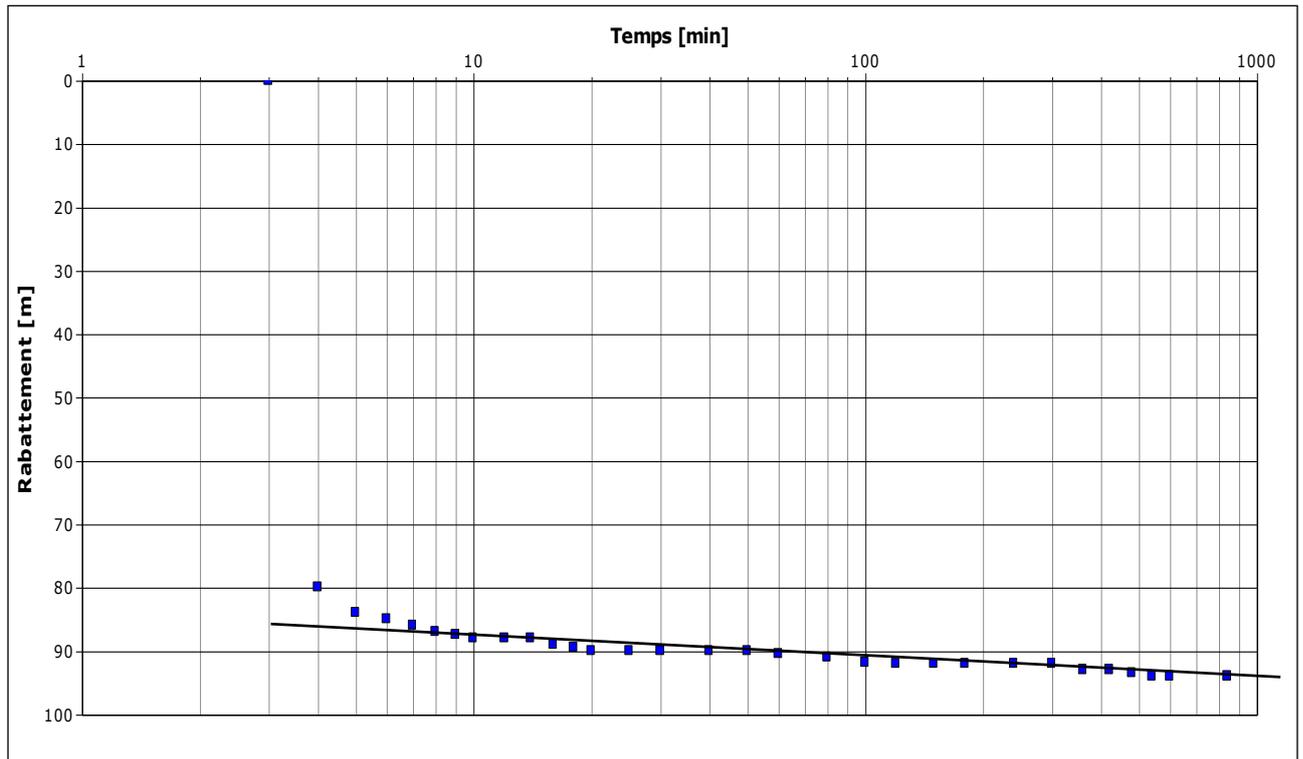


Figure 4-35 : Courbe du rabattement en fonction de $\log(t)$ du forage F2 (descente)

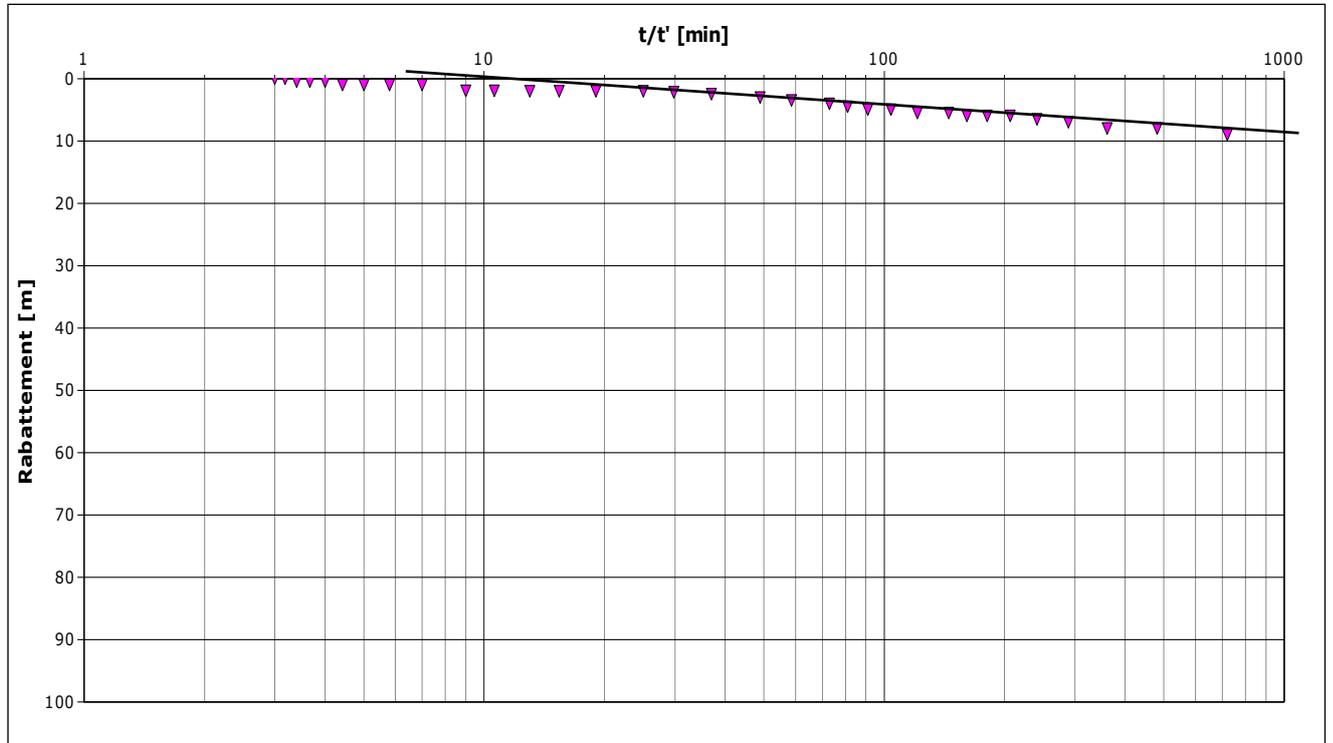


Figure 4-36 : Pompage d'essai à Sidi Slimane. Droite représentative de la remontée.

Forage F3 (Sidi Khelil)

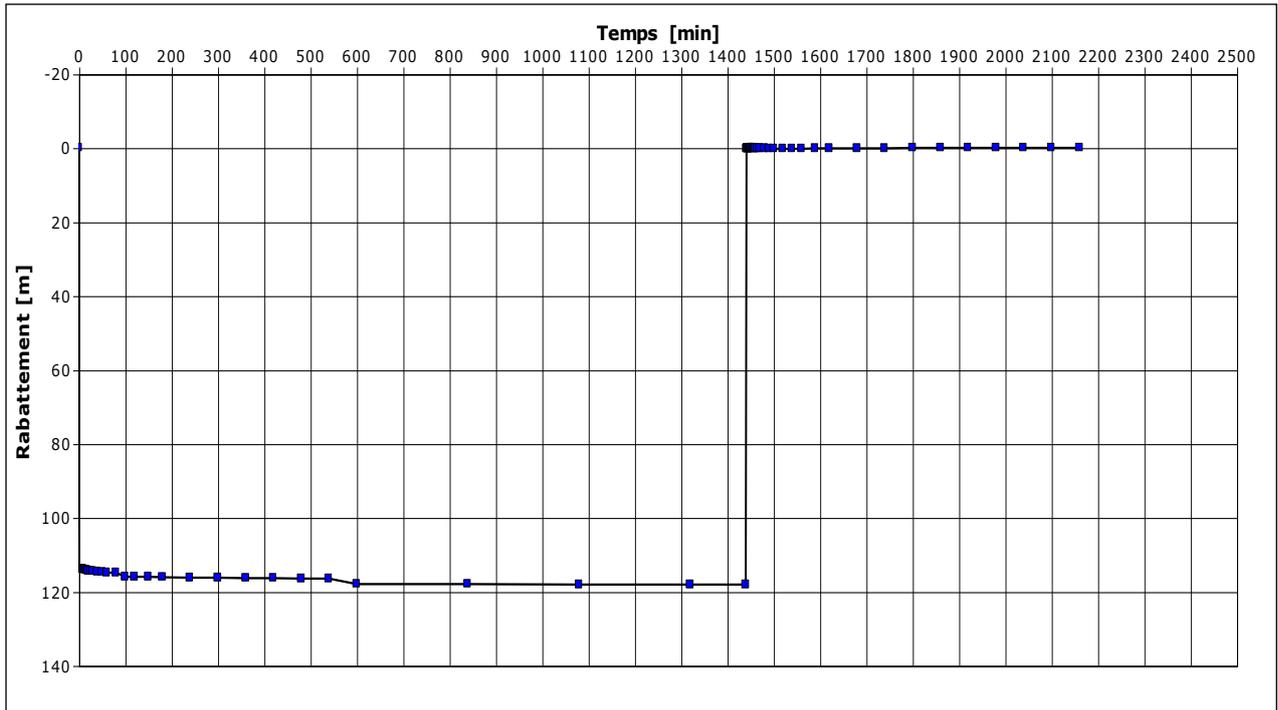


Figure 4-37 : Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F3 (descente)

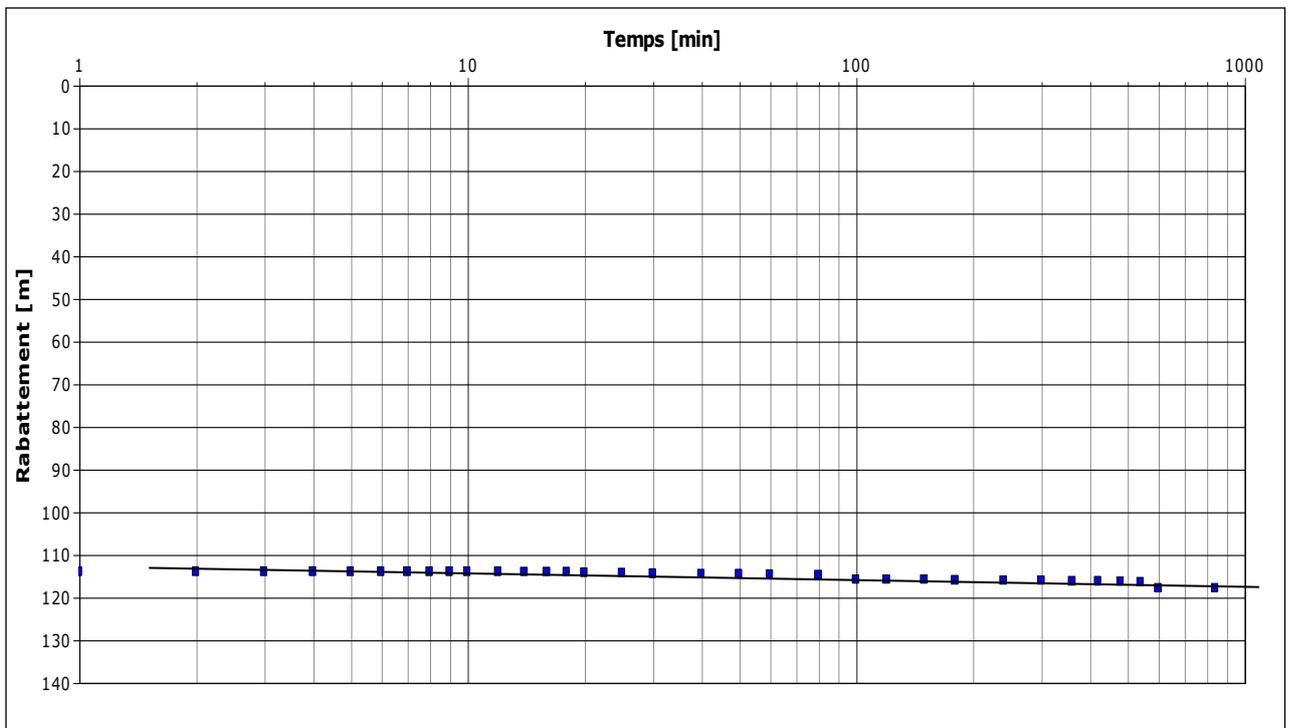


Figure 4-38 : Courbe du rabattement en fonction de log (t) du forage F3 (descente)

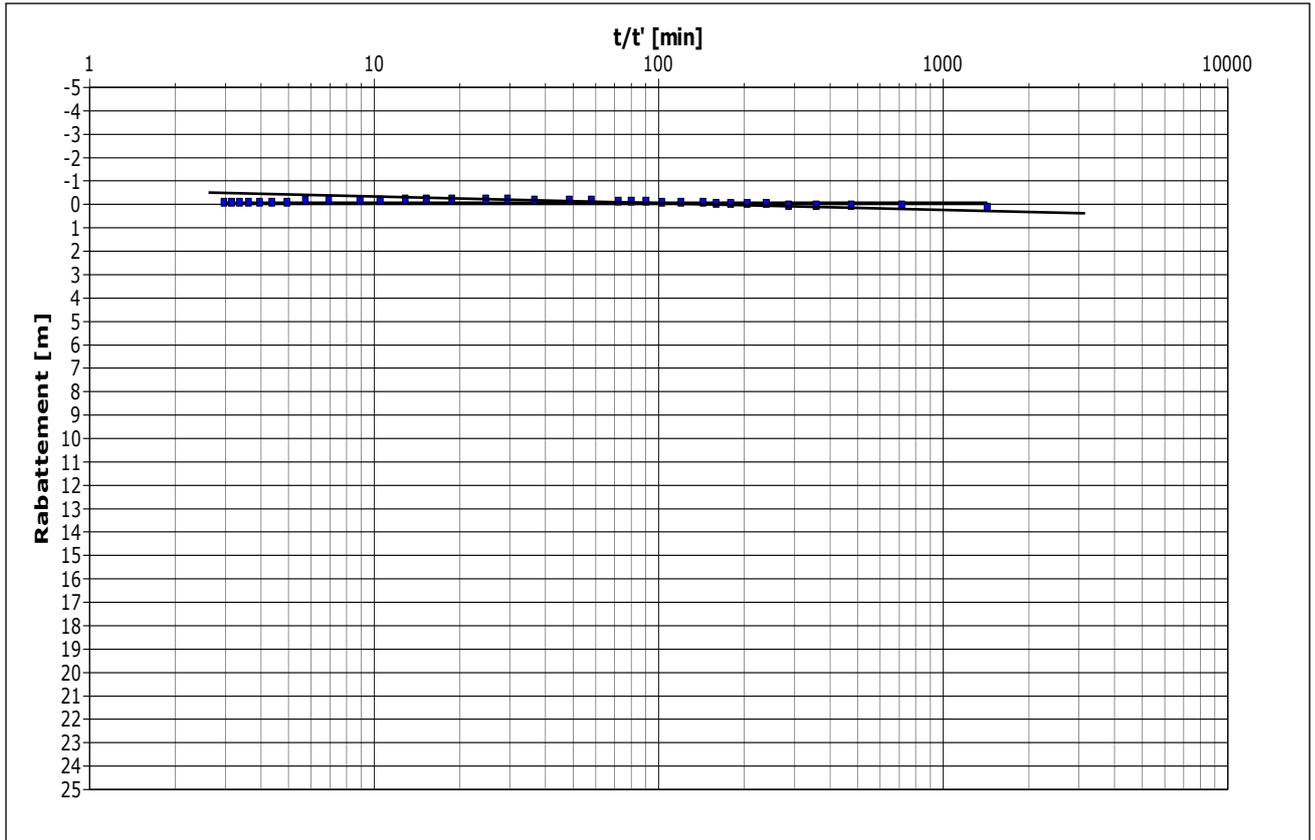


Figure 4-39 : Pompage d'essai à Sidi Khelil. Droite représentative de la remontée.

Forage F4 (Tindela)

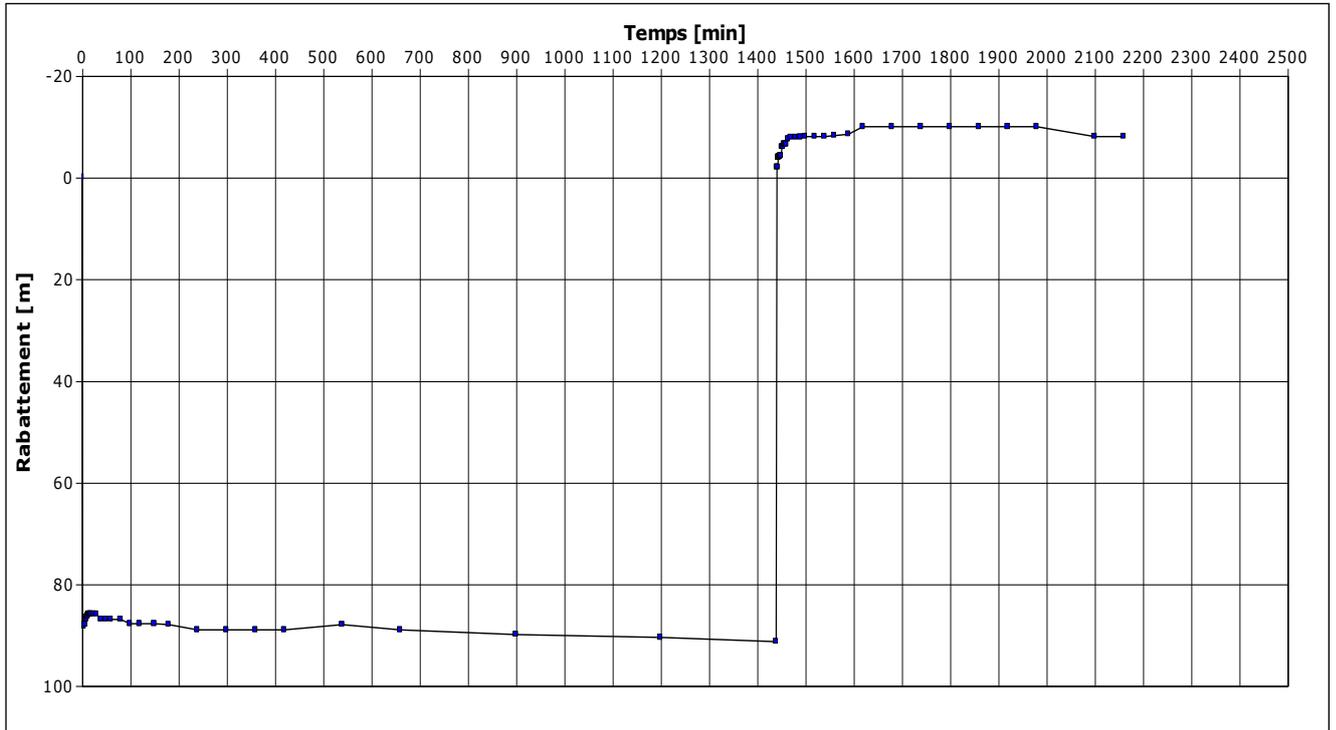


Figure 4-40 : Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F4 (descente)

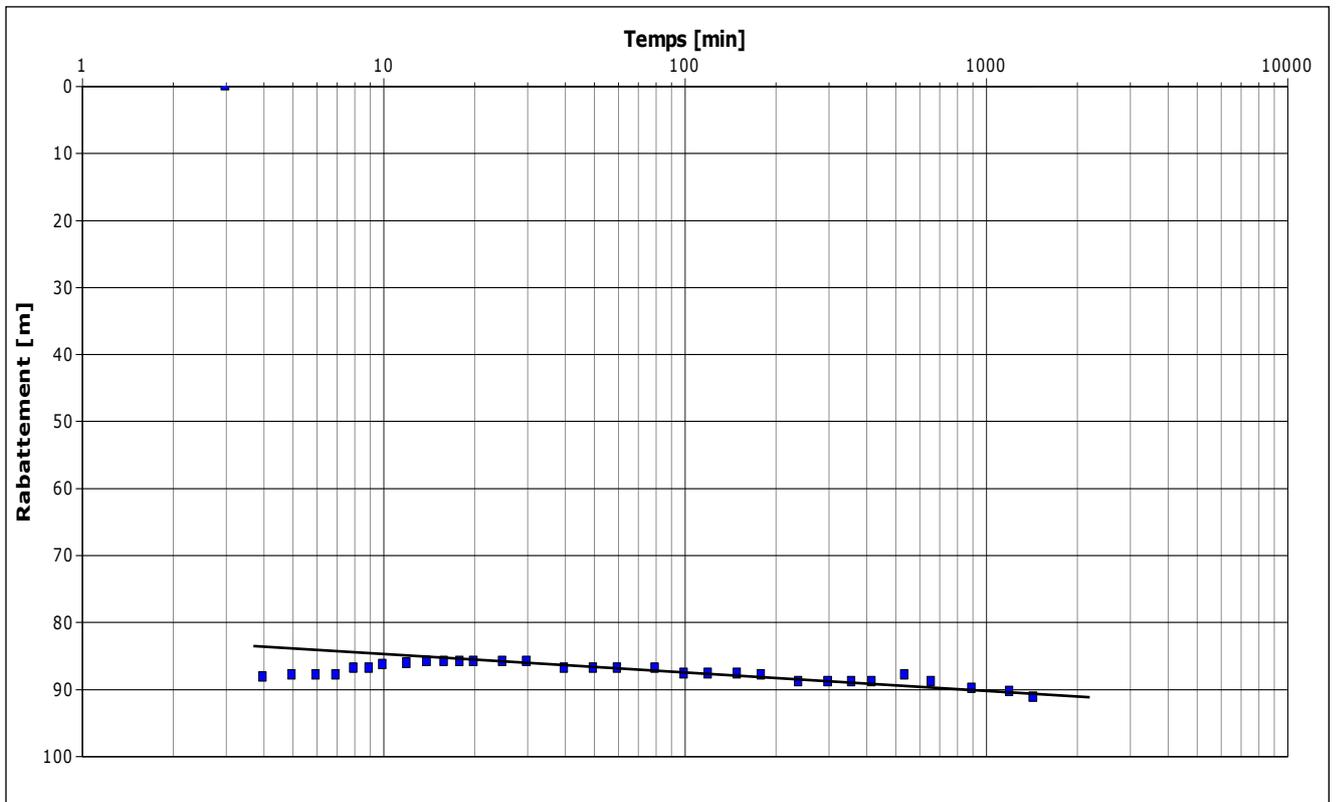


Figure 4-41: Courbe du rabattement en fonction de $\log(t)$ du forage F4 (descente)

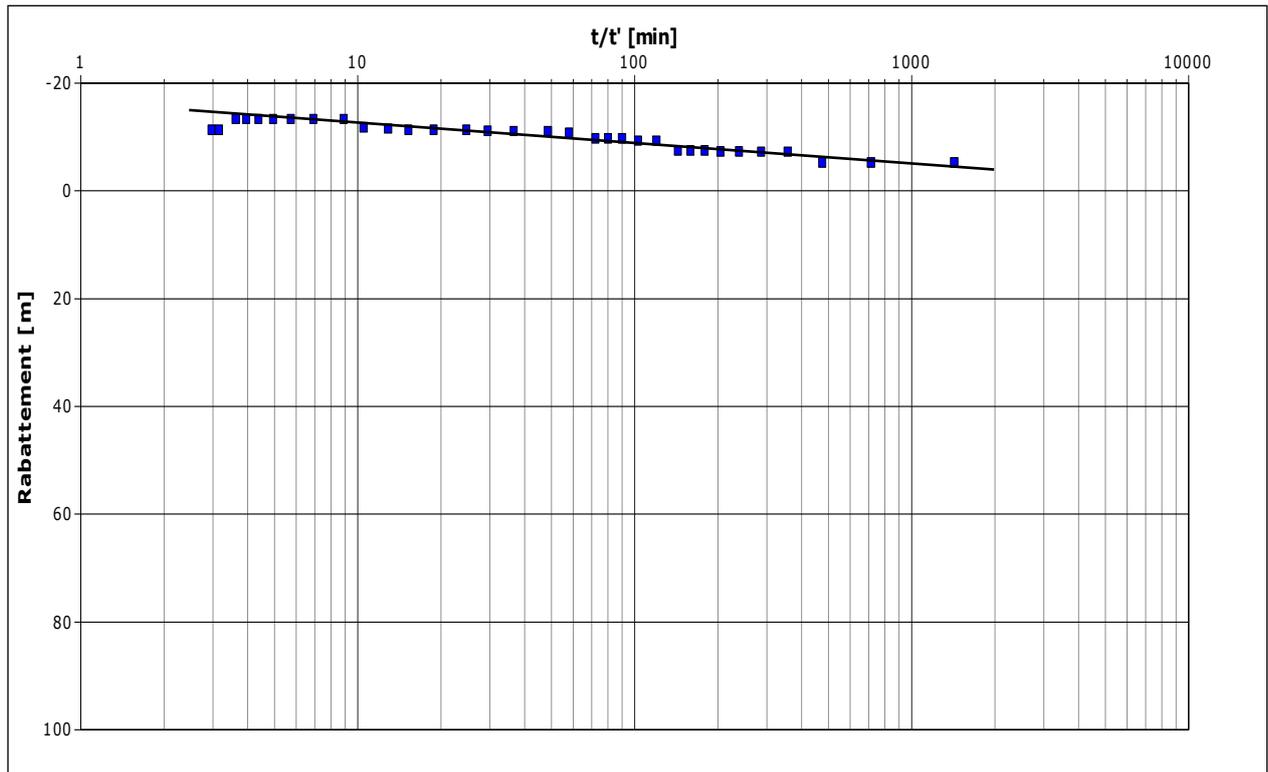


Figure 4-42: Pompage d'essai à Tindela. Droite représentative de la remontée.

Forage F5 (Sidi Mahdi)

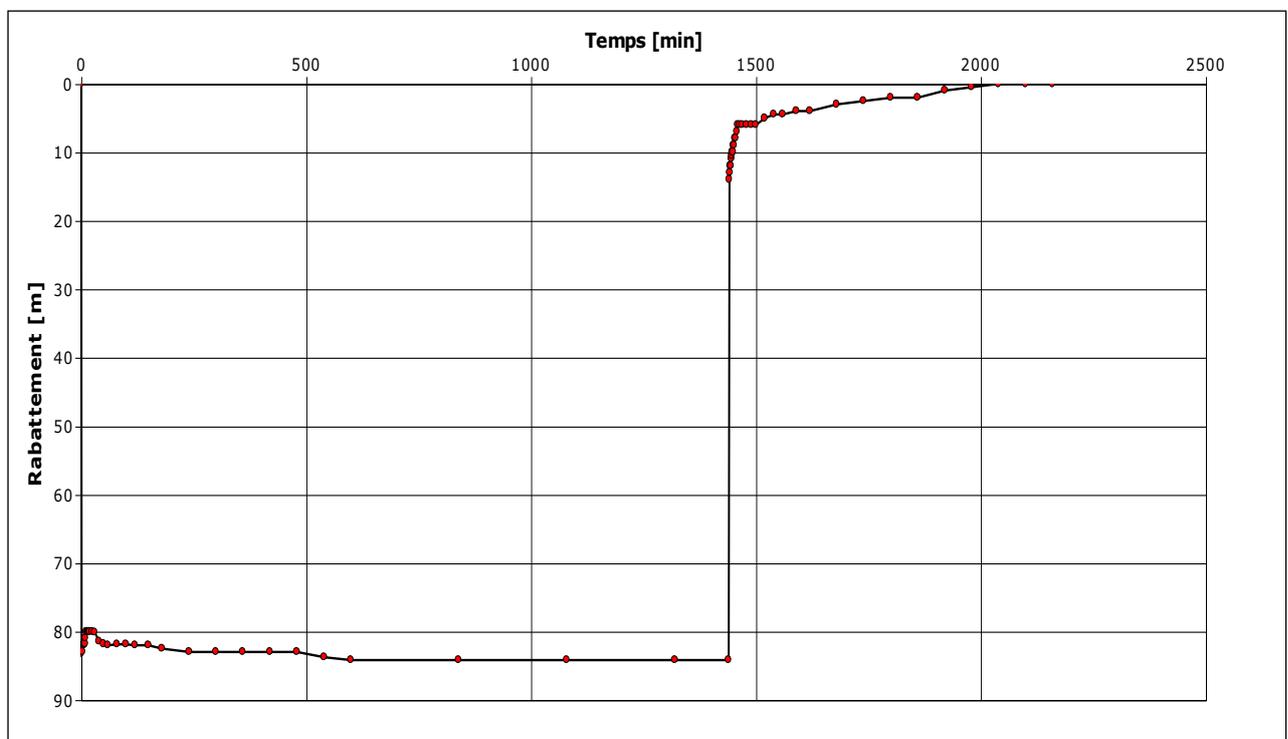


Figure 4-43 : Courbe du rabattement en fonction du temps du forage F5 (descente)

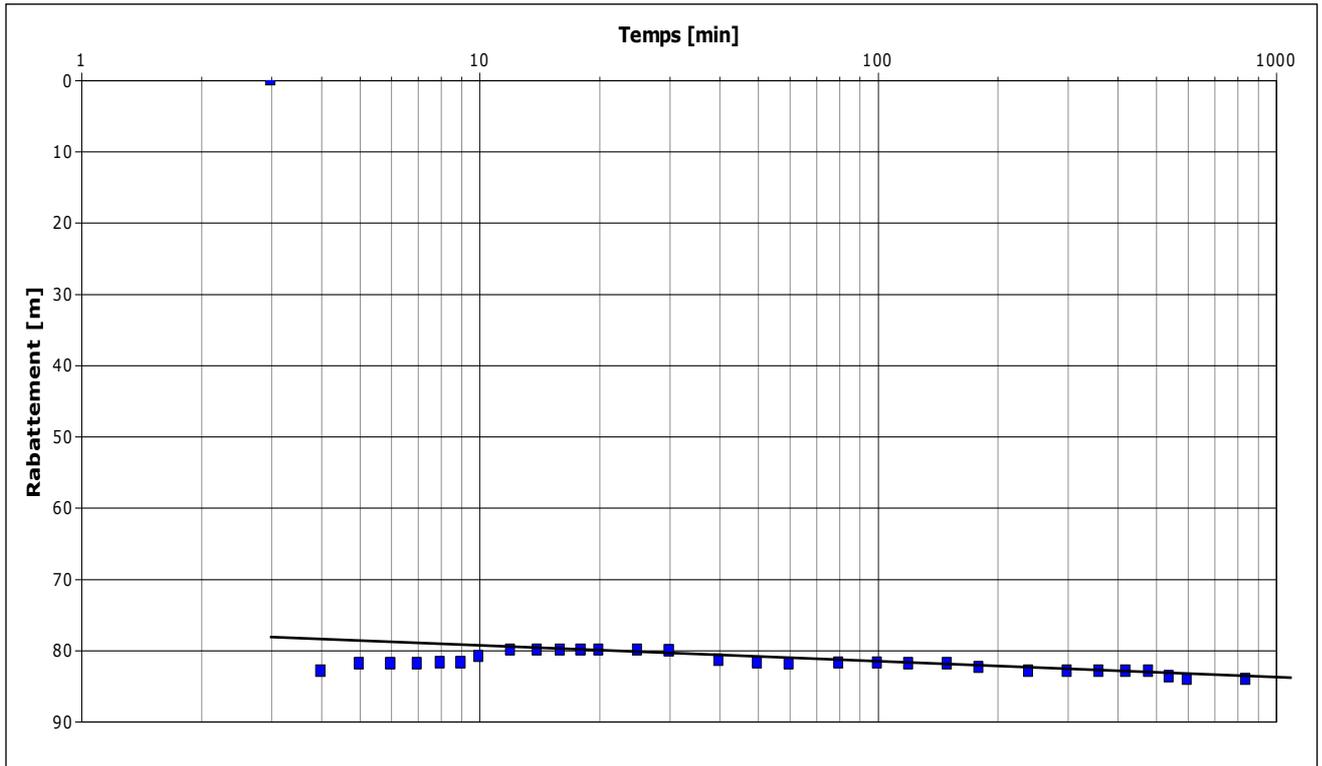


Figure 4-44: Courbe du rabattement en fonction de $\log(t)$ du forage F5 (descente)

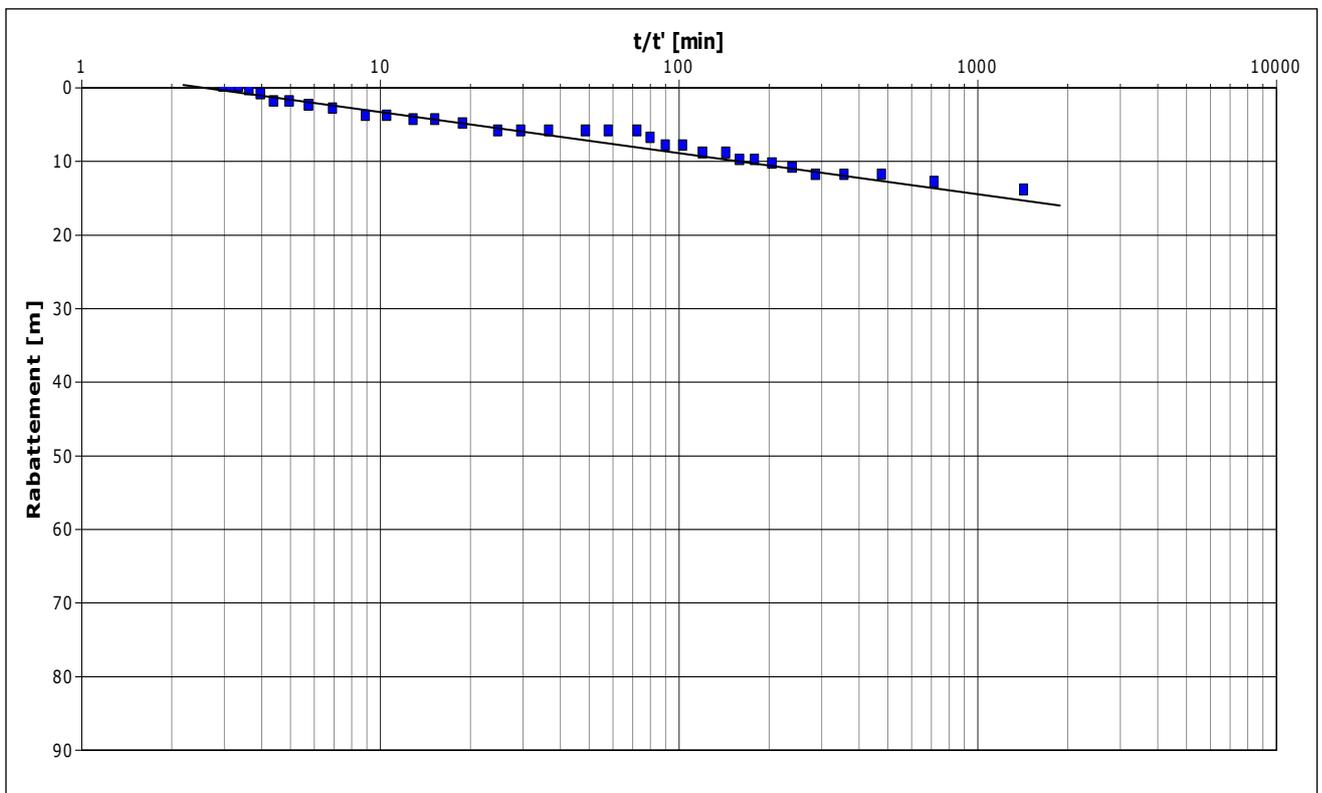


Figure 4-45 : Pompage d'essai à Sidi Mahdi. Droite représentative de la remontée.

7. Conclusion

Les cartes piézométriques du système aquifère du Sahara Septentrional mettent en évidence les directions d'écoulements souterrains, les zones d'alimentation et les zones exutoires.

L'aquifère continental intercalaire présente une transmissivité de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-2} m²/s, les légères variations de transmissivité entre les différents forages montrent qu'ils ne captent pas l'aquifère albien à la même profondeur, ni sur une même épaisseur.

Les forts débits exploités de ces forages montrent le grand intérêt hydrique de cet aquifère.

Chapitre 5

HYDROGEOCHIMIE

Hydrogéochimie

1. Introduction

Les eaux thermales constituent souvent une mémoire qui apporte en surface des indications sur le sous-sol profond (Bouri, 2007).

Le chimisme des eaux est le résultat de ses interactions avec la composition géologique des couches traversées et le temps de séjour des eaux.

L'eau joue donc deux rôles complémentaires : (Bakalowicz, 1976).

- 1- Réactif chimique qui dissout les minéraux et les matières organiques
- 2- Agent transporteur d'énergie et de matière.

Leur étude hydrogéochimique constitue un outil important qui permet de mieux caractériser la qualité des eaux.

La composition chimique à la résurgence doit être considérée avec précaution ; en effet, lors de son ascension, l'eau peut soit provenir directement et rapidement des niveaux profonds et chauds, dans quel cas la composition chimique reflète celle des formations réservoirs, soit subir des transformations et mélanges successifs caractérisant les différentes formations aquifères parcourues (Rimi, 2001).

La température de l'eau joue également un rôle essentiel dans le contrôle de la composition chimique de l'eau souterraine (Boudoukha et Athamena, 2012).

Le chimisme final est la résultante des apports par les différents milieux traversés, suivant les conditions physico-chimiques qui y règnent et aussi du temps de séjour des eaux (Thiry et Bariteau, 2003).

Le présent chapitre apporte une caractérisation hydrochimique des eaux souterraines de la nappe continentale intercalaire dans la région d'Oued Righ, ainsi que l'identification de l'origine de la minéralisation de ces eaux.

Dans ce contexte quatre campagnes d'analyses ont été réalisées et ont porté sur 118 points de prélèvement d'eau, répartis de façon homogène sur la zone d'étude, comprenant les forages albiens, les stations de refroidissement, les mélangeurs et les palmerais pour différentes périodes.

La prise des échantillons a été faite directement sur les forages en activité. Ces forages sont généralement utilisés pour l'irrigation, l'alimentation de la population et pour l'usage domestique.

En chaque point, nous avons mesuré les paramètres « in situ » : le pH, la température, la salinité et la conductivité électrique immédiatement après le prélèvement de l'échantillon à l'aide d'une valise multi-paramètre de terrain de marque Multi350i/SET. Les analyses chimiques ont été effectuées au laboratoire du centre de recherche scientifique et technique sur les régions arides à Biskra (C.R.S.T.R.A).

Enfin, un échantillonnage a été réalisé afin d'évaluer les teneurs en éléments traces dissous dans les eaux souterraines du secteur d'El M'ghair seulement. Le tableau 5-1 présente la séquence des prélèvements d'eau et le nombre d'ouvrages concernés au cours de chaque campagne d'échantillonnage.

Tableau 5-1 : Séquences d'échantillonnage et nombre d'ouvrages suivis

Site	Campagnes	Période	Forages		Station de refroidissement	Mélangeurs	Palmerais	Total
			AEP	IRR				
Oued Righ	1	Nov.2010	-	13	10	-	-	23
	2	Jan.2011	7	14	13	-	-	34
	3	Mai 2011	7	13	9	8	3	40
	4	Av. 2012	-	14	-	-	-	14
M'ghair	5	Jan.2014	-	7	-	-	-	7

2. Moyens et méthodes d'analyse

2.1. Mesures *in situ*

Les paramètres physico-chimiques non conservés (pH, température, conductivité électrique et salinité) ont été mesurés *in situ* à l'aide d'un multi paramètres Multi350i/SET.

2.2 Analyses au laboratoire

Les éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- et CO_3^-) et en traces (Fe^{3+} , Zn^{2+} , Mn^{2+} et Ni) ont été dosés au laboratoire central du centre de recherche scientifique et technique sur les régions arides (C.R.S.T.R.A), à Biskra.

Les méthodes analytiques utilisées sont brièvement décrites comme suit :

Calcium : il se fait par complexométrie.

Dureté totale ou titre hydrotimétrique (TH) : la mesure du TH correspond à l'analyse des ions Ca^{++} et Mg^{++} . Le dosage se fait par complexométrie à $\text{pH}=10$ à l'aide de l'acide Ethylène Diamine Tétracétique (EDTA) en présence d'un indicateur coloré : le noir d'Erichrome T (N.E.T). La valeur du Mg^{++} est déduite à partir de $\text{TH} - \text{Ca}^{++}$.

Carbonates et Bicarbonates : le dosage se fait par acidimétrie à l'aide d'une solution de H_2SO_4 (0.02N). L'indicateur coloré est le vert de Bromocrésol pour les Bicarbonates et la Phénolphtaléine pour les Carbonates.

Chlorures : en présence des Nitrates d'argent (AgNO_3), les chlorures précipitent sous formes d' AgCl (Chlorures d'argent). Le dosage se fait par la solution de Nitrates d'Argent (AgNO_3 N/20) en présence de Chromate de Potassium (KCrO_4).

Les sulfates : ils sont déterminés par la méthode turbidimétrique avec précipitation du sulfate de Baryum (BaSO_4) à l'issue de l'addition du chlorure de Baryum ($\text{BaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) tout en maintenant l'échantillon en agitation.

Le Sodium et la Potassium : ils sont déterminés par la spectrophotométrie de flamme. Le principe consiste à évaporer dans la flamme du photomètre l'eau à analyser et déterminer la quantité du Na^+ ou K^+ connaissant la longueur d'onde de chacun d'eux, et après avoir étalonné la méthode à des concentrations connues.

Méthode de spectrophotométrie d'absorption atomique pour les éléments en traces.

3. Les paramètres physiques

3.1. La température

Il est reconnu que les variations des températures de l'air s'estompent au-delà de 3m de profondeur et que la température des eaux souterraines est invariable au cours de l'année (Petit et Erpicum, 1987). La température de l'eau est un facteur très important dans la

solubilité des minéraux. Elle varie en fonction de la température extérieure (l'air), des saisons, de la nature géologique et de la profondeur du niveau d'eau par rapport à la surface du sol (Debieche, 2002).

Les valeurs de la température observées sont résumées dans le tableau 5-2.

Les valeurs de la température du système aquifère continental intercalaire de la région d'Oued Righ oscillent entre 40,5 et 61,5°C avec une moyenne de 53,38 °C et un écart type faible (4,34) qui indique une faible variabilité de ce paramètre à cause de leur profondeur, la plupart des forages albiens étudiés ont des profondeurs > 1800 m, donc ne sont pas influencés par les conditions climatiques. La température des eaux des stations de refroidissement varie entre 47,10 et 19,70 °C avec une moyenne de 31,47 °C et un écart type de 8,32, à cause de leur contact avec l'air. La température moyenne des eaux pour les mélangeurs (CI+CT) varie entre 48,3 et 25,82°C, pour les palmerais (les eaux d'irrigation) la température varie entre 29,8 et 28°C.

Tableau 5- 2 : Variation de la température au niveau d'Oued Righ

Température (°C)		Nov.2010		Jan.2011		Mai 2011				Avril 2012
		Forages (IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Mélangeurs	Palmerais	Forages (IRR)
Paramètres statistiques	Max.	60.40	46.8 0	61.5	47.1	60.3	43	48.3	29.8	61.3
	Min.	47.50	19.7 0	48.2	20.8	49.3	20	25.3	28	40.5
	Moy.	53.47	33.5 7	54.3	33.2 0	54.31	30.26	37.86	28.76	50.77
	Ecart- type	3.78	8.64	3.99	8.87	3.17	6.93	7.19	0.93	5.74
Normes		25								

3.2. Potentiel d'hydrogène (pH)

Le pH caractérise l'acidité ou l'alcalinité d'une eau. Les eaux de l'aquifère profond (Albien) présentent majoritairement des pH légèrement basiques dans un intervalle de 6,84 à 9,88 avec une moyenne de 8,11, dues à l'effet des formations qui constituent l'aquifère (grès argileux), pour les stations de refroidissement les valeurs du pH varient de 7,22 à 10,58 avec une moyenne de 8,84. Cela est dû au contact avec l'air. Au niveau des mélangeurs le pH varie entre 7,12 et 7,66 avec une moyenne de 7,37, à cause des eaux du complexe terminal.

3.3. La conductivité électrique

Elle reflète la minéralisation de l'eau. La variation de la minéralisation de l'eau est régit par plusieurs facteurs : (Hadj-said, 2007)

- Evaporation importante liée à l'approximation de la surface
- Temps de séjour et échange eaux-encaissant
- Echange avec nappes adjacentes.

Les fluctuations globales de la minéralisation de l'eau peuvent être traduites par la détermination de la conductivité électrique de l'eau qui est une fonction linéaire des ions dissous (Meybeck, 1986).

Les résultats obtenus sont résumés dans le tableau 5-3, au niveau des forages de la nappe continentale intercalaire les valeurs de la conductivité électrique varient entre 2110 et 3370 $\mu\text{s}/\text{cm}$ avec une moyenne de 2530 $\mu\text{s}/\text{cm}$ et un écart type très faible, de l'ordre de 0,31.

Elle est due à la dissolution des évaporites qui constituent l'aquifère.

Pour les stations de refroidissement, la conductivité électrique est comprise entre 2090 et 3480 $\mu\text{s}/\text{cm}$ avec une moyenne de 2580 $\mu\text{s}/\text{cm}$. Par ailleurs, les mélangeurs présentent une CE comprise entre 2690 et 7400 $\mu\text{s}/\text{cm}$ (la moyenne 3790 $\mu\text{s}/\text{cm}$).

Au niveau des palmerais, la CE varie 2590 et 2630 $\mu\text{s}/\text{cm}$, pour une valeur moyenne de 2610 $\mu\text{s}/\text{cm}$.

3.4. La salinité

La salinité des eaux de la nappe continentale intercalaire présente une moyenne de 1,31g/l, la valeur maximale est de 1,80 g/l, la même constatation est valable pour les eaux après refroidissement.

Au niveau des mélangeurs, la salinité varie entre 1,30 et 3,80 g/l pour une valeur moyenne de 1,90 g/l. Cela est dû à une contribution des eaux de la nappe du complexe terminal (eaux très chargées) dans l'augmentation de la salinité des eaux de la nappe du continental intercalaire.

Tableau 5-3 : Variation du pH au niveau d'Oued Righ

pH		Nov.2010		Jan.2011		Mai 2011				Avril 2012
		Forages (IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Mélangeurs	Palmerais	Forages (IRR)
Paramètres statistiques	Max.	9,33	10,58	9,88	10,51	7,59	8,04	7,66	8,03	8,34
	Min.	7,52	8,52	7,09	7,65	6,84	7,22	7,12	7,98	7,13
	Moy.	8,69	9,48	8,94	9,06	7,12	7,81	7,37	8	7,77
	Ecart-type	0,46	0,72	0,70	0,90	0,22	0,29	0,18	0,026	0,45
Normes		6,5 < pH < 9,5								

Tableau 5-4 : Variation de la conductivité électrique au niveau d'Oued Righ

Conductivité électrique ($\mu\text{s}/\text{cm}$)		Nov.2010		Jan.2011		Mai 2011				Avril 2012
		Forages (IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Mélangeurs	Palmerais	Forages (IRR)
Paramètres statistiques	Max.	3300	3450	3280	3480	3070	3440	7400	2630	3370
	Min.	2130	2090	2110	2130	2140	2280	2690	2590	2110
	Moy.	2520	2500	2568	2566	2507	2681	3790	2610	2518
	Ecart-type	0,31	0,39	0,30	0,37	0,26	0,34	1,51	0,02	0,38
Normes		2500								

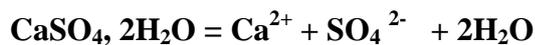
Tableau 5-5 : Variation de la salinité au niveau d'Oued Righ

Salinité (g/l)		Nov.2010		Jan.2011		Mai 2011				Avril 2012
		Forages (IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Mélangeurs	Palmerais	Forages (IRR)
Paramètres statistiques	Max.	1,80	1,80	1,80	1,80	1,70	1,70	3,80	1,30	1,70
	Min.	1,10	1,10	1,10	1,10	1,1	1,10	1,30	1,30	1,10
	Moy.	1,35	1,30	1,36	1,32	1,26	1,31	1,90	1,30	1,28
	Ecart-type	0,18	0,19	0,17	0,19	0,15	0,17	0,79	0	0,17
Normes										

4. Les éléments majeurs

4.1. Calcium (Ca²⁺)

Le calcium est un élément très dominant dans les eaux naturelles, la présence des ions Ca²⁺ dans l'eau est liée principalement à deux origines naturelles : soit la dissolution des formations carbonatées (CaCO₃), soit la dissolution des formations gypseuses (CaSO₄), selon les réactions suivantes :



Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 5-6.

Les teneurs en calcium mesurées dans les eaux souterraines de la nappe continental intercalaire sont relativement élevées. Celles-ci s'échelonnent en effet entre 30,4 et 236,8 mg/l pour une moyenne de 159,93 mg/l et un écart type de 51,50 indiquant une grande variabilité de ce paramètre. Les valeurs les plus faibles avec un minimum de 30,4 mg/l sont observées à Djamaa. L'enrichissement en calcium des eaux souterraines observé peut s'expliquer par les interactions eau/roche.

En revanche, au niveau des stations de refroidissement les valeurs extrêmes des concentrations en calcium sont comprises entre 28 et 239,20 mg/l, avec une moyenne de 161,79 mg/l et un écart type de 54,41. Les résultats ne montrent aucune variation significative entre les forages et les stations de refroidissement. Les valeurs les plus élevées sont observées au niveau des mélangeurs (CI+CT), les teneurs en calcium sont comprises entre 52,8 et 691,20 mg/l (au niveau des mélangeurs) avec une moyenne de 251,20 et un écart type élevé (188,19), ce qui indique une grande variation des concentrations.

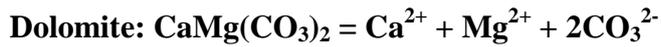
Cela est dû au mélange des eaux de la nappe du complexe terminal et les eaux du continental intercalaire, ce qui donne une concentration supplémentaire à cette dernière.

Au niveau des eaux des palmerais d'Oued Righ, les teneurs en calcium sont faibles par rapport aux eaux des forages à cause d'un échange de base contre le sodium.

4.2. Magnésium (Mg²⁺)

Les ions (Mg²⁺) proviennent, comme les ions calcium, de la dissolution des formations carbonatées à fortes teneurs en magnésium (magnésite et dolomite), selon les réactions :





La présence du magnésium indique généralement des eaux à transit lent (Bakalowicz, 1994). Le magnésium, caractérisé par sa lente cinétique de mise en solution, forme un bon indicateur du temps de contact de l'eau avec la matrice ou l'encaissant (Awad, 2011). La majorité des eaux souterraines dans les régions arides présentent des teneurs en magnésium assez importantes (Brinis, 2011).

Les concentrations observées sont présentées dans le tableau 5-6.

Les valeurs en Mg^{2+} dissous dans les eaux des forages albiens dans la région d'Oued Righ varient entre 17,28 et 149,76 mg/l, pour une valeur moyenne de 101,94 mg/l et écart type 24,03, les concentrations en magnésium mesurées sont en effet toutes supérieures à 50 mg/l, les fortes concentrations sont également ceux présentant les fortes concentrations en calcium. Après refroidissement, les teneurs en Mg^{2+} varient entre 30,24 et 163,20 mg/l, avec une moyenne de 98,15 mg/l et un écart type de 29. Aucune variation significative des concentrations entre les eaux des forages et les stations de refroidissement n'est à signaler.

Pour les mélangeurs, les teneurs en magnésium sont comprises entre 60,48 et 211,68 mg/l avec une moyenne de 135 mg/l. pour les palmerais, cette teneur varie entre 96 et 147,36 mg/l avec une moyenne de 115,84 mg/l.

4.3. Le sodium (Na^+)

L'origine de cet élément est liée principalement à la dissolution des formations salifères et à l'effet de la salinité marine. La plus importante source de sodium se trouve dans les évaporites (halite NaCl , mirabilite $\text{Na}_2\text{SO}_4(10(\text{H}_2\text{O}))$).

Le sodium est généralement associé aux ions chlorures, très soluble dans l'eau et il est affecté par le processus d'échange de base avec les alcalino-terreux (El Achheb et al, 2006).

Dans les eaux des forages albiens, les concentrations en sodium sont comprises entre 117,50 et 413,59 mg/l avec une moyenne de 251,49 et un écart type de 68,04.

Cette importante variabilité indique une grande variabilité des origines possibles du sodium rencontré. Dans les eaux albiennes après refroidissement les teneurs en sodium varient entre 119,31 et 740,40 mg/l avec une moyenne de 260,68 mg/l, ces fortes teneurs sont expliquées par le phénomène d'évaporation.

Pour les mélangeurs, les teneurs en sodium varient entre 297,09 et 656,31 mg/l, avec 414,81 mg/l comme valeur moyenne. Dans les eaux des palmerais, les teneurs en sodium varient entre 209,71 et 238,83 mg/l avec une moyenne de 225,89 mg/l.

Dans la région les apports en sodium proviennent de la dissolution des formations évaporitiques.

4.4. Le potassium (K^+)

Le potassium provient de l'altération des formations silicatées (gneiss, schiste), des argiles potassiques et de la dissolution des engrais chimiques (NPK).

Le K^+ ayant une masse atomique plus élevée que le Na^+ , il s'en suit donc que les eaux contiennent plus de sodium que de potassium (Kuicha et al, 2013).

Les concentrations enregistrées au niveau des forages albiens varient entre 30,73 et 57,28 mg/l avec une moyenne de 46,22 mg/l, les teneurs du potassium présentent des valeurs supérieures aux normes de potabilité. Les fortes concentrations en potassium sont dues aux formations argileuses.

Pour les eaux après refroidissement les teneurs en potassium varient entre 24,38 et 57,28 mg/l avec une moyenne de 48,76mg/l.

Dans les mélangeurs, les teneurs en potassium varient entre 20,67 et 45,02 mg/l avec une moyenne de 34,24 mg/l.

Dans les palmerais, les teneurs en potassium varient entre 41,85 et 42,38 mg/l avec une moyenne de 42,02 mg/l.

4.5. Les chlorures (Cl^-)

Les ions chlorures possèdent des caractéristiques différentes de celles des autres éléments, ils ne sont pas adsorbés par les formations géologiques, ne se combinent pas facilement avec les éléments chimiques et restent très mobiles (Gouaidia, 2008).

Les teneurs naturelles en chlorures présentent des valeurs importantes par rapport à celles du sodium, à cause des caractéristiques spéciales de cet élément qui ne rentre pas dans les phénomènes de précipitation chimique, ne s'adsorbe pas par les formations géologique et qui est très mobile (Debieche, 2002).

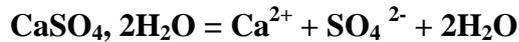
La teneur moyenne en chlorures des forages albiens est de 457,69 mg/l (minimum = 298,20, maximum = 717,10 mg/l). Pour les stations de refroidissement, cette teneur varie entre 291,10 et 781 mg/l (moyenne 445,97 mg/l).

Dans les mélangeurs, les concentrations en Cl^- , présentent une variation importante entre les valeurs extrêmes qui sont de 440,2 à 1533,6 mg/l avec une moyenne de 741,01 mg/l. Dans les palmerais, la variation des concentrations en Cl^- est de 461,5 à 482,8 mg/l, avec une moyenne est de 468,60 mg/l.

La présence de fortes teneurs en Cl^- dans la région d'étude peut s'expliquer par le lessivage des argiles du crétacé inférieur.

4.6. Les sulfates (SO_4^{2-})

La présence d'ions sulfatés dans l'eau est liée à la dissolution des formations gypseuses selon la relation suivante :



La présence des ions sulfates dans les eaux souterraines de la région d'Oued Righ est une caractéristique des eaux souterraines des régions du Bas Sahara, c'est l'un des éléments majeurs qui détermine le faciès chimique de l'eau dans la région d'étude. Les sulfates sont également présents, leur teneur varie entre 266,18 et 4450,91 mg/l au niveau des forages albiens avec une moyenne de 1241,97 mg/l puis entre 343,74 et 1116,67 mg/l avec une moyenne de 738,04 mg/l pour les stations de refroidissement.

Pour les mélangeurs, la teneur en sulfates est comprise entre 916,67 et 2511,11 mg/l avec une moyenne de 1404,86 mg/l. Pour les palmerais, la teneur en sulfates varie entre 955,56 et 1038,89 mg/l avec une moyenne de 1001,85 mg/l.

Ces fortes teneurs sont expliquées par la dissolution des minéraux évaporitiques et le contact des eaux avec les marnes gypsifères qui forment le Cénomaniens.

4.7. Les bicarbonates (HCO_3^-)

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



La libération des bicarbonates est favorisée lorsque le pH du milieu augmente (Michard, 2002). Les concentrations en bicarbonates sont comprises entre 45,10 et 263,52 mg/l, avec une moyenne de 169,64 mg/l et un écart type de 63,76 au niveau des forages.

Au niveau des stations de refroidissement, la teneur en HCO_3^- varie entre 117,12 et 263,52 mg/l pour une valeur moyenne de 191,52 mg/l.

Pour les mélangeurs (CI+CT), cette teneur varie entre 170,80 et 195,2 mg/l avec une moyenne de 179,86 mg/l.

Au niveau des palmerais, les teneurs en bicarbonates varient entre 198,92 et 200,2 mg/l avec une moyenne de 199,36 mg/l.

Tableau 5-6: Variation des teneurs en calcium pendant le suivi (2010 /2012)

Ca ²⁺ (mg/l)		Nov.2010		Jan.2011		Mai 2011				Avril 2012
		Forages (IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Mélangeurs	Palmerais	Forages (IRR)
Paramètres statistiques	Max.	208	219,20	236,8	239,2	230,4	177,6	691,20	141,6	216,80
	Min.	108	114,40	140,8	144,8	30,4	28	52,8	27,2	132
	Moy.	155,88	166,72	194,057	196,06	105,52	106,8	251,2	85,06	188,19
	Ecart-type	28,90	33,64	26,203	30,86	52,24	58,57	188,192	57,21	25,24
Normes		100								

Tableau 5-7 : Variation des teneurs en magnésium pendant le suivi (2010 /2012)

Mg ²⁺ (mg/l)		Nov.2010		Jan.2011		Mai 2011			Avril 2012	
		Forages (IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Mélangeurs	Palmerais	Forages (IRR)
Paramètres statistiques	Max.	124,80	116,64	134,4	108,48	149,76	163,2	211,68	147,36	121,44
	Min.	17,28	30,24	60	51,36	98,88	103,2	60,48	96	84,24
	Moy.	81,38	81,22	92,068	88,47	124,032	130,93	135	115,84	104,105
	Ecart-type	26,50	29,69	18,32	16,66	16,62	18,44	50,02	27,60	10,38
Normes		50								

Tableau 5-8 : Variation des teneurs en sodium (Na^+) pendant le suivi (2010 /2012)

Na^+ (mg/l)		Nov.2010		Jan.2011		Mai 2011				Avril 2012
		Forages (IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Mélangeurs	Palmerais	Forages (IRR)
Paramètres statistiques	Max.	370,20	740,40	395,17	395,17	413,59	423,30	656,31	238,83	298,75
	Min.	211,26	184,77	167,59	119,31	180,58	180,58	297,09	209,71	117,5
	Moy.	286,09	309,87	269,06	231,21	261,65	248,54	414,81	225,89	174,64
	Ecart-type	44,34	157,71	65,86	79,84	56,81	68,31	114,10	14,83	50,76
Normes		150								

Tableau 5-9: Variation des teneurs du potassium (K+) pendant le suivi (2010 /2012)

K ⁺ (mg/l)		Nov.2010		Jan.2011		Mai 2011			Avril 2012	
		Forages (IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Mélangeurs Palmerais	Forages (IRR)	
Paramètres statistiques	Max.	51,60	51,60	57,28	57,28	42,38	43,97	45,02	42,38	46,67
	Min.	47,75	48,85	51,88	51,88	30,73	24,38	20,67	41,85	38,72
	Moy.	49,32	50,17	53,96	54,87	39,36	38,38	34,24	42,02	41,86
	Ecart-type	1,23	0,83	1,35	1,61	2,92	6,958	8,43	0,305	2,10
Normes		12								

Tableau 5-10: Variation des teneurs des chlorures (Cl⁻) pendant le suivi (2010 /2012)

Cl ⁻ (mg/l)		Nov.2010		Jan.2011		Mai 2011				Avril 2012
		Forages (IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Mélangeurs	Palmerais	Forages (IRR)
Paramètres statistiques	Max.	695,80	724,20	646,1	738,4	717,1	781	1533,6	482,8	683,37
	Min.	312,40	312,40	298,2	291,1	305,3	319,5	440,2	461,5	305,30
	Moy.	436,40	438,07	455,75	434,738	478,90	470,96	741,06	468,6	450,61
	Ecart-type	104,25	138,97	107,99	118,91	114,73	134,15	334,46	12,29	117,53
Normes		200								

Tableau 5-11: Variation des teneurs des sulfates (SO_4^{2-}) pendant le suivi (2010 /2012)

SO_4^{2-} (mg/l)		Nov.2010		Jan.2011		Mai 2011				Avril 2012
		Forages (IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Mélangeurs	Palmerais	Forages (IRR)
Paramètres statistiques	Max.	714,54	796,50	1032,35	841,17	1077,78	1116,67	2511,11	1038,89	4450,91
	Min.	410,10	343,74	534,62	524,73	605,56	772,22	916,67	955,56	266,18
	Moy.	577,32	599,01	790,31	698,67	922,78	949,38	1404,86	1001,85	2875,93
	Ecart-type	99,55	145,72	118,19	113,76	111,49	102,078	541,04	42,43	933,83
Normes		500								

Tableau 5-12: Variation des teneurs des bicarbonates (HCO_3^-) pendant le suivi (2010 /2012)

HCO_3^- (mg/l)		Nov.2010		Jan.2011		Mai 2011				Avril 2012
		Forages (IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Forages (AEP+IRR)	St. Refr.	Mélangeurs	Palmerais	Forages (IRR)
Paramètres statistiques	Max.	26,92	200,08	263,52	263,52	219,6	225,8	195,2	200,2	112,2
	Min.	131,76	117,12	190,32	165,92	165,92	152,6	170,8	198,92	45,1
	Moy.	177,74	166,90	218,90	208,71	194,84	194,02	179,86	199,36	60,04
	Ecart-type	28,47	25,54	24,85	30,61	16,67	21,67	11,33	0,73	17,78

4.8. Le titre hydrométrique (TH)

Le titre hydrométrique (TH), ou dureté de l'eau, est une mesure de la concentration en ions alcalins terreux, calcium et magnésium essentiellement. Il traduit le pouvoir entartrant de l'eau. Ainsi 1°f de TH correspond à une concentration de 10 mg/l de carbonate de calcium.

On peut donc classer les eaux en fonction de leur dureté :

- TH < 10°f : eau très peu dure
- 10 < TH < 20°f : eau peu dure
- 20 < TH < 30°f : eau dure
- TH > 30°f : eau très dure.

Les eaux de la nappe du continentale intercalaire de la région d'Oued Righ présentent des valeurs relativement élevées de TH qui varient entre 59,20 et 106,40°f (fig.5-1 et 5-2) traduisant vraisemblablement l'influence d'eau venant de l'aquifère du complexe terminal, la dissolution de l'encaissant, l'échange de base et le temps de séjour important, d'où la nécessité de prévoir des traitements pour lutter contre l'entartrage afin de préserver la pérennité des installations géothermiques.

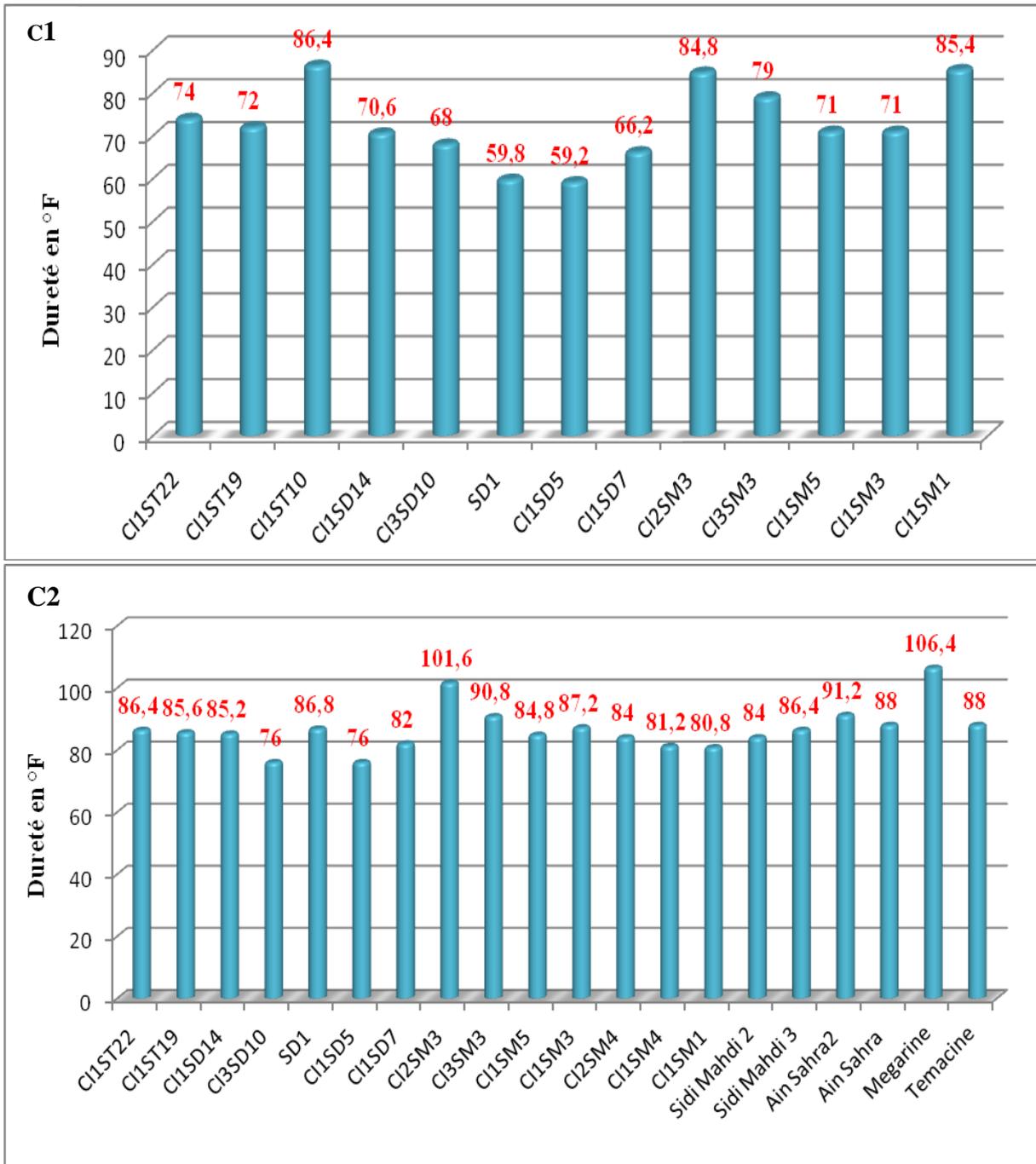


Figure 5-1 : La dureté des eaux albiennes, Nov.2010 et Jan.2011

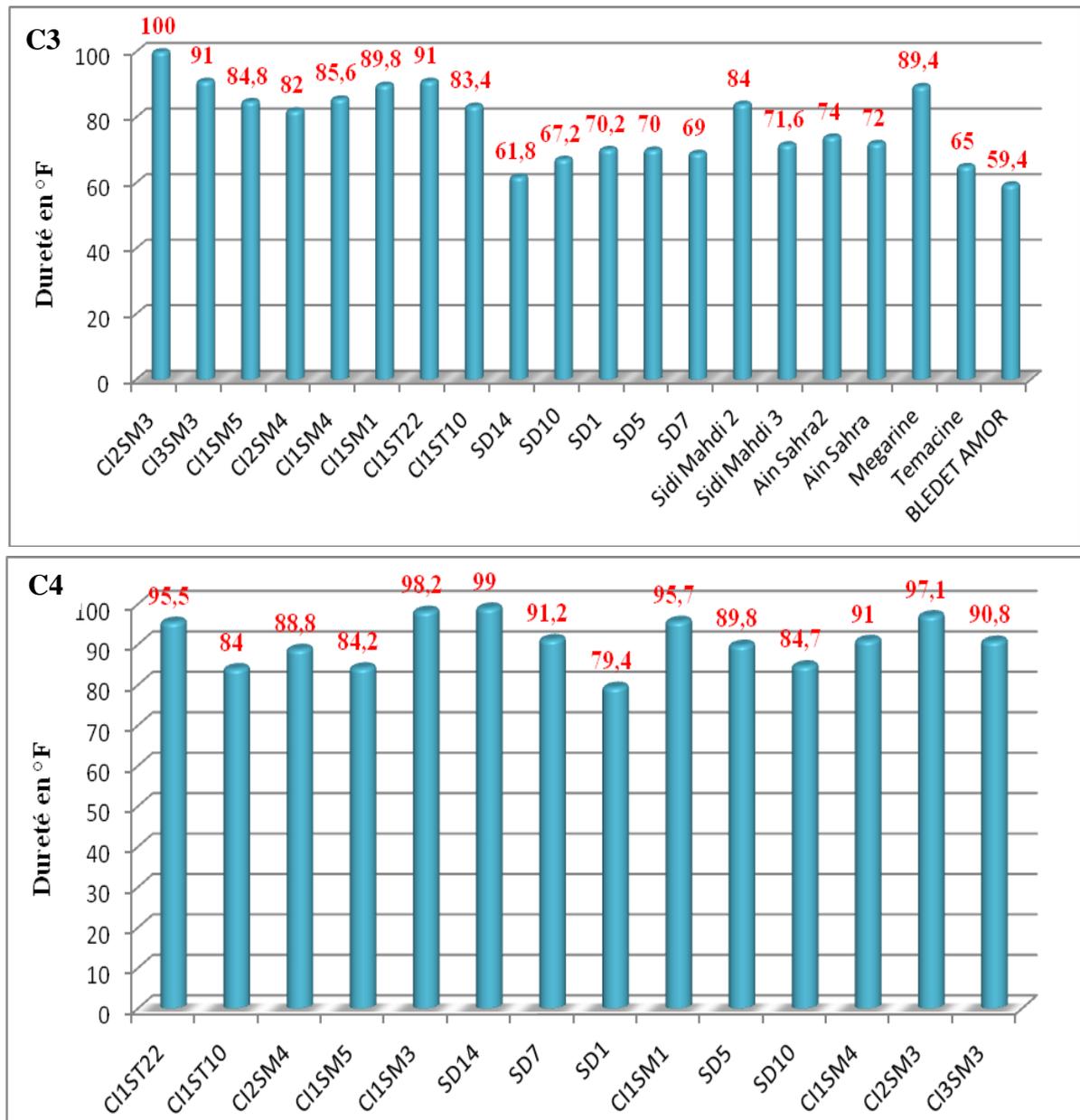


Figure 5 -2 : La dureté des eaux albiennes, Mai 2011 et Avril 2012

5. Les éléments métalliques en traces

Les éléments métalliques en trace étudiés sont le zinc, le fer, le manganèse, et le nickel. Ces éléments sont présents dans la nappe du continental intercalaire de la région d'Oued Righ Nord (M'ghair) avec des concentrations qui varient respectivement de 0,001 à 0,011mg/l, 0,06 à 0,566 mg/l, 0,034 à 0,055mg/l et 0,023 à 0,047mg/l. d'après LAKHDAR et al (2006), les éléments métalliques lourds ne sont véhiculés par les fluides que sous des conditions de température et de pression très élevées.

Tableau 5-13 : Concentrations des éléments métalliques en traces (mg/l)

Forage	Zinc	Fer	Manganèse	Nickel
CI1SM3	0,002	0,060	0,047	0,039
CI2SM4	0,001	0,303	0,035	0,023
CI1SM4	0,011	0,315	0,038	0,036
CI2SM3	0,005	0,566	0,037	0,024
CI1SM5	0,005	0,439	0,034	0,047
CI3SM3	0,002	0,498	0,039	0,035
CI1SM1	0,007	0,241	0,055	0,031

6. Cartographie hydrochimique

La région d'Oued Righ est constituée par des formations sédimentaires et de ce fait l'acquisition de la minéralisation d'une eau est liée à l'interaction avec la roche et au temps de séjour des eaux dans l'aquifère.

Dans notre cas, on va traiter les variations spatiales des éléments chimiques caractérisant la minéralisation des eaux souterraines de la nappe continentale intercalaire d'Oued Righ pour les quatre campagnes.

L'outil cartographique, même dans l'aspect qualitatif des eaux, reste un outil très appréciable, dans la vision de l'évolution spatiale d'un constituant chimique quelconque, ou d'un polluant (Rouabhia, 2006).

6.1. Calcium

L'observation des quatre cartes montre que les fortes concentrations se localisent en aval de la nappe (Nord-Est) d'Oued Righ, ceci est du à la dissolution des formations carbonatés et la dissolution des formations gypseuses.

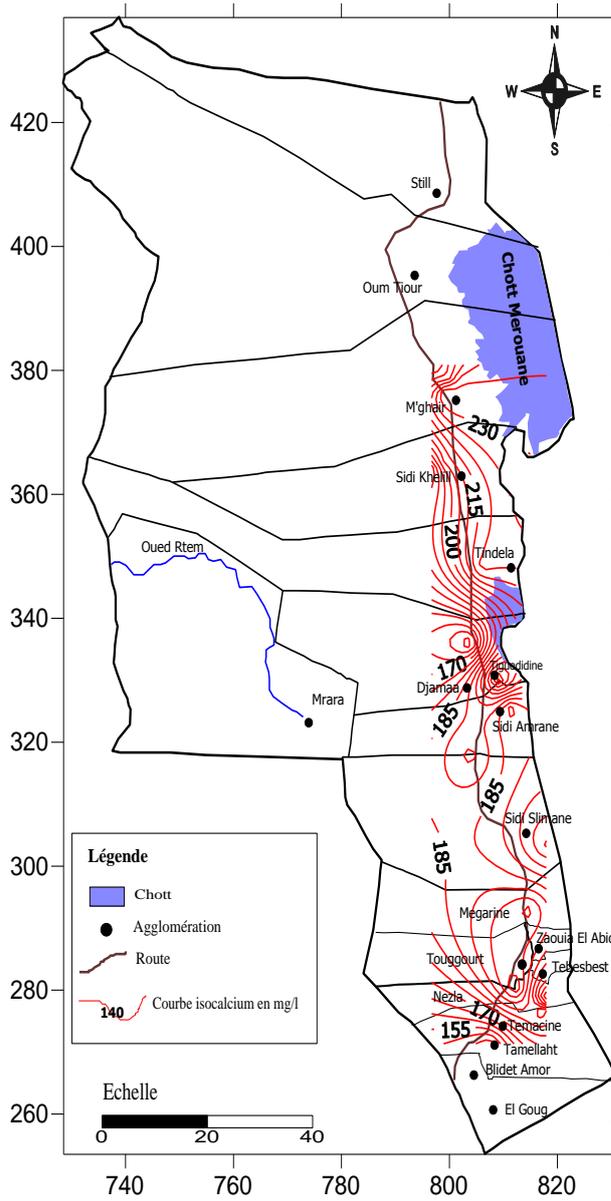


Figure 5-3: Carte du calcium, Nov. 2010

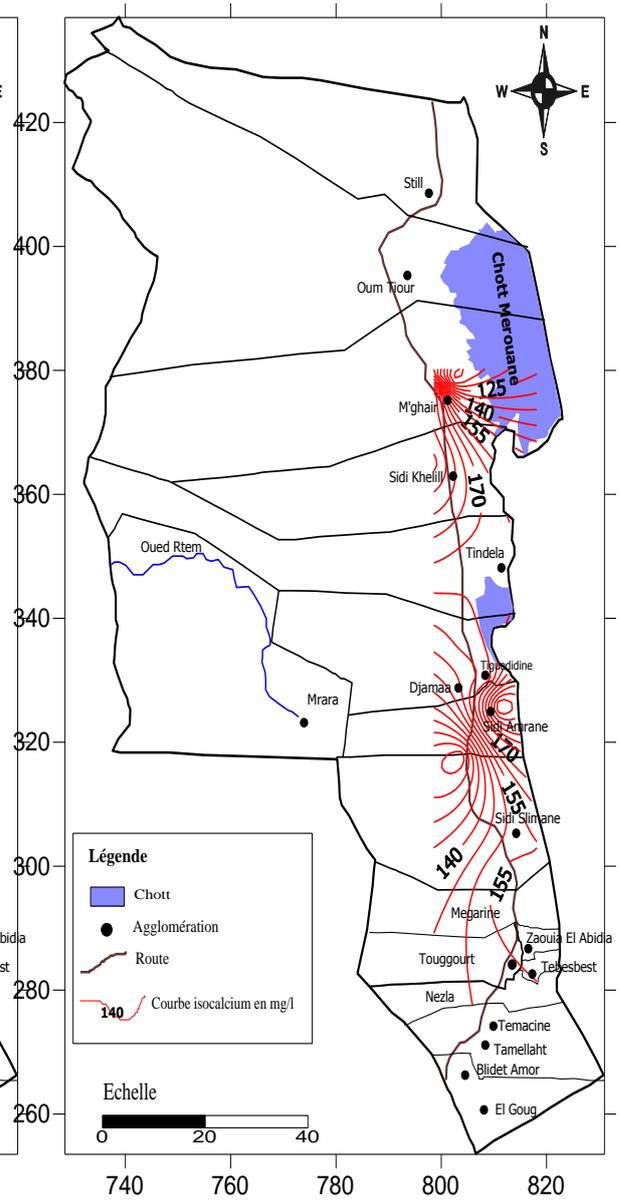


Figure 5-4 : Carte du calcium, Jan. 2011

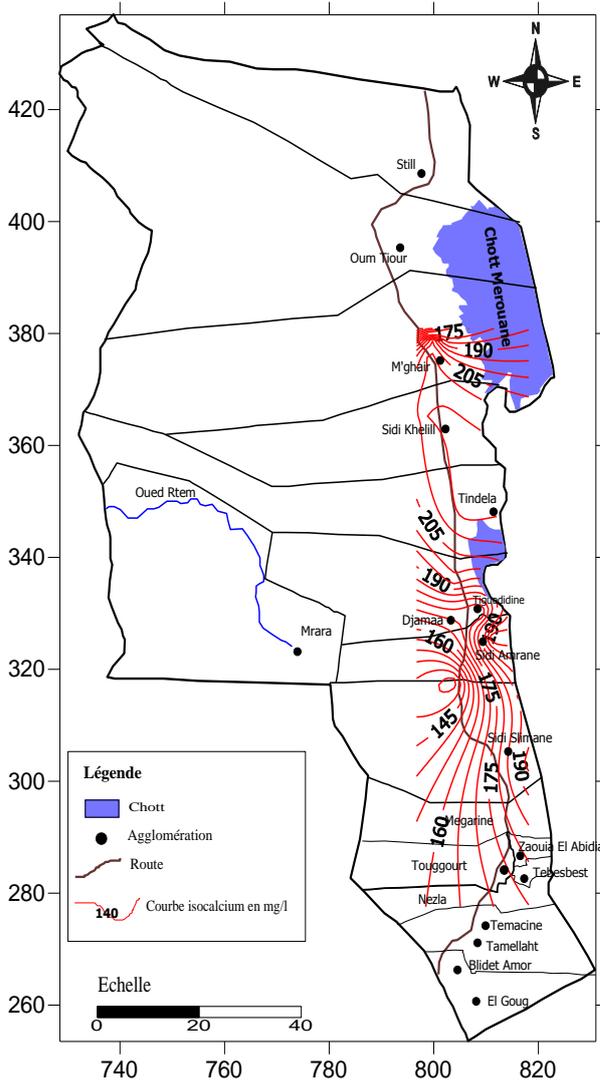


Figure 5-5: Carte du calcium, Mai 2011

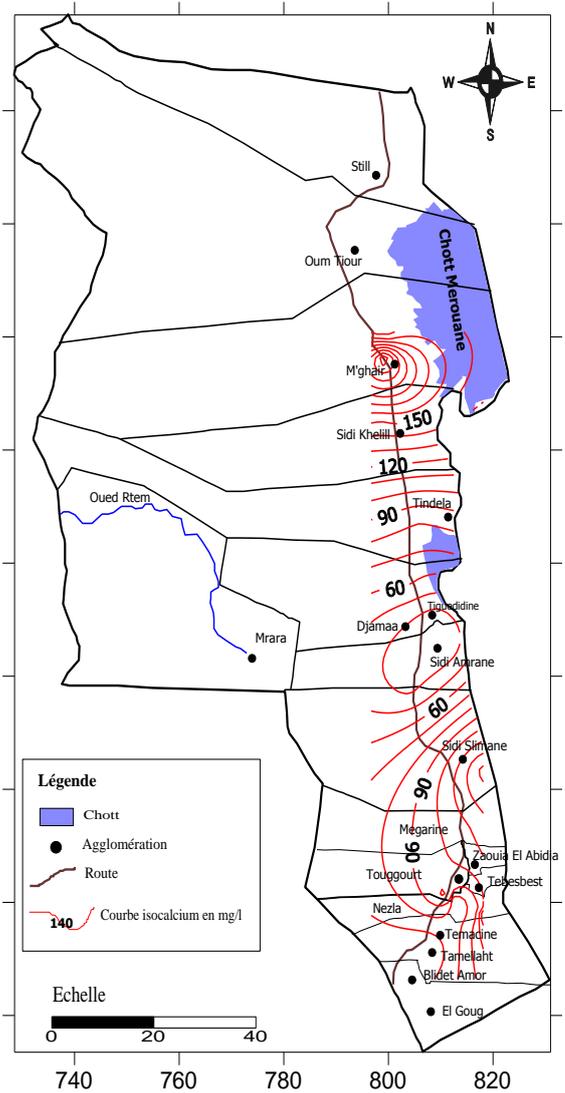


Figure 5-6 : Carte du calcium, Avril 2012

6.2. Magnésium

Les fortes concentrations, en général, se manifestent au Sud-Ouest et au Nord-Est, on pense qu'elles suivent la direction principale de l'écoulement souterrain avec un long temps de séjour et une circulation lente, ce qui indique une interaction prolongée avec la roche.

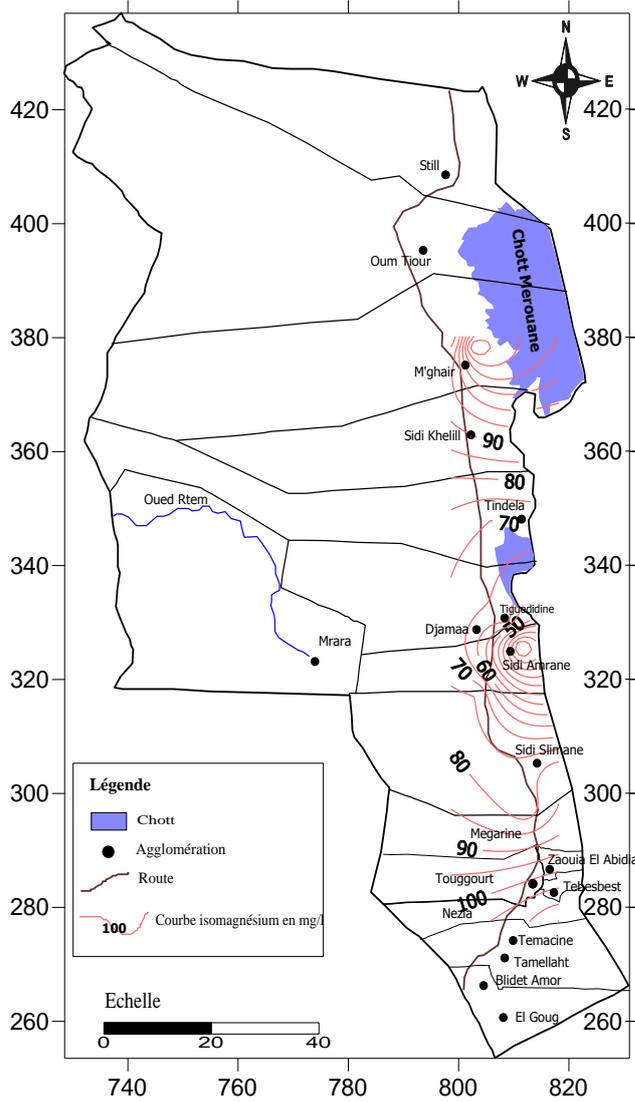


Figure 5-7: Carte du Magnésium, Nov. 2010

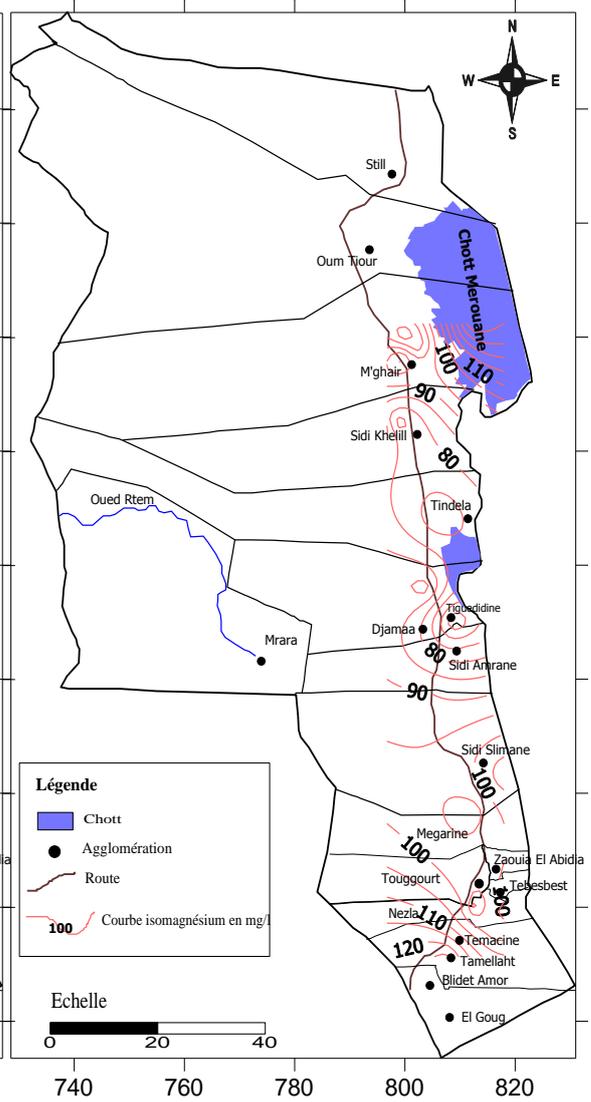


Figure 5-8 : Carte du Magnésium, Jan. 2011

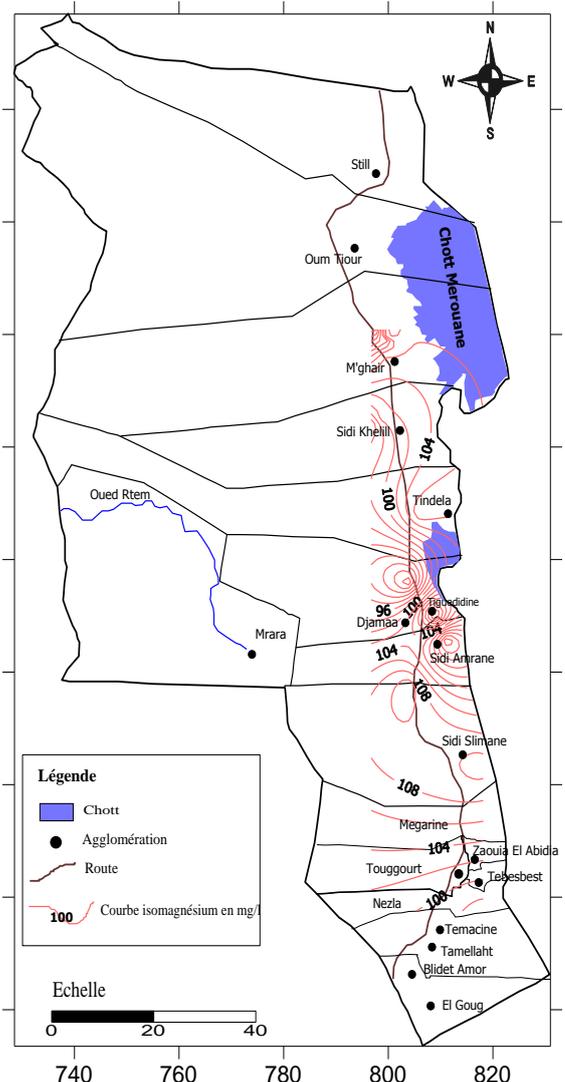
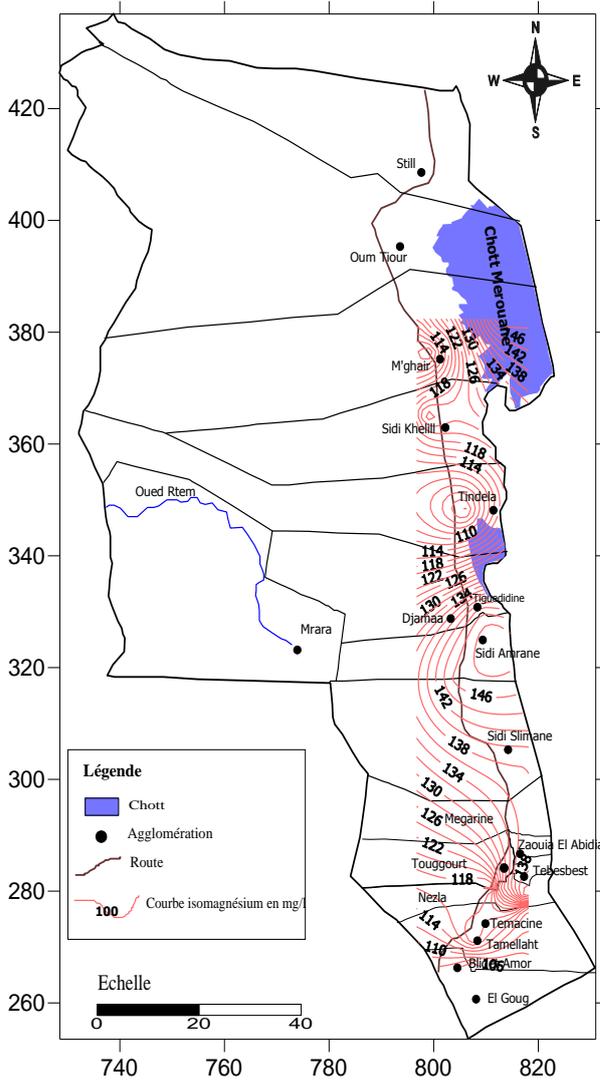


Figure 5-9 : Carte du Magnésium, Mai 2011

Figure 5-10 : Carte du Magnésium, Avril 2012

6.3. Sodium

Nov.2010 : la carte des teneurs en sodium de la région d'étude montre la même évolution que celle des chlorures, l'évolution de la teneur en sodium se fait suivant 3 axes :

Le premier ; selon une direction du Sud Ouest vers l'Est de la région d'étude (au niveau de Touggourt).

Le deuxième ; au niveau de la zone de Djamaa les teneurs en sodium diminuent du centre vers l'Est.

Le troisième ; au niveau d'El M'ghair (aval d'Oued Righ) les teneurs en sodium augmentent du centre vers l'Est.

Jan.2011 : en janvier 2011, les fortes teneurs se rencontrent au Nord-Est d'Oued Righ, ce qui traduit par le phénomène d'échange de base ; les argiles du crétacé inférieur, qui se trouve dans la nappe, libèrent le sodium et fixent le calcium.

Mai 2011 : à Oued Righ Sud, les teneurs en sodium croissent d'Ouest vers l'Est, à Oued Righ Nord les fortes concentrations se localisent au Nord-Est.

Avril 2012 : les fortes concentrations en sodium se manifestent au Sud d'Oued Righ.

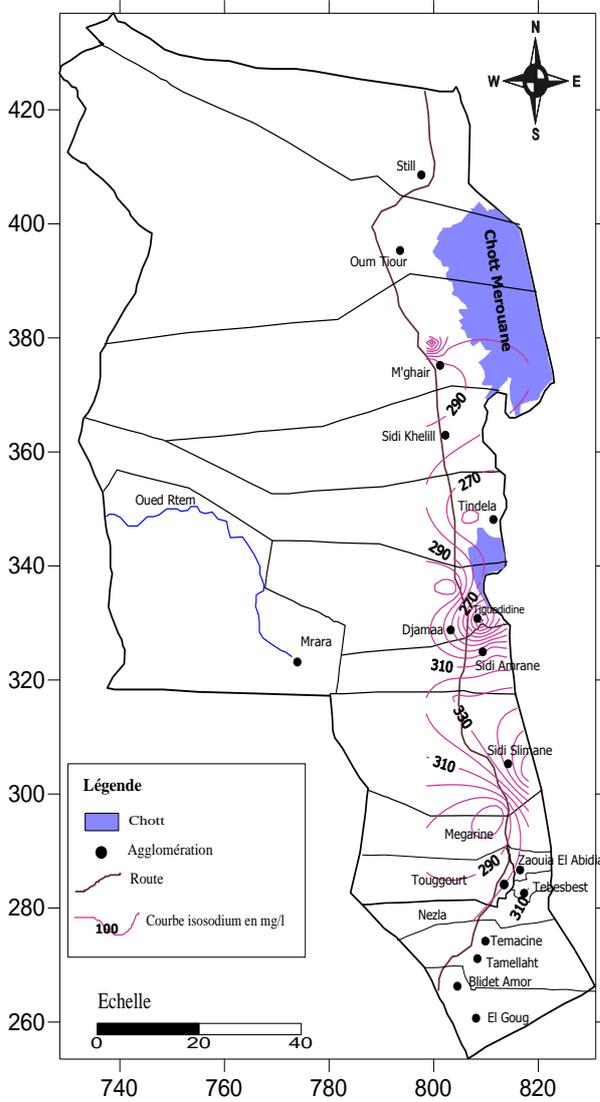


Figure 5-11 : Carte du sodium, Nov. 2010

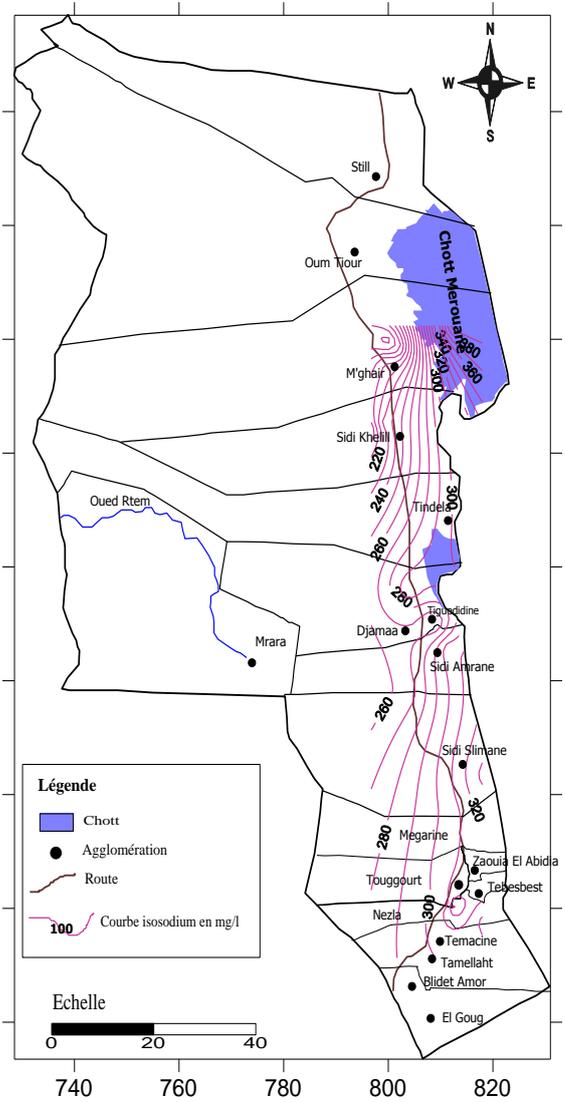


Figure 5-12 : Carte du sodium, Jan. 2011

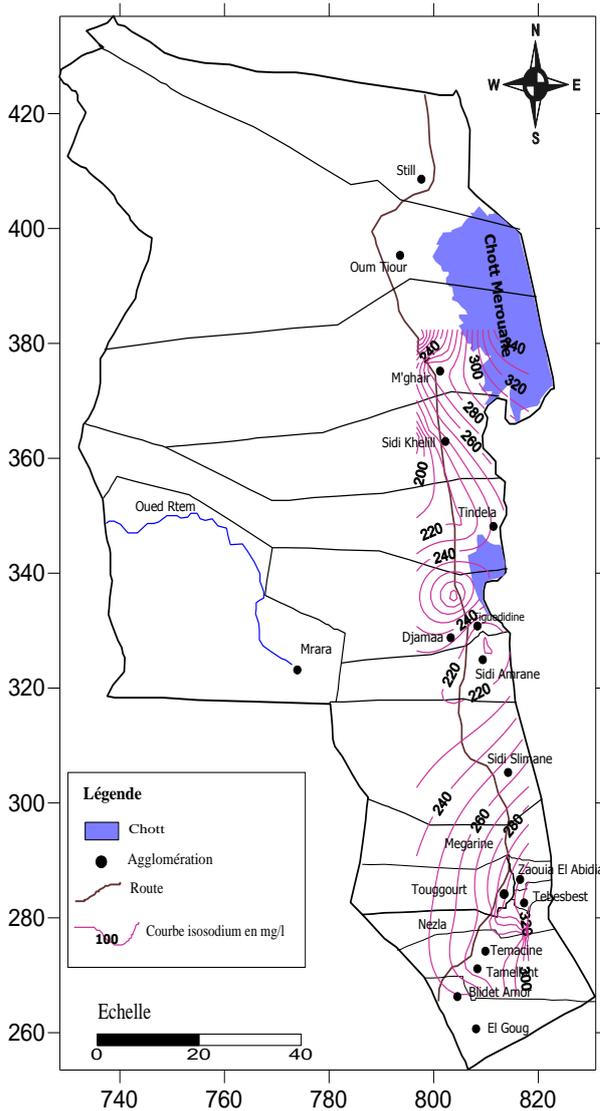


Figure 5-13: Carte du sodium, Mai 2011

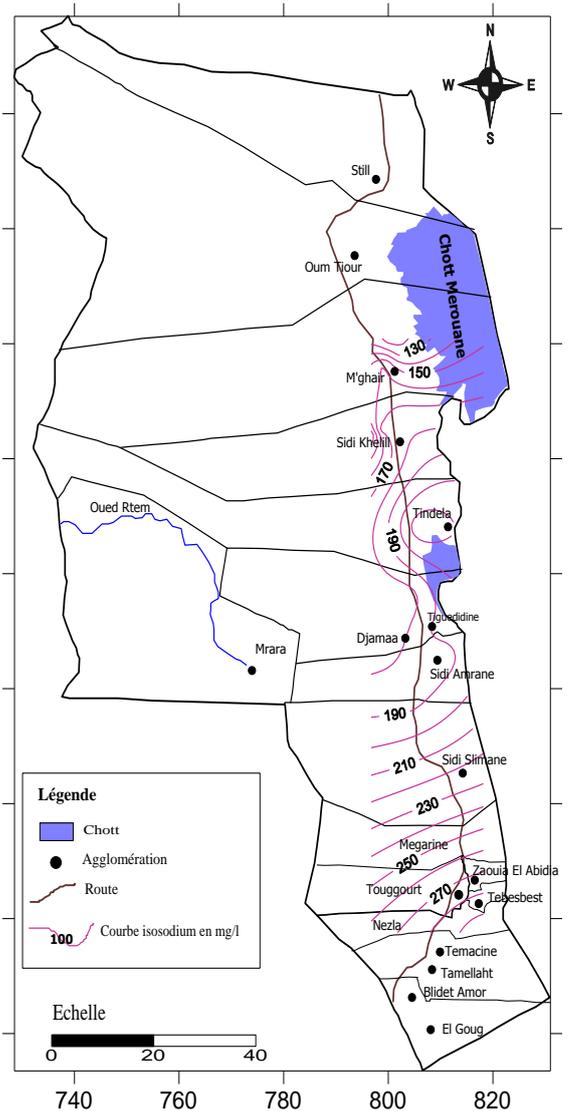


Figure 5-14 : Carte du sodium, Avril 2012

6.4. Chlorures

Nov 2010 : la distribution spatiale des Cl^- montre que les concentrations élevées se localisent dans la zone de Touggourt (Oued Righ Sud).

Jan 2011 : la même constatation est valable que pour la période précédente, là aussi les fortes teneurs en chlorures se manifestent à Oued Righ Sud.

Mai 2011 : on remarque que les fortes valeurs se rencontrent essentiellement au Sud d'Oued Righ et au Nord en aval de la vallée d'Oued Righ près des chotts Merouane et Melghir.

Avril 2012 : les fortes concentrations en chlorures se manifestent au Sud d'Oued Righ. Elles sont dues à la dissolution des formations évaporitiques.

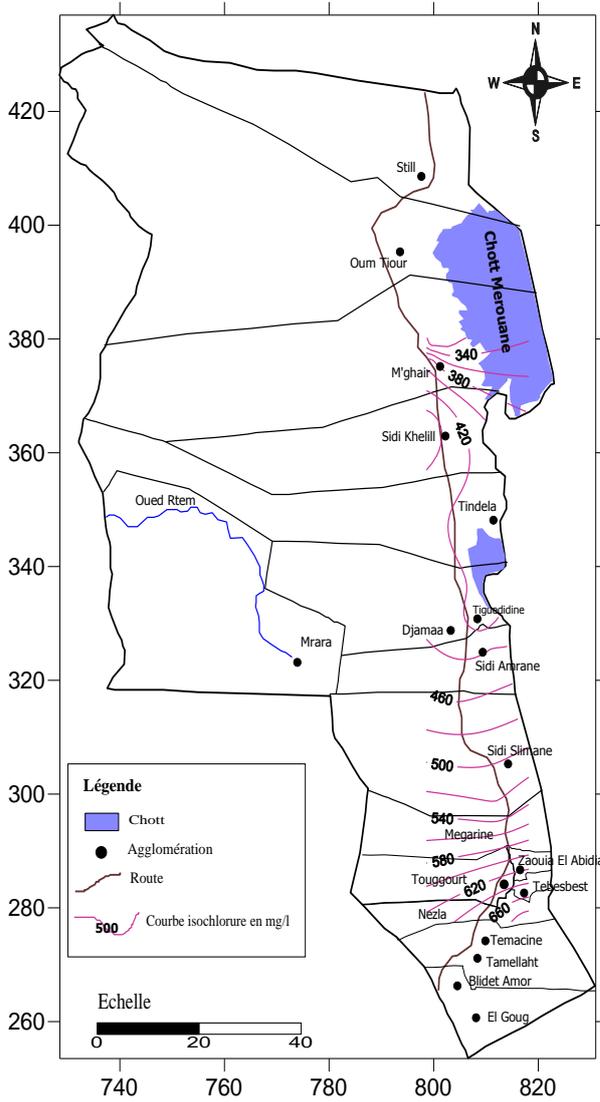


Figure 5-15 : Carte des chlorures, Nov. 2010

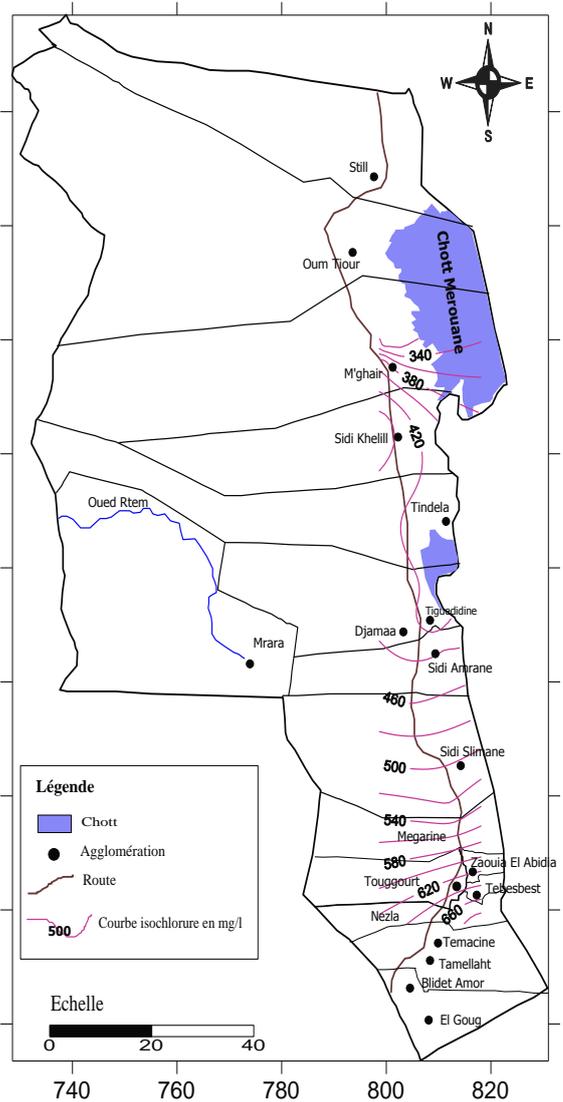


Figure 5-16 : Carte des chlorures, Jan. 2011

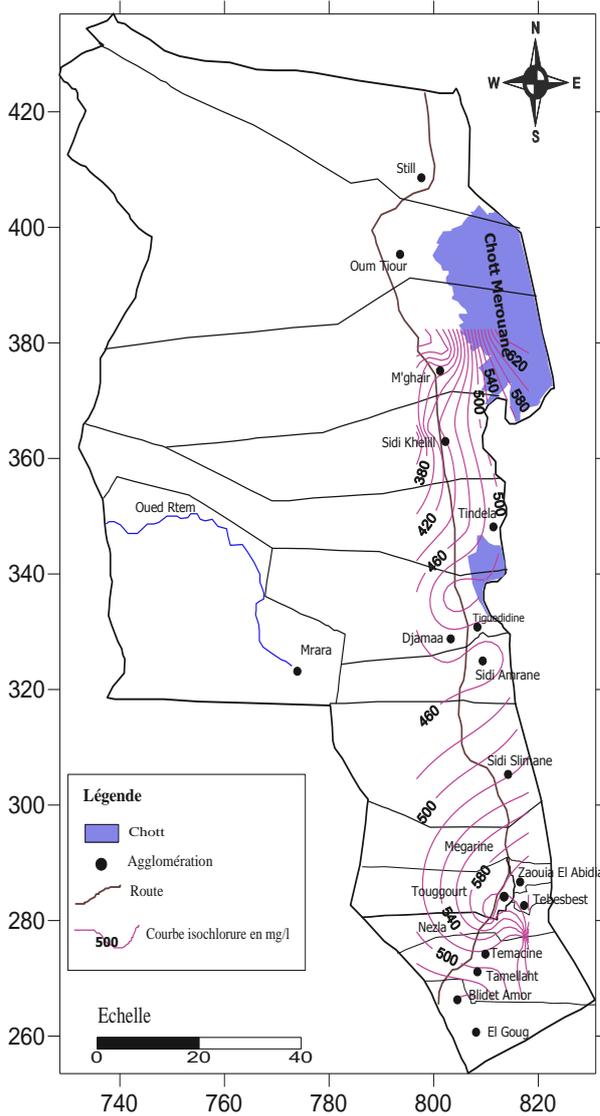


Figure 5-17 : Carte des chlorures, Mai 2011

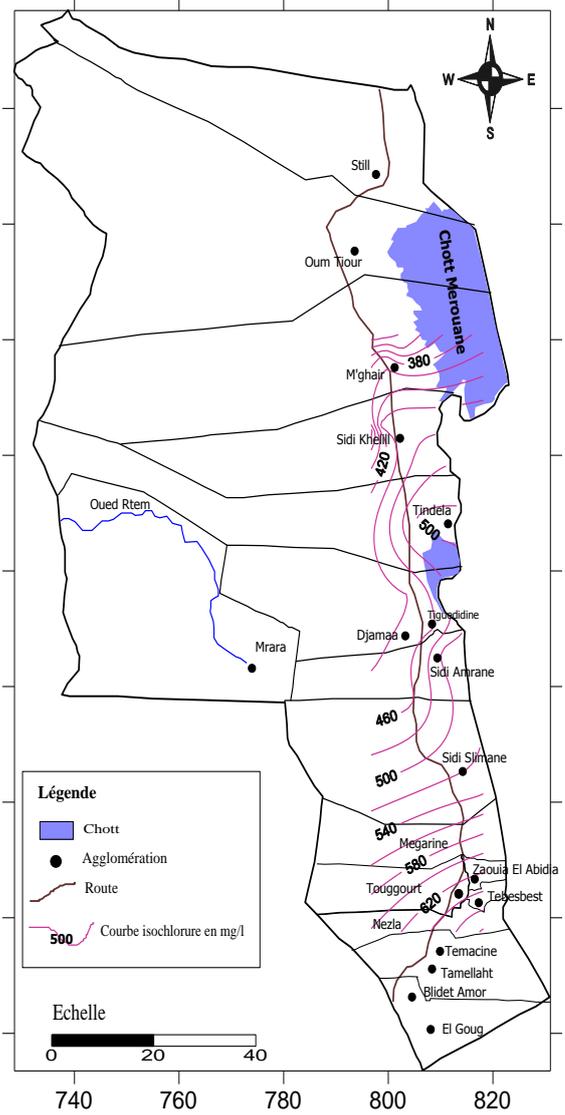


Figure 5-18 : Carte des chlorures, Avril 2012

6.5. Potassium

Les quatre cartes montrent que les fortes concentrations apparaissent au Sud-Est et au Nord-Est de la région d'étude sont dues aux formations argileuses riches en potassium contenus dans l'albien.

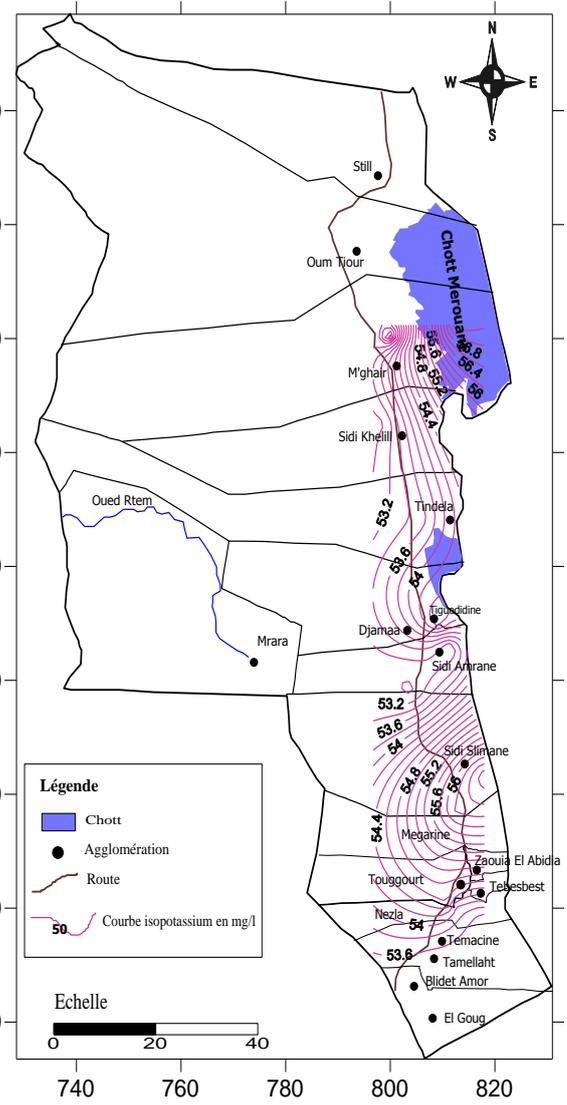
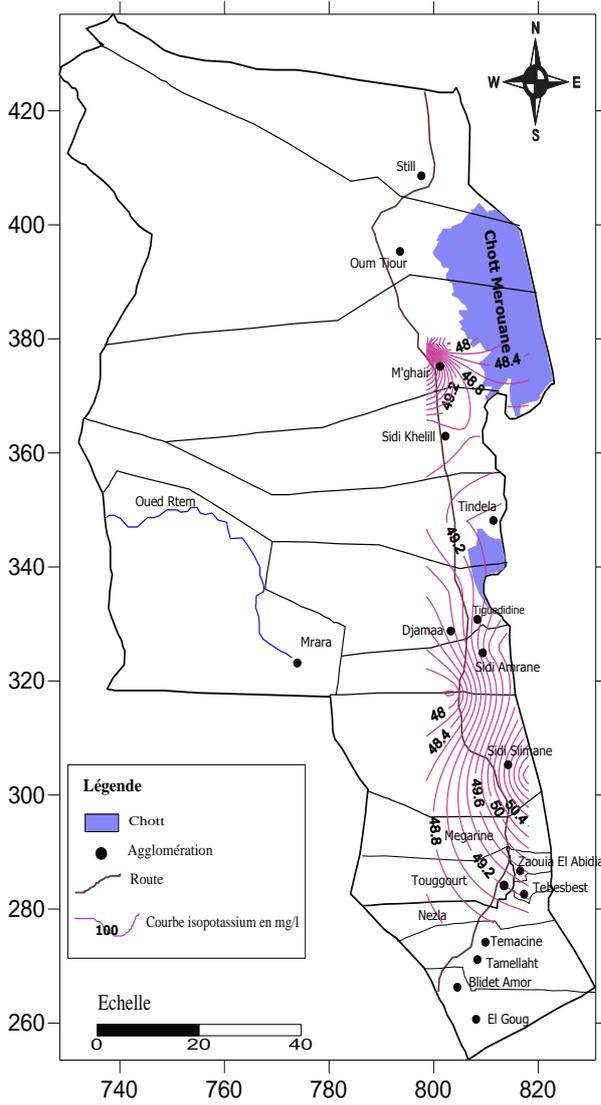


Figure 5-19 : Carte du potassium, Nov. 2010

Figure 5-20: Carte du potassium, Jan. 2011

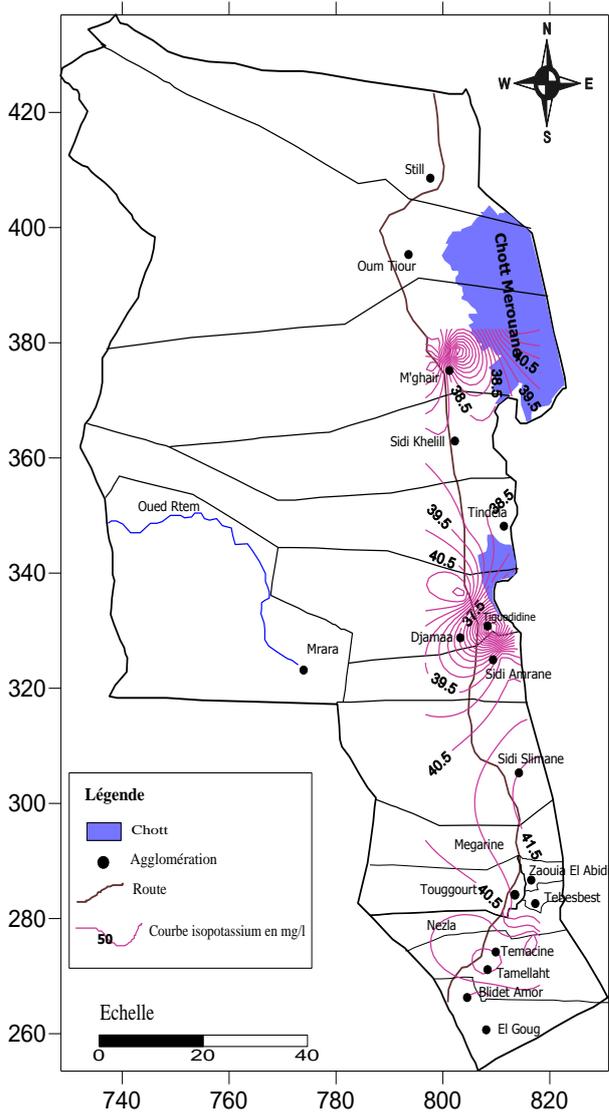


Figure 5-21 : Carte du potassium, Mai 2011

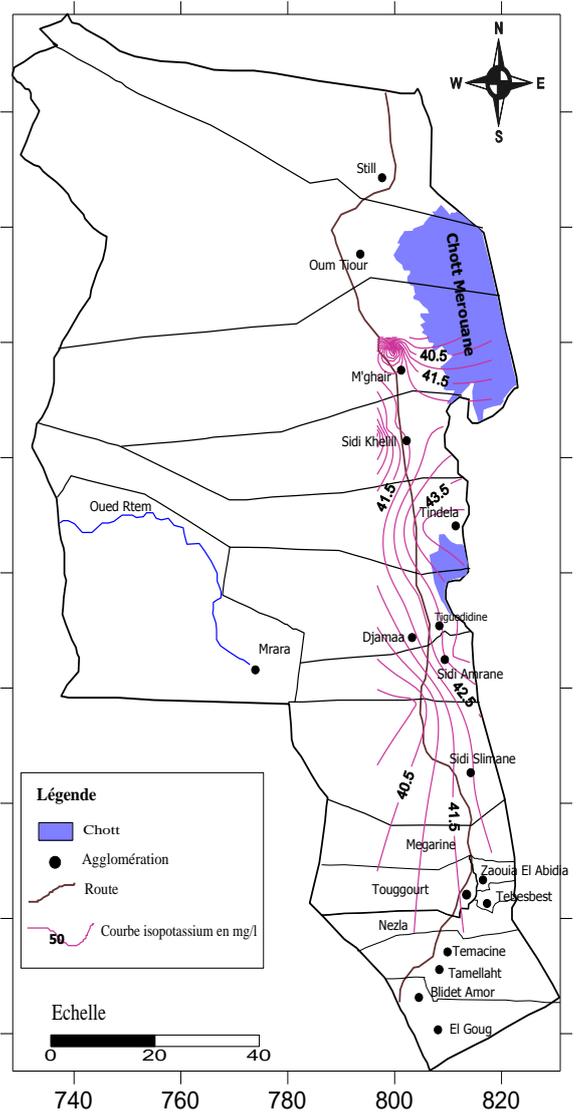


Figure 5-22 : Carte du potassium, Avril 2012

6.6. Sulfates

Les fortes concentrations, en général, sont localisées dans le Nord-Est de la région d'étude, elles sont dues à la dissolution des formations des minéraux évaporitiques et le contact des eaux avec les marnes gypsifères qui forment le Cénomaniens.

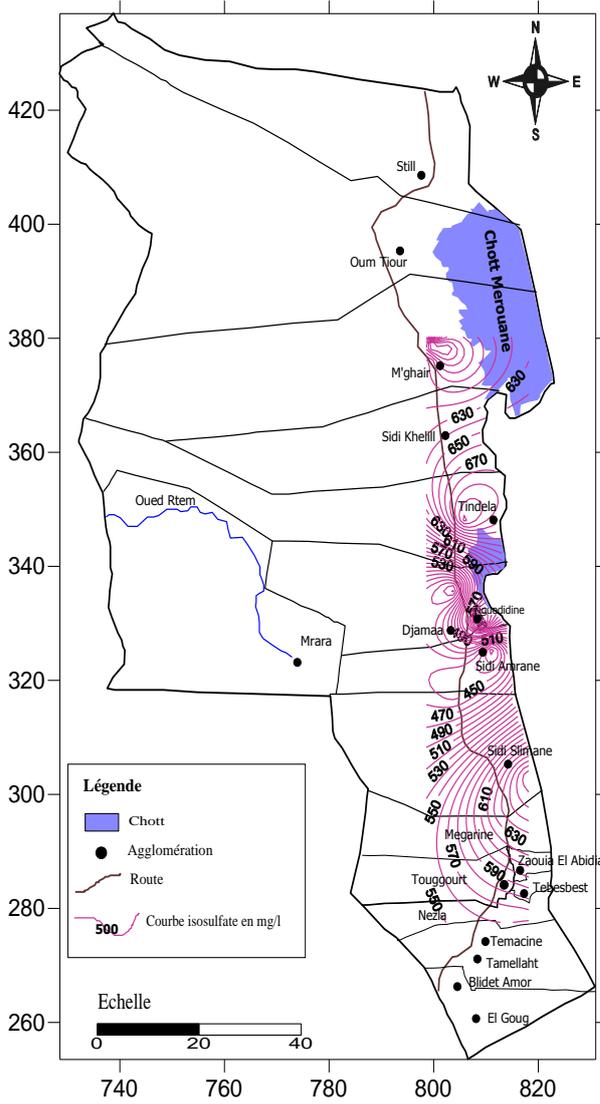


Figure 5-23 : Carte des sulfates, Novembre 2010

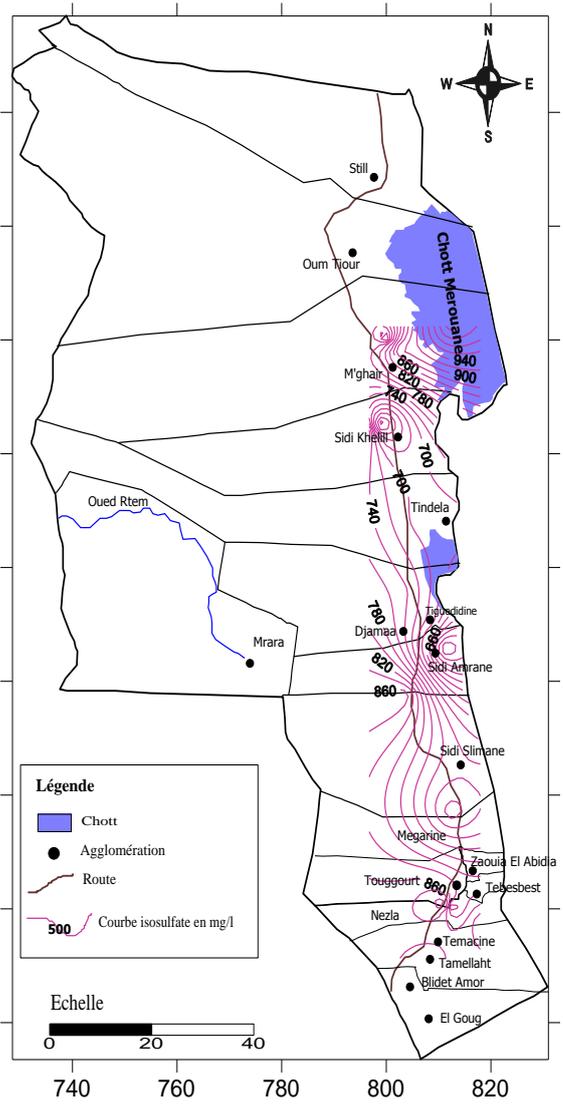


Figure 5-24 : Carte des sulfates, Jan 2011

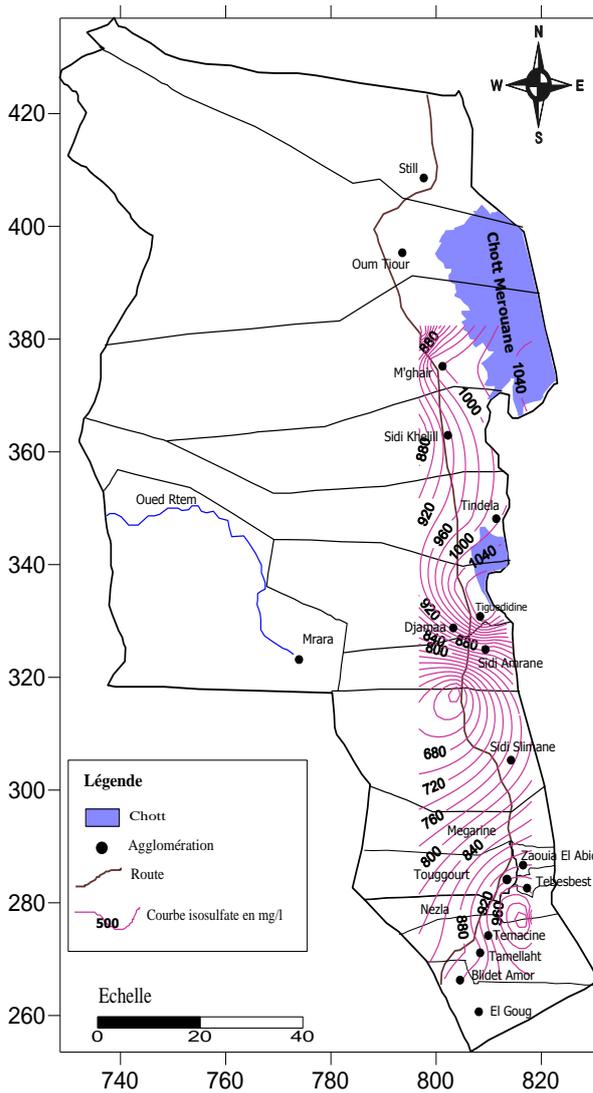


Figure 5-25 : Carte des sulfates, Mai 2011

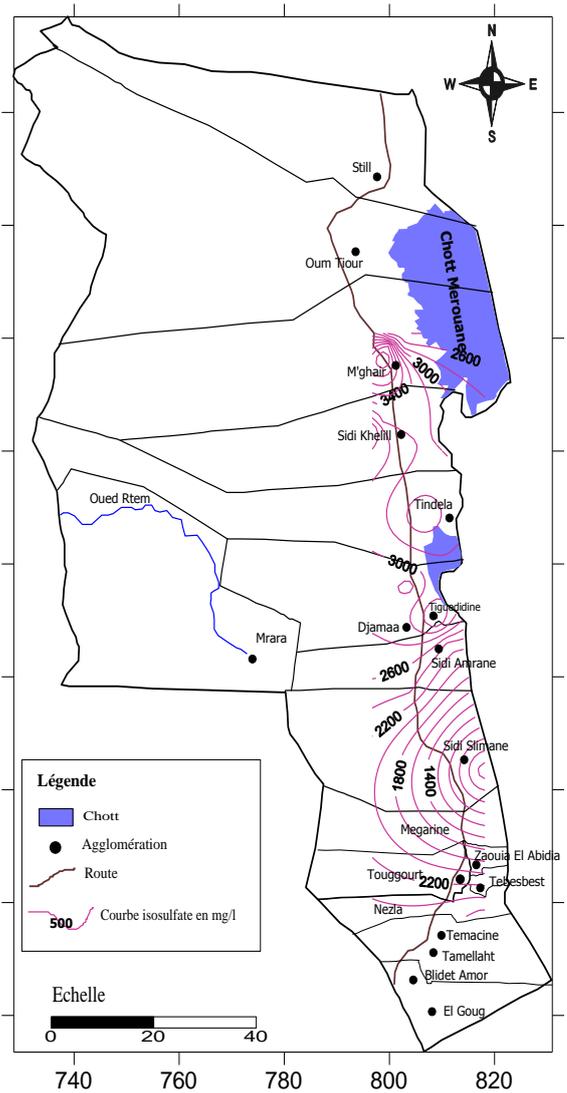


Figure 5-26 : Carte des sulfates, Avril 2012

6.7. Les bicarbonates

Les cartes d'isoteneurs en bicarbonates montrent que les concentrations croissent du Sud vers le centre et du Nord vers le centre. Elles sont dues à la dissolution des formations carbonatées (calcaire, dolomie) contenus dans le substratum (Aptien). Ceci signifie qu'il existe un échange entre l'albien et l'aptien.

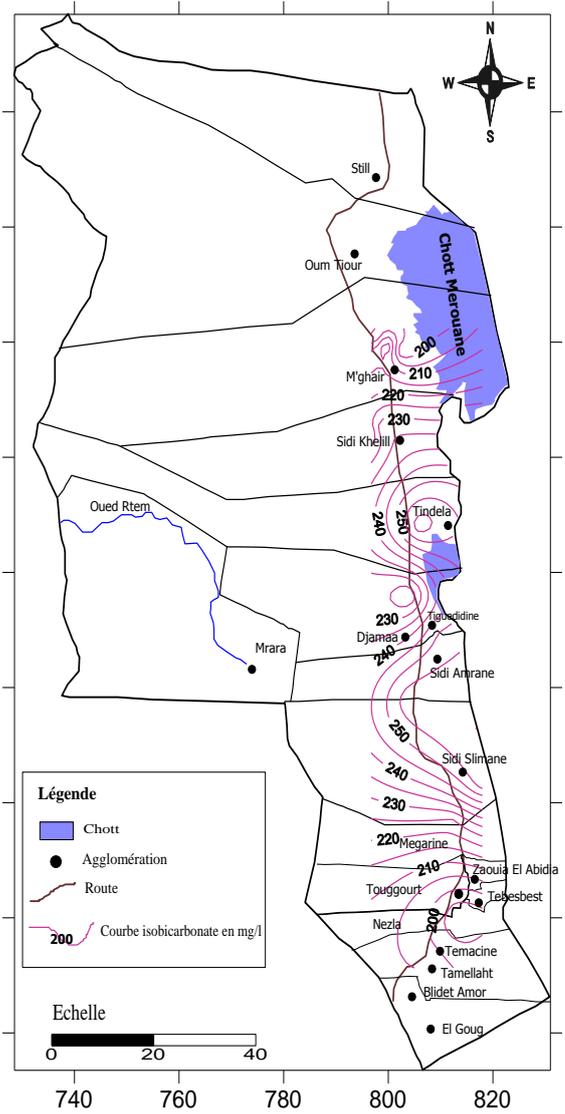
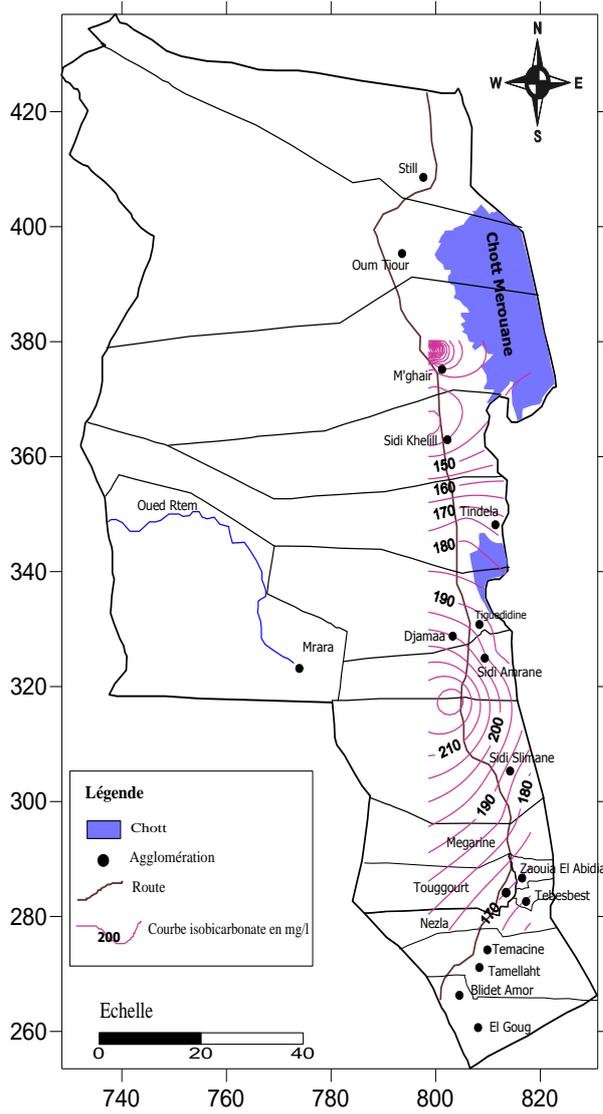


Figure 5-27 : Carte des bicarbonates, Nov.2010 Figure 5-28 : Carte des bicarbonates, Jan. 2011

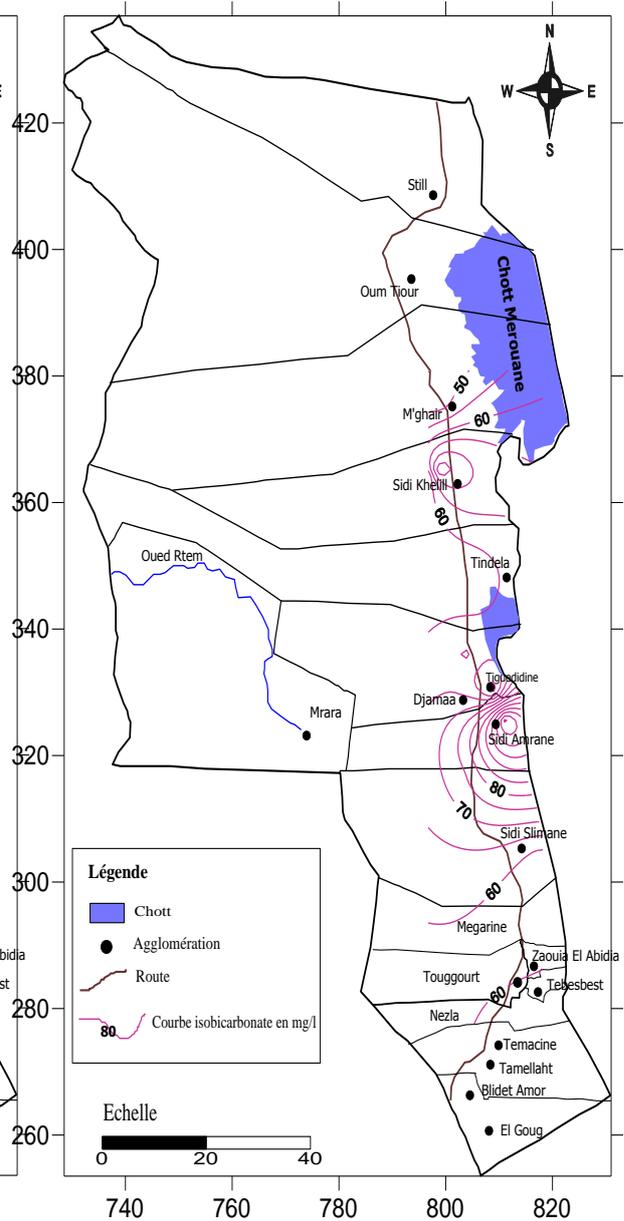
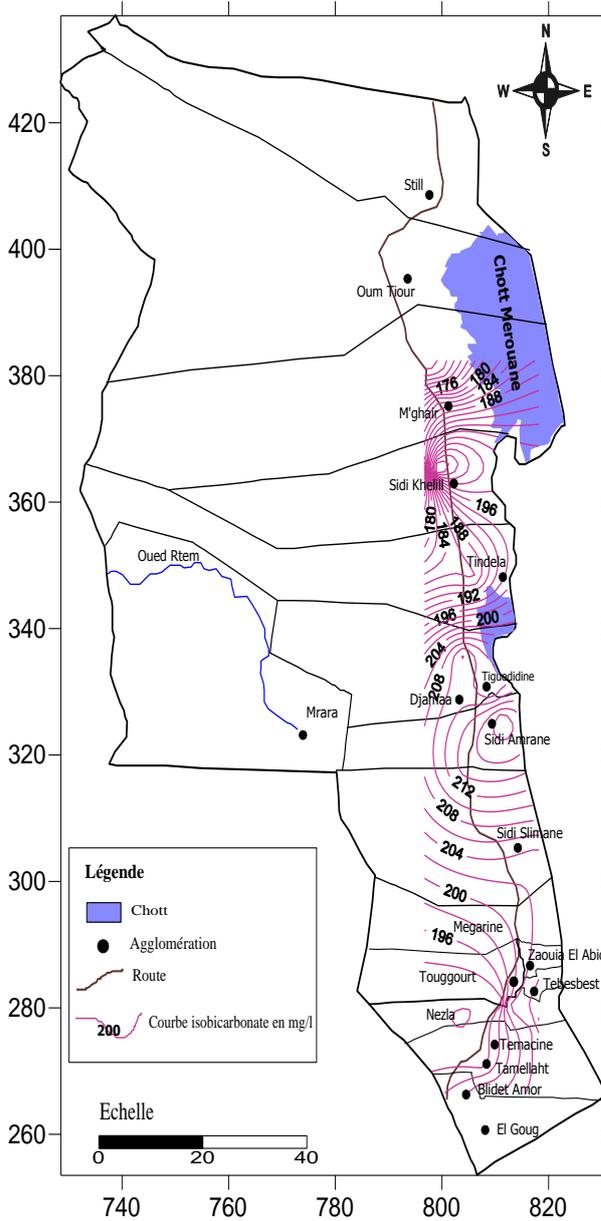


Figure 5-29 : Carte des bicarbonates, Mai 2011

Figure 5-30 : Carte des bicarbonates, Avril 2012

7. Détermination des principaux faciès hydrochimiques

Les faciès hydrochimiques, d'après Jaek li (1970), sont fréquemment utilisés en hydrogéologie pour décrire grossièrement la composition des eaux naturelles. On les détermine par le calcul des quantités en réaction (conversion des concentrations en $\text{m\acute{e}q/l}$), et en tenant compte de la classification des ions (formule ionique).

Les faciès hydrochimiques déterminés dans les eaux souterraines de la nappe continentale intercalaire et les stations de refroidissement sont récapitulés dans les tableaux 5-14 et 5-15.

Le faciès hydrochimique des eaux a été déterminé classiquement à l'aide du diagramme de piper, en ayant recours au logiciel Diagramme du laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon (Simler, 2007). L'avantage de ce diagramme réside dans le fait qu'il facilite la représentation de plusieurs échantillons simultanément.

La projection des éléments chimiques sur le diagramme de piper montre plusieurs faciès chimiques.

Tableau 5-14 : Faciès chimiques des eaux géothermales (forages)

Campagnes	Faciès chimiques en (%)				
	Sulfaté sodique	Chloruré sodique	Sulfaté calcique	Sulfaté magnésien	Chloruré magnésien
Novembre 2010	53,84	46,15	0	0	0
Janvier 2011	65	10	25	0	0
Mai 2011	70	5	0	20	5
Avril 2012	7,14	7,14	57,14	28,57	0

Période Novembre 2010 : la représentation des concentrations en éléments majeurs sur le diagramme de piper (Fig.5-31), montre que les eaux échantillonnées sont généralement du type sulfaté sodique à chloruré sodique.

Période Jan 2011 : pour la campagne Jan 2011, le diagramme de piper montre que les eaux de la nappe continentale intercalaire gardent les mêmes faciès chimiques avec apparition du faciès sulfaté calcique.

Période Mai 2011 : pour cette période, le diagramme de piper montre que les eaux de la nappe CI sont caractérisées par l'abondance du faciès sulfaté sodique. Dans le détail on a quatre types d'eaux, les eaux sulfatées sodiques représentent 70% des échantillons, les eaux sulfatées magnésiennes représentent 20%, les autres faciès (chloruré sodique et magnésien) avec un faible pourcentage (5%).

Tableau 5-15 : Faciès chimiques des eaux des stations de refroidissement

Campagnes	Faciès chimiques (%)				
	Sulfaté sodique	Chloruré sodique	Sulfaté calcique	Chloruré calcique	Sulfaté magnésien
Novembre 2010	70	30	0	0	0
Janvier 2011	46,15	15,38	30,77	7,70	0
Mai 2011	33,33	11,11	0	0	55,55

Les mélangeurs :

- Sulfaté sodique : **62,50%**
- Chloruré sodique : **12,50%**
- Sulfaté magnésien : **12,50%**
- Sulfaté calcique : **12,50%**

Les palmerais : 66,66% sulfaté sodique, 33,33% sulfaté magnésien.

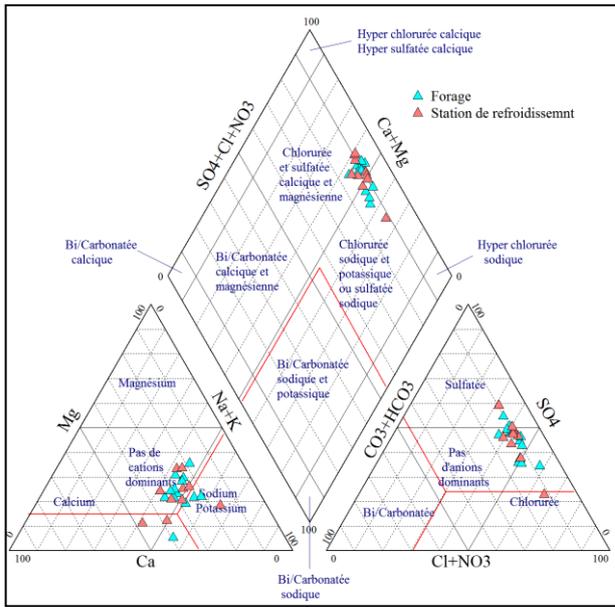


Figure 5-31 : Diagramme de piper, Nov 2010

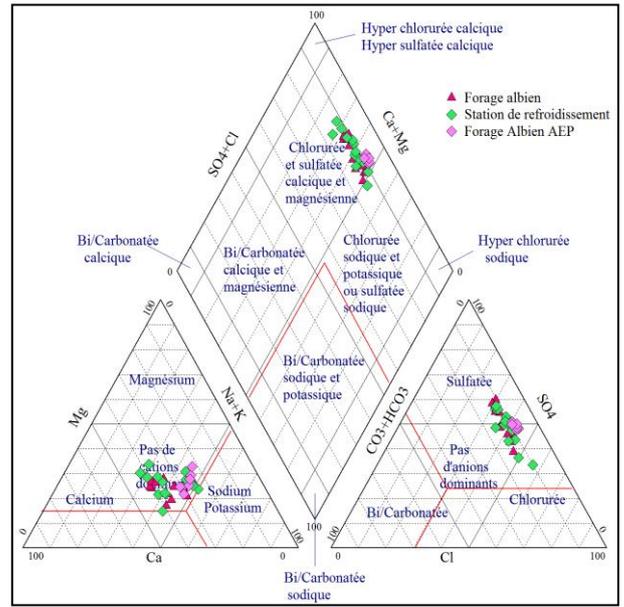


Figure 5-32: Diagramme de piper, Janvier 2011

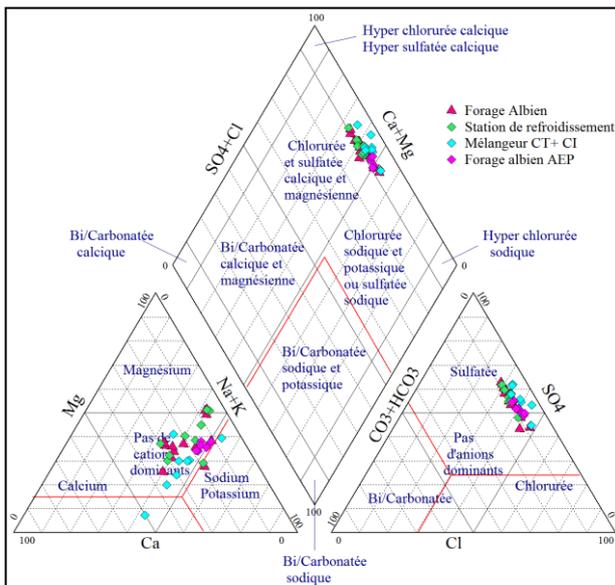


Figure 5-33: Diagramme de piper, Mai 2011

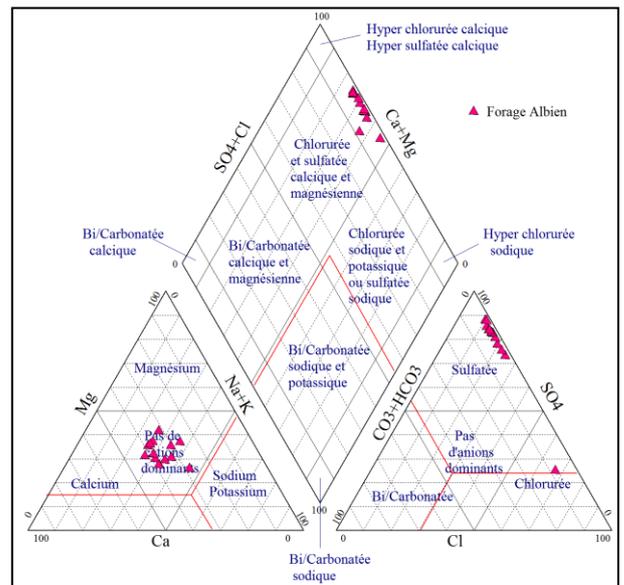


Figure 5-34: Diagramme de piper, Avril 2012

8. Origine des éléments chimiques

La représentation graphique des faciès chimiques rencontrés dans la nappe étudiée sur le diagramme ($\text{Na}/\text{Ca} - \text{Cl}/\text{SO}_4$) permet de mettre en évidence l'existence de quatre pôles caractéristiques de la nappe indiquant les faciès déterminés précédemment, qui sont : sulfaté sodique 52,23%, chloruré sodique 14,92%, sulfaté calcique 19,40%, sulfaté magnésien 11,94% et chloruré magnésien 1,5%. Ces faciès indiquent une dissolution des carbonates, des évaporites et des échanges cationiques des éléments (Mg, Ca)/Na dans les argiles.

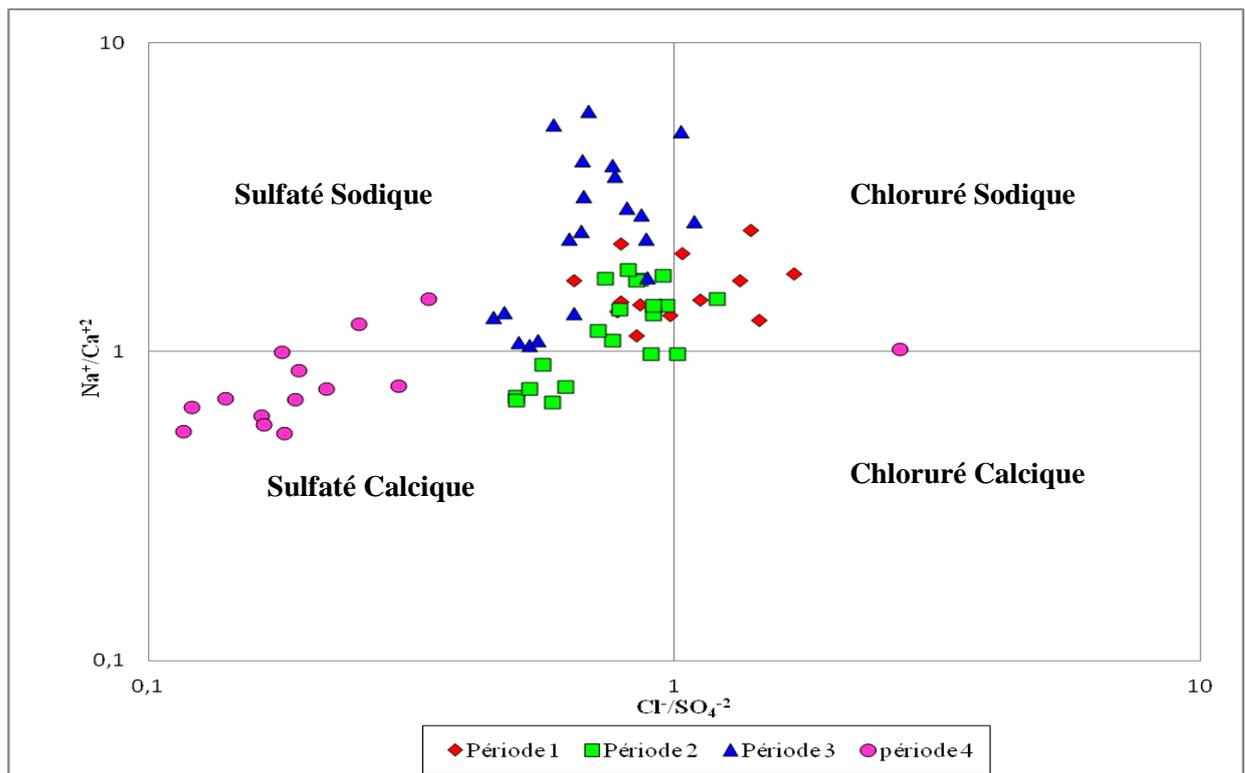


Figure 5-35 : Evolution et distribution des faciès chimiques

8.1. Couple Na – Cl

L'étude du couple $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ est un outil performant pour remonter à l'origine de la minéralisation (Dindane et al, 2007).

La représentation graphique de l'évolution du Na^+ en fonction de Cl^- a montré un excès des teneurs en Na^+ , qui s'explique par l'existence d'une autre origine pour les ions sodiques (autre que l'halite). Le comportement du sodium en fonction de la teneur en chlorures considérés comme des ions conservés, très solubles, entrant rarement dans les précipitations salines

chlorurées, n'intervenant pas dans les phénomènes d'oxydo-réduction et non affectés par l'activité bactérienne (Fetter, 1993).

Ce rapport montre un premier groupe dont les rapports (Na/Cl) supérieurs à 1, présentent un excès en sodium, cela s'explique par la dissolution de l'halite et un deuxième groupe présente des rapports (Na/Cl) inférieur à 1, présente presque la totalité des eaux.

Cet excès en chlorures pourrait provenir de la dissolution des sels évaporitiques.

L'halite et l'anhydrite sont facilement mises en solution du fait de leurs cinétiques de réaction avec l'eau (Demdoum et Djebbar, 2009).

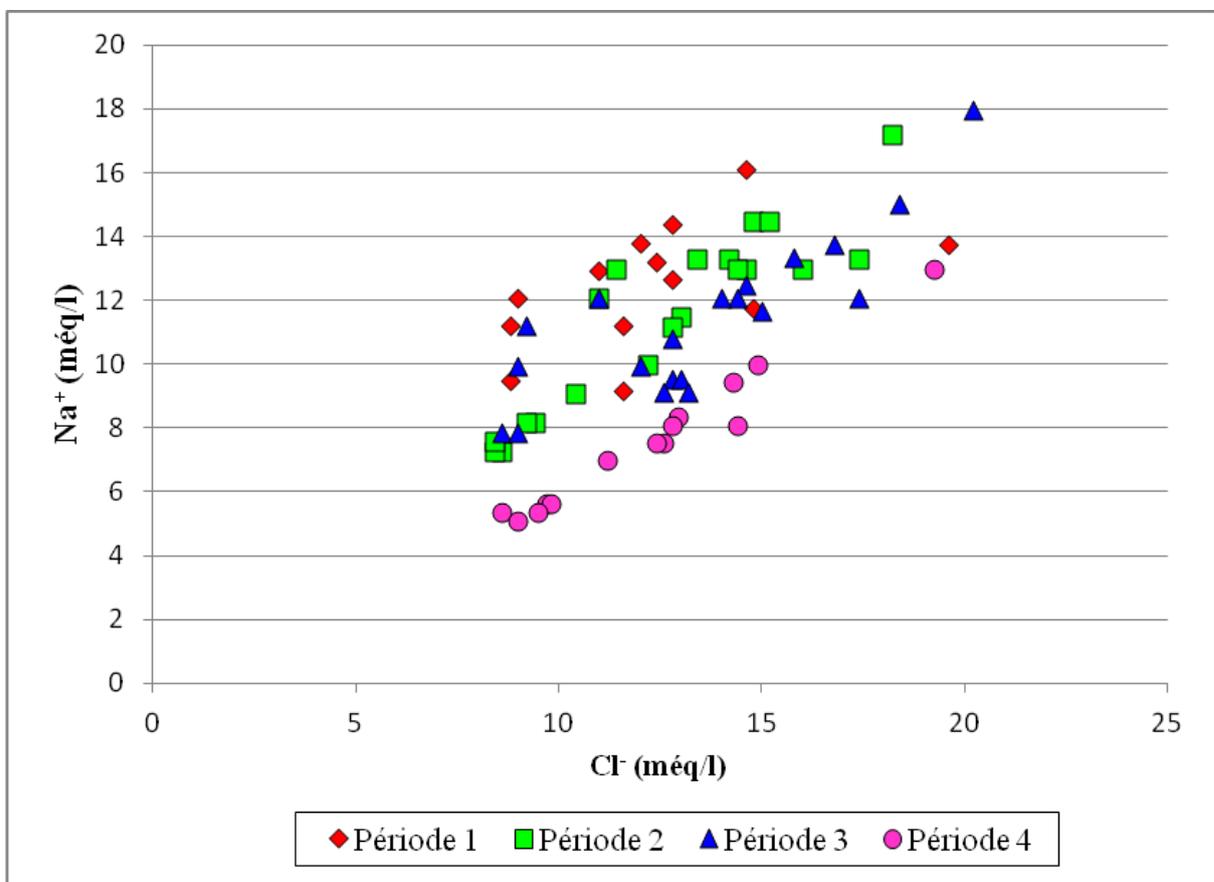


Figure 5-36 : Relation entre le Na et Cl dans les eaux Albiennes

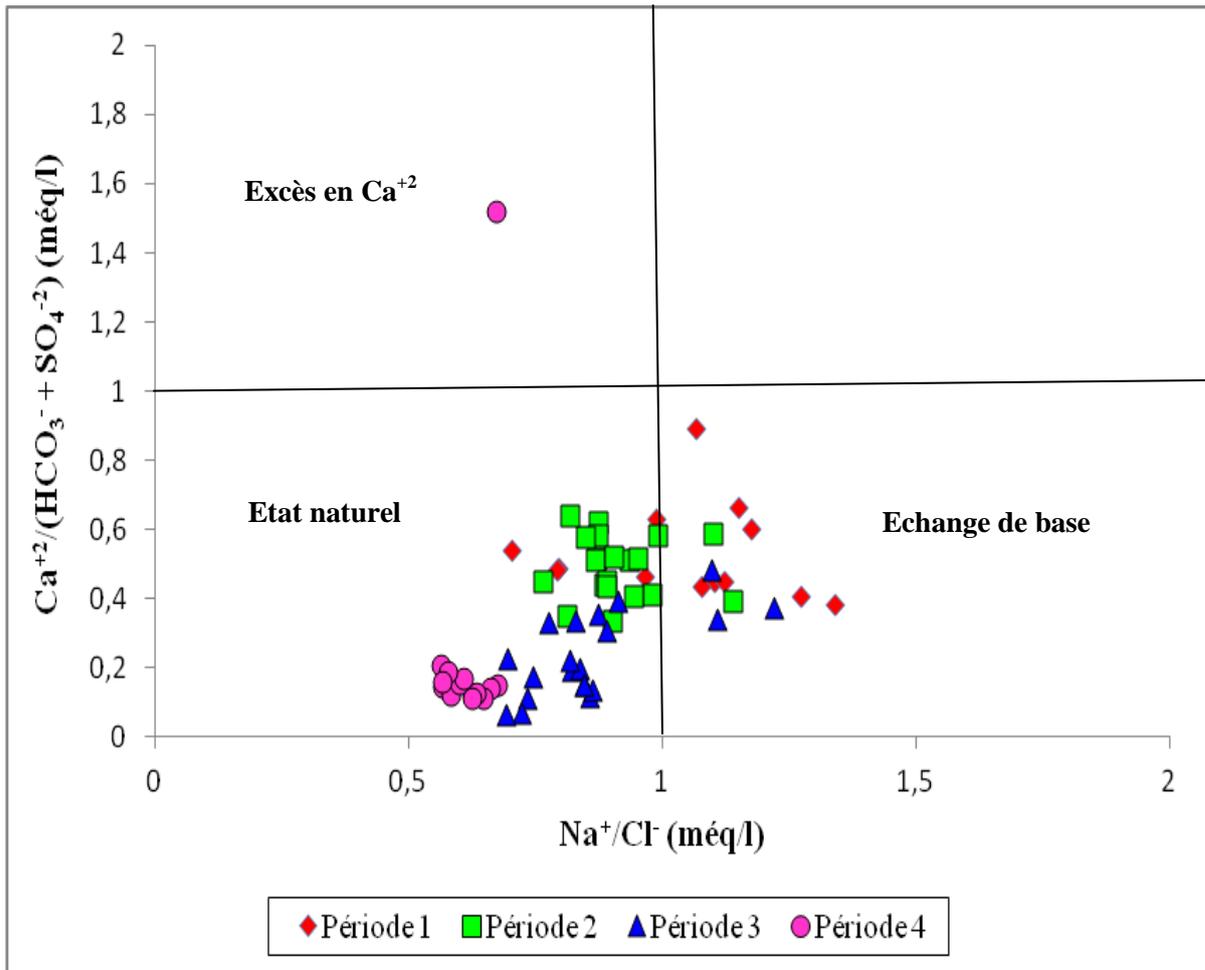


Figure 5-37 : Détermination de l'origine du sodium dans les eaux albiennes

8.2. Le rapport $\text{Ca}/(\text{HCO}_3 + \text{SO}_4)$ - Na/Cl

La projection des points d'eau sur le diagramme (fig.5-37) montre que 79,10% des points d'eau présentent un état naturel et 19,40% des points d'eau subissent un échange de base et 1,5% présentent un excès en Ca^{++} , ce diagramme a confirmé un excès de sulfates par rapport aux ions HCO_3^- et Ca^{++} .

8.3. Anions – Conductivité

L'interprétation de l'évolution de la conductivité électrique n'évolue pas avec les bicarbonates, alors que les chlorures et les sulfates croissent avec la conductivité. Cette dernière est donc due aux éléments salifères.

La réalisation d'un diagramme $(\text{HCO}_3^-/(\text{Cl}+\text{SO}_4))$ – conductivité électrique a montré la présence d'un seul pôle qui est le gypsifère. Ce pôle apparaît pour les fortes conductivités $> 2000 \mu\text{s}/\text{cm}$ et rassemble la majorité des points d'eau.

Lorsque les eaux souterraines s'écoulent en contact avec le substratum marneux gypsifère et les dépôts évaporitiques, elles se chargent en ions Cl^- et SO_4^{2-} et acquièrent des valeurs de conductivité très importantes (Gouaidia, 2008).

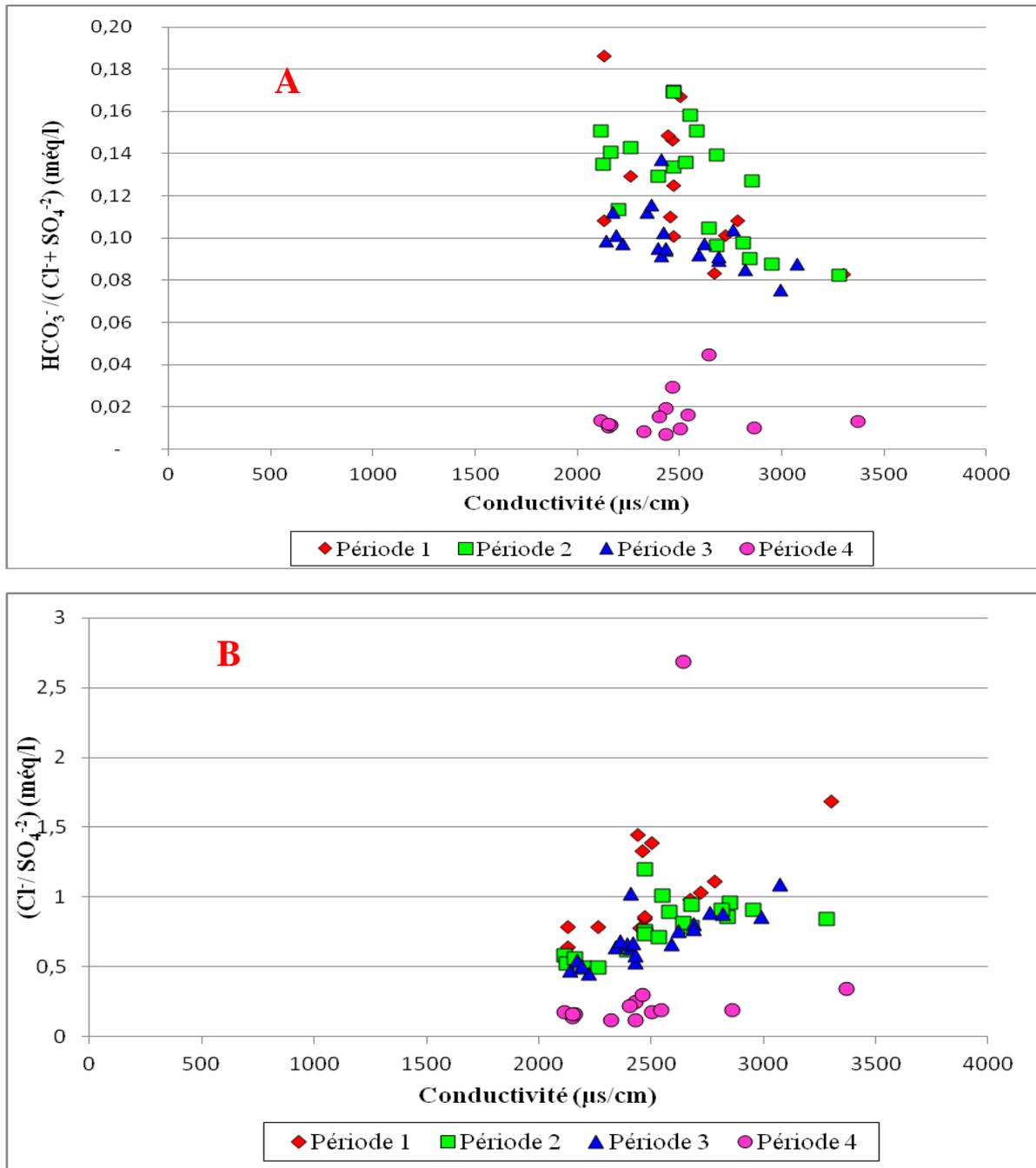


Figure 5-38: Evolution des anions en fonction de la conductivité électrique

8.4. Rapport Cl/SO₄⁻² – Conductivité

L'étude du couple Cl/SO₄ – conductivité est un outil performant pour déterminer la façon selon laquelle évolue la dissolution des ions évaporitiques (Cl et SO₄) en fonction de la conductivité. L'interprétation du graphe a montré que la majorité des points d'eau présente un rapport (Cl/SO₄) inférieur à 1, indiquant ainsi la dominance des ions SO₄²⁻ par rapport à Cl, ce qui confirme la dominance du faciès sulfaté sodique, calcique et magnésien.

En revanche, l'augmentation du rapport Cl/SO₄ dans les autres points, s'explique par la dominance des ions salifères par rapport à ceux des gypses.

9. Etude de l'évolution des minéraux

Dans le but d'expliquer les mécanismes d'acquisition de la minéralisation, on a utilisé le programme WATEQ pour déterminer les indices de saturation des eaux vis-à-vis des phases minérales présentes dans l'aquifère.

Les quatre campagnes ont fait l'objet de cette application, les calculs ont montré que :

Les minéraux carbonatés présentent des degrés de saturation différents selon la période.

En effet, les indices de saturation varient comme suit :

-L'aragonite entre -0,69 et+ 1,53

-La calcite entre -0,97 à + 2,09,

-La dolomite entre – 1,09 à + 4,07,

-La magnésite de – 1,14 à +1,53,

-La brucite de – 5,94 à + 0,04

et celui de **l'huntite** de – 6,55 à + 3, 95.

Si l'on considère que l'état d'équilibre se fait dans l'intervalle de – 0,5 à + 0,5, on peut conclure que les minéraux (aragonite, calcite, dolomite, huntite et magnésite) présentent une variation entre un état à l'équilibre et un état de sursaturation ce qui suppose une possibilité de précipitation quant à la brucite elle présente un état d'équilibre.

Les minéraux évaporitiques, sont sous-saturés par rapport à l'anhydrite, le gypse, l'epsomite, nahcolite, mirabilite et largement sous-saturé vis-à-vis de l'halite et le natron, ce qui suppose une possibilité de dissolution.

Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dans les eaux géothermales de la région d'Oued Righ indique que seuls les minéraux carbonatés tendent à précipiter surtout sous la forme d'aragonite. Par contre, les minéraux évaporitiques sont à l'état de sous-saturation. Malgré les fortes concentrations des ions Na^+ , Cl^- et SO_4^{2-} . Comme il a été expliqué par Debieche (2002) par l'effet des valeurs élevées de la constante d'équilibre des minéraux évaporitiques (NaCl (1,58) ; CaSO_4 (- 4,85)), ce qui permet aux éléments évaporitiques de se présenter dans l'eau à des concentrations élevées. Par contre pour les minéraux carbonatés, la constante d'équilibre est plus faible (dolomite (-17,02), calcite (-8,37)), ce qui produit une précipitation rapide des éléments chimiques.

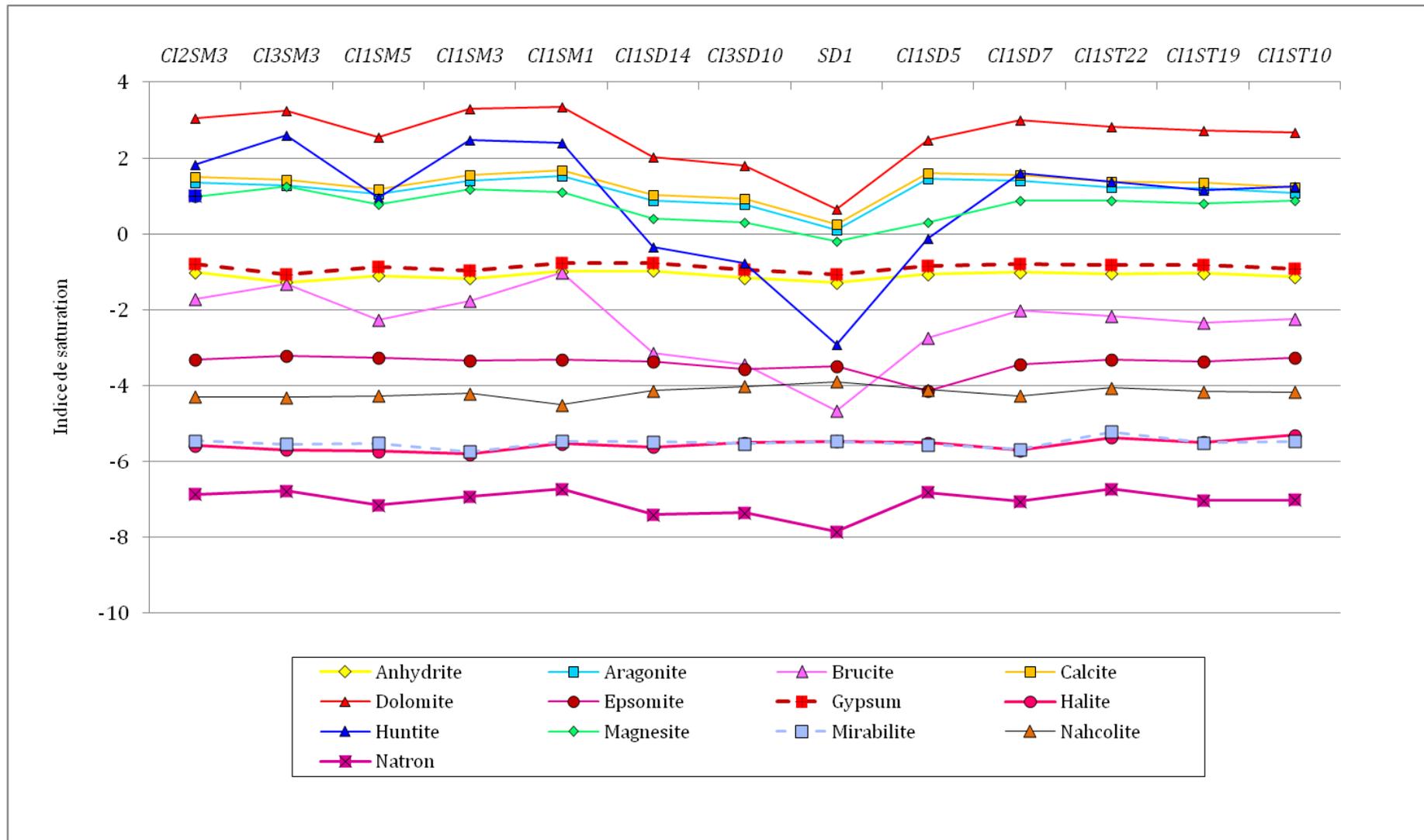


Figure 5-39 : Variation de l'indice de saturation des minéraux, Novembre 2010

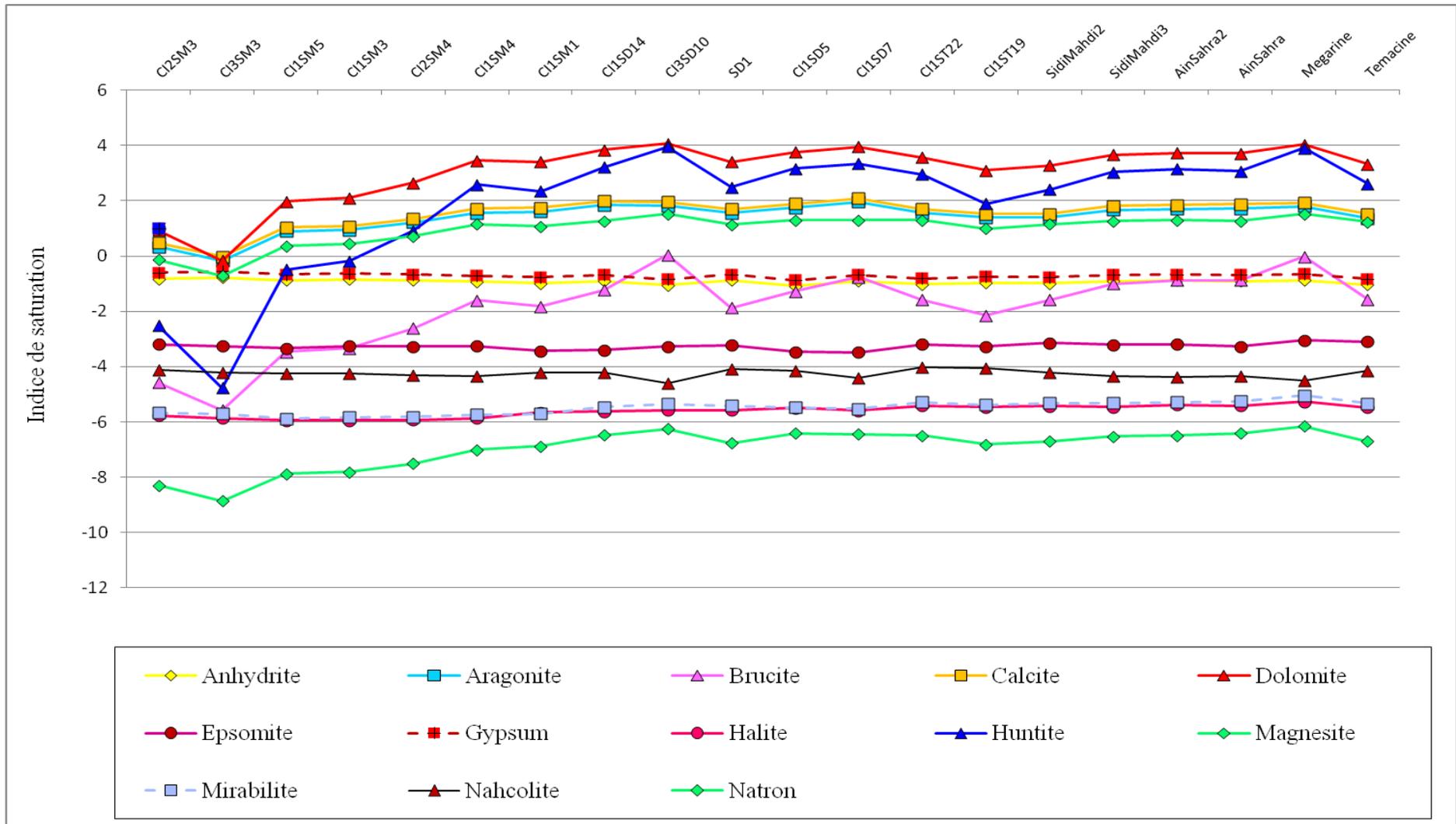


Figure 5-40: Variation de l'indice de saturation des minéraux, Janvier 2011

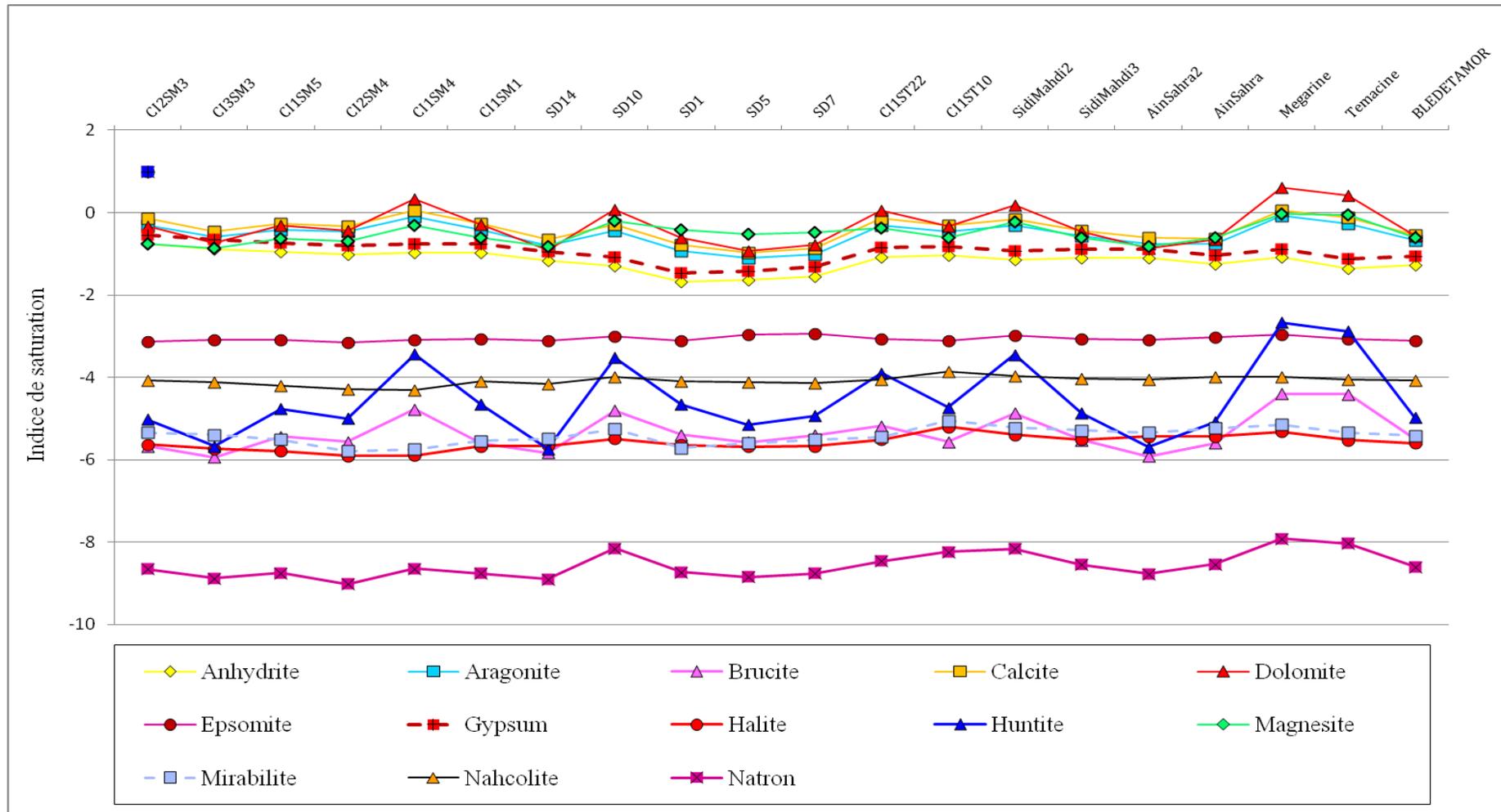


Figure 5-41 : Variation de l'indice de saturation des minéraux, Mai 2011

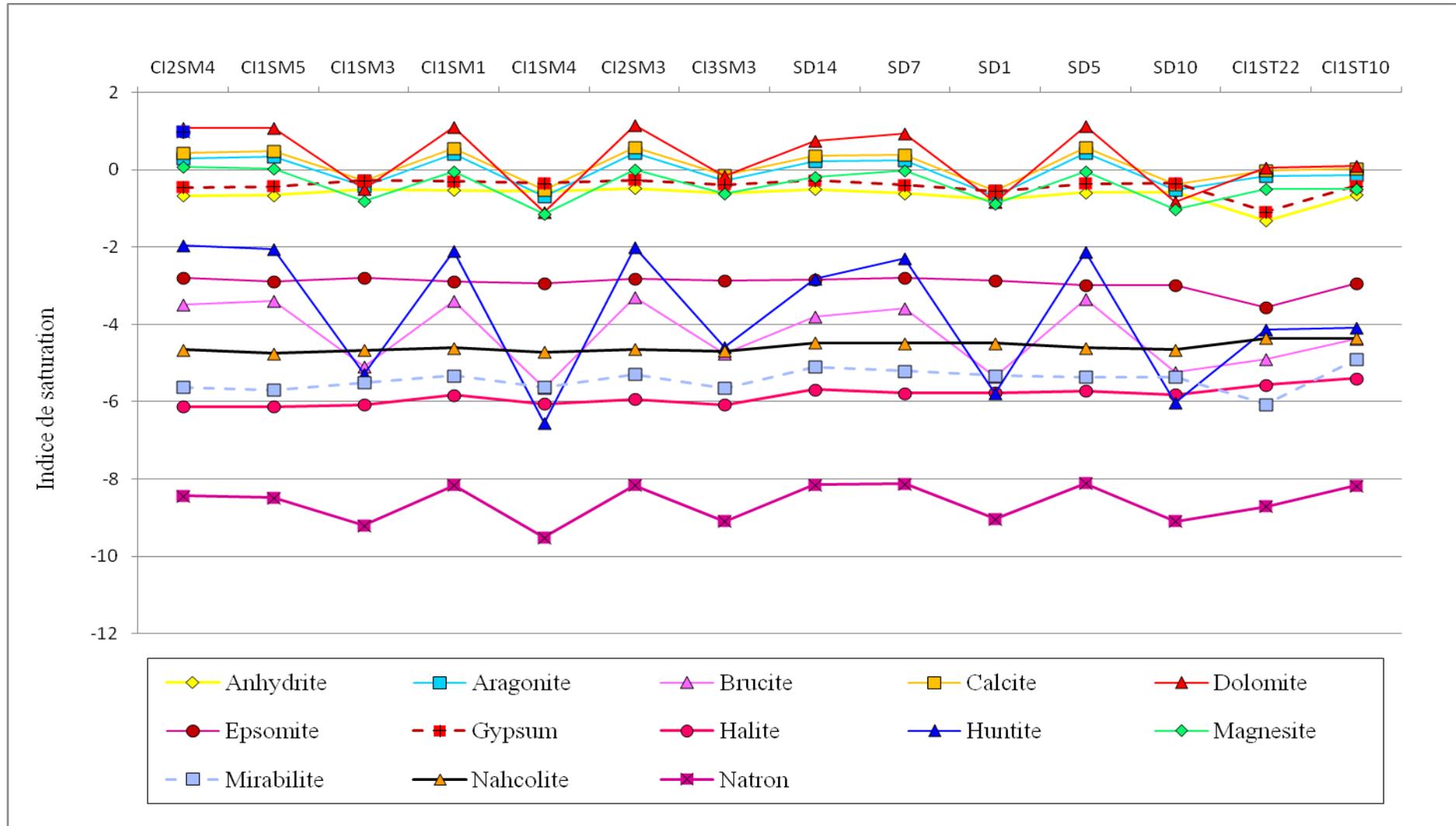


Figure 5-42 : Variation de l'indice de saturation des minéraux, Avril 2012

Tableau 5-16 : Evolution des indices de saturation des minéraux, Novembre 2010

forage	Minéraux carbonatés						Minéraux évaporitiques							
	Magnesite MgCO ₃	Huntite CaMg ₃ (CO ₃) ₄	Dolomite CaMg(CO ₃) ₂	Calcite CaCO ₃	Brucite Mg(OH) ₂	Aragonite CaCO ₃	Natron Na ₂ CO ₃ : 10H ₂ O	Nahcolite NaHCO ₃	Mirabilite Na ₂ SO ₄ :10H ₂ O	Halite NaCl	Gypse CaSO ₄ :2H ₂ O	Epsomite MgSO ₄ :7H ₂ O	Anhydrite CaSO ₄	
CI2SM3	0,98	1,82	3,05	1,5	-1,71	1,35	-6,87	-4,3	-5,46	-5,59	-0,8	-3,31	-1,02	
CI3SM3	1,25	2,59	3,26	1,42	-1,32	1,28	-6,78	-4,31	-5,55	-5,7	-1,06	-3,22	-1,28	
CI1SM5	0,78	0,94	2,55	1,18	-2,27	1,04	-7,16	-4,27	-5,52	-5,74	-0,88	-3,27	-1,1	
CI1SM3	1,17	2,47	3,31	1,55	-1,77	1,41	-6,93	-4,21	-5,75	-5,81	-0,96	-3,34	-1,18	
CI1SM1	1,11	2,39	3,36	1,67	-1,02	1,53	-6,73	-4,51	-5,47	-5,53	-0,78	-3,33	-0,99	
CI1SD14	0,41	-0,34	2,02	1,03	-3,14	0,88	-7,41	-4,14	-5,49	-5,62	-0,76	-3,36	-0,98	
CI3SD10	0,3	-0,76	1,81	0,93	-3,45	0,78	-7,36	-4,02	-5,53	-5,51	-0,94	-3,56	-1,16	
SD1	-0,19	-2,92	0,64	0,24	-4,68	0,1	-7,86	-3,9	-5,47	-5,47	-1,07	-3,49	-1,29	
CI1SD5	0,29	-0,13	2,47	1,6	-2,74	1,46	-6,82	-4,11	-5,56	-5,51	-0,84	-4,14	-1,06	
CI1SD7	0,88	1,59	3	1,54	-2,03	1,4	-7,06	-4,28	-5,68	-5,71	-0,79	-3,44	-1,01	
CI1ST22	0,87	1,38	2,82	1,37	-2,16	1,22	-6,73	-4,06	-5,22	-5,37	-0,83	-3,32	-1,05	
CI1ST19	0,79	1,14	2,73	1,35	-2,35	1,21	-7,03	-4,16	-5,51	-5,5	-0,82	-3,37	-1,04	
CI1ST10	0,87	1,24	2,68	1,23	-2,24	1,08	-7,02	-4,17	-5,47	-5,31	-0,92	-3,27	-1,14	

Tableau 5-17: Evolution des indices de saturation des minéraux, Janvier 2011

Forage	Minéraux carbonatés						Minéraux évaporitiques							
	Magnesite MgCO ₃	Huntite CaMg ₃ (CO ₃) ₄	Dolomite CaMg(CO ₃) ₂	Calcite CaCO ₃	Brucite Mg(OH) ₂	Aragonite CaCO ₃	Natron Na ₂ CO ₃ : 10H ₂ O	Nahcolite NaHCO ₃	Mirabilite Na ₂ SO ₄ :10H ₂ O	Halite NaCl	Gypse CaSO ₄ :2H ₂ O	Epsomite MgSO ₄ :7H ₂ O	Anhydrite CaSO ₄	
CI2SM3	-0,13	-2,51	0,93	0,48	-4,58	0,34	-8,3	-4,13	-5,67	-5,77	-0,6	-3,2	-0,82	
CI3SM3	-0,72	-4,77	-0,16	-0,02	-5,58	-0,17	-8,86	-4,21	-5,7	-5,86	-0,56	-3,25	-0,78	
CI1SM5	0,36	-0,49	1,98	1,04	-3,47	0,9	-7,88	-4,24	-5,88	-5,94	-0,66	-3,34	-0,88	
CI1SM3	0,44	-0,18	2,11	1,08	-3,33	0,94	-7,82	-4,24	-5,83	-5,95	-0,63	-3,26	-0,85	
CI2SM4	0,72	0,91	2,65	1,35	-2,62	1,21	-7,5	-4,3	-5,81	-5,93	-0,66	-3,28	-0,88	
CI1SM4	1,16	2,58	3,45	1,71	-1,6	1,56	-7,01	-4,34	-5,73	-5,86	-0,71	-3,25	-0,93	
CI1SM1	1,07	2,35	3,4	1,75	-1,83	1,6	-6,88	-4,2	-5,7	-5,65	-0,77	-3,44	-0,99	
CI1SD14	1,27	3,21	3,84	1,99	-1,23	1,85	-6,48	-4,2	-5,46	-5,62	-0,69	-3,4	-0,91	
CI3SD10	1,53	3,95	4,07	1,96	0,04	1,82	-6,25	-4,6	-5,35	-5,57	-0,84	-3,27	-1,06	
SD1	1,13	2,49	3,41	1,7	-1,87	1,56	-6,76	-4,09	-5,42	-5,57	-0,66	-3,23	-0,88	
CI1SD5	1,29	3,17	3,76	1,89	-1,28	1,75	-6,42	-4,14	-5,48	-5,49	-0,87	-3,46	-1,09	

CI1SD7	1,29	3,35	3,96	2,09	-0,77	1,95	-6,45	-4,41	-5,53	-5,59	-0,69	-3,48	-0,91
CI1ST22	1,29	2,96	3,57	1,7	-1,59	1,55	-6,49	-4,02	-5,29	-5,42	-0,81	-3,2	-1,02
CI1ST19	0,99	1,89	3,1	1,53	-2,14	1,39	-6,81	-4,05	-5,39	-5,47	-0,75	-3,28	-0,97
SidiMahdi2	1,16	2,41	3,27	1,53	-1,58	1,39	-6,71	-4,2	-5,31	-5,43	-0,77	-3,14	-0,99
SidiMahdi3	1,27	3,03	3,67	1,81	-1	1,67	-6,52	-4,34	-5,31	-5,47	-0,68	-3,21	-0,9
AinSahra2	1,3	3,15	3,73	1,84	-0,88	1,7	-6,49	-4,36	-5,29	-5,39	-0,66	-3,19	-0,88
AinSahra	1,27	3,07	3,71	1,87	-0,87	1,72	-6,41	-4,35	-5,26	-5,41	-0,69	-3,28	-0,91
Megarine	1,53	3,91	4,04	1,93	-0,03	1,79	-6,16	-4,52	-5,05	-5,27	-0,65	-3,05	-0,87
Temacine	1,23	2,62	3,33	1,52	-1,57	1,37	-6,7	-4,16	-5,33	-5,48	-0,82	-3,09	-1,04

Tableau 5-18: Evolution des indices de saturation des minéraux, Mai 2011

Forage	Minéraux carbonatés						Minéraux évaporitiques						
	Magnesite MgCO ₃	Huntite CaMg ₃ (CO ₃) ₄	Dolomite CaMg(CO ₃) ₂	Calcite CaCO ₃	Brucite Mg(OH) ₂	Aragonite CaCO ₃	Natron Na ₂ CO ₃ :1 0H ₂ O	Nahcolite NaHCO ₃	Mirabilite Na ₂ SO ₄ :10H ₂ O	Halite NaCl	Gypse CaSO ₄ :2H ₂ O	Epsomite MgSO ₄ :7H ₂ O	Anhydrite CaSO ₄
CI2SM3	-0,75	-5,02	-0,33	-0,15	-5,67	-0,3	-8,65	-4,08	-5,34	-5,63	-0,55	-3,14	-0,77
CI3SM3	-0,87	-5,67	-0,74	-0,45	-5,94	-0,59	-8,88	-4,12	-5,39	-5,73	-0,66	-3,08	-0,88
CI1SM5	-0,63	-4,76	-0,32	-0,27	-5,43	-0,41	-8,75	-4,19	-5,51	-5,79	-0,74	-3,09	-0,96
CI2SM4	-0,69	-5	-0,44	-0,33	-5,56	-0,47	-9,02	-4,29	-5,79	-5,91	-0,8	-3,15	-1,02
CI1SM4	-0,3	-3,44	0,33	0,05	-4,77	-0,1	-8,64	-4,3	-5,74	-5,89	-0,76	-3,09	-0,98
CI1SM1	-0,6	-4,66	-0,29	-0,27	-5,59	-0,42	-8,76	-4,1	-5,54	-5,67	-0,75	-3,07	-0,97
SD14	-0,83	-5,73	-0,9	-0,66	-5,83	-0,8	-8,9	-4,16	-5,49	-5,66	-0,95	-3,11	-1,17
SD10	-0,21	-3,52	0,08	-0,29	-4,8	-0,43	-8,15	-3,99	-5,25	-5,49	-1,09	-3,01	-1,3
SD1	-0,42	-4,65	-0,62	-0,78	-5,39	-0,93	-8,73	-4,09	-5,71	-5,64	-1,46	-3,1	-1,68
SD5	-0,53	-5,15	-0,92	-0,97	-5,57	-1,11	-8,84	-4,11	-5,59	-5,68	-1,42	-2,97	-1,64
SD7	-0,49	-4,93	-0,78	-0,87	-5,4	-1,02	-8,76	-4,14	-5,51	-5,67	-1,32	-2,93	-1,54

Cl1ST22	-0,38	-3,9	0,05	-0,15	-5,18	-0,3	-8,46	-4,05	-5,45	-5,51	-0,85	-3,07	-1,07
Cl1ST10	-0,61	-4,73	-0,34	-0,31	-5,56	-0,45	-8,24	-3,85	-5,05	-5,2	-0,82	-3,12	-1,04
SidiMahdi2	-0,23	-3,45	0,18	-0,17	-4,87	-0,31	-8,16	-3,97	-5,22	-5,39	-0,93	-2,98	-1,15
SidiMahdi3	-0,62	-4,87	-0,46	-0,43	-5,52	-0,57	-8,54	-4,03	-5,29	-5,51	-0,88	-3,06	-1,1
AinSahra2	-0,82	-5,69	-0,86	-0,62	-5,92	-0,77	-8,77	-4,05	-5,34	-5,43	-0,89	-3,08	-1,11
AinSahra	-0,62	-5,08	-0,66	-0,63	-5,6	-0,77	-8,53	-3,99	-5,23	-5,43	-1,03	-3,02	-1,25
Megarine	-0,04	-2,67	0,6	0,06	-4,4	-0,08	-7,91	-3,99	-5,15	-5,32	-0,88	-2,97	-1,09
Temacine	-0,06	-2,88	0,41	-0,11	-4,41	-0,26	-8,03	-4,05	-5,34	-5,52	-1,13	-3,07	-1,35
BLEDET AMOR	-0,61	-4,98	-0,57	-0,54	-5,49	-0,68	-8,6	-4,07	-5,41	-5,6	-1,05	-3,11	-1,27

Tableau 5-19 : Evolution des indices de saturation des minéraux, Avril 2012

Forage	Minéraux carbonatés						Minéraux évaporitiques							
	Magnesite MgCO ₃	Huntite CaMg ₃ (CO ₃) ₄	Dolomite CaMg(CO ₃) ₂	Calcite CaCO ₃	Brucite Mg(OH) ₂	Aragonite CaCO ₃	Natron Na ₂ CO ₃ : 10H ₂ O	Nahcolite NaHCO ₃	Mirabilite Na ₂ SO ₄ :10H ₂ O	Halite NaCl	Gypse CaSO ₄ :2H ₂ O	Epsomite MgSO ₄ :7H ₂ O	Anhydrite CaSO ₄	
CI2SM4	0,07	-1,96	1,08	0,43	-3,48	0,29	-8,44	-4,66	-5,62	-6,13	-0,45	-2,8	-0,67	
CI1SM5	0,02	-2,05	1,09	0,49	-3,39	0,34	-8,48	-4,75	-5,7	-6,13	-0,43	-2,89	-0,654	
CI1SM3	-0,8	-5,28	-0,5	-0,28	-5,08	-0,42	-9,2	-4,67	-5,5	-6,08	-0,28	-2,8	-0,5	
CI1SM1	-0,03	-2,11	1,12	0,56	-3,4	0,42	-8,16	-4,61	-5,32	-5,83	-0,3	-2,88	-0,52	
CI1SM4	-1,14	-6,55	-1,09	-0,53	-5,64	-0,68	-9,52	-4,72	-5,62	-6,05	-0,34	-2,94	-0,56	
CI2SM3	0,01	-2	1,16	0,57	-3,29	0,43	-8,16	-4,64	-5,29	-5,94	-0,26	-2,82	-0,48	
CI3SM3	-0,62	-4,59	-0,17	-0,13	-4,76	-0,27	-9,09	-4,69	-5,65	-6,08	-0,38	-2,87	-0,6	
SD14	-0,19	-2,81	0,76	0,37	-3,81	0,23	-8,15	-4,48	-5,1	-5,68	-0,28	-2,84	-0,5	
SD7	-0,02	-2,28	0,95	0,39	-3,59	0,25	-8,12	-4,49	-5,2	-5,78	-0,39	-2,8	-0,61	
SD1	-0,88	-5,78	-0,84	-0,55	-5,36	-0,69	-9,03	-4,49	-5,33	-5,77	-0,55	-2,87	-0,77	

SD5	-0,04	-2,13	1,13	0,59	-3,35	0,44	-8,11	-4,61	-5,36	-5,72	-0,36	-2,98	-0,58
SD10	-1,02	-6,03	-0,82	-0,38	-5,24	-0,53	-9,09	-4,65	-5,36	-5,82	-0,35	-2,98	-0,57
CI1ST22	-0,5	-4,13	0,06	-0,02	-4,91	-0,17	-8,71	-4,36	-6,07	-5,56	-1,09	-3,56	-1,31
CI1ST10	-0,5	-4,09	0,1	0,02	-4,38	-0,13	-8,17	-4,36	-4,91	-5,4	-0,42	-2,93	-0,64

Tableau 5 -20 : Indice de saturation calculé

Période de prélèvement	magnésite	brucite	huntite	dolomite	calcite	aragonite	natron	nahcolite	mirabilite	halite	gypse	epsomite	Anhydrite
Nov.2010	- 0,19/1,25	- 4,68 / -1,02	-2,92 / 2,59	0,64 / 3,36	0,24 / 1,67	0,1/1,53	-7,86 / - 6,73	- 4,51/-3,9	-5,75/-5,22	- 5,81 /-5,31	-1,07 /-0,76	-4,14/-3,22	-1,29/-0,98
Jan.2011	- 0,72/1,53	-5,58 / 0,04	-4,77 / 3,95	- 0,16 / 4,07	-0,02 / 2,09	1,95/-0,17	-8,86 / - 6,16	- 4,6/- 4,02	-5,88/-5,05	-5,95 /-5,27	-0,87 /-0,56	-3,48/-3,05	-1,09/-0,78
Mai 2011	- 0,87 / -0,04	-5,94 / - 4,4	-5,73 / -2,67	- 0,92 / 0,6	-0,97 / 0,06	-0,11/-0,08	-9,02 / -7,91	- 4,3/-3,85	-5,79/-5,05	-5,91 /-5,2	-1,46 /-0,55	-3,15/-2,93	-1,68/-0,77
Avril 2012	-1,14 /0,07	-5,64 / -3,29	-6,55 / -1,96	-1,09 / 1,16	-0,55 / 0,59	-0,69/0,44	- 9,52 / - 8,11	- 4,75/- 4,36	-6,07/ - 4,91	-6,13 /-5,4	-1,09 /-0,26	-3,56/-2,8	-1,31/-0,48

10. Aptitude des eaux géothermales d'Oued Righ à l'irrigation

Dans les régions arides, les eaux souterraines constituent la principale source d'eau d'irrigation. Dans les dernières années, le développement agricole, l'extension des surfaces irriguées et l'intensité des pratiques agricoles sont à l'origine des demandes croissantes.

La région d'Oued Righ est à vocation agricole, se caractérise par un climat chaud et aride, d'où une intense sécheresse avec un taux d'humidité très faible, une évaporation très forte et une faible pluviométrie. Ces différentes caractéristiques climatiques se répercutent sur l'hydrographie de la région d'étude, vue la rareté des eaux superficielles. Les eaux souterraines prennent beaucoup d'importance.

Les eaux de la nappe continentale intercalaire sont très chargées en sulfates et chlorures, avec une dureté très élevée.

Les eaux trop minéralisées créent un risque de salinisation des sols, ces sels peuvent nuire les plantes et le sol. L'accumulation des sels hydrosolubles dans le sol d'enracinement influe négativement sur la croissance des plantes, on a recensé deux séries d'effets de la salinité (De Forges, 1972) : les uns portent sur les végétaux, les autres sur le sol. En plus, (Person 1978) les sels causent des changements dans la structure du sol (sur sa perméabilité et son aération), affectant directement le développement de la plante.

Dans le but d'étudier l'aptitude des eaux à l'irrigation on a fait recours à la méthode de Richards et Wilcox, les plus fréquemment utilisées, les quatre campagnes ont fait l'objet de cette application.

10.1. Risque de sodicité et de salinité

L'enrichissement des sols en Na^+ peut entraîner des effets nocifs sur la qualité des eaux pour l'irrigation. De part cette action, les sols deviennent compacts et asphyxiants pour les plantes (Tood 1980). Le risque de sodicité est déterminé par le rapport entre l'adsorption du sodium (sodium adsorption ratio : SAR) de l'eau d'irrigation et sa minéralisation totale.

Le risque de sodicité est déterminé par le rapport entre l'adsorption du sodium (Sodium Adsorption Ratio : SAR) de l'eau d'irrigation et sa minéralisation totale.

10.2. Calcul les paramètres des eaux à usage agricole

Les principaux facteurs qui peuvent dégrader la qualité des eaux pour l'irrigation se résument donc à la concentration en sels dissous exprimée par le résidu sec ou la conductivité électrique, la salinité potentielle, la concentration relative en sodium et la quantité des éléments toxiques (Bore et Chlore) présents dans l'eau (Rouabhia, 2006)

- La salinité totale est généralement exprimée par la minéralisation globale ou par la conductivité électrique (CE), cette dernière est liée au résidu sec (RS) par la formule suivante : $RS \text{ (mg/l)} = 0,7 \text{ CE (}\mu\text{s/cm)}$.

- La salinité potentielle (Sp) pourrait être estimée par (Doneen, 1961) :

$SP = Cl + \frac{1}{2} SO_4^{2-}$: Tous les termes sont exprimés en méq/l

- Pour le sodium, la présence de forte teneur de cet élément provoque une modification structurale du sol, une baisse de sa perméabilité et de son aération. Ce risque est déterminé par la valeur du SAR, ce dernier est défini par la formule suivante :

$$SAR = \frac{Na^{++}}{\sqrt{(Ca^{2+} + Mg^{2+})/2}}$$

Le pourcentage en sodium est donné par

$$\% Na = \frac{(Na + K)}{(Ca + Mg + Na + K)} \times 100$$

Le pourcentage d'échange de sodium ;

$$ESP = 100 \frac{[-a + b(SAR)]}{1 + [-a + b(SAR)]} \quad \text{Où } a = 0,0126 \text{ et } b = 0,01475$$

Tous les éléments sont exprimés en méq/l.

L'indice de perméabilité (IP) défini par (Doneen, 1961) :

$$IP(\%) = \frac{Na^+ + \sqrt{HCO_3}}{Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+} \times 100$$

Tous les éléments sont exprimés en méq/l.

10.3. Interprétation des résultats

Dans le but de mieux définir l'aptitude des eaux de la nappe continentale intercalaire de la région d'Oued Righ à l'irrigation, on a calculé les facteurs intervenant dans la qualité de l'eau pour l'irrigation (*Tableau 5-21*).

Tableau 5-21 : Paramètres de la qualité de l'eau à l'irrigation, Novembre 2010

Forage	CE	% Na	SAR	IP %	ESP	SP	RS
CI1ST22	2720	54,06	5,92	57,63	6,95	21,68	1904
CI1ST19	2780	47,56	4,39	51,65	4,96	21,43	1946
CI1ST10	3300	46,49	4,68	49,53	5,34	25,42	2310
CI1SD14	2450	46,89	4,22	50,98	4,72	19,04	1715
CI3SD10	2460	52,52	5,29	56,76	6,14	16,51	1722
SD1	2500	56,59	5,88	61,86	6,90	17,40	1750
CI1SD5	2440	55,04	5,43	59,80	6,32	16,67	1708
CI1SD7	2470	44,12	3,57	48,89	3,85	18,43	1729
CI2SM3	2470	45,66	4,44	48,44	5,02	17,39	1729
CI3SM3	2260	45,68	4,29	49,13	4,83	14,69	1582
CI1SM5	2130	46,72	4,20	50,25	4,71	15,63	1491
CI1SM3	2130	43,00	3,56	48,16	3,83	14,37	1491
CI1SM1	2670	44,86	4,33	47,48	4,87	19,31	1869

Tableau 5-22 : Paramètres de la qualité de l'eau à l'irrigation, Janvier 2011

Forage	CE	% Na	SAR	IP %	ESP	SP	RS
CI1ST22	2680	47,98	4,93	52,08	5,67	22,60	1876
CI1ST19	2850	46,24	4,54	50,00	5,16	21,55	1995
CI1SD14	2470	44,12	4,14	48,63	4,62	18,22	1729
CI3SD10	2470	48,60	4,71	52,80	5,38	19,13	1729
SD1	2530	42,52	3,90	46,95	4,30	22,07	1771
CI1SD5	2470	49,06	4,82	53,80	5,52	18,97	1729
CI1SD7	2580	43,42	3,91	47,87	4,31	19,91	1806
CI2SM3	2390	33,98	2,85	37,28	2,86	18,78	1673
CI3SM3	2200	34,51	2,72	37,86	2,67	18,78	1540
CI1SM5	2110	33,69	2,50	37,79	2,37	15,95	1477
CI1SM3	2260	33,14	2,47	37,14	2,32	16,78	1582
CI2SM4	2120	34,74	2,62	38,54	2,53	16,34	1484
CI1SM4	2160	37,01	2,87	41,28	2,89	17,38	1512
CI1SM1	2550	41,24	3,51	45,69	3,77	18,22	1785
Sidi Mahdi 2	2840	46,08	4,48	49,52	5,08	25,28	1988
Sidi Mahdi 3	2680	45,38	4,42	48,81	4,99	23,88	1876
Ain Sahra2	2950	44,60	4,40	47,81	4,97	26,95	2065
Ain Sahra	2810	47,41	4,88	50,65	5,61	23,55	1967
Megarine	3280	46,71	5,27	49,38	6,11	28,95	2296
Temacine	2640	44,92	4,38	48,45	4,94	23,23	1848

Tableau 5-23: Paramètres de la qualité de l'eau à l'irrigation, Mai 2011

Forage	CE	% Na	SAR	IP %	ESP	SP	RS
CI2SM3	2430	39,64	3,82	43,04	4,19	21,36	1701
CI3SM3	2220	39,85	3,72	43,92	4,06	19,39	1554
CI1SM5	2140	39,27	3,42	43,17	3,65	18,49	1498
CI2SM4	2170	35,03	2,74	39,18	2,71	16,41	1519
CI1SM4	2190	34,06	2,68	38,05	2,63	17,91	1533
CI1SM1	2340	37,91	3,32	42,32	3,52	21,32	1638
CI1ST22	2760	41,15	3,86	45,13	4,25	23,45	1932
CI1ST10	3070	53,29	6,23	57,20	7,34	29,46	2149
SD14	2410	46,01	3,84	51,52	4,21	22,93	1687
SD10	2390	50,24	4,82	55,37	5,53	25,54	1673
SD1	2410	42,92	3,60	48,41	3,89	19,31	1687
SD5	2360	42,03	3,45	47,65	3,68	21,80	1652
SD7	2430	41,79	3,47	47,83	3,72	24,43	1701
Sidi Mahdi 2	2690	46,85	4,75	51,03	5,43	27,16	1883
Sidi Mahdi 3	2590	47,73	4,51	52,65	5,12	25,22	1813
Ain Sahra2	2820	46,96	4,44	51,54	5,02	27,24	1974
Ain Sahra	2690	50,00	4,97	54,66	5,72	26,04	1883
Megarine	2990	47,40	5,03	50,93	5,80	29,05	2093
Temacine	2620	50,15	4,74	55,24	5,41	23,20	1834
Bledet Amor	2420	49,94	4,43	55,62	5,02	22,35	1694

Tableau 5-24 : Paramètres de la qualité de l'eau à l'irrigation, Avril 2012

Forage	CE	% Na	SAR	IP %	ESP	SP	RS
CI1ST22	2640	36,73	3,24	37,66	3,39	17,67	1848
CI1ST10	3370	45,56	4,48	46,99	5,08	47,43	2359
CI2SM4	2150	26,46	1,81	26,97	1,38	39,28	1505
CI1SM5	2160	26,70	1,76	27,22	1,32	36,50	1512
CI1SM3	2320	25,86	1,80	25,88	1,38	51,29	1624
SD14	2860	34,85	3,01	35,60	3,08	51,35	2002
SD7	2500	34,18	2,77	34,92	2,75	49,09	1750
SD1	2430	36,48	2,87	38,42	2,89	38,25	1701
CI1SM1	2540	31,07	2,44	32,57	2,29	45,78	1778
SD5	2460	33,91	2,70	36,28	2,65	38,49	1722
SD10	2400	33,78	2,60	35,08	2,50	40,81	1680
CI1SM4	2110	26,75	1,87	27,63	1,48	36,85	1477
CI2SM3	2430	29,47	2,25	29,80	2,02	57,56	1701
CI3SM3	2150	26,12	1,79	26,70	1,36	38,14	1505

Le report des différents paramètres sur le diagramme de Richards, permet une caractérisation de l'eau d'irrigation. Après avoir reporté tous les forages d'eau des 4 campagnes sur le diagramme de Richards (fig.5-43), selon la conductivité électrique et la valeur du SAR, on a pu dégager la présence des trois classes suivantes : C3S1, C4S1 et C4S2.

Les classes **C4S1**, **C4S2** : elles représentent les eaux médiocres fortement minéralisées, susceptibles de convenir à l'irrigation de certaines espèces bien tolérantes aux sels et sur des sols bien drainés et lessivés.

C3S1 : en général, l'eau convenant à l'irrigation de cultures tolérantes au sel, sur des sols bien drainés ou de bonne perméabilité et la salinité doit être contrôlée.

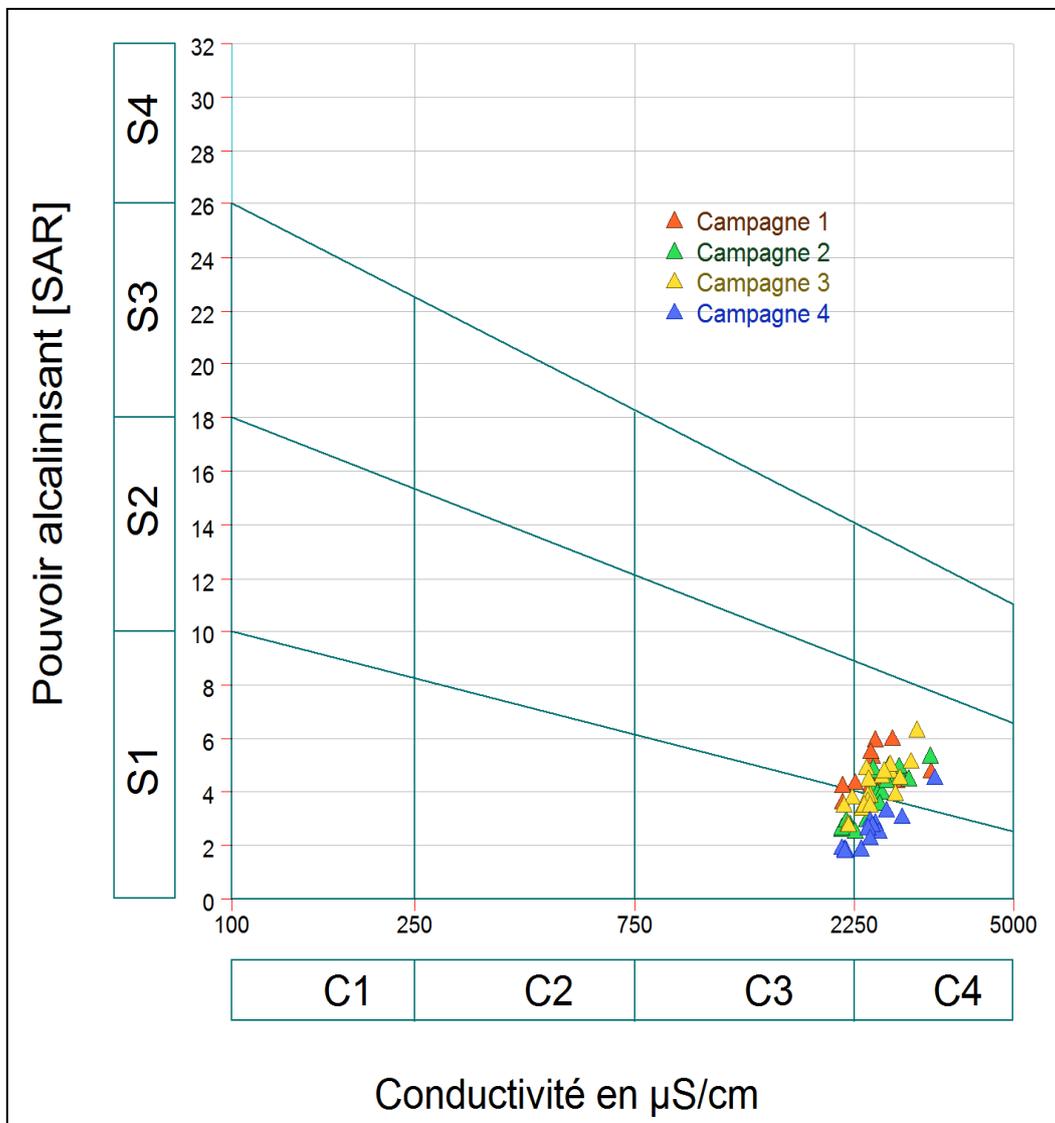


Figure 5-43 : Diagrammes de Richards, Nov.2010, Jan.2011, Mai 2011 et Avril 2012

10.4. Classification des eaux par la méthode de Wilcox

Le diagramme pour toutes les périodes d'observation montre que les eaux souterraines de la nappe continentale intercalaire de la région d'Oued Righ, selon la classification de Wilcox, appartiennent aux deux classes : Médiocre et Mauvaise.

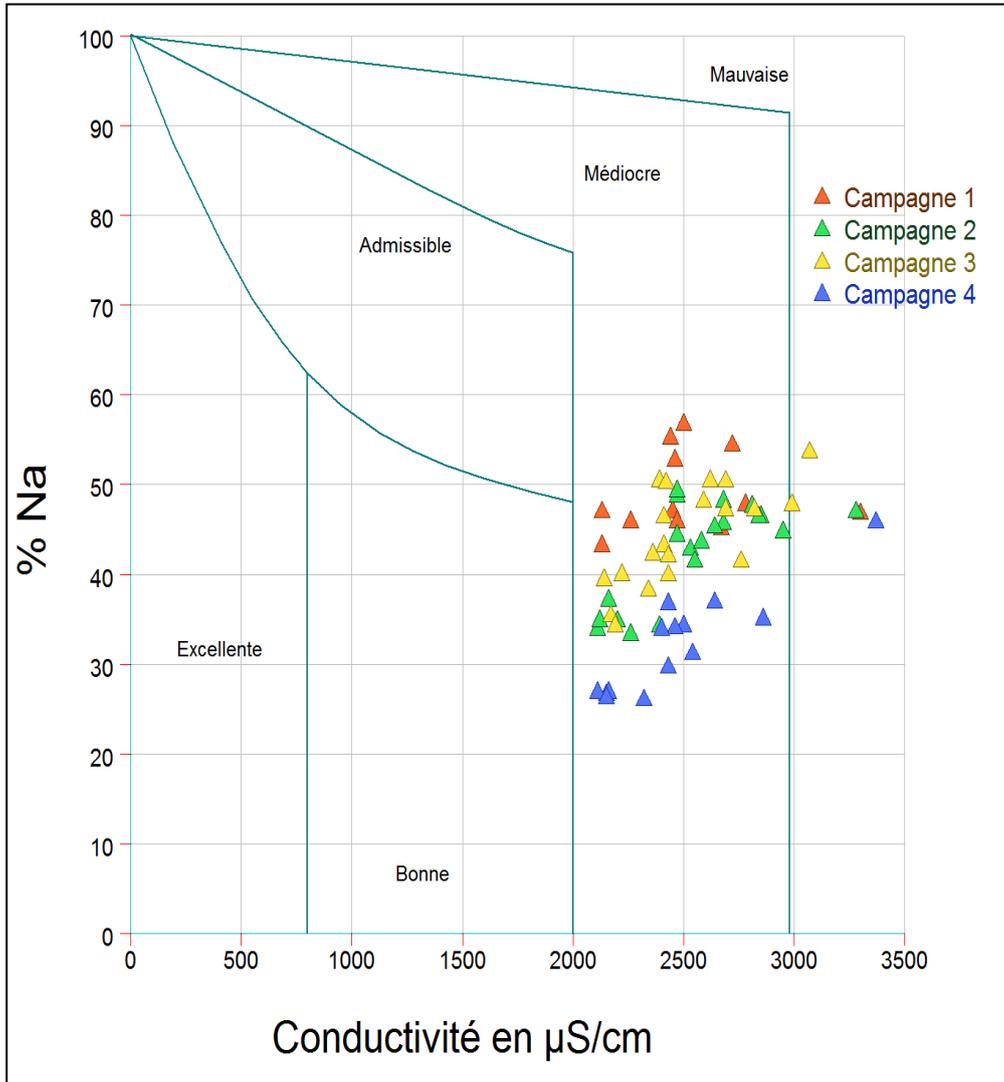


Figure 5-44 : Diagrammes de Wilcox, Nov.2010, Jan.2011, Mai 2011 et Avril 2012

11. Conclusion

L'étude hydrogéochimique des eaux de la nappe continentale intercalaire de la région d'Oued Righ permet de mettre en évidence que les eaux de la nappe CI qui sont caractérisées par l'abondance du faciès sulfaté sodique. Dans le détail on a quatre types d'eaux, les eaux sulfatées sodiques représentent 70% des échantillons, les eaux sulfatées magnésiennes représentent 20%, les autres faciès (chloruré sodique et magnésien) avec un faible pourcentage (5%).

La salinité des eaux de la nappe continentale intercalaire présente une moyenne de 1,31g/l, la valeur maximale est de 1,80g/l, la dureté est très élevée variant entre 59,20 et 106,40°F.

Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dans les eaux géothermales de la région d'Oued Righ indique que seuls les minéraux carbonatés tendent à précipiter surtout sous la forme d'aragonite. Par contre, les minéraux évaporitiques sont à l'état de sous-saturation.

Selon la classification de Richards et celle de Wilcox, on a pu dégager ; les eaux de la nappe CI appartiennent aux deux classes : Médiocre et Mauvaise.

Chapitre 6

GEOOTHERMOMETRIE

Géothermométrie

1. Introduction

La géothermie est la chaleur fournie par le cœur de la terre et transmise à travers l'écorce terrestre (Kedaid, 2004). Popovski (1988) a précisé qu'en géothermie, on exploite l'énergie de fluide qui circule dans les aquifères des formations géologiques de sous sol. Selon Mougou et al. (1987), Lemalle et Jaudin (1998) et Kedaid (2004), cette énergie peut être de type haute enthalpie ou basse enthalpie.

Beauchamp (2006) a défini les eaux géothermiques comme des eaux « vadoses » soient des eaux souterraines provenant de l'infiltration des eaux superficielles et dont le réchauffement est réalisé en profondeur.

El Khaldi (2004) a rapporté que la géothermie a été utilisée par l'homme depuis longtemps sous forme de bains thermaux et de boues thermo-minérales. Lemalle et Jaudin (1998) ont précisé que l'utilisation industrielle de la géothermie n'avait lieu qu'en dix-neuvième siècle.

L'application de la géothermie a été développée surtout après la crise pétrolière au début des années soixante dix (Mougou, 1986 ; Grafiadellis, 1990), qui a stimulé l'utilisation des ressources alternatives (Lemalle et Jaudin, 1998). En fait, l'énergie géothermique est considérée comme une énergie non polluante et indépendante des conditions atmosphériques et climatiques du milieu (Kairaouani et hassairi, 2002).

« Une eau thermale est une eau souterraine naturellement chaude à son émergence (source, puits jaillissant) et utilisable de ce fait à des fins particulières à : thermalisme, chauffage » (Castany et al. 1977).

Il existe une perte de température entre l'aquifère et la température mesurée au niveau de l'émergence causée par plusieurs facteurs parmi lesquels on peut citer:

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

Les caractéristiques physico-chimiques d'une eau thermale sont liées à son parcours souterrain, à sa profondeur et à la constitution minérale des roches (Ezzaïdi et al. 2006).

L'estimation de la température des eaux dans l'aquifère est rendue possible grâce à plusieurs méthodes de géothermométrie chimiques basées sur les éléments chimiques variant avec la température.

La température d'une eau thermale mesurée au griffon est la plus faible de tout le circuit. Elle est cependant plus élevée en profondeur atteignant son maximum au niveau du réservoir (Nedjai, 1987)

L'objectif de ce travail est de montrer la contribution de l'approche hydrogéothermique à l'identification, la caractérisation du réservoir et l'estimation des températures en profondeur des différents points d'eau chaude de la région d'Oued Righ.

2. Types de géothermies et techniques correspondantes

Aujourd'hui, la géothermie est la troisième énergie renouvelable effectivement exploitée dans le monde après la biomasse et l'hydraulique (Ouali et al, 2007).

L'exploitation de la géothermie dépend du type de gisements et du fluide géothermique, on distingue la géothermie très basse énergie, la géothermie basse énergie, la géothermie moyenne énergie et la géothermie haute énergie.

2.1. Géothermie très basse énergie

La géothermie très basse énergie correspond à l'utilisation des ressources thermiques à de faibles profondeurs (nappe superficielle) dont la température est inférieure à 30°C. Elle est utilisée pour la pisciculture, l'horticulture et le séchage de produits agricoles.

2.2. Géothermie basse énergie

La géothermie basse énergie correspond à l'utilisation des ressources thermiques dont la température est comprise entre 30 et 90°C. Elle est rencontrée à une profondeur moyenne de 1000 à 2500 m. Elle est destinée principalement au chauffage urbain et au chauffage de serres.

2.3. Géothermie moyenne et haute énergie

Ces types d'énergie géothermique correspondent à l'utilisation des ressources thermiques dont la température est comprise entre 90 et 150°C (moyenne énergie) ou supérieure à 150°C (haute énergie). La géothermie haute énergie est destinée principalement à la production d'électricité.

En Algérie les ressources géothermales sont de type basse énergie, elles sont principalement situées au Nord et au Sahara Septentrional où se trouve la nappe du continentale intercalaire qui présente une importante réserve en eau thermale.

3. Domaines d'utilisation des eaux géothermales

Les utilisations de la géothermie dans le monde sont nombreuses. Elles sont résumées dans le tableau 6-1 suivant (**diagramme de Lindal**).

Tableau 6-1 : Domaines d'utilisation des eaux géothermales selon le Diagramme de Lindal (in Fekraoui, 2003)

Température (°C)	Domaines d'utilisation	
200 et plus		
190	Réfrigération par absorption	Production de l'électricité par méthode conventionnelle
180	Préparation de pâte à papier	
170	Fabrication d'eau lourde	
160	Séchage de poisson, séchage de bois	
150	Fabrication d'alumine	
140	Séchage de produits agricoles	Production de l'électricité par cycle binaire
130	Evaporation	
120	Production d'eau douce par distillation	
110	Séchage de parpaings de ciment	
100	Séchage de légumes	
90	déshydratation	
80	Chauffage urbain- chauffage de serres	
70	Réfrigération	
60	Elevage d'animaux	
50	Balnéothérapie	
40	Chauffage de sols	
30	Piscine, fermentation	
20	Pisciculture	

4. Principe de la géothermométrie chimique

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

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

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

a) les conditions de températures et de pression permettent en profondeur la vaporisation de l'eau. Il y aura transfert de vapeur vers la surface en une succession d'épisodes vaporisation-condensation dans des aquifères moins profonds. L'eau entre en ébullition à une cote donnée dans le sous-sol, la vapeur remonte vers la surface et généralement se condense dans un aquifère superficiel; les sources chaudes dans ce cas-là seront donc des eaux superficielles, réchauffées par injection de vapeur et leurs caractéristiques physiques et chimiques seront très particulières. Pour résumer, température parfois élevée, minéralisation peu élevée, correspondant à une eau superficielle mais en présence des concentrations notables en substances volatiles qui ont migré avec la vapeur d'eau (B, Hg, As, ...). Ces indications chimiques seront plutôt du type qualitatif, renseignant simplement sur la présence probable d'eau à l'état de vapeur dans le sous-sol.

Des sources de ce type se rencontrent dans les champs géothermiques et les régions de volcanisme actif.

b) Transfert d'eau chaude: dans le cas le plus fréquent, l'eau n'entre pas en ébullition dans le sous-sol (sauf éventuellement près de la surface et, même dans ce cas, en général, la fraction

de fluide correspondante est négligeable par rapport à la masse totale de fluide concernée) et la remontée vers la surface se fait sous forme d'eau liquide. Si la composition de l'eau n'est pas perturbée par des phénomènes secondaires au cours de sa remontée, la concentration de certains éléments dans les sources de surface pourra être reliée à la température à laquelle s'est établi l'équilibre entre eaux et minéraux altérés au niveau du gisement; ces éléments peuvent sous certaines conditions servir de géothermomètres chimiques.

5. Hypothèse de travail

Selon Michard, la mise au point de géothermomètres s'intéressera aux réactions suffisamment lentes, surtout à basse température, pour que l'équilibre atteint en profondeur ne risque pas d'être modifié au cours de la remontée et, en même temps, suffisamment rapides, pour que l'équilibre soit atteint dans le réservoir.

Quelque soit le géothermomètre chimique utilisé pour déterminer la température du réservoir, la validité du résultat sous-entend qu'un certain nombre d'hypothèses soient vérifiées (Fournier, 1977) :

- l'eau du réservoir thermal doit être à l'équilibre vis à vis de l'espèce minérale utilisée comme indicateur de la température,
- cette espèce minérale doit être présente dans la/les formation(s) traversée(s) en profondeur,
- il ne doit pas y avoir de ré-équilibration chimique du fluide avec l'encaissant lors de l'ascension de l'eau vers son point d'émergence,
- il ne doit pas y avoir de mélange entre l'eau thermale et une eau superficielle lors de la remontée.

6. Description des géothermomètres

6.1. Géothermomètre à silice

La silice est l'un des constituants majeurs de l'écorce terrestre ; omniprésente dans les roches magmatiques, elle entre également dans la composition d'un certain nombre de roches sédimentaires (argiles, marnes, grès...).

Les différentes variétés allotropiques de la silice (quartz, calcédoine et silice amorphe) se dissolvent en donnant naissance, à l'équilibre, à une variété monomère H_4SiO_4 . La réaction de solubilisation correspondante est indépendante du pH (jusqu'à $pH > 9,5$) et de la force ionique de la solution; la mise en solution est donc essentiellement fonction de la température.



Trois variétés allotropiques peuvent intervenir et prédominent à différentes températures ;

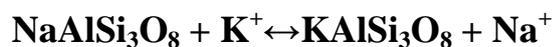
- Au-dessus de 160°C, c'est le quartz qui précipite,
- Entre 120 et 160°C, c'est le quartz et la calcédoine qui peuvent précipiter,
- A la température ordinaire, c'est la silice amorphe.

La teneur en silice mesurée aux émergences est finalement celle correspondant à la température de l'eau dans la zone de mélange.

6.2. Les géothermomètres à cations

A - Géothermomètre Na/K

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



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

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

Les équations correspondantes sont :

-Selon A.J. Ellis:

$$T = \frac{908}{0,700 + \log \frac{Na}{k}} - 273,15$$

- Selon R.O. Fournier:

$$T = \frac{1217}{1,483 + \log \frac{Na}{k}} - 273,15$$

- Selon A.H. Truesdell:

$$T = \frac{856}{0,857 + \log \frac{Na}{k}} - 273,15$$

-Selon R.O. Fournier et A.H. Truesdell :

$$T = \frac{777}{0,4693 + \log \frac{Na}{K}} - 273,15$$

- Selon Arnorson:

$$T = \frac{933}{0,993 + \log \frac{Na}{k}} - 273,15$$

Où :

Na et K sont exprimés en mg/l;

T est exprimé en °C.

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

Faisant intervenir un rapport de concentration, ce géothermomètre est insensible aux processus de concentration ou de dilution, en particulier au mélange avec des eaux superficielles qui sont le plus souvent très diluées par rapport aux eaux profondes. Il est peu sensible aux conséquences d'un refroidissement éventuel et au contact de roches d'origine profonde; les modifications d'alcalins sont faibles. Par contre, il n'en est pas toujours de même quand il y a un long contact avec des roches sédimentaires.

L'inconvénient le plus sérieux de ce géothermomètre est qu'il suppose l'équilibre atteint. Or il est souvent très difficile de montrer qu'il en est bien ainsi. L'importance de l'erreur que l'on pourrait commettre est montrée par l'exemple des eaux de surface des régions granitiques ou volcaniques; le rapport Na/K dans ces eaux est uniquement gouverné par la vitesse relative de dissolution des feldspaths calco-sodique et potassique. Dans la majorité des cas, ce rapport est compris entre 30 et 3; l'application du géothermomètre dans ce cas conduirait à des températures allant de 145 à 500°C.

B- Géothermomètre Mg/k²

- Selon Giggenbach 1983 :

$$T = \frac{4410}{13,95 + \log \frac{Mg}{K^2}} - 273,15$$

Le géothermomètre Mg/K² représente, par conséquent, la base appropriée pour un géothermomètre, qui était en fait, proposé par Giggenbach et al (1983) et révisé légèrement plus tard par Giggenbach (1988) qui a signalé l'équation suivante (concentrations en ppm).

$$T = \frac{4410}{14,0 + \log \frac{K^2}{Mg}} - 273,15$$

C - Géothermomètre Na-K-Ca

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

L'équation utilisée est:

- Selon Fournier et Trusdell:

$$T = \frac{1647}{\log \frac{Na}{k} + \beta [\log \frac{\sqrt{Ca}}{Na} + 2,47]} - 273,15$$

Où :

Na, K, et Ca sont exprimés en mg/l.

T est exprimé en °C.

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

De nature empirique, ce géothermomètre corrige effectivement souvent les températures extrêmement élevées trouvées pour les eaux très diluées. Par contre il donne un résultat aberrant pour l'eau de mer (T = 175°C).

On peut considérer ce géothermomètre comme un garde fou. Si avec $\beta = 4/3$, on obtient une température inférieure à 100°C, il est préférable de rejeter la température calculée par le Na/K. Mais l'inverse n'est pas vrai.

D - Géothermomètre Na-K-Ca-Mg

De nombreux efforts ont été réalisés, après la mise au point de ces 3 méthodes de géothermométrie, afin de tenter d'en étendre et d'en affiner l'utilisation; des possibilités de correction ont ainsi été introduites concernant le géothermomètre Ca, Na, K. Cette correction tenant compte du magnésium est réalisée par Fournier et Potter (1979), elle procède au:

- Calcul de la température T (Ca, Na, K) ; si le résultat est inférieur à 70°C, aucune correction n'est appliquée;
- Calcul de l'expression $R = (Mg/(Mg+Ca+K))*100$, les concentrations étant exprimées en équivalents/l ; si $R > 50$, on admet que l'eau de la source provient d'un aquifère peu profond à une température voisine de celle de la source, sans tenir compte de la température calculée au moyen du géothermomètre, mais si la température (Ca, Na, K) calculée est supérieure à 70°C et $R < 50$.

7. Applications des géothermomètres chimiques classiques

Toutefois, pendant son ascension, l'eau chaude peut subir un mélange avec une eau froide superficielle pouvant compliquer l'utilisation des géothermomètres chimiques, on aura affaire soit à une surestimation soit une sous-estimation des températures (Bouri et al, 2007).

A noter que la remontée des eaux thermales depuis leurs réservoirs d'origine, s'accompagne généralement d'une diminution de la température et d'un changement de la minéralisation totale (Bouri *et al.* 1998).

L'estimation de la température des eaux en profondeur a été faite à l'aide de sept géothermomètres pour la nappe continentale intercalaire de la région d'Oued Righ : K/Mg (Giggenbach, 1983), Na/K (Fournier, 1973), Na/K (Truesdell, 1976), Na/K (Fournier et Potter, 1979), Na/k (Fournier, 1979), Na-K-Ca (Fournier, 1979) et Na-K-Ca-(Mg corrigé) (Fournier, 1979). Les résultats sont regroupés dans le tableau (6-2, 6-3, 6-4 et 6-5).

7.1. Géothermomètre Na/K

Le rapport Na/K a été utilisé en géothermométrie grâce à sa relative insensibilité aux processus de concentration ou de dilution survenant pendant d'ascension des eaux thermales (Michard, 1979).

Après l'application des quatre géothermomètres Na/K sur l'ensemble des forages albiens de la zone d'étude, pour la période Novembre 2010, Janvier 2011, Mai 2011 et Avril 2012, nous constatons que la totalité des températures montre un rapprochement des valeurs.

Ces températures fluctuent entre 182 et 406°C (T2), 186 et 384°C (T3), 236 et 399°C (T4) et 216 et 358°C (T5).

7.2. Géothermomètre Na-K-Ca

L'application du géothermomètre Na-K-Ca sur l'ensemble des points à eau géothermale de la région d'Oued Righ ; a donné des températures variant entre 179 et 229°C. On remarque que les valeurs calculées sont supérieures aux valeurs mesurées, suite à une dissipation moyenne de 151°C au cours de la remontée d'eau du réservoir jusqu'à la surface du sol. Cette dissipation pourrait être due, soit à un mélange avec les eaux de surface, soit à la diffusion thermique liée au long trajet parcouru par ces eaux pour arriver en surface (Boudoukha, 2015).

7.3. Géothermomètre Na-K-Ca-Mg et géothermomètre K/Mg

Ils sont relativement faibles et ne peuvent être pris en considération.

7.4. Diagramme Giggenbach

Le diagramme ternaire (Giggenbach, 1988) est utilisé dans les aquifères géothermaux pour évaluer l'équilibre entre les eaux chaudes et la roche en profondeur et pour déterminer les températures des réservoirs.

Il est basé sur la dépendance thermique de 3 réactions chimiques impliquant des minéraux alcalins et a l'avantage de fournir deux informations sur le thermalisme. Il permet d'une part de voir si une eau thermique est à l'équilibre complet, partiel ou pas du tout vis à vis de phases minérales choisies à une température donnée. Il permet d'autre part de visualiser la température du pôle à l'équilibre (Duriez, 2006).

Dans le diagramme (Giggenbach, 1988) ($\text{Na-K-Mg}^{1/2}$), les points analytiques de l'eau géothermale de la région d'Oued Righ sont distribués sur une droite reliant le pôle magnésien. L'analyse du diagramme indique ainsi que l'eau thermique est immature et montre que l'équilibre entre l'eau et l'encaissant est loin d'être atteint et témoigne d'un mélange plus important des eaux chaudes avec d'autres froides (Chaib et Kherici, 2014). Elle tend vers un pôle thermal à la température supérieure à 260°C, similaire à celle déterminée par les géothermomètres alcalins (Fig. 6-1).

7.5. Diagramme Cl-SO₄-HCO₃

L'application du diagramme Cl-SO₄-HCO₃ (Fig.6-2), montre que les points représentatifs des eaux thermales d'Oued Righ sont situés entre le pôle Cl et SO₄, mais sans jamais atteindre la maturité.

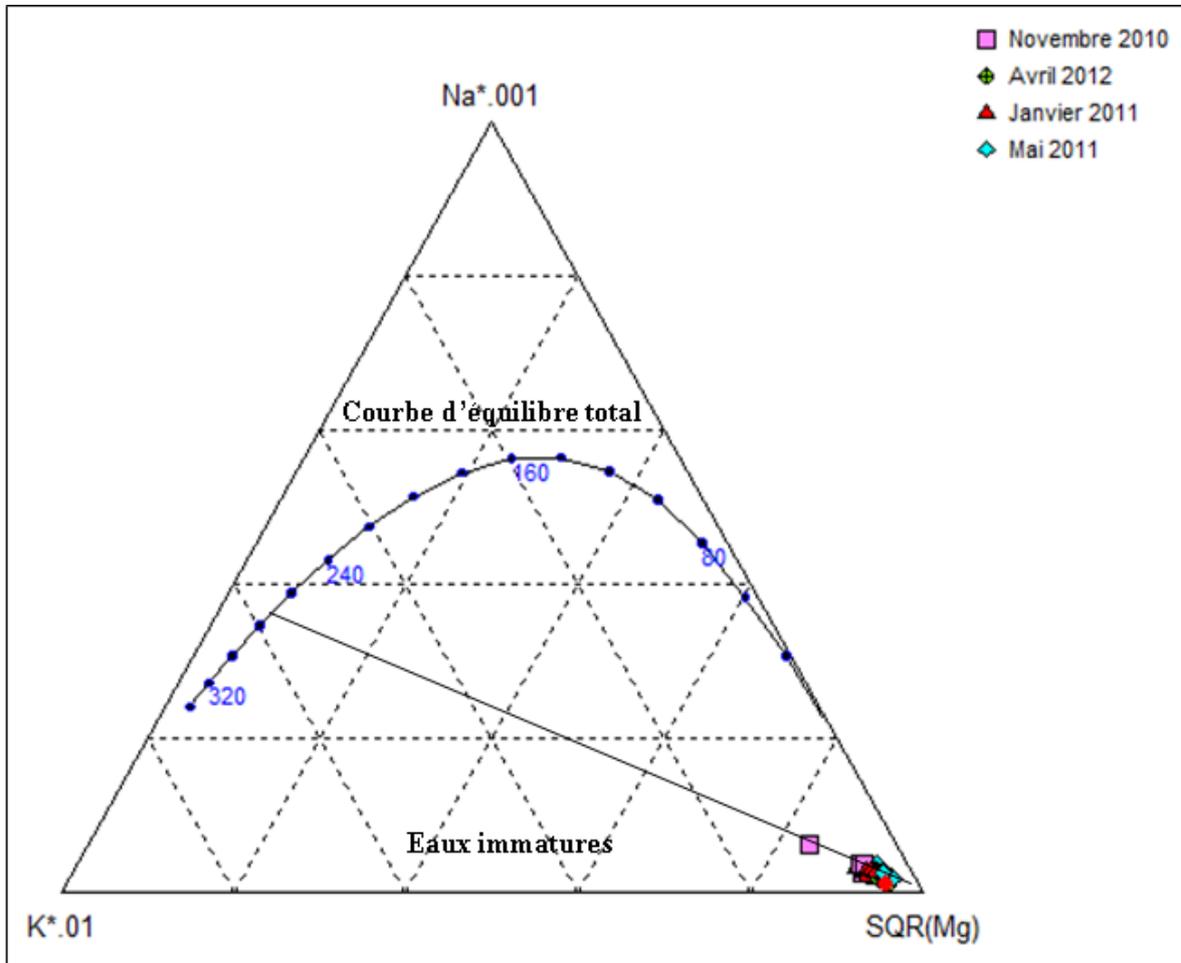


Figure 6-1 : Diagramme triangulaire Na-K-Mg appliqué aux eaux géothermales, Oued Righ

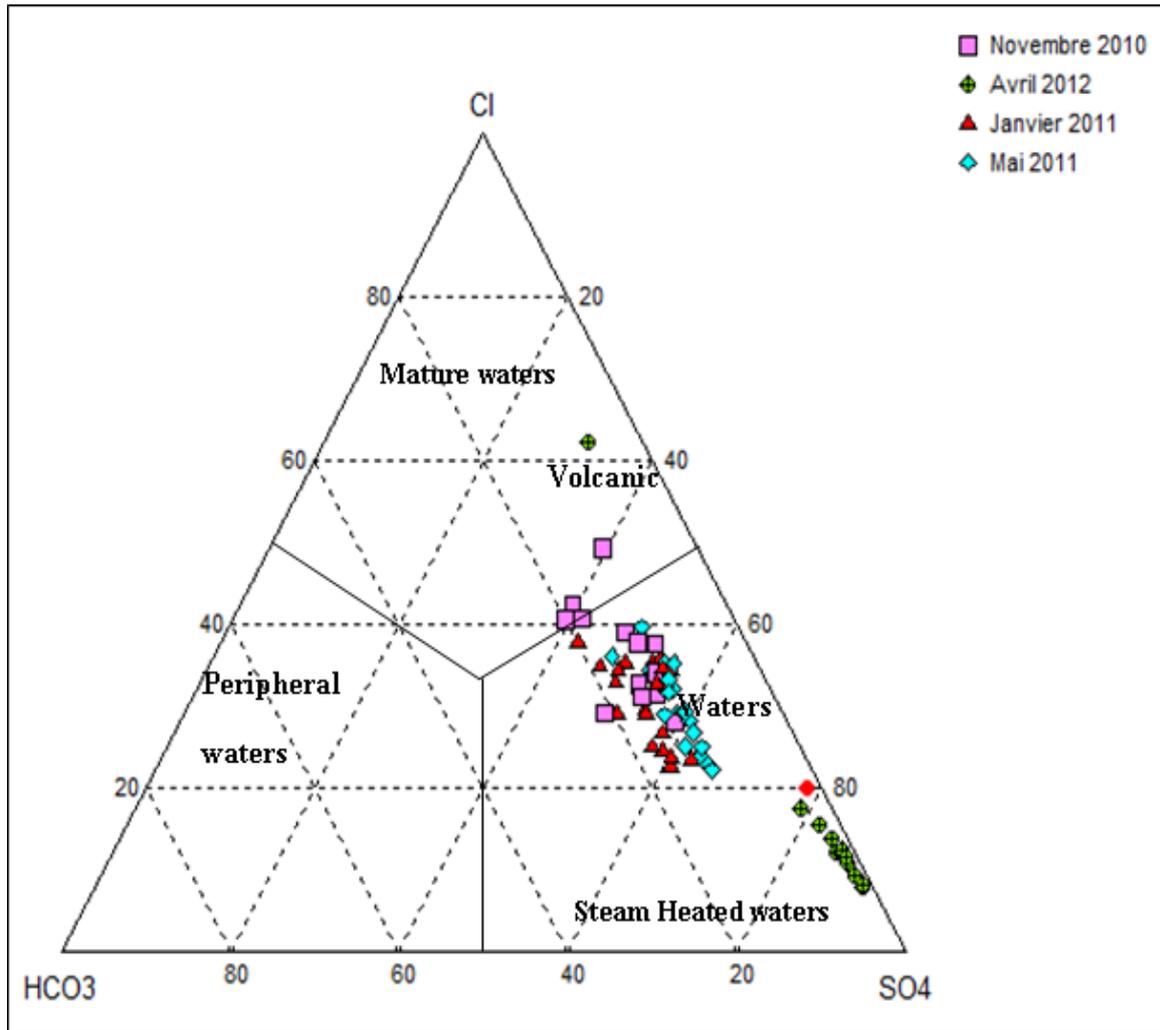


Figure 6-2 : Diagramme Cl-SO₄-HCO₃ appliqué aux eaux géothermales, Oued Righ

Tableau 6-2 : Températures géothermométriques (° C) calculées avec différentes méthodes (période Novembre 2010)

Forage	Faciès chimique	T°C	T K/Mg (1)	T Na/K (2)	T Na/K (3)	T Na/K (4)	T Na/K (5)	T Na-K-Ca (6)	T Na-K-Ca-Mg corrigé(7)
CI1ST22	Na-Ca-Mg-Cl-SO4	48.4	47	226	227	272	247	195	26
CI1ST19	Na-Ca-Mg-Cl-SO4	54.7	46	269	265	304	276	205	33
CI1ST10	Na-Mg-Ca-Cl-SO4	56.4	50	241	240	283	257	198	
CI1SD14	Na-Ca-Mg-SO4-Cl	54.4	54	275	271	309	280	206	39
CI3SD10	Na-Ca-Mg-Cl-SO4	52	45	241	240	283	257	197	39
SD1	Na-Mg-Ca-Cl-SO4	50.8	46	231	231	276	251	197	22
CI1SD5	Na-Ca-Cl-SO4	53	32	250	248	290	264	198	139
CI1SD7	Na-Ca-SO4-Cl	53.1	44	311	302	335	303	214	46
CI2SM3	Na-Ca-Mg-SO4-Cl	47.5	48	259	256	297	269	202	29
CI3SM3	Na-Mg-Ca-SO4-Cl	58	52	257	255	296	268	205	
CI1SM5	Na-Mg-Ca-SO4-Cl	56.4	48	273	269	308	279	207	20
CI1SM3	Na-Mg-Ca-SO4-Cl	60.4	48	301	293	328	296	214	20
CI1SM1	Na-Ca-Mg-SO4-Cl	55	48	254	251	293	266	199	32

Tableau 6-3 : Températures géothermométriques (° C) calculées avec différentes méthodes (période Janvier 2011)

Forage	Faciès chimique	T°C	T K/Mg (1)	T Na/K (2)	T Na/K (3)	T Na/K (4)	T Na/K (5)	T Na-K- Ca (6)	T Na-K-Ca-Mg corrigé (7)
Ain Sahra	Na-Ca-Mg-SO4-Cl	52,8	47	248	247	289	262	199	37
Ain Sahra2	Na-Ca-Mg-SO4-Cl	48,2	48	263	260	300	272	203	31
CI1SD14	Na-Ca-SO4-Cl	51,3	45	276	271	309	280	205	52
CI1SD5	Na-Ca-Mg-Cl-SO4	52,5	45	259	256	297	269	202	38
CI1SD7	Ca-Na-SO4-Cl	53,1	43	293	286	322	291	209	65
CI1SM1	Ca-Na-Mg-Cl-SO4	52,7	45	308	300	333	301	213	49
CI1SM3	Ca-Na-Mg-SO4-Cl	59,3	46	374	358	379	340	226	44
CI1SM4	Ca-Na-Mg-SO4-Cl	57,4	47	348	335	361	325	222	35
CI1SM5	Ca-Na-Mg-SO4-Cl	61,5	46	369	353	375	338	224	49

CI1ST19	Na-Ca-Mg-SO4-Cl	55,5	47	268	264	304	275	205	31
CI1ST22	Na-Mg-Ca-SO4-Cl	53,1	48	256	253	295	267	204	20
CI2SM3	Ca-Na-Mg-SO4-Cl	59,3	48	328	318	347	313	216	38
CI2SM4	Ca-Na-Mg-SO4-Cl	60,0	46	365	349	372	335	224	43
CI3SD10	Na-Mg-Ca-SO4-Cl	49,6	47	266	262	302	274	206	24
CI3SM3	Ca-Na-Mg-SO4-Cl	61,2	46	352	339	364	328	221	49
Megarine	Na-Mg-Ca-SO4-Cl	51,6	50	232	232	276	251	196	19
SD1	Na-Ca-Mg-SO4-Cl	48,8	47	283	277	315	285	207	34
Sidi Mahdi2	Na-Mg-Ca-SO4-Cl	53,7	49	264	261	301	273	205	/
Sidi Mahdi3	Na-Ca-Mg-SO4-Cl	52,1	47	264	261	301	273	203	31
Temacine	Na-Mg-Ca-SO4-Cl	52,4	51	264	261	301	273	206	/

Tableau 6-4 : Températures géothermométriques (° C) calculées avec différentes méthodes (période Mai 2011)

Forage	Faciès chimique	T°C	T K/Mg (1)	T Na/K (2)	T Na/K (3)	T Na/K (4)	T Na/K (5)	T Na-K-Ca (6)	T Na-K-Ca-Mg corrigé (7)
Ain Sahra	Na-Mg-SO4-Cl	53,0	53	222	222	268	244	197	
Ain Sahra2	Na-Mg-SO4-Cl	54,0	52	232	232	276	251	195	
Bledet Amor	Na-Mg-SO4-Cl	51,1	51	250	248	290	263	205	
CI1SM1	Mg-Na-Ca-SO4-Cl	59,0	54	257	254	295	268	198	
CI1SM4	Mg-Na-Ca-SO4-Cl	60,3	53	294	288	323	292	207	
CI1SM5	Na-Mg-Ca-SO4-Cl	60,1	53	257	254	295	268	198	
CI1ST10	Na-Mg-Cl-SO4	54,0	53	182	186	236	216	179	
CI1ST22	Na-Mg-Ca-SO4-Cl	52,0	54	243	241	284	258	196	
CI2SM3	Na-Ca-Mg-SO4-Cl	55,0	51	236	235	279	254	189	32
CI2SM4	Mg-Na-Ca-SO4-Cl	54,3	52	294	288	323	292	207	

CI3SM3	Na-Mg-Ca-SO4-Cl	58,5	55	212	213	260	237	181	17
Megarine	Na-Mg-SO4-Cl	53,0	55	209	211	258	235	190	
SD1	Mg-Na-Cl-SO4	50,1	55	266	262	302	274	214	
SD10	Na-Mg-SO4-Cl	50,5	53	232	232	277	251	202	
SD14	Na-Mg-SO4-Cl	53,6	51	261	258	299	271	204	
SD5	Mg-Na-SO4-Cl	54,0	55	275	271	309	280	219	
SD7	Mg-Na-SO4-Cl	54,0	58	233	233	277	252	201	
Sidi Mahdi2	Na-Mg-SO4-Cl	56,4	55	216	217	263	240	192	
Sidi Mahdi3	Na-Mg-SO4-Cl	54,0	53	228	228	273	248	194	
Temacine	Na-Mg-SO4-Cl	49,3	53	228	228				

Tableau 6-5: Températures géothermométriques (° C) calculées avec différentes méthodes (période Avril 2012)

forage	Faciès chimique	T°C	T K/Mg (1)	T Na/K (2)	T Na/K (3)	T Na/K (4)	T Na/K (5)	T Na-K-Ca (6)	T Na-K-Ca-Mg corrigé (7)
CI1ST22	Na-Ca-Mg-Cl-SO4	53.2	52	269	265	304	276	199	24
CI1ST10	Na-SO4-Cl	50.3	50	227	227	272	248	190	24
CI2SM4	Mg-SO4	49.5	53	376	359	380	341	223	
CI1SM5	SO4-Cl	49.2	51	392	373	390	350	225	24
CI1SM3	SO4	55.5	51	406	384	399	358	229	29
SD14	SO4-Cl	55	51	285	280	316	286	203	29
SD7	SO4-Cl	46.2	52	302	295	329	297	209	
SD1	Mg-SO4-Cl	49	52	295	288	323	292	208	
CI1SM1	SO4-Cl	41	51	316	307	339	306	209	32
SD5	Ca-SO4-Cl	40.5	49	311	302	335	303	209	37
SD10	Ca-SO4-Cl	52.7	49	319	309	341	308	211	37
CI1SM4	Ca-SO4-Cl	59.9	51	361	346	370	333	217	35
CI2SM3	SO4	49	51	337	325	353	318	214	30
CI3SM3	SO4-Cl	61.3	52	383	365	384	345	223	26

(1) Giggenbach 1983

(2) Fournier 1973

(3) Truesdell 1976

(4) Fournier and Potter 1979

(5) Fournier 1979

(6) Fournier 1979

(7) Fournier

8. Origine des eaux géothermales

Pour déterminer la nature lithologique du réservoir géothermal, la méthode IIRG (Institut international des Recherches Géothermiques) ;

La méthode **IIRG** (Institut International des Recherches Géothermiques) (fig.6-3), développée par D'Amore *et al.* (1983), constitue l'outil le plus utilisé pour la détermination de la nature lithologique du réservoir origine des eaux thermales. Le principe de cette méthode repose sur l'utilisation des rapports des concentrations des éléments majeurs et la somme des cations $\Sigma(+)$ et des anions $\Sigma(-)$ exprimées en méq/l. Six paramètres (A, B, C, D, E et F), sans unité, sont ainsi définis et normalisés entre -100 et +100 de la manière suivante :

- $A = 100 \times ((\text{HCO}_3 - \text{SO}_4)/\Sigma (-))$

Ce paramètre aide à différencier entre les eaux circulant à travers les terrains calcaires de celles qui traversent des couches évaporitiques.

- $B = 100 \times ((\text{SO}_4/\Sigma(-)) - (\text{Na}/\Sigma(+)))$

Le paramètre B permet la discrimination entre les eaux enrichies en sulfate circulant dans les terrains évaporitiques et les eaux enrichies en sodium rencontrées dans les terrains sédimentaires argilo-marneux.

- $C = 100 \times (\text{Na}/\Sigma(+) + \text{Mg}/\Sigma(-))$

Ce paramètre tend à distinguer entre les eaux dérivées des flyschs ou « volcanites » et celles venant des séries carbonatées évaporitiques ou à partir d'un socle schisto-quartzitique. Les deux types d'eaux ont des teneurs élevées en Na^+ , mais les premières ont une teneur très faible en Cl^- et les secondes ont un rapport Na/Cl proche de 1.

- $D = 100 \times ((\text{Na} - \text{Mg})/\Sigma(+))$

Ce paramètre individualise les eaux ayant circulées dans les calcaires dolomitiques.

- $E = 100 \times ((\text{Ca} + \text{Mg})/\Sigma(+)) - \text{HCO}_3/\Sigma(-)$

Le paramètre E distingue principalement les circulations dans les réservoirs carbonatés de celles dans les réservoirs sulfatés.

- $F = 100 \times (\text{Ca} - \text{Na} - \text{K})/\Sigma(+)$

Le paramètre F révèle la croissance de la teneur en K dans les échantillons d'eaux.

Les valeurs permettent d'établir des diagrammes rectangulaires et de les comparer aux diagrammes de référence (α , β , γ et δ) établis par les auteurs (Fig. 6-3).

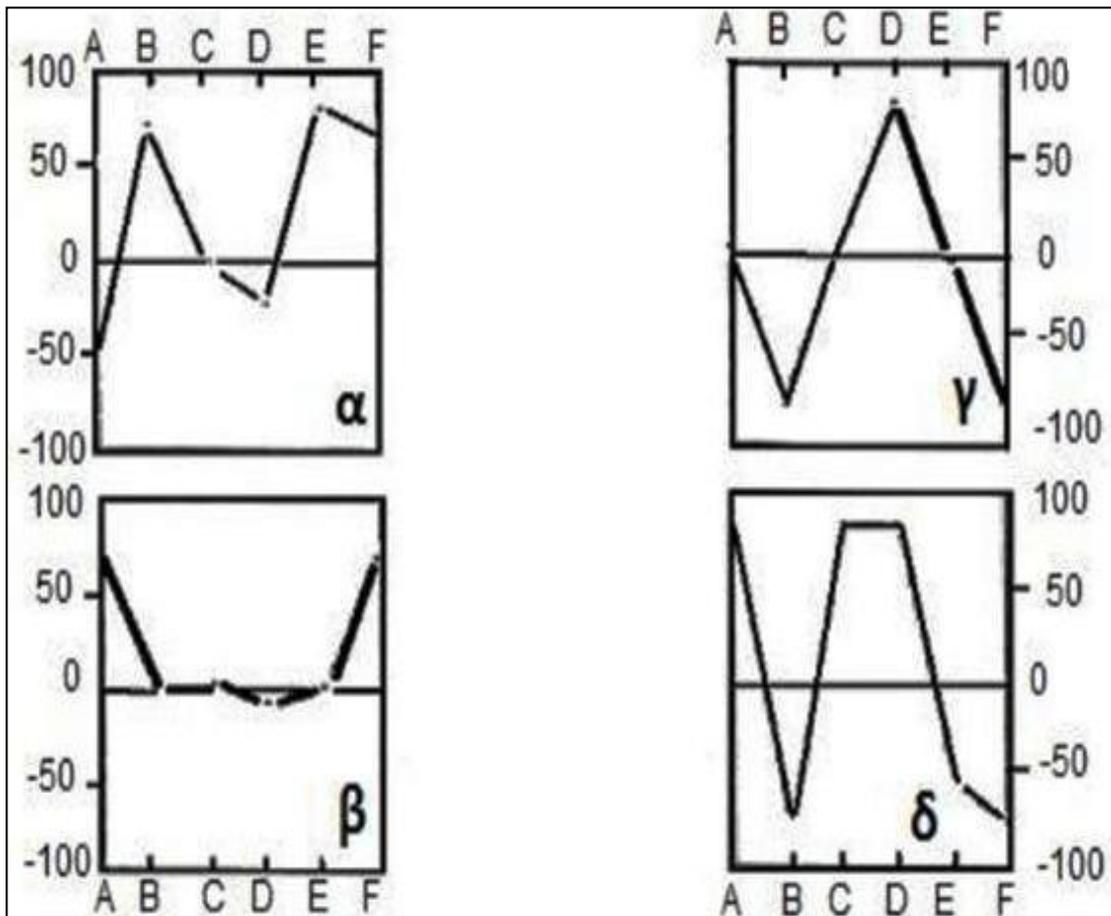


Figure 6-3: Diagramme de l'Institut international des recherches géothermiques de référence

- α : série évaporitique; β : circulation dans les calcaires; γ : circulation profonde à travers un socle cristallin; δ : formation argileuse.

Appliqués aux eaux géothermales de la nappe continentale intercalaire de la région d'Oued Righ (Fig.6-4), les eaux montrent une configuration rectangulaire qui coïncide entre le standard α , relative à une circulation en milieu évaporitique, et le standard γ , relatif à une circulation profonde à travers le socle cristallin

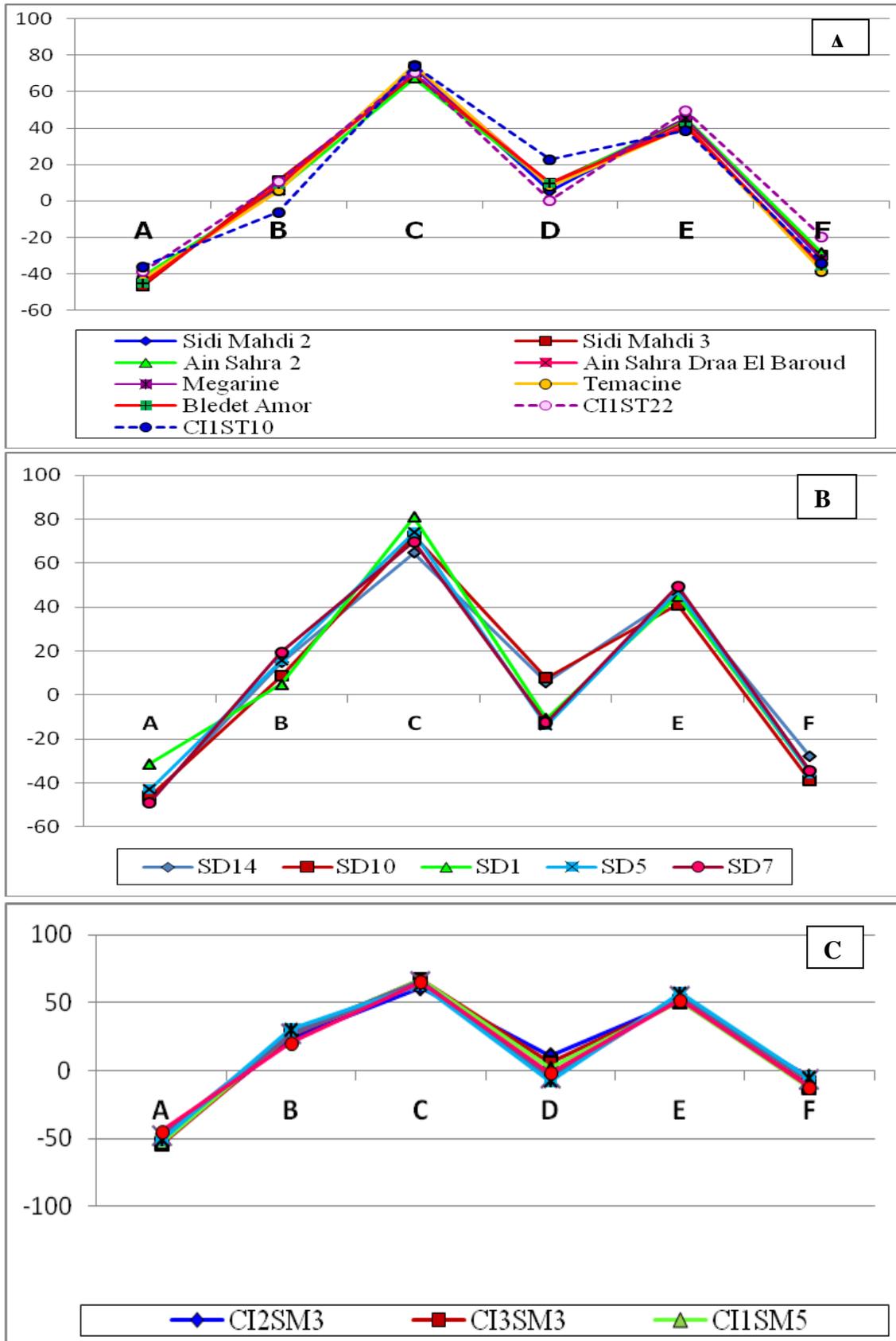


Figure 6-4: Diagramme IIRG appliqué aux eaux géothermales, Oued Righ (A: Touggourt, B: Djamaa, C: M'ghair)

9. Le gradient géothermique

L'intensité de ce gradient augmente avec la profondeur et la structure géologique du sous-sol (Nedjai, 1987). Sa valeur est spatialement variable en fonction de la conductibilité thermique des roches traversées, de leur nature géologique ainsi que des réactions physico-chimiques (Nedjai, 1987). La température de la terre augmente régulièrement avec la profondeur : c'est le gradient géothermique. Il vaut en moyenne 3°C/100 m (*c'est le cas de la Belgique*) mais dans certaines zones (*comme l'Islande*), il peut être **10 fois** plus important et peut atteindre ainsi une valeur de 30°C/100 m.

Les valeurs moyennes sont respectivement pour la croûte continentale de 3°C/100 m et pour le manteau de 1°C/100 m (Muffler et al 1979).

Le Sahara algérien présente dans son ensemble un gradient géothermique moyen de l'ordre de 4 °C/100 m. Dans la partie septentrionale du Sahara, le gradient géothermique moyen est de 3°C/100 m (Ouali, 2006).

D'après **Albert et Alain (2009)**, le gradient géothermique G est l'accroissement de la température ΔT avec la profondeur Δz :

$$G = \Delta T / \Delta Z$$

Dès 1865, Lord Kelvin, par des mesures dans des mines, montra l'accroissement régulier de la température avec la profondeur, et proposa un gradient géothermique de 2 à 4°C par 100 m.

On admet aujourd'hui une moyenne proche de 20 – 30°C /Km vers la surface de la croûte continentale (sur quelques Km), mais il y a d'importantes variations locales, en particulier dans les domaines de tectonique récente.

Les données de températures des forages albiens et la profondeur nous a permis de calculer le gradient géothermique régional (G) selon la formule suivante :

$$G = \Delta T / \Delta Z \text{ (}^\circ\text{C/100m)}$$

T : Température (°C)

Z : Profondeur (m)

Le gradient géothermique calculé à partir des données de forages albiens au niveau de la région d'Oued Righ, se situe entre 2,44°C/100 m et 3,23°C/100 m.

Les forages Beledet Amor, Temacine et CI1ST10 présentent les gradients les plus élevés (3.2 à 2.95°C/100 m) bien qu'ils captent la nappe du Continental Intercalaire à des profondeurs plus faibles (1580 à 1800 m) que les autres forages.

Les résultats obtenus sont illustrés dans le tableau 6-6.

Tableau 6-6 : Gradient géothermique de la nappe continentale intercalaire de la région d'Oued Righ

Nom	Profondeur (m)	T °C	Gradient géothermique °C/100
CI2SM3	2204	55	2,50
CI3SM3	2223,10	58,5	2,63
CI1SM5	2220	60,1	2,71
CI2SM4	2221	54,3	2,44
CI1SM4	2204	60,3	2,74
CI1SM1	2203	59	2,68
CI1SD14	2082	53,6	2,57
CI3SD10	1900	50,5	2,66
CI1SD7	1857	54	2,91
CI1ST22	1776	52	2,93
CI1ST10	1831	54	2,95
Temacine	1800	49,1	2,74
Beledet Amor	1580	51,1	3,23

10. Conclusion

La méthode IIRG appliquée aux eaux géothermales de la région d'Oued Righ a montré une circulation profonde à travers le socle cristallin en milieu évaporitique.

L'application de la géothermométrie chimique permet ainsi d'accéder à la température maximale atteinte par l'eau dans le réservoir au regard de sa composition chimique

Le gradient géothermique de la région d'Oued Righ est moyen de 2,44 à 3,23°C/100 m.

Chapitre 7

EVALUATION DU POTENTIEL D'ENTARTRAGE

Evaluation du potentiel d'entartrage

1. Introduction

L'eau est le facteur principal qui façonne les roches et transforme le paysage. Lors de son écoulement, elle dissout des minéraux, se sature et précipite d'autres minéraux. Par suite, elle acquiert un chimisme qui est le résultat de ses interactions avec la roche et l'influence de facteurs externes naturels ou anthropiques (Massaad, 2005).

La région d'Oued Righ connaît un important essor économique avec un grand développement surtout agricole par conséquent les eaux souterraines de la région sont les plus sollicitées.

L'exploitation des eaux de la nappe continentale intercalaire de la région d'Oued Righ tant pour l'irrigation que pour les besoins domestiques, ont généré d'énormes problèmes par suite d'une précipitation massive du tartre au niveau des canalisations.

Les eaux naturelles, en particulier dans le Sud Algérien qui se trouvent très chargées, ont une dureté très élevée. Elles sont le siège d'une précipitation importante de CaCO_3 dans les canalisations ce qui favorise le risque d'entartrage des conduites nécessitant ainsi des traitements spécifiques pour éviter leur usure.

L'entartrage est défini comme étant la production d'un solide dur cristallin à partir d'un solide liquide (Chevolet, 1996).

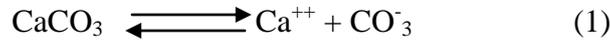
L'objectif de la présente étude s'articule autour de l'étude du phénomène d'entartrage créé par les eaux géothermales de la région d'Oued Righ.

2. Synthèse bibliographique

2.1. Mécanisme de l'entartrage

Les dépôts incrustants communément appelés tartres sont essentiellement constitués de sels d'alcalino-terreux (calcium et magnésium) et leur formation liée à de nombreux paramètres. Parmi ces sels, le carbonate de calcium sera l'élément perturbateur principal dans les installations d'eaux immobilières courantes.

La présence de sels de calcium et, dans une moindre mesure, de magnésium dans l'eau est le premier facteur qui contribue au caractère entartrant de l'eau. Ainsi, plus la dureté de l'eau est élevée, plus il y a prédisposition au dépôt de calcaire (en fait, de carbonate de calcium CaCO_3 (1)) sur les parois en contact avec l'eau. Mais la présence de sels de calcium dans l'eau n'est pas à elle seule suffisante pour provoquer l'entartrage.



La réaction chimique qui provoque la précipitation du carbonate de calcium est largement favorisée par l'élévation de la température qui, en libérant du gaz carbonique, accélère la précipitation du tartre. Il n'y a pas ou très peu d'entartrage sur les canalisations d'eau froide. En revanche, les circuits d'eaux chaudes sanitaires représentent un terrain favorable à l'entartrage

La formation des tartres alcalins CaCO_3 et $\text{Mg}(\text{OH})_2$ dépend de la température, du pH, du taux de désorption du CO_2 ainsi que les concentrations des ions HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , et Mg^{2+} (Al-Rawajfeh et al., 2005).

2.2. Paramètres de l'entartrage

Il existe quelques paramètres qui contribuent dans la précipitation des sels. Selon Rosset et al 1996) ces paramètres sont :

- La présence de calcaire dans l'eau;
- La température de l'eau;
- La présence dans l'eau d'éléments favorisants;
- Influence de la nature de la canalisation.

La présence de calcaire dans l'eau

La présence de sels de calcium et, dans une moindre mesure, de magnésium dans l'eau est le premier facteur qui contribue au caractère entartrant de l'eau. Ainsi, plus la dureté de l'eau est élevée, plus il y a prédisposition au dépôt de calcaire (en fait, de carbonate de calcium CaCO_3 (1)) sur les parois en contact avec l'eau. Mais la présence de sels de calcium dans l'eau n'est pas à elle seule suffisante pour provoquer l'entartrage.

La température de l'eau

La réaction chimique qui provoque la précipitation du carbonate de calcium est largement favorisée par l'élévation de la température qui, en libérant du gaz

carbonique, accélère la précipitation du tartre. Il n'y a pas ou très peu d'entartrage sur les canalisations d'eau froide. En revanche, les circuits d'eaux chaudes sanitaires représentent un terrain favorable à l'entartrage.

✚ La présence dans l'eau d'éléments favorisants

On a pu constater que deux types d'eaux de composition identique et placées dans les mêmes conditions n'avaient pas forcément le même pouvoir entartrant. Le phénomène tient à la présence dans l'eau en quantité infinitésimale susceptible de déclencher le phénomène d'entartrage. Ainsi, la présence dans l'eau d'ions cuivre ou d'ions zinc freine le dépôt de tartre qui reste en suspension dans l'eau. Les quantités nécessaires sont très faibles, de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de microgrammes par litre.

✚ Influence de la nature de la canalisation:

Dans le cas des eaux moyennement ou peu entartrantes, le cuivre peut empêcher l'apparition des premières traces de tartre et bloquer ainsi le développement naturel du processus d'entartrage. Le cuivre a donc un avantage décisif sur les autres matériaux avec lesquels il y a toujours amorce d'entartrage. Dans le cas des eaux très entartrantes, il y a aussi un avantage au cuivre mais d'un autre ordre. Le tartre déposé sur un tube de cuivre contient lui-même des traces de cuivre qui jouent leur rôle bactéricide vis-à-vis des eaux transportées par la canalisation. On sait que le tartre favorise le développement de certaines bactéries comme celles de la légionellose, mais si la canalisation est en cuivre, la présence de ces traces de cuivre dans le tartre va inhiber le risque de prolifération de ces micro-organismes.

2.3. Différents types de tartre

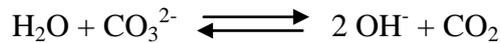
L'analyse de tartre provenant du circuit de refroidissement ou des chaudières et même dans les installations industrielles montre la présence de plusieurs composants.

Parmi les composants fondamentaux qui forment le tartre l'ion bicarbonate (HCO_3^-), l'ion carbonique (CO_3^{2-}), l'ion calcium (Ca^{++}), l'ion magnésium (Mg^{++}) et les sulfates.

Généralement il y a deux types de tartre (Aljandra – Dominguez, 1994).

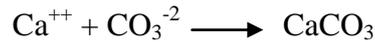
2.3.1. Tartre alcalin

Le tartre alcalin est dû principalement à la présence de carbonate et d'hydroxydes, résultant de la décomposition thermique de l'ion bicarbonate (HCO_3^-).



L'élévation de la température provoque l'élimination du CO_2 donc obligatoirement la formation d'ion CO_3^{2-} , lorsque les ions de calcium, de magnésium et les ions de carbonates et hydroxyde contenus dans l'eau, le carbonate de calcium CaCO_3 et l'hydroxyde de magnésium

$\text{Mg}(\text{OH})_2$ se forment, et de nous donnent respectivement:



La formation du carbonate de calcium solide est maximale aux alentours de 60°C , cela se traduit par une nette diminution de la concentration des ions Ca^{++} en solution, en effet les bicarbonates se transforment en carbonates moins solubles. Au delà de cette température, le solide alcalin commence à disparaître pour céder la place à un autre dépôt de tartre alcalin : l'hydroxyde de magnésium $\text{Mg}(\text{OH})_2$ entre $90 - 100^\circ\text{C}$. Donc, le degré de formation des ces deux mélanges dépend de la concentration de bicarbonate et de la température de travail (circuit).

2.3.2. Tartre non alcalin

Le type de tartre non alcalin le plus important est composé essentiellement de sulfates et surtout de sulfates de calcium (CaSO_4).

Il commence à apparaître d'une façon nette à partir de 100°C . Le sulfate de calcium peut se présenter sous plusieurs formes; dans la nature, il existe trois formes:

- L'anhydride (CaSO_4).
- L'hymydrate ($\text{CaSO}_4 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$).
- Le dihydrate ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Les trois formes sont beaucoup plus solubles que le carbonate de calcium et l'hydroxyde de magnésium. Donc, ces tartres ne se forment que dans le cas où la solution serait sursaturée en sulfate de calcium à des températures élevées.

2.4. Conséquences de l'entartrage

Les conséquences d'un entartrage sont :

- hydrauliques ;
- bactériologiques ;

- technologiques ;
- énergétiques et thermiques.

2.4.1. Conséquences hydrauliques

L'accumulation d'une épaisseur de tartre dans les équipements conduit à une diminution des sections de passage, ce qui occasionne une augmentation de la résistance hydraulique des réseaux qui conduit dans tous les cas à une augmentation de la dépense énergétique des pompes dans le cas de réseaux fermés ou surpressés et:

- si la hauteur manométrique des pompes ou la charge disponible reste constante, à une diminution du débit ;
- si le débit est maintenu constant à une augmentation de la perte de charge, une vitesse accrue et donc un niveau sonore plus élevé (Roques, 1990).

2.4.2. Conséquences bactériologiques

Il a été montré que les réservoirs, les réseaux et les points de puisage (tel que les robinets) des réseaux d'eau chaude sanitaire pourraient, s'ils étaient entartrés, être favorables à "l'accueil" et à la prolifération de Legionella. Ceci conduit à des opérations régulières de détartrage nécessaires avant toute désinfection (Roques, 1990).

2.4.3. Conséquences technologiques

L'entartrage peut avoir pour conséquences technologiques :

- le blocage des organes de manœuvre des robinetteries,
- l'impossibilité d'obtenir l'étanchéité siège - clapet des robinetteries,
- le blocage des soupapes de sécurité,
- la diminution du volume utile des réservoirs,
- des dégradations des états de surface des appareils sanitaires,
- l'entraînement de particules en suspension qui peuvent être abrasives (Roques, 1990).

2.4.4. Conséquences thermiques et énergétiques

Les tartres ont des conductivités thermiques très faibles eu regard des matériaux utilisés dans la construction des échangeurs : acier ou cuivre.

Les matériaux ne sont pas tous sensibles à l'entartrage de la même façon. Pour qu'un entartrage puisse se produire il faut :

- ✓ Une précipitation de sels minéraux,
- ✓ Un accrochage des sels aux parois.

- Cette dernière phase n'est pas forcément réalisable, ainsi, les matériaux de synthèse qui présentent des coefficients de dilatabilité très élevés seront relativement peu sensibles à l'entartrage s'ils sont soumis à des variations de température et donc à des dilatations. De même pour les aciers inoxydables de part leur état de surface. L'augmentation dans de fortes proportions des dépôts entraînent une augmentation de la résistance thermique des parois et donc une diminution du coefficient d'échange (Roques, 1990).

3. Évaluation du potentiel de tartre des eaux géothermales d'Oued Righ

Ces eaux fossiles, refroidies dans des systèmes réfrigérants, sont utilisées principalement pour l'irrigation. L'entartrage des canalisations et des refroidisseurs, est l'une des conséquences d'une telle situation, l'accumulation d'une épaisseur de tartre dans les équipements conduit à une diminution des sections de passage, ce qui conduira à une augmentation de la dépense énergétique des pompes. L'entretien des installations entartrées ou le remplacement des canalisations revient très cher.

Nous illustrons ce phénomène par le cas de l'entartrage des eaux géothermales d'Oued Righ au Sud de l'Algérie, nous présentons, ci-joint, des coupes des conduites bouchées avec l'entartrage quoique les eaux soient refroidies à 30°C (Fig.7-1).

En dix ans de mise en service, les diamètres des conduites ont été réduits à 50% (de 400 à 200 mm). Pour une consommation annuelle en eau de 14,2 Mm³/an, on évalue à 2243 tonnes/an la masse de tartre, soit 61,5 Quintaux/jour. La vitesse moyenne d'entartrage est de 1,1 cm/an, avec un maximum de 1,4cm/an enregistré dans les conduites situées dans un rayon d'un Km de la tête de puits. Le coût d'entretien et de rénovation du réseau, est estimé à plus de 4,2 millions de DA/an (Messaitfa , 2010).



Figure 7-1 : Effets d'entartrage sur les canalisations (Oued Righ)

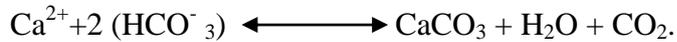
Tableau 7- 1: Vitesse d'entartrage dans les conduites (Messaitfa, 2010)

Réseau	1	2	3	4	5	6
Épaisseur du tartre (cm)	8.5	9.0	10	10.5	12	14
Durée de mise en service (an)	10					
Vitesse (cm/an)	0.85	0.90	1.0	1.05	1.2	1.4

Favorisée par les fortes températures des eaux les problèmes de tartre apparaissent au niveau des conduites. Lorsqu'il y a détente (baisse de pression) ou refroidissement de l'eau, les sels minéraux (sulfates de calcium ou carbonates de calcium) précipitent et forment des dépôts adhérents aux parois. Ce phénomène est évalué à environ 50 tonnes au Sud Tunisien, représentant la masse de tartre formée annuellement par forage (Rosset et al, 1999).

Pour refroidir cette eau, on utilise les tours de refroidissement, dans lesquelles l'eau géothermale circule sur des systèmes de planches pour augmenter la surface de contact entre l'eau et l'atmosphère (réfrigération atmosphérique). L'air est renouvelé par un ventilateur.

L'eau émergeant du forage sous pression est transportée en haut de la tour sans qu'il soit nécessaire de la pomper. Mais, du fait de la baisse brutale de pression en haut de la tour et de la division de l'eau en pluie dans celle-ci, le dioxyde de carbone se dégage, le pH de l'eau augmente et le carbonate de calcium précipite selon la réaction :



4. Les indices d'entartrage

Pour mieux apprécier l'indice de saturation, nous avons jugé utile de le calculer selon deux méthodes, méthode de Langelier et méthode de Riznar à savoir que l'indice de Langelier est calculé par le logiciel calco-carbonique et le diagramme de Langelier (le diagramme nécessite la connaissance des valeurs suivantes : pH, les solides dissous, la dureté calcique, le titre alcalimétrique complet), par contre l'indice de Riznar est calculé par le logiciel.

L'indice de Langelier est défini de la façon suivante :

$$I_L = \text{pH} - \text{pH}_s.$$

Une eau agressive est caractérisée par un indice de Langelier négatif, ce qui signifie que le pH de l'eau mesuré est inférieur au pH_s de saturation : l'eau sous saturée en CaCO₃, dissout le calcaire sous l'action du CO₂ agressif.

Si I_L est positif, il y a formation d'une couche de carbonate de calcium qui protège les tuyauteries.

Mais cet index ne donne qu'une indication relative et ne permet pas de savoir si le degré de saturation est suffisant pour donner un dépôt appréciable ou former seulement un film de protection. De plus, dans le cas d'eaux peu minéralisées, à faible teneur en bicarbonates de calcium, l'utilisation de l'index de Langelier est sujette à caution.

C'est pourquoi, afin d'obtenir des indications plus précises et fiables, on utilise de plus en plus une notation différente, appelée index de Riznar :

$$IR = 2 \text{ pH}_s - \text{pH réel}$$

Cet index permet non seulement de différencier une eau entartrante, agressive ou stable, mais aussi d'évaluer l'importance de l'entartrage ou de l'agressivité comme le montre le tableau suivant :

Tableau 7-2 : Agressivité d'une eau en fonction de l'indice de Ryznar

Indice de Ryznar	Tendance
$IR > 8,7$	Eaux très agressives
$6,9 < IR < 8,7$	Eaux moyennement agressives
$5,8 < IR < 6,9$	Eaux stables
$3,7 < IR < 5,8$	Eaux entartrantes
$IR < 3,7$	Eaux très entartrantes

Le potentiel de précipitation de carbonate de calcium (ccpp) quantifie la quantité de CaCO_3 qui peut dissoudre le précipité (Rossum and Merrill, 1983). Le tableau 7-3 présente l'interprétation du potentiel de précipitation de carbonate de calcium.

Tableau 7-3: Interprétation du potentiel de précipitation de carbonate de calcium

Description	CCPP valeur en mg/l CaCO_3
Entartrage (protection)	> 0
Passive	$(-5) - 0$
Légèrement corrosive	$(-10) - (-5)$
Corrosive (agressive)	< -10

Le calcul de l'indice de Langelier est effectué par le logiciel calco-carbonique, on note que la plupart des eaux de la nappe albienne de la région d'Oued Righ sont des eaux incrustantes, il y a une formation d'une couche de carbonate de calcium qui protège les tuyauteries. Au niveau de Djemaa il y a 3 forages qui présentent un caractère agressif où le taux de CaCO_3 dissolvable variant entre -8.4 à -4.9mg/l. Les valeurs du CCPP sont comprises entre (6.1 à 42.1) et (- 8.4 à - 4.9) (donc légèrement corrosive). Les différentes valeurs sont consignées dans le tableau 7-4.

L'application de l'index de Ryznar sur 20 analyses d'eau collectées dans la région d'étude montre que les eaux sont entartrantes dans le haut et le bas d'Oued Righ (Touggourt et M'ghair), par contre les eaux de Djemaa sont des eaux agressives.

Tableau 7-4 : Indice de Langelier, Ryznar et CCPP des eaux de la nappe albienne de la région d'Oued Righ

Forage	pH	pHs	CO ₂ libre	I.S	CaCO ₃ précipitable (mg/l)	I.R	Obs.
Sidi Mahdi 2	7.33	6.69	9.17	0.64	31.6	6.06	Eau Entartrante
Sidi Mahdi 3	7.06	6.71	17.04	0.35	21.4	6.37	
Ain Sahra 2	6.85	6.71	26	0.14	10	6.57	
Ain Sahra	6.99	6.86	19.93	0.13	7.9	6.74	
Megarine	7.56	6.74	4.73	0.82	30.5	5.91	
Temacine	7.59	7.02	4.77	0.57	17.7	6.46	
Bledet Omor	7.09	6.92	15.92	0.17	9.1	6.76	
CI2SM3	7	6.37	17.85	0.63	42.1	5.75	
CI3SM3	6.84	6.46	25.11	0.38	27.1	6.09	
CI1SM5	7.09	6.53	13.60	0.56	31.2	5.97	
CI2SM4	7.02	6.63	15.71	0.39	22.3	6.24	
CI1SM4	7.41	6.54	6.37	0.87	37.1	5.67	
CI1SM1	6.99	6.45	21.06	0.54	40.4	5.90	
CI1ST22	7.17	6.61	13.12	0.56	33.2	6.05	
CI1ST10	7.02	6.56	18.65	0.46	31.4	6.10	
SD14	6.93	6.83	21.30	0.10	6.1	6.74	
SD10	7.4	6.96	8.27	0.44	18.2	6.52	
SD1	7.03	7.17	19.67	- 0.14	-8.4 CaCO ₃ dissolvable (mg/l)	7.32	
SD5	6.96	7.08	23.60	- 0.12	- 6.7 CaCO ₃ dissolvable (mg/l)	7.19	
SD7	7.07	7.17	17.22	- 0.10	- 4.9 CaCo3 dissolvable (mg/l)	7.27	

Le diagramme de Langelier est le plus souvent cité, toutes les entrées se font par l'axe des abscisses (gradué en mg/l de sel dissous).

- La masse totale de résidu sec et la température permet d'apprécier la constante C.
- L'alcalinité en mg/l de CaCO_3 est convertie en pAlc grâce à la droite (D).
- La concentration en ions calcium correspond à une dissolution fictive de CaCO_3 .
La droite (D¹) permet de convertir le Ca^{++} en pCa.
- Le pH de saturation vaut : $\text{pH}_s = C + \text{pAlc} + \text{pCa}$.

La projection des éléments concernés (TDS, Température, Alcalinité, Calcium) sur le diagramme de Langelier montre que la plupart des eaux de la nappe albienne de la région d'étude sont des eaux entartrantes par contre, les forages Bledet Amor, Tindela, Ain Choucha, Sidi Amrane, Tigdidine présente une eau agressive qui peut aisément s'expliquer par la présence de calcium et magnésium avec des concentrations suffisantes pour entraîner la précipitation de tartre de carbonate de calcium. L'ensemble des résultats sont récapitulés dans le tableau 7-5.

Tableau 7-5 : Paramètres du diagramme de Langelier

Forage	C	pAlc	pCa	IL	pHs	Obs.
Sidi Mahdi 2	1.68	2.40	3.00	0.25	7.08	Entartrante
Sidi Mahdi 3	1.71	2.40	2.70	0.25	6.81	
Ain Sahra 2	1.72	2.40	2.60	0.13	6.72	
Ain Sahra	1.71	2.10	3.10	0.09	6.91	
Megarine	1.74	2.40	3.00	0.42	7.14	
Temacine	1.80	2.40	3.25	0.14	7.45	
Bledet Omor	1.76	2.30	3.20	- 0.17	7.26	Agressive
CI2SM3	1.70	2.50	2.55	0.25	6.75	Entartrante
CI3SM3	1.62	2.51	2.54	0.17	6.67	
CI1SM5	1.58	2.50	2.56	0.45	6.64	
CI2SM4	1.71	2.51	2.56	0.23	6.78	
CI1SM4	1.57	2.51	2.57	0.76	6.65	
CI1SM1	1.61	2.30	2.53	0.55	6.44	
CI1ST22	1.75	2.35	3.00	0.10	7.07	
CI1ST10	1.71	2.40	2.80	0.11	6.91	
SD10	1.80	2.25	3.20	0.15	7.25	Agressive
SD14	1.72	2.50	3.20	- 0.49	7.42	
SD1	1.80	2.35	3.45	- 0.57	7.60	
SD5	1.70	2.30	3.51	- 0.55	7.51	
SD7	1.71	2.35	3.50	- 0.49	7.56	

Graphiquement et pour éviter la condensation du diagramme de Langelier par la projection de la totalité des forges nous avons jugé utile de retenir deux forages représentatifs : forage Ain Khadra (eau entartrante) et forage Ain Choucha (eau agressive).

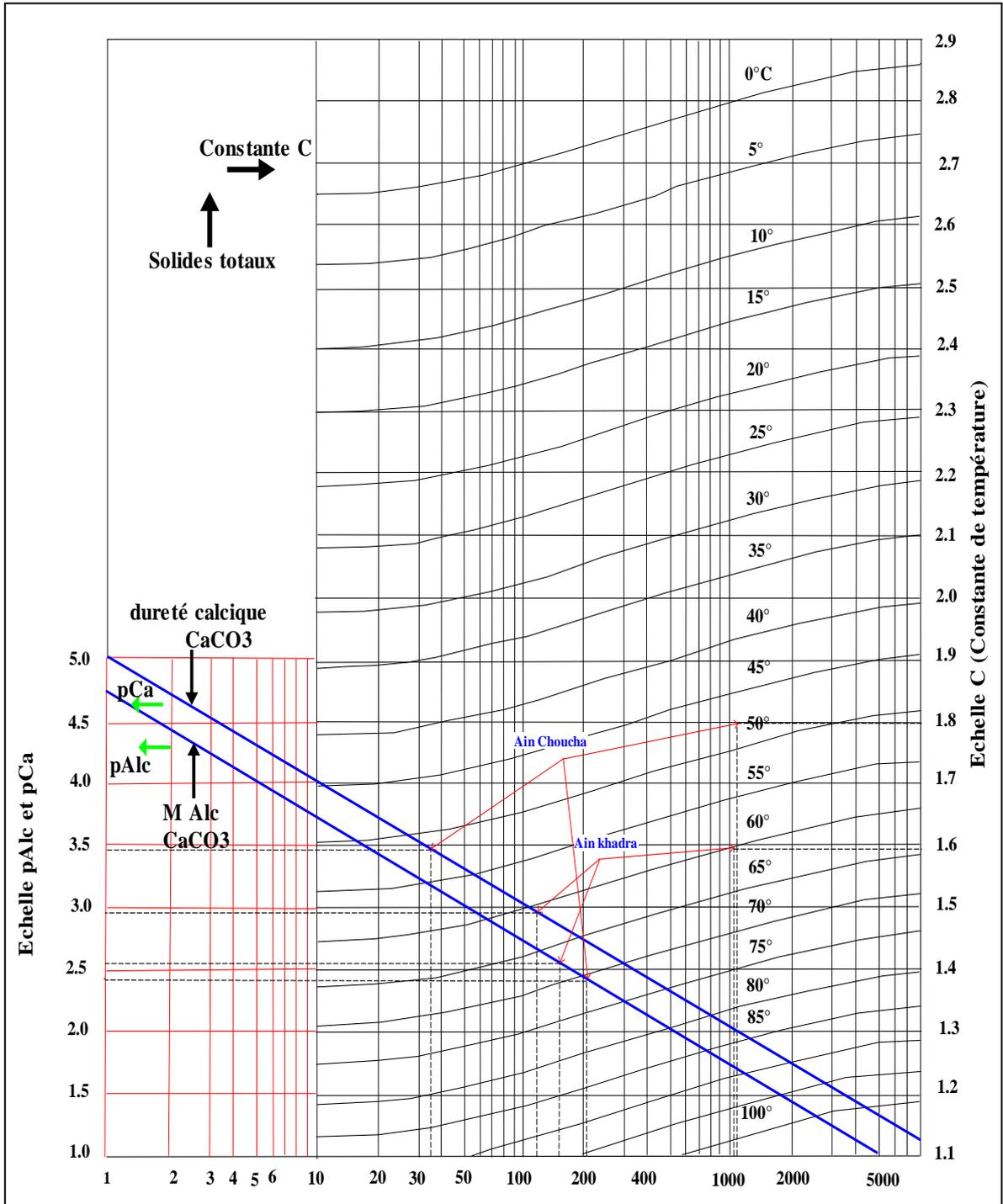


Figure 7-2: Diagramme de Langlier

5. Spéciation et approche d'équilibre minéral

L'un des principaux problèmes liés à l'exploitation de l'eau géothermique dans la région d'Oued Righ est l'entartrage. Par conséquent, la prédiction des tendances d'entartrage a besoin de calculer l'état de saturation des minéraux formant le tartre.

Une meilleure estimation de la température du réservoir peut être réalisée en prenant en compte simultanément l'état d'équilibre entre l'eau spécifique et de nombreux minéraux hydrothermiques en fonction de la température (Tarcen, 2005).

Pour étudier cette évaluation, l'état de saturation des eaux a été analysé en fonction de la température par rapport au gypse, anhydrite, calcite, aragonite, magnésite et de dolomite en utilisant le logiciel CHESS (Chemical Equilibrium of Species and Surfaces). La figure 7-3 montre les diagrammes d'équilibre pour les échantillons (Sidi Mahdi2, SD14 et CIISM4) où sont présentés les indices de saturation en fonction à la température.

Si un groupe de minéraux est proche de l'équilibre à une température donnée, l'eau a équilibrée avec ce groupe de minéraux et la température représente la température de l'aquifère (rapport 3, 1993).

Les résultats peuvent être résumés comme suit:

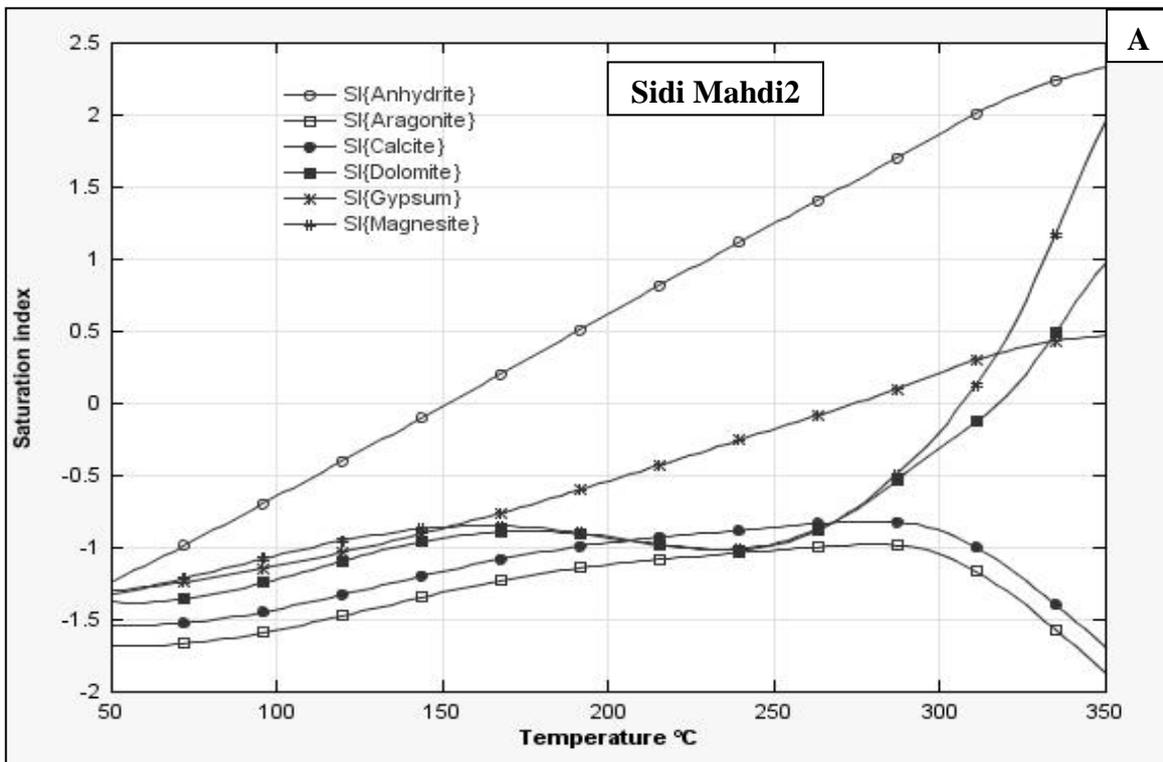
- ❖ Pour le forage de **Sidi mahdi2** : les minéraux (dolomite et magnésite) présentent une variation entre un état à l'équilibre et un état de sursaturation, proche de zéro à ~ 310° et 320°C, respectivement. La convergence correspond à l'équilibre avec les minéraux (anhydrite et gypse) à 150°C et 270°C, respectivement. L'aragonite et calcite ne montrent pas l'équilibre, mais montrent une diminution au niveau de saturation au-delà d'une température de 290°C. Ces minéraux sont susceptibles de précipiter à des températures élevées.
- ❖ Les eaux de forage **SD14**, l'aragonite, la calcite et la magnésite convergent vers la ligne zéro à 70°C, sursaturés à température élevée, mais à une faible température deviennent sous saturées, l'anhydrite et le gypse se coupent la

ligne zéro à 120°C et 220°C, respectivement. La dolomite ne montre pas l'équilibre, mais augmente avec la température.

- ❖ Pour le forage **CIISM4** ; l'indice de saturation par rapport l'anhydrite et le gypse approchent zéro à ~ 120°C et 220°C, respectivement. Les minéraux sélectionnés ne sont pas à l'équilibre et deviennent sursaturés, sont susceptibles de précipiter à des températures élevées.

Le croisement des lignes pour plusieurs minéraux ci-dessous ou au-dessus de la ligne zéro peut indiquer les mélanges d'eaux aux températures diverses (Tarcán, 2003).

L'ensemble des résultats confirment les états de saturation de la plupart des minéraux et sont susceptibles de converger vers l'équilibre à une température élevée. Ainsi, les eaux géothermales de la région d'Oued Righ sont des eaux non équilibrées ou partiellement équilibrées et avec un potentiel d'entartrage qui pourraient être attendu à température élevée.



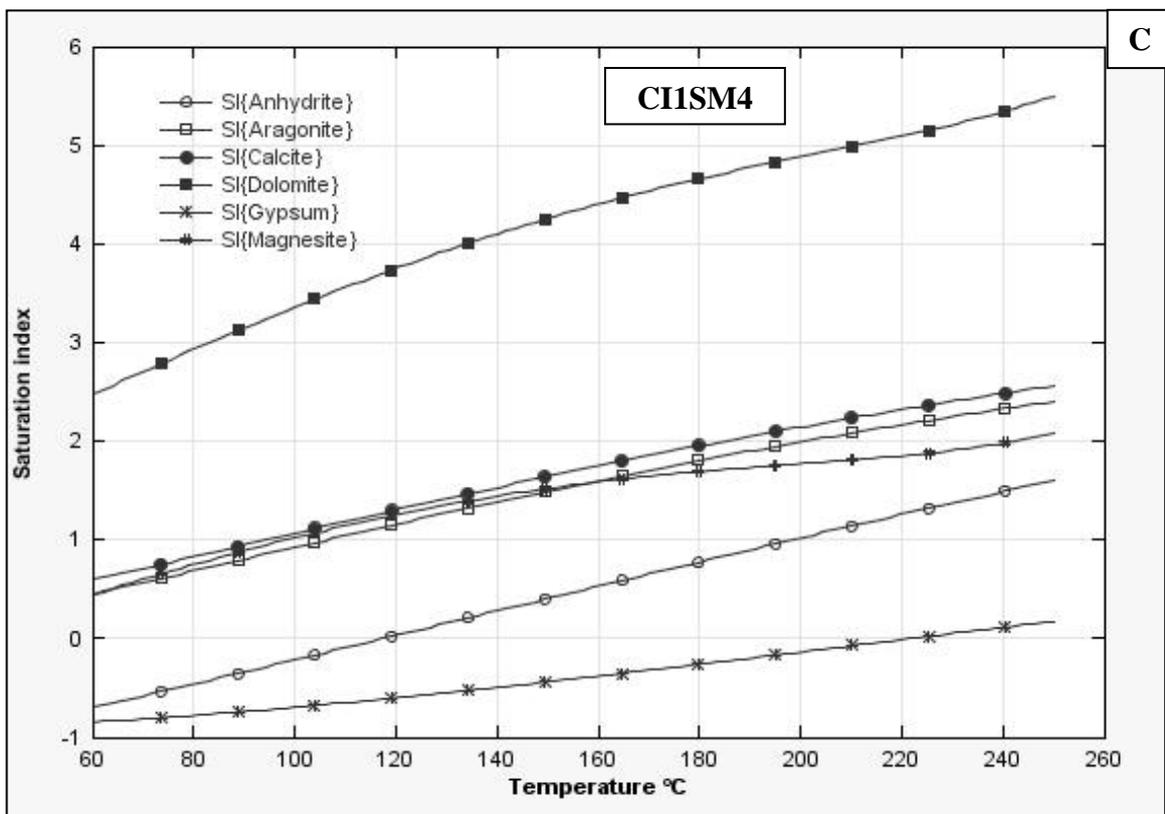
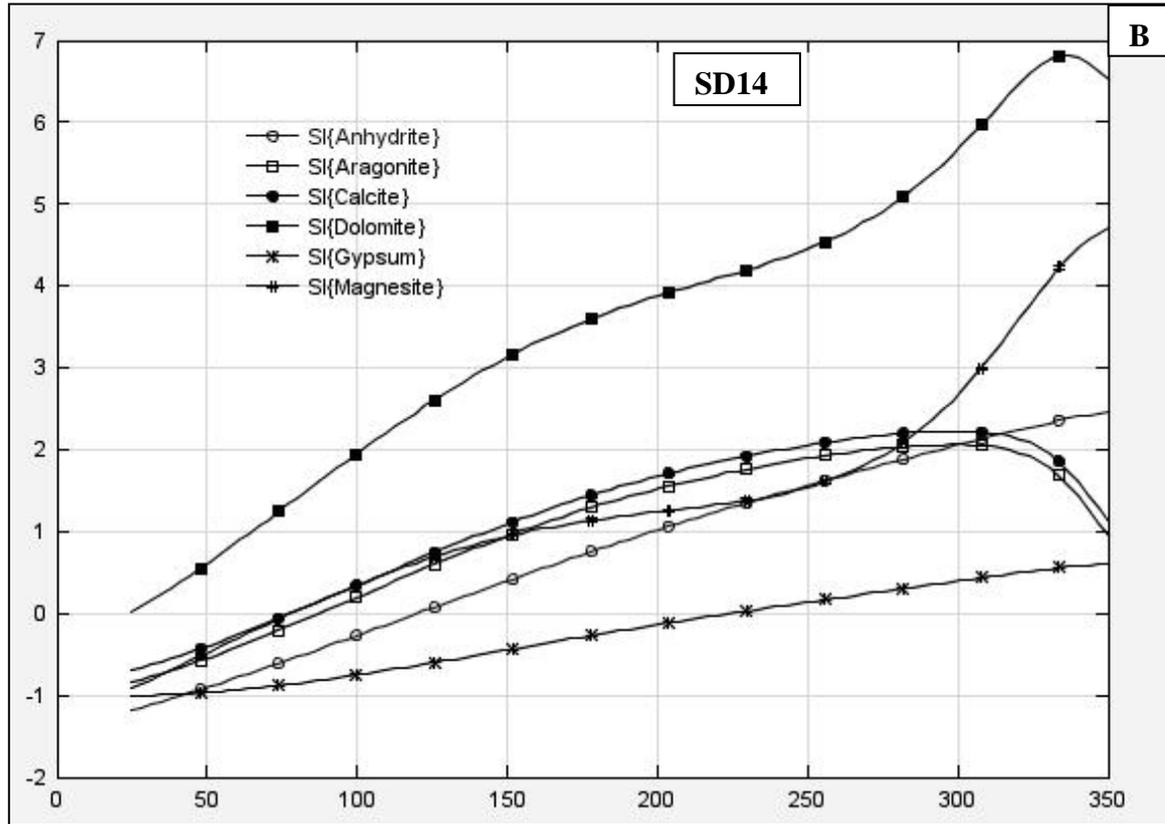


Figure 7-3 : Diagrammes d'équilibre minéral des eaux géothermales (région Oued Righ)

6. Morphologie et composition de tartre

Dans le cas des eaux naturelles le composé susceptible de précipiter le premier est le carbonate de calcium (LEDION et al. 1980).

Le carbonate de calcium précipite en trois formes polymorphes (Al-Rawajfeh and Al-Shamaileh, 2007): aragonite, calcite et vatérite. Aragonite (en forme aiguille), calcite et vatérite (forme sphérique) ont différentes propriétés de solubilité.

Le CaCO_3 précipite spontanément lorsque la température augmente, la réduction de l'augmentation du pH et provoque donc un gradient de concentration (Al-Rawajfeh et al, 2005).

Le tartre est essentiellement constitué de carbonate de calcium, mais il renferme également, selon l'origine de l'eau ou de la nature des canalisations et leur état de corrosion, d'autres composés peu solubles, par exemple CaSO_4 , $\text{Fe}(\text{OH})_3$, SiO_2 , MgCO_3 , $\text{Al}(\text{OH})_3$ (Manzola et Ben Amor, 2001).

Les ions Mg^{2+} , SO_4^{2-} , Ca^{+2} , Na^+ , Cl^- affectent la cristallisation du carbonate de calcium (Akin, et Lagerwerff, 1965, Mucci et Zhong, 1983 et Roques, 1990).

Comme pour toute précipitation de composé insoluble, la précipitation du carbonate de calcium comporte deux phases successives: la germination et la croissance des cristaux de carbonate de calcium (LADEL, 1996).

La présentation de quelques propriétés physico-chimiques du carbonate de calcium contribue à la compréhension du phénomène d'entartrage.

Il existe trois variétés cristallographiques de carbonate de calcium :

La calcite: cristallisant dans le système rhomboédrique, c'est la variété thermodynamiquement la plus stable à la température ambiante. L'unité du réseau de la calcite est un rhomboèdre aigu, contenant deux molécules de CaCO_3 par maille.

L'aragonite: cristallisant dans le système orthorhombique, c'est une variété métastable à la température ambiante ; mais devenant la variété thermodynamiquement la plus stable au dessus de 60°C . Elle se présente sous forme d'aiguilles fines. L'unité du réseau de l'aragonite est un parallélépipède contenant quatre molécules de CaCO_3 par maille.

La vatérite: cristallisant dans le système hexagonal est beaucoup plus instable que les deux formes précédentes et qui évolue très facilement et très rapidement vers l'aragonite. La vatérite se présente soit sous forme d'aiguilles trapues, avec des articulations, soit sous forme

de 'fleurs' ou 'lentilles'. Elle est obtenue en présence d'un excès de calcium (Roques, 1979, El fil, 1999, Ogino, et al, 1987).

6.1. Etude par le M.E.B

La microscopie électronique à balayage (MEB), principal outil d'analyse de la méthode « quantification minéralogique ». Le principe du balayage consiste à explorer la surface de l'échantillon par lignes successives et à transmettre le signal du détecteur à un écran cathodique dont le balayage est exactement synchronisé avec celui du faisceau incident. Les microscopes à balayage utilisent un faisceau très fin qui balaie, point par point, la surface de l'échantillon (Raphaël, 2003).

L'examen des dépôts (Oued Righ) a été effectué par un microscope électronique à balayage (SEM ; JEOL JSM- 6390) avec une tension de 15Kv. Les photos MEB correspondantes montrent la présence de l'aragonite prédominante, donc le carbonate de calcium précipite sous forme d'aragonite (cristaux prismatiques enchevêtrés). Ceci est confirmé par l'analyse EDAX, de plus l'analyse quantitative (tableau 7-6), montre également une quantité remarquable de calcium (73,04%).

La cristallisation du tartre sous forme aragonite est due, en partie, à la température élevée de l'eau (l'aragonite précipite préférentiellement lorsque la température est supérieure à 60 °C ce qui est le cas des forages considérés) et à la présence de concentrations importantes en magnésium, cet élément inhibant la cristallisation de la calcite et favorisant celle de l'aragonite. Les germes d'aragonite formés avant le refroidissement des eaux continuent à induire cette forme cristalline dans l'ensemble des installations, conduites et refroidisseurs (ROSSET et al, 1999).

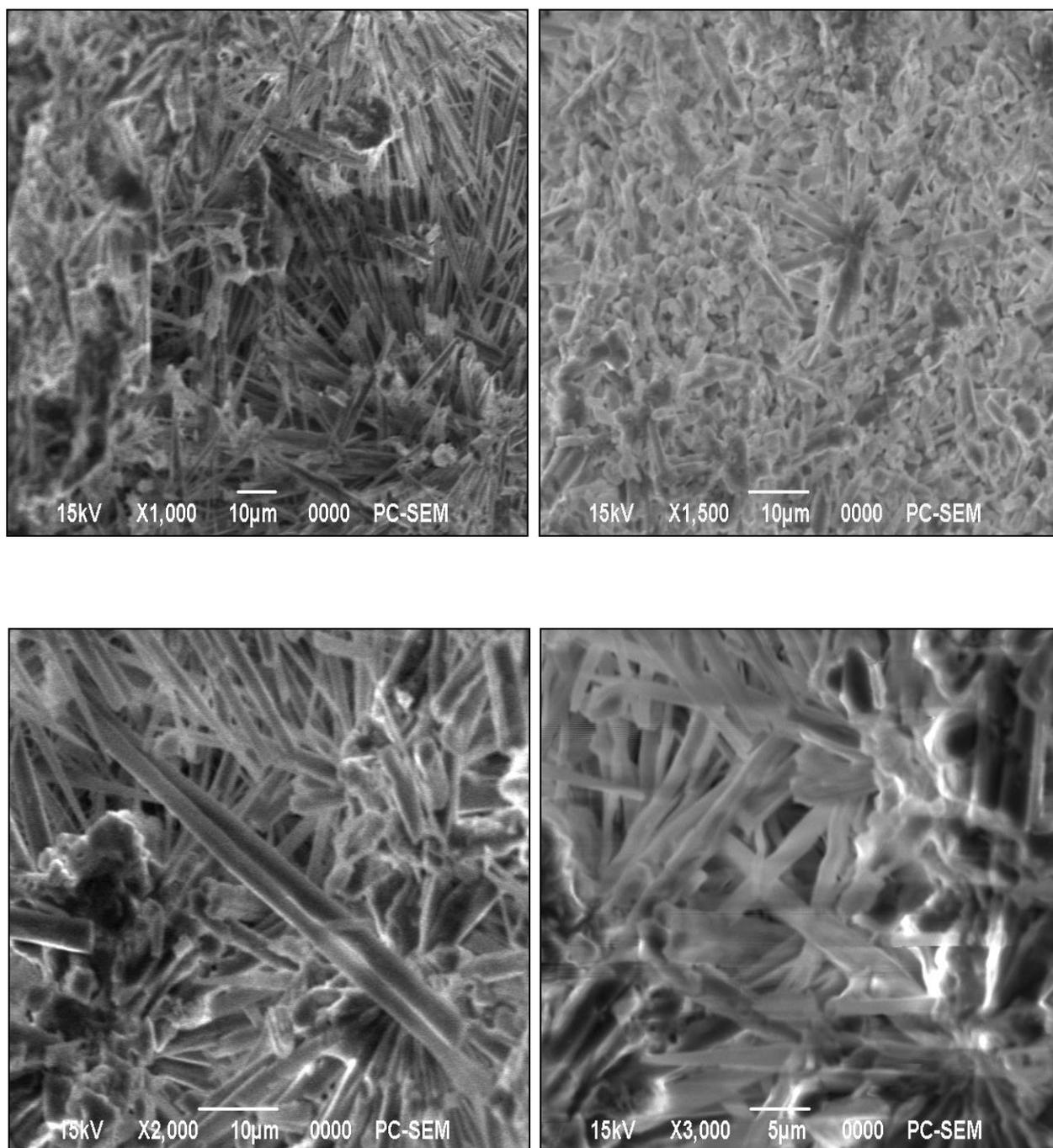


Figure 7-4: Photos MEB de tartre (Oued Righ)

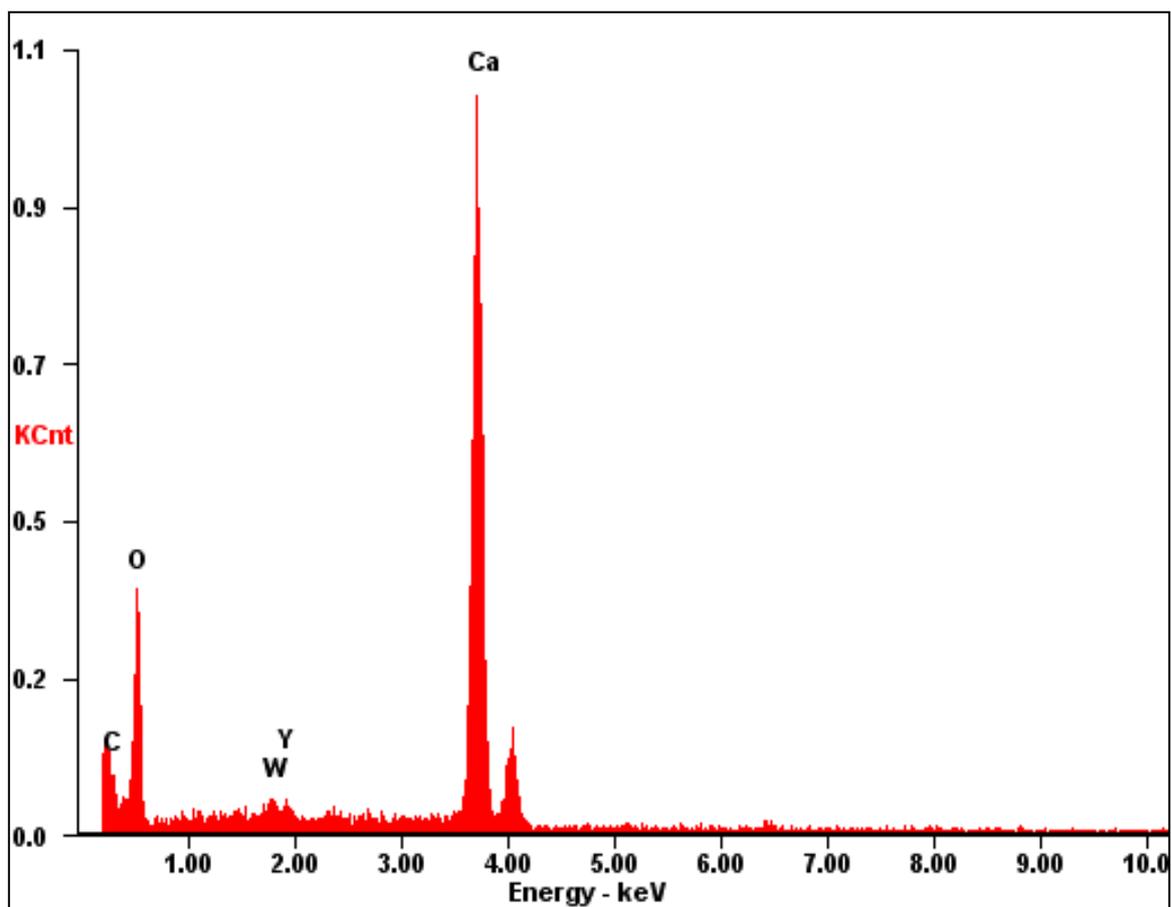


Figure 7-5 : analyse qualitative de tartre (Oued Righ)

Tableau 7-6 : Analyse quantitative par EDAX

Elément	Wt%
CK	03.74
OK	19.15
WM	02.69
YL	01.38
CaK	73.04

6.2. Analyse des dépôts par diffraction X : (in Koriba, 2007)

La diffraction des rayons X consiste à appliquer un rayonnement de la longueur d'onde des rayons X ($0,1 < \lambda < 10$ nm) sur un échantillon de dépôt. Le rayonnement pénètre le cristal, où il y a absorption d'une partie de l'énergie et excitation des atomes avec émissions de radiations dans toutes les directions. Les radiations émises par des plans atomiques qui sont en phase vont engendrer un faisceau cohérent qui pourra être détecté (Protas, 1997). La condition pour que les radiations soient en phase s'exprime par la loi de Bragg :

$$n \lambda = 2 d \sin \theta$$

n : Nombre entier correspondant à l'ordre de la diffraction ;

λ : Longueur d'onde du rayonnement utilisé (μm) ;

d : Espace basal (synonyme : espace atomique, ou inter - réticulaire), en angströms (Å) ;

θ : Angle de diffraction, en degré.

La diffractométrie X permet de déterminer qualitativement la partie cristallisée des dépôts. L'appareil utilisé est un diffractomètre X'PERT PRO couplé à un système informatique permettant l'exploitation et le tracé des résultats acquis (l'intensité en fonction d'angle de diffraction θ), où l'intensité (counts) est proportionnelle au nombre des photons X.

Les résultats d'analyse des dépôts de Sidi Mahdi 2 à Touggourt montrent que les principaux sels qui composent ces dépôts sont les suivants :

- Carbonate de calcium CaCO_3
- Hydroxyde de magnésium $\text{Mg}(\text{OH})_2$
- Oxyde de fer Fe_2O_3
- Carbonate de sodium Na_2CO_3

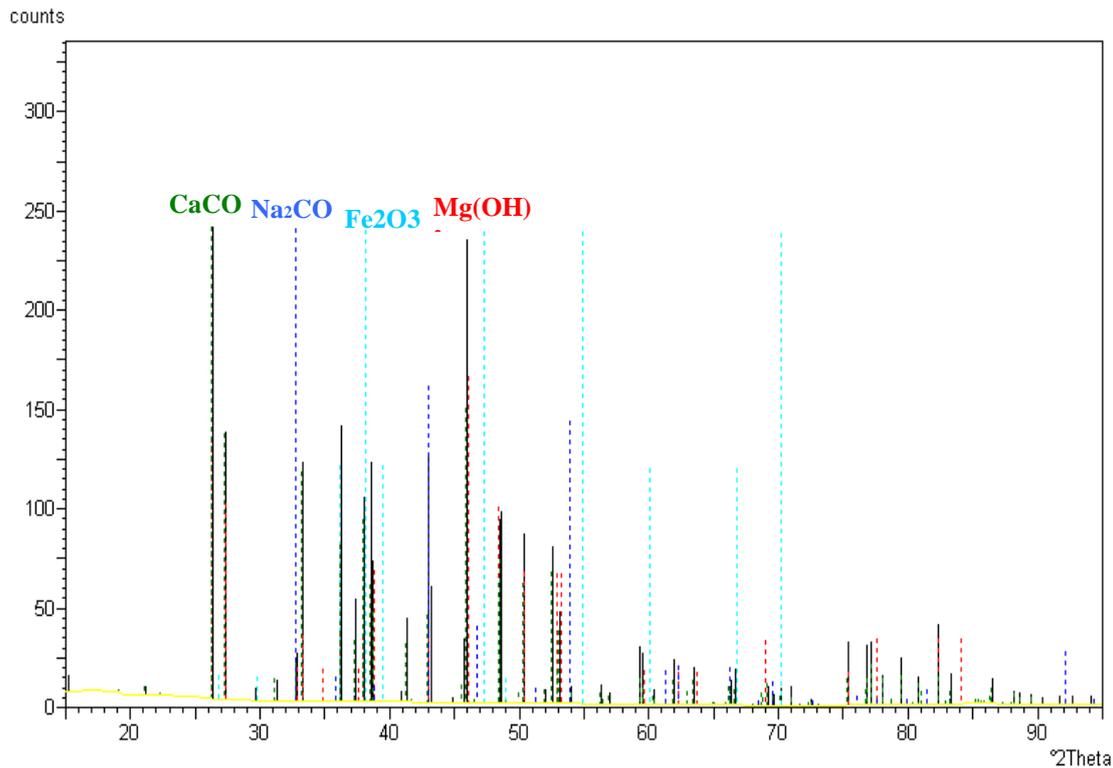


Figure 7-6 : Spectre de diffraction X d'un échantillon de dépôt provenant de Sidi Mahdi 2 (Touggourt) (Koriba, 2007).

7. Conclusion

La grande dureté et la température élevée des eaux géothermales de la région d'Oued Righ a pour conséquence l'entartrage. La plupart des eaux albiennes sont des eaux entartrantes sauf celles de quelques forages à Djamaa où les eaux sont agressives, le problème d'entartrage entraîne l'inefficacité des canalisations de l'eau ainsi que l'augmentation de la dépense énergétique.

L'étude des indices de Langelier, Ryznar et CCPP confirment que la plupart des eaux des forages leur caractère entartrant.

L'ensemble des résultats d'équilibre minéral confirment les états de saturation de la plupart des minéraux susceptibles de converger vers l'équilibre à une température élevée. Ainsi, les eaux géothermales de la région d'Oued Righ sont des eaux non équilibrées ou partiellement équilibrées où un potentiel d'entartrage pourraient être attendu à température élevée.

CONCLUSIONS

CONCLUSION GENERALE

La présente étude, qui a porté sur la nappe continentale intercalaire de la région d'Oued Righ située au Sud-Est de l'Algérie, a abouti aux conclusions suivantes :

L'étude géologique a montré que le Continental intercalaire est défini par deux niveaux grésos-sableuses, aquifères : l'albien et le barrémien, séparés par une couche semi-perméable d'âge aptien, et recouvert par une couche argilo-marneuse argileuse à évaporites, du Cénomanién.

Le substratum du Continental intercalaire est constitué par des formations argileuses, argilo-sableuses ou carbonatées, qui sont en discordance sur les terrains du paléozoïque. Parfois le paléozoïque est remplacé par le Néocomien argileux ou le jurassique.

Le climat de la région d'Oued Righ est connu par son irrégularité, les conditions varient d'une année à l'autre. Cette irrégularité est marquée notamment par des pluies très faibles et des températures trop élevées.

En fonction des données (pluies, températures et évaporation), nous sommes en mesure d'affirmer, que le climat d'Oued Righ est de type saharien hyperaride, il est donc caractérisé par une grande aridité et deux périodes différentes, l'une sèche et chaude qui s'étale entre le mois de Mars et Novembre et l'autre humide et froide s'étalant entre Novembre et Février.

Le mois le plus humide est Décembre caractérisé par une forte humidité (moyenne de 67.90%) et d'une faible insolation (moyenne de 151.5 heures) et le mois le plus sec est juillet caractérisé par une faible humidité (moyenne 31.67%), où l'insolation est très élevée (moyenne de 219.7 heures).

L'aridité ne se constate pas seulement en fonction du manque de pluie, mais aussi par une forte évaporation qui résulte d'une insolation, qui est elle-même la conséquence de la faiblesse des précipitations et de l'humidité de l'air.

Le calcul du bilan hydrologique permet de faire les constatations suivantes :

la moyenne annuelle de l'ETP est de 1165.90 mm/an à El Oued et 1165.25mm/an à Touggourt, l'ETP est supérieur à l'ETR, ce qui atteste d'un déficit couvrant toute l'année, de ce fait la réserve utile du sol n'atteindra jamais son maximum, ce qui entraîne l'absence de l'écoulement superficiel, ni l'infiltration de l'eau vers la nappe.

L'aquifère continental intercalaire présente une transmissivité de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-2} m²/s, les légères variations de transmissivité entre les différents forages montrent qu'ils ne captent pas l'aquifère albien à la même profondeur, ni sur une même épaisseur.

Les forts débits exploités de ces forages montrent le grand intérêt de cet aquifère.

L'étude hydrogéochimique des eaux de la nappe continentale intercalaire de la région d'Oued Righ permet de mettre en évidence que les eaux de la nappe CI sont caractérisées par l'abondance du faciès sulfaté sodique. Dans le détail on a quatre types d'eaux, les eaux sulfatées sodique représentent 70% des échantillons, les eaux sulfatées magnésien représentent 20%, les autres faciès (chloruré sodique et magnésien) avec un faible pourcentage (5%).

Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dans les eaux géothermales de la région d'Oued Righ indique que seuls les minéraux carbonatés tendent à précipiter surtout sous la forme d'aragonite, ceci est confirmé par les photos MEB correspondantes qui montrent la présence de l'aragonite prédominante (cristaux prismatiques enchevêtrés). Par contre, les minéraux évaporitiques sont à l'état de sous-saturation.

La méthode IIRG Appliquée aux eaux géothermales de la nappe continentale intercalaire de la région d'Oued Righ montre une configuration rectangulaire qui coïncide entre le standard α , relative à une circulation en milieu évaporitique, et le standard γ , relatif à une circulation profonde à travers le socle cristalin.

Le calcul de l'indice de Langelier effectué par le logiciel calco-carbonique montre que la plupart des eaux de la nappe albienne de la région d'Oued Righ sont des eaux incrustantes, ce qui se traduit par la formation d'une couche de carbonate de calcium protégeant les tuyauteries.

De ce fait il est impératif de définir les procédés les plus adéquats qui permettent de réduire les risques de formation de tartre.

Parmi les procédés on peut distinguer les procédés chimiques et physiques. D'après Hadfi, 2012, le choix du type de traitement doit être adapté à la composition de l'eau et aussi à l'usage auquel elle est destinée.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AIDAOUI S., 1994 : Ressource en eau et aménagement hydro-agricole dans la région de Biskra « Ziban » Algérie. Thèse de doctorat « Eau et Aménagement » 353P.

ALBERT J. et ALAIN T., 2009 : Géochimie géodynamique et cycles (cours et exercices corrigés) Dunod, paris, 405p.

ALJANDRA M. – DOMINGUEZ, 1994 : Contribution à l'étude des mécanismes d'entartrage : influence de la matière humique dans l'inhibition de la croissance cristalline du carbonate de calcium ; Thèse de doctorat INSA Toulouse.

AI-RAWAJFEH A.E, GLADE H., ULRICH J., 2005: Scaling in multiple-effect distillers: the role of CO₂ release. *Desalination*, 182: 209-219.

AI-RAWAJFEH A.E. et AI-SHAMAILEH E. M., 2007: Assessment of tap water resources quality and its potential of scale formation and corrosivity in Tafila province, South Jordan. *Desalination*, 206: 322-332.

AKIN G. W., LAGERWERFF J. V., 1965 : Calcium carbonate equilibria in aqueous solutions open to the air. II. Enhanced solubility of CaCO₃ in the presence of Mg²⁺ and SO₄²⁻ *Geochim. Cosmochim. Acta* 29, 353-360.

ARMINES et Enit 1984 : Modèle mathématique du Complexe Terminal Nefzaoua – Djérid ; Min. Agr. Tunisie. 19 fig., 26 tabl. 87p.

ATHAMENA M., 2006 : Etude des ressources thermales de l'ensemble allochtone Sud Sétifien. Thèse de Magistère. Univ. Batna.150p.

AWAD S., 2011: Hydrochimie et faciès géochimiques des eaux souterraines, plaine de Bekaa. *Hydrol.Sci.J.*56(2) ,334-348.

BABASY M., 2005 : Recharge et paléorecharge du système aquifère du Sahara septentrional. Thèse de doctorat en géologie, Faculté des sciences de Tunis. Tunisie. 271P.

BABASY et BESBES M., 2006: Holocene recharge and present recharge of the saharan aquifers. A study by numerical modeling. International symposium- Aquifers Systems Management - Dijon, France.

BAKALOWICZ M., 1976 : Géochimie des eaux karstiques. Une méthode d'étude de l'organisation des écoulements souterrains. Proceedings 2ème Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire, Besançon, Annales scientifiques de l'Université de Besançon.

BAKALOWICZ M., 1994: Water geochemistry: water quality and dynamics. *Groundwater Ecology*, pp 97- 127.

BALLAIS J.L., 2010: Des oueds mythiques aux rivières artificielles: l'hydrographie du bas Sahara Algérien. Géographie physique et environnement. Vol IV, 127 p.

BEAUCHAMP J., 2006 : L'eau et le sol. Une solution nouvelle pour prévenir l'érosion du sol (extrait de CORDES FOCUS, 17/11/03, n°223). Université Picardie. Jules Verne.

BEL F. et DEMARGNE F., 1966 : Etude géologique du Continental Terminal ; DEC, ANRH, Alger, Algérie, 24 planches, 22p.

BEL F. et CUCHE D., 1969 : Mise au point des connaissances sur la nappe du Complexe Terminal ; ERESS ; Ouargla. Algérie. 3 fig., 17 planches, 20p.

BNEDER (Bureau National d'Etudes pour le Développement Rural), 1998 : Etude du Plan Directeur Général de Développement des Régions Sahariennes, indicateurs de développement, Tome 2 : Monographies régionales.

BOUDOUKHA A. et ATHAMENA M., 2012 : Caractérisation des eaux thermales de l'ensemble Sud Sétifien, Est Algérien, Revue des sciences de l'eau, vol.25, n°2, 103-119.

BOUDOUKHA A., ATHAMNA M., BENAABIDAT L., 2015 : Etude du potentiel hydrothermal de hammam sokhna. Est algerien. Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n°24, Décembre 2015, pp. 161-174.

BOURI S., LAHLOU MIMI A., BENI AKHY R., TAJINA S., BELLOUTI F. et BENDHIA H., 1998 : Les potentialités hydrogéothermiques de la Tunisie centre-nord. *Africa Geosci. Rev.* 5(3), 339–355.

BOURI S., GASMI M., JAOUADI M., SOUISSI M., MIMI A., LAHLOU A. et BENDHIA H., 2007 : Étude intégrée des données de surface et de subsurface pour la prospection des bassins hydrogéothermiques : cas du bassin de Maknassy (Tunisie centrale). *Hydrol. Sci. J.*, 52, 1298-1315.

BRINIS N., 2011 : Caractérisation de la salinité d'un complexe aquifère en zone aride cas de l'aquifère d'El-Outaya région nord-ouest de Biskra. Algérie. Thèse doctorat. 252 pp.

BURDON D.J., 1977: Flow of fossil groundwater. *Q. J. Eng. Géol.* Vol.10. 97-124, 11 fig. 6 tabl.

BUSSON G., 1967 : Le Mésozoïque saharien. 1ère partie : L'Extrême Sud-tunisien. Edit., Paris, « Centre Rech. Zones Arides », Géol., 8, 194 p. Ed. C.N.R.S.

BUSSON G., 1970 : Le Mésozoïque saharien. 2ème partie : Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. Edit., Paris, Centre Rech. Zones Arides, Géol., 11, 811p. Ed. C.N.R.S.

CASTANY G., 1968 : Prospection et exploitation des eaux souterraines. Paris, Dunod.

CASTANY.G et MARGAT.J, 1977: Dictionnaire français d'hydrogéologie, BRGM Service géologique national, Orléans, 249 p.

CHAIB W. et KHERICI N., 2014: Hydrochemistry and geothermometry of an Albian aquifer from Oued Righ region in northeastern Algerian Sahara. *Geothermal Energy* 2014 2:3.

CHEVOLET H., 1996: Processus unitaires de traitement de l'eau potable. Adoucissement et mineralization. Edition CEBEDOC Paris. Page 457.

CORNET A., 1961 : Initiation à l'hydrogéologie saharienne. Hydraulique et équipement rural. Service des études scientifiques. Rapport, Alger, Algérie. 108p.

CORNET A., 1964 : Introduction à l'hydrogéologie saharienne. *Rev. Géogr. Phys. et géol. dyn.*, Paris, Masson, vol. VI, fasc.1, pp. 5-72, 28 fig.

D'AMORE F., SCANDIFIO G. et. PANICHI C., 1983: Some observations on the chemical classification of ground waters. *Geothermics*, 12, 141-148.

DEBIECHE TH, 2002 : Evolution de la qualité des eaux (salinité, Azote et métaux lourds) sous l'effet de la pollution saline, agricole et industrielle. Application à la basse plaine de la seybousse NE Algérien. Thèse doctorat présenté à l'UFR des sciences et techniques de l'université de Franche Comté.199p.

DE FORGES M., 1972 : Irrigation et salinité. CIHEAM, options méditerranéennes. Pages 40-45.

DEMDOUM A., DJEBBAR M., 2009: Caractérisation hydrochimique et apport isotopique sur la salinité du bassin d'El Eulma en region Sud-Sétifienne (Algérie Nord orientale). Sciences et technologie D-N°30.

DJIDEL M., 2008 : Pollution minérale et organique des eaux de la nappe superficielle de la cuvette de Ouargla (Sahara septentrional, Algérie). Univ.ANNABA. 208p.

DINDANE K., BOUCHAOU L., HSISSOU Y. et BOUTALEB S., 2007 : Caractérisation chimique et origine des eaux de la nappe libre du Souss amont (Bassin du Souss-Massa, Maroc) *Africa Geoscience Review*, Vol. 14, No. 3, pp. 329-335.

DONEEN L.D., 1962: The influence of crop and soil on percolating water. Proc. 1961. Biennial conference on Groundwater Recharge, pp. 156-163.

DUBIEF J., 1953 : Essai sur l'hydrologie superficielle au Sahara. Institut de météorologie et de physique du globe de l'Algérie ; service des études scientifiques ; Alger, Algérie. 451p.

DUBIEF J., 1963 : Le climat du Sahara. Institut de recherche Sahariennes, Algérie, mémoire hors série, tome 1, 312p. tome 2, 275 P.

DURIEZ A., 2006 : Origine et processus de minéralisation d'eaux thermales en milieu continental méditerranéen : cas du système géothermal des Thermopyles (GRECE) .thèse de doctorat. Univ. PARIS SUD 11, Faculté des sciences D'ORSAY. 306P.

EI ACHHEB A., MDIKER N., MEHDI K., BOUTAYEB K., GUESSIR H. et YOUNSI A., 2006 : Rapport sur l'Hydrogéologie, Projet SADIN, 103p.

ELFIL H., 1999 : Contribution à l'étude des Eaux Géothermales du Sud tunisien, 1.N.S.A de Toulouse, N0507. France.

EI KHALDI R., 2004 : Durabilité du système de production des cultures en serres géothermales. Effet de l'irrigation avec l'eau salée dans le périmètre Hamma Bis I (Tozeur). DEA. INAT. 109 pp.

ELLIS A. J., 1970 : Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems. Proc. U.N. Sympo. On the Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa, 1970. Geothermics Sp. Iss., 2,P.516 – 528.

ERESS, 1972b : Nappe du Continental intercalaire. Plaquette 2, Appendices, 5 cartes, 4 planches. OSS, Tunis ; 46p.

ERESS, 1972c : Nappe du Complexe terminal. Plaquette 3, 59p, Appendices, 7 cartes, 2 planches. OSS, Tunis ; Tunisie.

EZZAÏDI A., KHALOUFI K., BOUAGOU M. A. et EL YOUSSEFI M., 2006 : Un site de tourisme de santé à promouvoir : la station d'Abaynou (province de Guelmim). Le Premier Workshop International sur le Géotourisme et l'Ecotourisme dans les régions Souss-Massa-Draâ et Guelmim-EsSmara. Mirleft-Guelmim et Assa. Les 8-9 avril. Travail effectué dans le cadre du PROTARS : P2T3/62, page 1.

FABRE J., 1976 : Introduction à la géologie du Sahara algérien. SNED, Alger ; Algérie. 422p.

FEKRAOUI. A., 2003 : La géothermie, une Énergie d'Avenir, Bulletin des Energies Renouvelables - n°4, pp14-15.

FETTER, C.W., 1993: Contaminant hydrogeology :New york, macmillan. Publishing Co. 458p.

FOURNIER R.O., et TRUESDELL A.H., 1973 : An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. Geochimica etCosmochimica Acta, 37, 1255–1275.

FOURNIER R.O., 1973: Silica in thermal water. Laboratory and field investigation. Proceeding of the international symposium hydrogeochemistry and biogeochemistry, Japon.1: 221-224.

FOURNIER R.O., 1977: Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5, 41–50.

FOURNIER R.O., 1979: A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geotherm. Resour.Council Trans.* 3, 221-224.

FOURNIER R. O. et Potter R. W., 1979 : Magnesium correction to the Na-K- Ca chemical geothermometer . *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, P. 1543 – 1550.

GEFLI, 1978: Survey for the development of the Central Wadi Zone & Golf of Sirte ; Groudwater Resources ; Final Synthesis Report ; Text & App 2&3- tome1 : 151p ; tome 2 : pp152-418.App2: drill.rep; App3: water analyses, hydrogeol. cross sections, maps.- General Water Authority, ref. : AL-WR-205. Tripoli, Libye.

GEOMATH , 1994 : Western Jamahirya System; Hydrogeological Modelling of aquifers & well fields; Final Report; Text & pl. General Water Authority, ref.: AW-MI-579.Tripoli, Libya.

GIGGENBACH W.F., GONFIANTINI R., JANGI B.L., TRUESDELL A.H., 1983: Isotopic and chemical composition of Parbati valley geothermal discharges, NW-Himalaya, India. *Geothermics* 12:199–222.

GIGGENBACH W.F., 1988: Geothermal solute equilibria, Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochim. Cosmochim.* 52, 2749–2765.

GOUAIDIA L., 2008: Influence de la lithologie et des conditions climatiques sur la variation des paramètres physico –chimiques des eaux d’une nappe en zone semi aride, cas de la nappe de meskiana nord-est algérien. Thèse doctorat.199 pp.

GRAFIADELLIS M., 1990: Development of simple systems for distribution of geothermal energy in greenhouse. ISHS n°263.

HADJ-SAID S., 2007 : contribution à l’étude hydrogéologique d’un aquifère en zone côtière : cas de la nappe de guerbes. Thèse Doctorat, univ. Annaba.215 pp.

HADFI A., 2012 : Evaluation du pouvoir entartrant des eaux du secteur agricole du grand Agadir et mise en évidence de l’effet inhibiteur de quelques engrais phosphatés. Thèse doctorat. Univ. Agadir.Maroc.147p.

IDROTECNECO, 1982: Hydrgeological study of Wadi Ash Shati, Al Jufrah and Jabal Fezzan area. Annex 3: Construction of the Model, Final Report. General Water Authority. Tripoli, Libye. 93p.

JAECKLI H., 1970: Kriterien zur Klassifikation von Grundwasservorkommen [Classification criteria of groundwater resources]. *Eclogae geol Helv* 63 (2), 389–434.

KAIRAOUANI L. et HASSAIRI M., 2002 : Valorisation énergétique des eaux géothermales du Sud Tunisien. *FIER*. Pp : 429-432.

KEDAID F.Z., 2004 : Les perspectives d'utilisation de l'eau géothermique au sud de l'Algérie. *Bulletin des énergies renouvelables*. N° 5.3 p.

KILIAN C., 1931 : Les principaux complexes continentaux du Sahara. *C.R. Soc. Géol. Fr.* Paris.

KORIBA B., 2007 : Prévention et lutte contre le phénomène d'entartrage dans les conduites d'eau dans la région de Ouargla – Touggourt : étude sur site. Thèse de Magister.Univ. Ouargla.138p.

Kuitcha D., Takounjou ALF., Ndjama J., 2013 : Apport de l'hydrochimie et de l'isotope de l'environnement à la connaissance des ressources en eaux souterraines de Yaoundé, Cameroun. *J.Appl.Biosci.* 67:5194– 5208

LADEL J.,1996: Mise en évidence d'inhibiteurs naturels d'entartrage dans les eaux naturelles d'origine superficielle. Thèse de doctorat de l'Université René Descartes de Paris, 286 p.

L AKHDAR A., TARMOUCHANT A. N., RRBEIRO M. L., BEQQALI M., EL OUADEIHE K., B ENAABIDATE L. , D AHIRE M., DRIOUCHE Y., et BEN SLIMANE A., 2006 : Nouvelle Approche Géologique et Géodynamique du Complexe Hydrothermal de Moulay Yacoub (Bordure Septentrionale du Sillon Sud Rifain). *Communicacoes Geologicas* , t. 93 , pp . 185-204.

LANGELIER W. F., 1936: The analytical control of anticorrosion water treatment. *J. AWWA*, 28, 1500– 1521.

LEDION J., LEROY P., LABBE J.P., DURAND G., LE DUIGOU A., 1980 : L'entartrage par les eaux naturelles et l'action des appareils électriques «Antitartre». *Matériaux et Techniques* 139-144.

LEMALLE J., et JAUDIN F., 1998 : La géothermie : une énergie d'avenir. *RENE*.

LEVASSOR A., 1975 : Etablissement d'un modèle de gestion et de mise en valeur des nappes aquifères du Complexe Terminal. *Rapp. int. ENSMP-INRH. ANRH*, Alger, Algérie.

MAMOU A., 1990 : Caractéristiques et évaluation des ressources en eau du Sud tunisien. Thèse Doctorat es-Sciences. Univ. Paris Sud.

MANZOLA A.S. et BEN AMOR M., 2001 : Étude des équilibres des phases du carbonate de calcium : influence des compagnons de cristallisation. *J. Phys. IV France* 11.

MARGAT J. et SAAD K. F., 1982: L'utilisation des ressources en eau souterraine non renouvelables pour le développement. 4eme conférence internationale sur la planification et la gestion des eaux. Marseille.

MARGAT J. et SAAD K. F., 1984: Les nappes souterraines profondes : des mines d'eau sous les déserts. Unesco ; Nature et Ressources Vol. XX, n°2.

Margat J. ,1985 : Hydrologie et ressource en eau des zones arides. Bull. soc. Géol. France, (8), t. 1, n°7, pp.1009-1020.

MARGAT J., 1990 : Les gisements d'eau souterraine. La recherche n°221.

MASSAAD E. H., 2005 : Les aquifères Karstiques de l'Anti-Liban et du Nord de la plaine de la Bekaa : caractéristiques, fonctionnement, évolution et modélisation, d'après l'exemple du système karstique ANJAR-CHAMSINE (LIBAN).pp117-216.

MESSAITFA A., 2010 : Les eaux géothermales du Sahara Algérien: Un atout de développement, quel avenir ? Communication orale au 1^{er} séminaire national sur l'eau dans l'agriculture saharienne (SNEAS) El Oued.

MEYBECK M., 1986: Composition chimique des ruisseaux non pollués de France. Sci. Geol.Bull. 39,3 – 77.

MICHARD G., 1979: Geothermomètres chimiques. *Bulletin, BRGM*, Sect. III n° 2p.183-189.

MOUGOU A., 1986 : La géothermie mise pour la relance des cultures sous serres. IEA. 162 pp.

MOUGOU A., BELKHODJA K., et ESSID H., 1987 : Chauffage géothermique des serres dans le Sud tunisien. Méthodes simples de régulation. Pasticulture.75 p.

MUCCI, A., ZHONG, J. W., 1983: The solubility of calcite and aragonite in sulphate-free seawater and the seeded growth kinetics and composition of the precipitates at 25 OC. *Chem. Geol.* 74, 309-320.

MUFFLER L.J.P., COSTAIN J. K. , FOLEY D., SAMMEL E.A., YOUNGQUIST W., 1979: Nature and distribution of geothermal energy. Revue Geothermal Resources Council – Special report N° 7. pp. 1-3, 1-13.

NEDJAI R., 1987 : Etude hydrogéologique et hydrochimique des eaux thermales du centre Algérie (Nord).Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle.154p. Université de Grenoble. □

NESSON C., 1978: L'évolution des ressources hydrauliques dans les oasis du bas Sahara algérien. Recherches sur l'Algérie. Edition CNRS Paris. Pages 68 – 75.

OGINO T., SUZUKI T. et SAWADA K., 1987: The formation and transformation mechanism of calcium carbonate in water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 51, 2757-2767.

O.S.S, 2003a: Système Aquifère du Sahara Septentrional. Volume 2 : Hydrogéologie. Projet S.A.S.S. Rapport interne. Coupes. Planches. Annexes. Tunis, Tunisie. 275p.

O.S.S, 2003b: Système Aquifère du Sahara Septentrional. Volume 4 : Modèle Mathématique. Projet SASS ; Rapport interne. Annexes. 229p.

OUALI S., 2006 : Etude Géothermique du Sud de l'Algérie', Mémoire de Magister en Géophysique, Univ. BOUMERDES.84p.

OUALI S., KHELLAF A. et BADDARI K., 2007 : Etude des ressources géothermiques du sud algérien. *Revue des Energies Renouvelables* Vol. 10 N°3 (2007) 407 – 414.

PALLAS P., 1978: Water resources of the socialist people's Libyan Arab Jamahiriya. Secretariat of dams and water resources. S.P.L.A.J., General Water Authority. Tripoli, Libya, 55p.

PETIT E. et ERPICUM M., 1987 : Variation de la température des eaux de sources et de leurs débits en fonction de leur mode d'alimentation. *Bull.Soc.Géo. de Liège*, n°XXII,22-23^{ème} années, pp.161-172.

PIZZI G. et SARTORI L., 1984: Interconnected groundwater systems simulation (IGROSS) – Description of the system and a case history application. *J. Hydrol.*, 75: 255-285.

PNUD ,1972: Programme des nations unies pour le développement (fond spéciale), Oued Righ, cadre physique, étude des ressources en eau définition du projet 119 p.

POPOVSKI K., 1988: Present status and experiences of geothermal energy use for heating greenhouse in Europe. International seminar of use of geothermic energy in agriculture Vila Real (Portugal).

PROTAS J., 1997 : Diffraction des rayonnements : Introduction aux concepts et méthodes ; Editions Technip – Paris.

RAOUFOU A. M., 1993 : Etude hydrogéologique du littoral Beninois dans la région de cotonou et ses environs. Thèse de doctorat en géologie appliquée. 164 p.

RAPHAËL MERMILLOD-BLONDIN, 2003 : Minéralogie quantitative au microscope

électronique à balayage et analyse d'images Application à la caractérisation minéralogique de résidus miniers. Rapport technique dans le cadre du cours. Séminaire des Géomatériaux.

RAPPORT 3, 1993: Geochemical studies on waters from the Karwe-Kikorongo, Buranga and Kibiro geothermal areas, Uganda. Godfrey Bahati, UNU Geothermal Training Programme, Orkustofnun-National Energy Authority, Grensasvegur 9, 108 Reykjavik, ICELAND.

RIMI A., 2001 : Carte du gradient géothermique au Maroc. Bulletin de l'institut scientifique, Rabat, section sciences de la terre, n°23,1-6.

ROQUES H., 1979 : Influence des ions étrangers et de la matière organique sur la cristallisation des carbonates de calcium, Revue de l'Institut Français du Pétrole, 34 Nol.79003.

Roques H., 1990 : Fondements théoriques du traitement chimique des eaux ; Technique et Documentation – Paris.

ROSSET R., NGUYEN F., WALHA K., BEN AMOR M. et DAOUD A., 1996: L'entartrage par les eaux géothermales du Sud – Tunisien ; TSM numéro 11, p : 67 – 73.

ROSSET R., DOUVILLE S., BEN AMOR M. et WALHA K., 1999 : L'inhibition de l'entartrage par les eaux géothermales du Sud-Tunisien. Etude sur site. Revue des sciences de l'eau, Rev.sci.Eau 753-764.

ROSSUM J.R. et MERRILL D.T., 1983: An evaluation of the calcium carbonate saturation indexes. J. AWWA, 75, 95–100.

ROUABHIA A., 2006 : Vulnérabilité et risques de pollution des eaux souterraines de la nappe des sables miocènes de la plaine D'Elma El Abiod nord-est algérien. Thèse Doctorat.197 pp.

RYZNAR J. W., 1944: A new index for determining the amount of calcium carbonate scale formed by water. J. Amer. Water Works Ass. 36, 472–486.

SIMLER, R., 2007 : Diagrammes. Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon, Université d'Avignon, Logiciel d'hydrochimie multilingage en distribution libre.

SRIVASTAVA M.L., 1981: Report on regional hydrogeological study in Ghadames - Derj – Sinawen area; Tripoli. 155 p. 18 pl. HT ; ref. : AW-GA-682.

SONATRACH, 1999 : Géologie de l'Algérie, Division Exploration. 93p.

TARCAN G., GEMICI Ü., 2003: Water geochemistry of the Seferihisar geothermal area, İzmir, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 126, 225-242.

TARCAN G., 2005: Mineral saturation and scaling tendencies of waters discharged from wells (N150 8C) in geothermal areas of Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, 263–283.

THIRY M. et BARITEAU A., 2003 : Nappe de Beauce: Hydrochimie et altération de sables de Fontainebleau. Centre d'Information Géologique, Ecole des Mines de Paris, France. 108 p.

TODD D. K., 1980: Groundwater hydrology. Second Edition. New York, J.Wiley & Sons, 510 pages.

TRUESDELL A. H., 1976: Summary of Section III – Geochemical techniques in exploration. 2nd U. N. Symposium on the Development and use of Geothermal Resources, San Francisco 1.

ULLMAN W.J., 1985: Evaporation rate from a salt Pan: estimate from chemical profiles in near-surface groundwater. *J. Hydrol*, vol.79: 365-373.

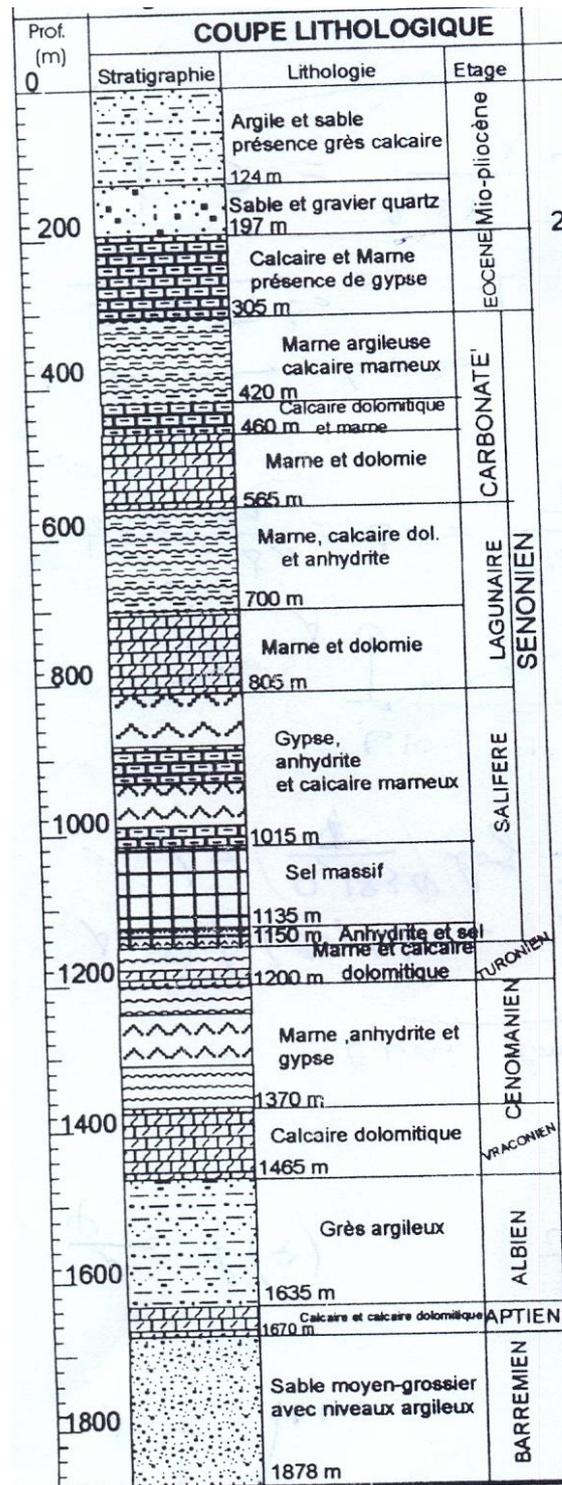
UNESCO, 1972 : Etude des Ressources en Eau du Sahara septentrional, Tunisie et Algérie. (Projet ERESS), Rapport final, 7 plaquettes, Paris.

WHITE D.E., 1965: Saline waters of sedimentary rocks (Fluids in subsurface Environments – Symposium). *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 4, P.342-366.

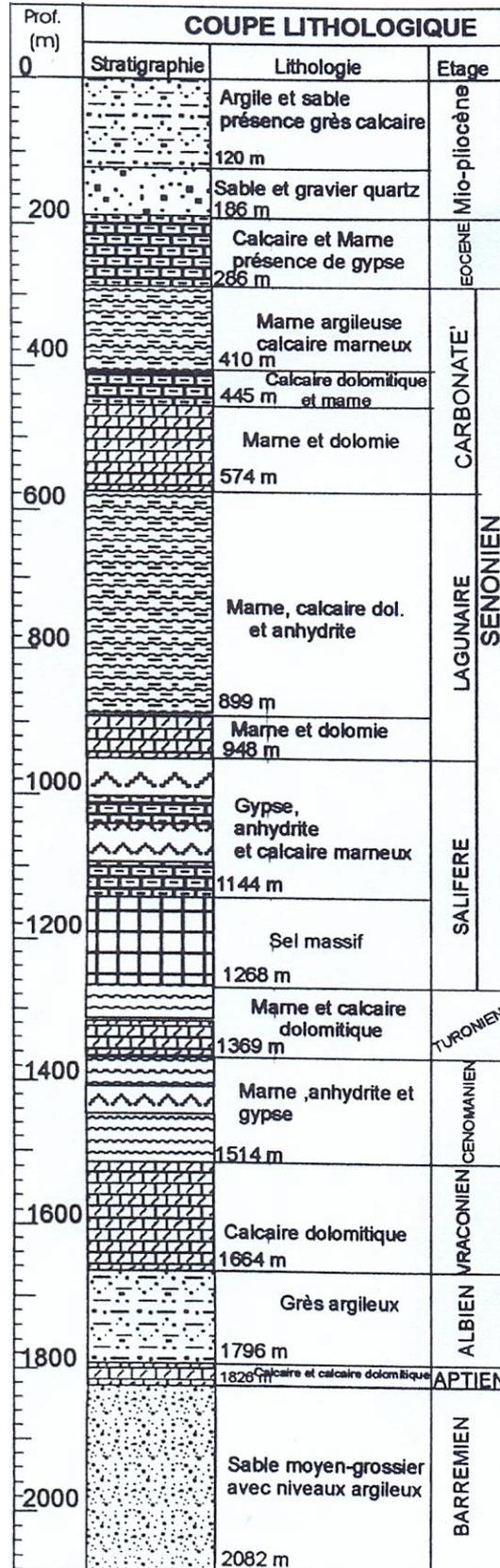
WHITE D.E., 1970: Geochemistry applied to the discovery, evaluation, and exploration of geothermal energy resources (Proc. U.N.Symp. on the development and utilization of geothermal resources, Pisa, 1970). *Geothermics Sp. Iss.*, 2, 1, p. 58-80.

ANNEXES

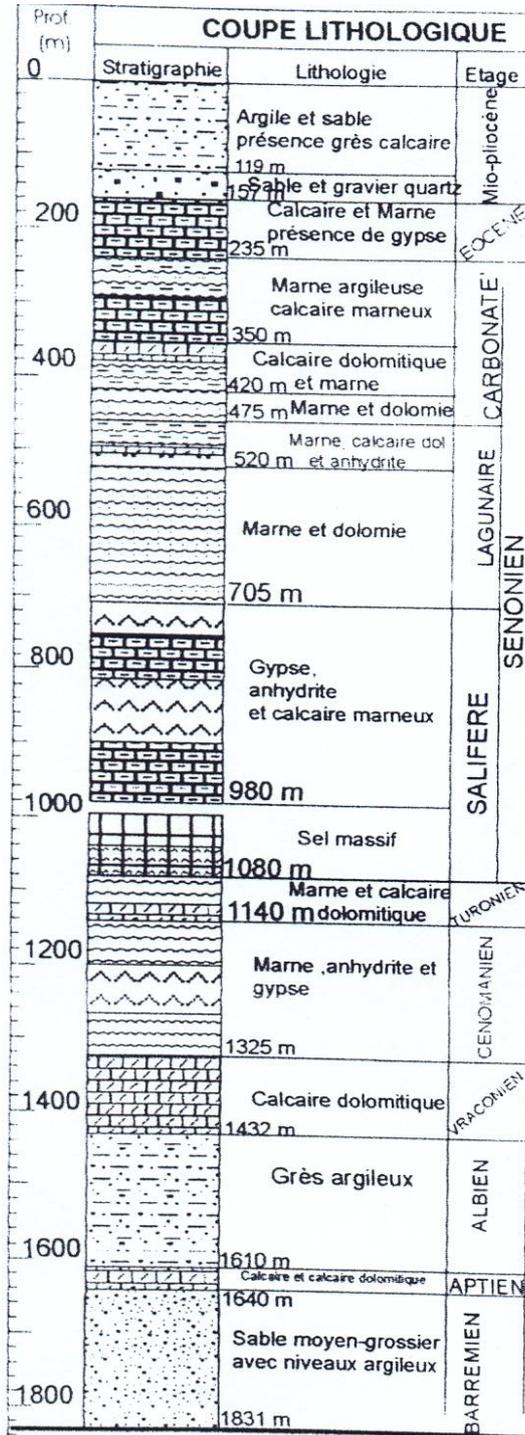
ANNEXE 1
(HYDROGEOLOGIE)



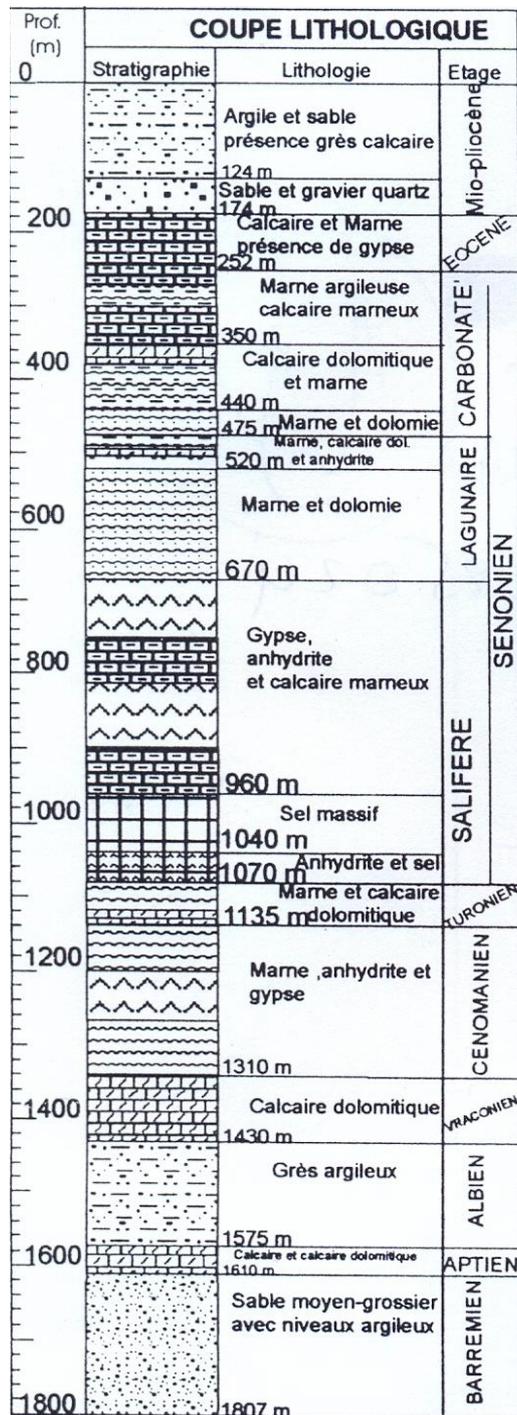
Log stratigraphique forage Sidi Slimane



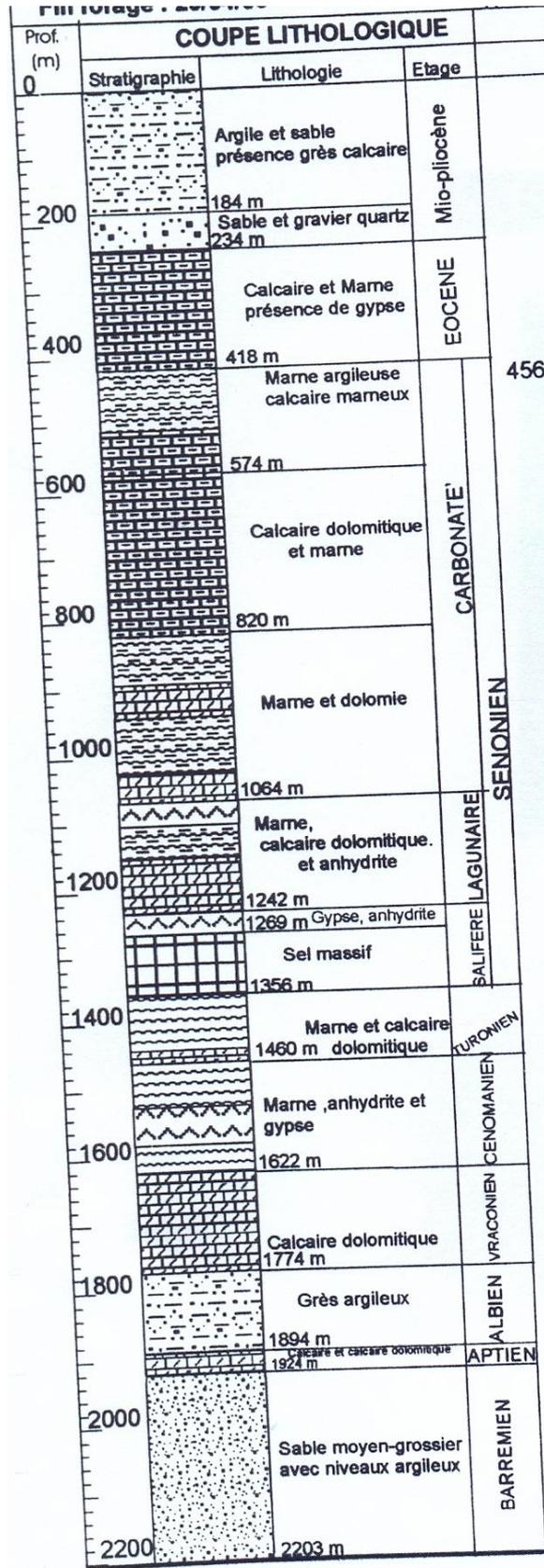
Log stratigraphique forage Tindela



Log stratigraphique forage Sidi Mahdi

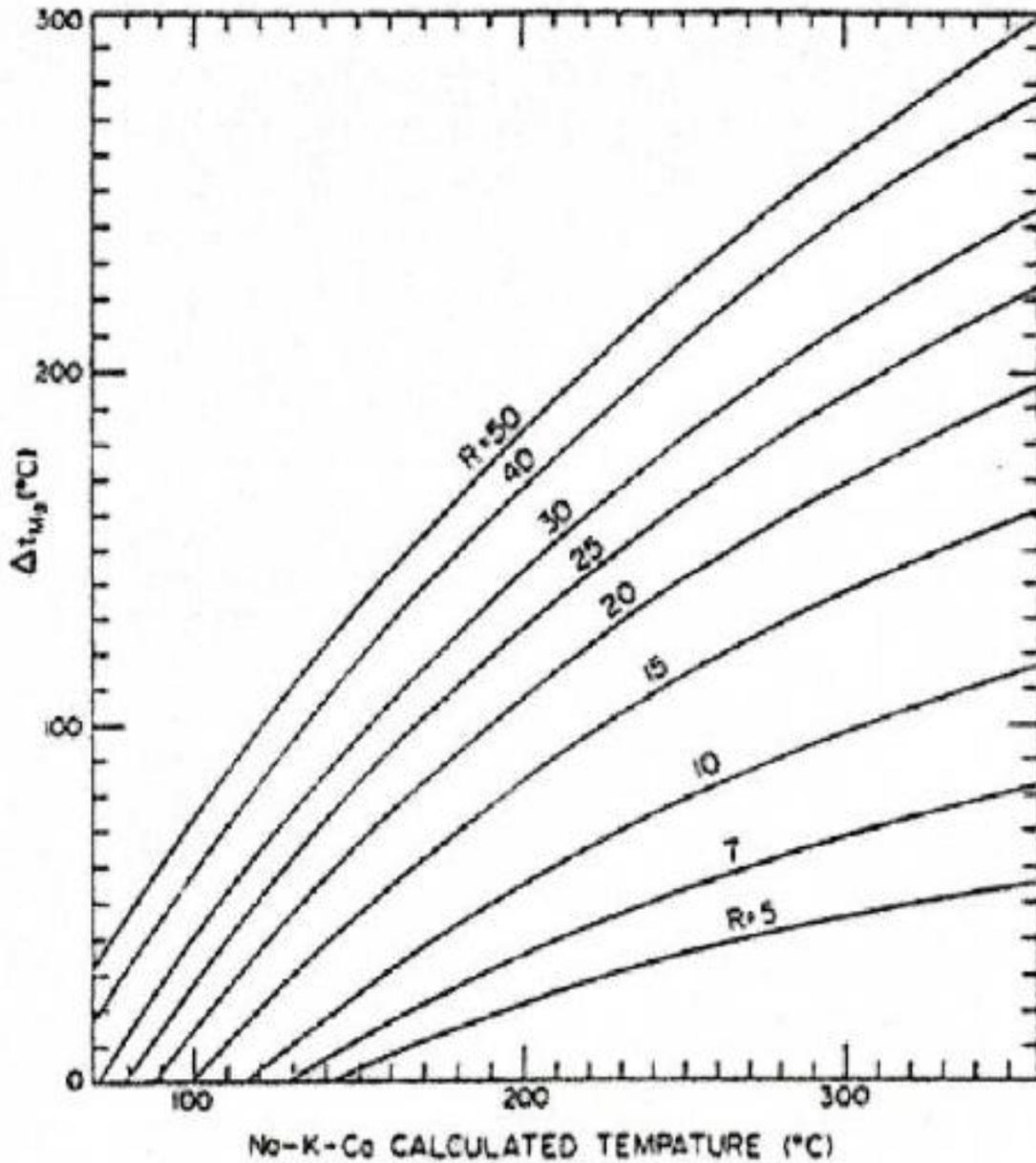


Log Stratigraphique forage El Ksour

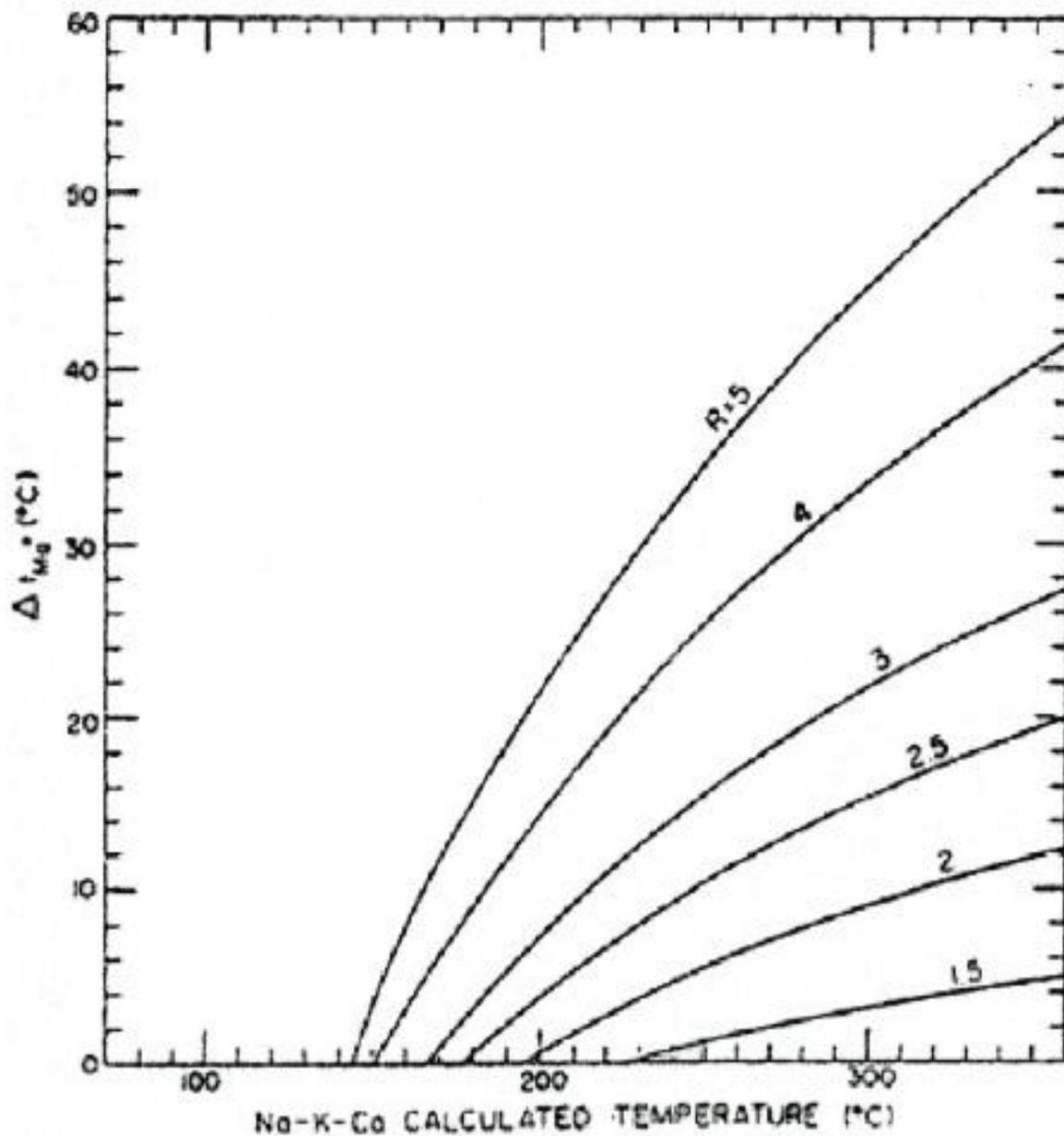


Log Stratigraphique forage Sidi Khelil

ANNEXE 2
(GEOTHERMOMETRIE)



Abaque 1 : Estimation de la correction Delta T(Mg) à appliquer à la température T° (Ca, Na, K) pour 5 < R < 50



Abaque 2 : Estimation de la correction Delta T(Mg) à appliquer à la température T° (Ca, Na, K) pour 1,5 < R < 5

Abaque 1 et 2 : Abaques de correction tenant compte du magnésium.

ANNEXE 3

(EVALUATION DU POTENTIEL D'ENTARTRAGE)



Tête de forage CI

- Profondeur: 1500 à 2200m
- Débit: 120 - 400l/s
- Température : 60°



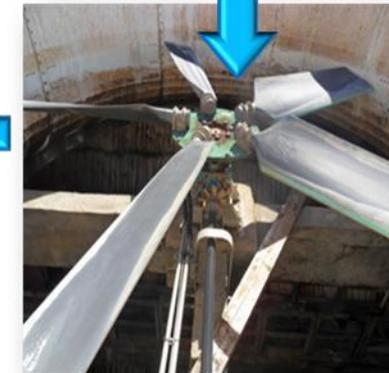
Réfrigérant

Ouvrage de refroidissement de l'eau albiennaise par ventilation installée au niveau des forages CI, le taux de refroidissement est de 50%



Bassin

Ce bassin situé au niveau de la dalle du réfrigérant.



Ventilation

Ventilation forcée (ventilateur, moteur, réducteur), qui permet l'échange thermique.



Bassin du réfrigérant (partie inférieure)

Ce bassin permet la sortie d'eau refroidie vers le réseau d'irrigation à travers une conduite.



Périmètre irrigué

Le périmètre de l'Oued Righ doté d'une superficie de 7500ha.

Mode de fonctionnement du réfrigérant



Photo : Station de refroidissement des eaux géothermales



Photo : Un mélangeur du (CT+CI)

Les logiciels Utilisés

A l'aide du logiciel « **Equil** », nous avons calculé les indices de Langelier Ryznar et CCPP.

Ce logiciel « **Equil** » (in Djidel, 2008), est un programme de calcul, basé sur une méthode connue et éprouvée dans le domaine des eaux : la méthode HALLOPEAU & DUBIN, modifié et complété par le concepteur. Ce programme permet d'effectuer des calculs d'équilibres chimiques dans les eaux naturelles, particulièrement les *équilibres calco-carboniques*.

Après une première introduction des 5 paramètres, on obtient :

- pHs ou pH (théorique) de saturation : pH que l'on doit obtenir pour être à l'équilibre, à TAC constant.
- CO₂ libre (mg/l).
- Indice (IS ou index) de saturation : correspond à pH - pHs,
 - ✓ s'il est positif (>0.01), l'eau est entartrante,
 - ✓ s'il est négatif (<-0.01), l'eau est agressive vis à vis du calcaire,
 - ✓ s'il se situe entre -0.01 et 0.01, l'eau est considérée à l'équilibre calco-carbonique.
- Alc/CaO : rapport Alcalinité / Calcium (exprimé en équivalents de CaO).
- CO₂ agressif : correspond à la fraction du gaz carbonique libre, susceptible d'attaque chimique sur le calcaire (carbonate de calcium), n'existe évidemment que pour les eaux à caractère agressif (IS < -0,01).
- CaCO₃ dissolvable : quantité de carbonate de calcium (CaCO₃) potentiellement dissolvable dans l'eau, par attaque du CO₂ agressif (acidité carbonique), *Nota* : si l'eau présente un caractère entartrant, il y a indication de *CaCO₃ précipitable*.
- Indication du CCPP (calcium carbonate precipitation potential) : la quantité de CaCO₃ qui peut être théoriquement précipitée (eau entartrante) ou dissoute (eaux agressives), dans ce dernier cas la valeur est négative.
- Indice de stabilité : indice de stabilité de RYZNAR (IR) = (2 pHs-pH), donne une indication de la tendance corrosive ou incrustante (entartrante) de l'eau.

Par ailleurs, il est indiqué la tendance de l'eau : agressive, entartrante ou à l'équilibre ; et également la proposition de rectification de l'eau (mise à l'équilibre /reminéralisation).

CHESS: Chemical Equilibrium of Species and Surfaces

D'après le manuel du logiciel, **CHESS** est un tel modèle, développé pour la simulation de la chimie d'une eau naturelle ou

artificielle. Quelle que soit la complexité de la solution aqueuse, **CHESS** simule son état d'équilibre, prenant en compte des centaines d'espèces aqueuses, des minéraux et des colloïdes organiques ou inorganiques avec ou sans la prise en compte de la cinétique, des gaz et l'adsorption.

Avec **CHESS**, vous pouvez calculer, puis visualiser grâce à son interface graphique **JCHESS**, les espèces prédominantes d'une solution, éventuellement en fonction d'une variable comme le pH, la température ou le Eh.

Mais **CHESS** permet beaucoup plus :

- ✚ le calcul de spéciation d'une solution en présence d'espèces aqueuses, de gaz, de colloïdes organiques et/ou inorganiques et de minéraux ;
- ✚ la prise en compte de l'oxydo-réduction ;
- ✚ la précipitation et la dissolution de phases minérales, à l'équilibre ou sous contrôle cinétiques ;
- ✚ les réactions d'interactions eau-roche :
 - complexation de surface
 - complexation organique
 - échange ionique
 - approche Kd ;
 - ✚ les réactions multi-sites associées à différentes surfaces, minérales ou organiques ;
 - ✚ la simulation de chemins réactionnels tels que :
 - titrage
 - lixiviation ('flush')
 - mélange de deux solutions ;
 - ✚ la dépendance vis-à-vis de la température (de 0 à 300 °C) ;
 - ✚ les colloïdes :
 - calcul de la stabilité d'une suspension colloïdale
 - distribution hétérogène de la taille colloïdale
 - formation et dissolution de phases colloïdales (organiques ou inorganiques), à l'équilibre thermodynamique ou sous contrôle cinétiques ;

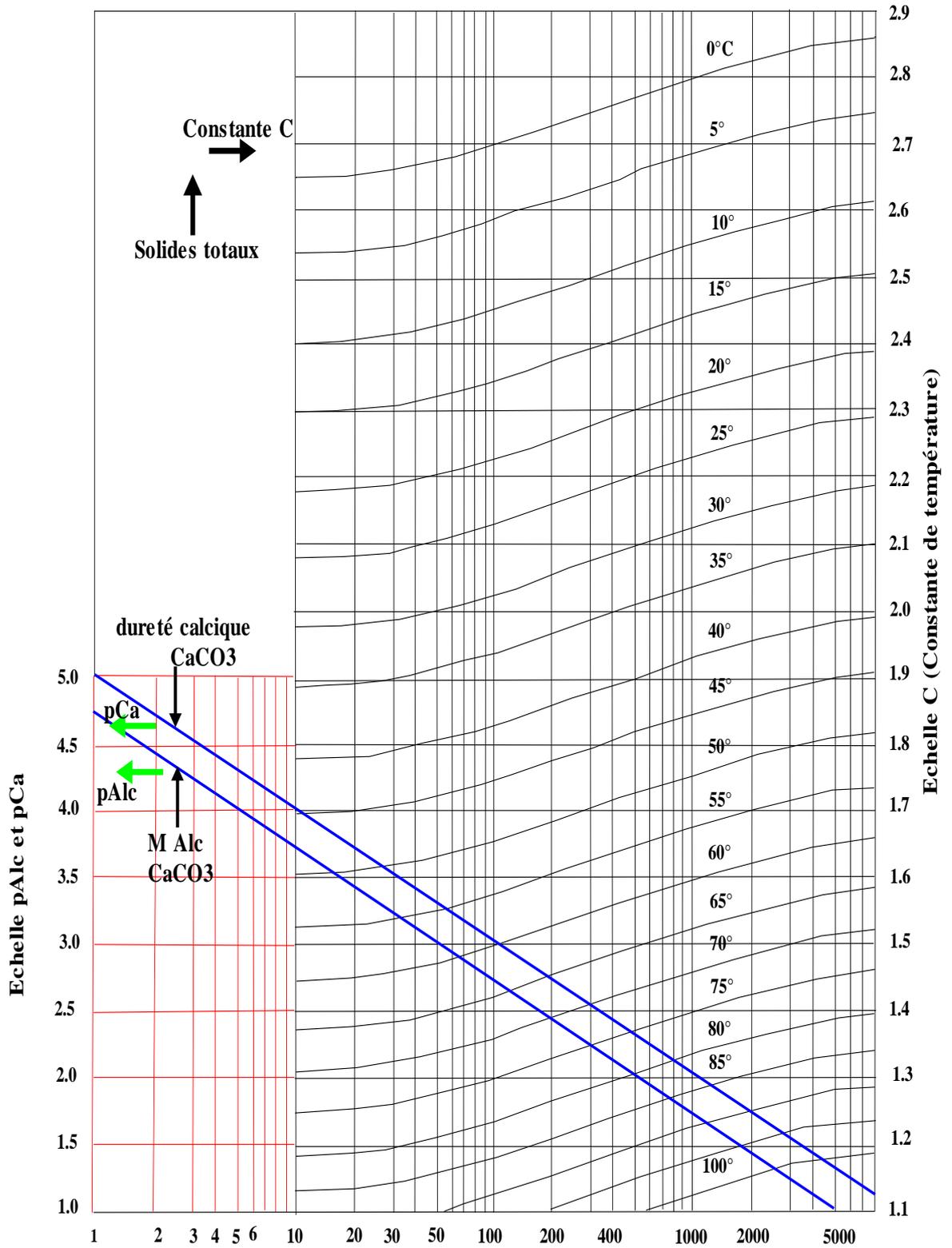


Diagramme de Langlier