République Tunisienne
Ministère de l'Enseignement Supérieur,
de la Recherche Scientifique

Université de Sfax
École Nationale d'Ingénieurs de Sfax

Ecole Doctorale
Sciences et Technologies

Thèse de *DOCTORAT*

Doctorat en Génie de l'Environnement et de l'Aménagement

N° d'ordre: 2016–705

THESE

Présentée à

L'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax

En vue de l'obtention du

DOCTORAT

Dans la discipline de Géologie
Doctorat en génie de l'environnement et de l'aménagement

Par

Intissar FARID

APPORTS DES METHODES HYDROGEOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES POUR L'ETUDE DU SYSTEME AQUIFERE DE CHOUGAFIYA : IMPACT DES AMENAGEMENTS HYDRAULIQUES SUR LA RECHARGE DES NAPPES

Soutenu le 1 Avril 2016, devant le jury composé de :

Mr.	**Jamel ROUISS** (Professeur ENIS)	Président
Mr.	**Chédly ABBES** (Professeur FSS)	Rapporteur
Mr.	**Josep MAS-PLA** (Professeur U. Gérone Espagne)	Rapporteur
Mr.	**Jean Denis TAUPIN** (Maître de conférences, U. Montpellier)	Examinateur
Mme	**Najiba CHKIR** (Maître de conférences FLSH)	Examinateur
Mr.	**Kamel ZOUARI** (Professeur ENIS)	Directeur de Thèse

Doctorat du Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement de l'ENIS

Dédicace

Je dédie cette Thèse à :

Mes parents

Pour leur Compréhension, leurs nombreux sacrifices consentis, Pour leur patience, leur grand amour et leur confiance en moi. En témoignage de mon affection et de ma reconnaissance.
Pour tout ce qu'ils ont fait pour mon bonheur et ma réussite.
Je n'oublierai jamais leurs conseils prodigieux qui restent toujours dans mon esprit.
A travers ce modeste travail je leur manifeste mon amour infini et ma gratitude.
Que DIEU leur réserve ; bonne santé et longue vie.

Mes Frères, Mes Sœurs et leurs enfants

Pour leur affection, encouragement et soutien moral.
Que DIEU leur protège et leur offre tout le succès et le bonheur qu'ils méritent.
Que ce travail soit l'expression de ma profonde affection et attachement.

Mes ami(e)s

Pour les soucis et les bonheurs que nous avons partagés.
Pour le soutien moral dans les moments difficiles.
Que vous trouviez ici le témoignage de mes sentiments les plus sincères et ma profonde reconnaissance.

A TOUS QUI ME SONT CHERS :

Je vous dis Merci et je vous dédie les fruits de toutes mes années d'études.

Intissar FARID

Sfax le 25/01/2016

Remerciements

Au terme de ce travail, il m'est grandement agréable de rendre un sincère hommage à toutes les personnes qui ont de près ou de loin, contribué à son aboutissement.

Je remercie en premier lieu, le directeur de ma thèse Monsieur ***Kamel ZOUARI,*** *professeur à l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax (ENIS) qui m'a encadré tout le long du mastère et de la thèse. Je suis entièrement reconnaissante des compétences, des bons conseils, des encouragements que vous m'avez transmis pendant mon travail. Plus particulièrement omniprésence durant ma thèse, votre patience, votre gentillesse, votre aide précieuse et votre écoute permanente. J'ai apprécié ses qualités humaines, pour l'honneur qu'il m'a fait.*

Je remercie vivement Monsieur ***Jamel ROUIS****, professeur à l'ENIS pour l'honneur qu'il m'a fait en acceptant de présider le jury de cette thèse, malgré ses multiples occupations.*

J'adresse tous mes remerciements à Monsieur ***Josep MAS-PLA****, Professeur à l'université de Gérone, Espagne, pour l'honneur qu'il m'a fait en acceptant de rapporter et de juger cette thèse.*

Ma profonde gratitude s'adresse à Monsieur ***Chedly ABBES****, Professeur à la Faculté des Sciences de Sfax qui m'a honoré en acceptant de rapporter ce travail. Qu'il veuille accepter mes plus vifs remerciements.*

Mes remerciements vont également à Monsieur ***Jean Denis TAUPIN****, Maître de conférences à l'Université de Montpellier, France et Responsable scientifique du Laboratoire LAMA, qui a accepté, sans réserve aucune, d'examiner ma thèse, et de me faire part de ses remarques sûrement pertinentes.*

Je ne saurai oublier de remercier Madame ***Najiba CHKIR.*** *Maitre de conférences à la Faculté des Lettres et des Sciences Humaines de Sfax pour avoir pris la peine de juger et d'examiner ce travail. Qu'elle trouve ici l'expression de mes profonds respects.*

J'exprime ma profonde gratitude à Monsieur ***Ridha BEJI*** *et Monsieur* ***Abderrahmen KALLELI****, Chefs d'arrondissements des Ressources en Eaux aux CRDA de Kairouan et Zaghouan pour leurs disponibilités, leurs collaborations fructueuses pour la réalisation de ce travail. Qu'ils soient vivement remerciés.*

Je suis très reconnaissante à Monsieur ***Adel RIGANE,*** *Maître Assistant à la Faculté des Sciences de Sfax qui a apporté une bonne contribution à ce travail. Il m'a prodigué des conseils dans l'orientation de ma recherche, il m'a aidé énormément dans la réalisation des coupes géologiques. Je le remercie vivement pour son aide précieuse et son accueil chaleureux dans son laboratoire.*

Mes sincères remerciements s'adressent également à tous les personnels de la Direction des ressources en eaux de Kairouan pour leurs services incessants. Je pense particulièrement à Monsieur ***Mohamed AYACHI,*** *Madame* ***Oulaya SOLTANI,*** *Monsieur* ***Saleh ROUINI,*** *Monsieur* ***Abd Aziz BOUROUISSI,*** *Monsieur* ***Abd Hafidh KACHROUDI,*** *Monsieur* ***Moktar CHOUCHANE,*** *Monsieur* ***Rchid CHHAB,*** *Madame* ***Rahma BRINI,*** *Monsieur* ***Nasreddine CHHAIBI,*** *Monsieur* ***Ali JELLITI,*** *Monsieur* ***Ali HENDAWI,*** *Monsieur* ***Mohsen Gharsalla*** *et Monsieur* ***Khmais ABDELLAWI.***

Merci à Monsieur ***Hafedh BEJAWI****, pour sa disponibilité, son aide et ses remarques précieuses lors des discussions. Je le remercie profondément.*

J'adresse tout spécialement, ma vive reconnaissance aux observateurs météorologiques aux stations pluviométriques de Kairouan, Monsieur ***Tawfik NASRI,*** *Monsieur* ***Naser KALBOUSSI*** *et Monsieur* ***Néji*** *pour leurs aides précieuses, leurs extrêmes gentillesses et leurs générosités.*

J'adresse mes remerciements les plus sincères à tous mes professeurs. Je cite notamment Monsieur ***Khlifa MIRAWI,*** *Monsieur* ***Tayeb GHOZI****, Monsieur* ***Oussema BEN ABD AFOU****, Monsieur* ***Hechmi BAAZAOUI,*** *Monsieur* ***Tarek WAHEB*** *et Monsieur* ***Mohsen HLALI.*** *J'ai vivement apprécié leurs qualités humaines, pour l'honneur qu'ils m'ont fait.*

Je tiens également à remercier toute l'équipe du Laboratoire des Radio Analyses et Environnement pour le temps investi dans les analyses chimiques et isotopiques des échantillons. Je pense particulièrement à Madame ***Leila MEDHIOUB*** *et* ***mes collègues.***

*Je remercie toute ma famille et tous mes amies (****Souad, Nadia, Rabeb, Banen, Imène, Ines, Najwa, Marwa, Shayma, Houda, Sonia, Hlima…****) pour leur soutient moral. Je les souhaite tout le bonheur et je les dis* ***Merci****.*

A tous ceux et celles que j'ai oublié (e) s, mes excuses avec l'assurance de mes amitiés sincères.

Intissar FARID
Sfax le 25/01/2016

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES i
LISTE DE FIGURES v
LISTE DE TABLEAUX xi
INTRODUCTION 1
Chapitre I. CLIMAT ET HYDROLOGIE DE SURFACE DU BASSIN D'ETUDE
I. Localisation géographique 5
II. Situation socio-économique de la zone d'étude 6
III. Climat du bassin d'étude 8
III.1. Circulation atmosphérique générale 8
III.2. Les paramètres du climat dans la zone d'étude 12
III.2.1. La pluviométrie 12
III.2.1.1. La pluviométrie annuelle 12
III.2.1.2. La pluviométrie mensuelle et saisonnière 14
III.2.2. La température 15
III.2.3. Humidité relative de l'air 15
III.2.4. L'évaporation 16
III.2.5. L'évapotranspiration 17
III.2.6. Le vent 18
III.2.7. Type du climat 19
IV. Réseau hydrographique du bassin d'étude 20
IV.1. Les principaux bassins versants 20
IV.2. Ruissellement 24
V. Les dépressions fermées 25
VI. Conclusion 25
Chapitre II. ETUDE GEOLOGIQUE DU BASSIN D'ETUDE
I. Etude géologique du bassin d'étude 27
I.1. Cadre stratigraphique 27
I.1.1. Les formations secondaires 27
I.1.1.1. Trias 27
I.1.1.2. Crétacé 28
I.1.2. Les formations tertiaires 30
I.1.2.1. Le Paléogène 30
I.1.2.2. Le Néogène 31
I.1.3. Quaternaire 34
I.2. Cadre structural 35
I.2.1. Les grandes structures de la région d'étude 35
I.2.2. Les structures cassantes de la région d'étude 39
I.2.2.1. Les failles N-S 39
I.2.2.2. Les failles NW-SE 40
I.2.2.3. Les failles SW-NE 41
II. Conclusion 42
Chapitre III. ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU SYSTEME AQUIFERE BASSIN D'ETUDE
I. Introduction 43

II. Hydrogéologie du système aquifère du bassin Chougafiya 43
II.1. Les formations aquifères 44
II.2. Les aquitards 48
II.2.1. L'Hautérivien-Barramien 48
II.2.2. Le Coniacien 48
II.2.3. Le Paléocène 48
II.2.4. L'Eocène supérieur 49
II.3. Géométrie du réservoir 49
II.3.1. La coupe C1 49
II.3.2. La coupe C2 51
II.3.3. La coupe C3 54
II.3.4. La coupe C4 55
II.3.5. La coupe C5 58
II.3.6. La coupe C6 59
II.3.7. Carte d'altitude des toits des formations réservoirs 62
II.3.8. Carte isopaque de la formation Mio-plio-Quaternaire 63
II.4. Schéma de circulation des eaux 65
II.4.1. L'aquifère superficiel 65
II.4.2. Les autres nappes (anté-Quaternaire) 70
II.5. Evolution de la piézométrie 73
II.5.1. La nappe superficielle 73
II.5.2. Les autres nappes (anté-Quaternaire) 75
II.5.3. L'aquifère de la Sabkhas 79
II.6. Paramètres hydrodynamiques 80
II.6.1. Transmissivité 80
II.6.2. Coefficient d'emmagasinement 82
II.7. Historique de l'exploitation 82
II.7.1. La nappe superficielle 82
II.7.2. Les nappes profondes 85
II.8. Bilan hydrique 87
II.8.1. Les entrées (alimentation) 87
II.8.2. Les sorties (pertes) 87
II.8.3. Bilan en eau souterraine 88
III. Conclusion 89
Chapitre IV. GESTION DES RESSOURCES EN EAU DU BASSIN D'ETUDE
I. Introduction 91
II. La stratégie de gestion 91
II.1. Mobilisation des eaux de surface 93
II.1.1. Les barrages collinaires 93
II.1.1.1. Les barrages collinaires destinés à la recharge et l'exploitation agricole 94
II.1.1.2. Les barrages collinaires destinés à la recharge 95
II.2. La recharge artificielle des nappes 98
II.2.1. Dispositifs de la recharge 99
II.2.2. Impact de la recharge artificielle 100
III. Conclusion 105
Chapitre V. ETUDE HYDROCHIMIQUE DES EAUX DU BASSIN D'ETUDE
I. Introduction 107
II. Méthodologie et technique analytique 107
II.1. Travail de terrain et laboratoire 107

II.2. Précision des analyses 110
II.3. Paramètres physico-chimiques 111
II.3.1. La température 111
II.3.2. Le pH 112
II.3.3. La conductivité électrique 112
III. Caractérisation chimique des eaux du bassin d'étude 113
III.1. La nappe superficielle du bassin Chougafiya 113
III.1.1. Répartition spatiale de la minéralisation 113
III.1.1.1. Etude comparative 116
III.1.1.2. La nappe de la Sabkhas 118
III.1.2. Classification des eaux 120
III.1.3. Faciès chimique des eaux 123
III.1.4. Origine de la minéralisation 125
III.1.4.1. Indices de saturation 125
III.1.4.2. Origine et comportement de quelques éléments majeurs 128
III.1.4.3. Origine et comportement de quelques éléments traces 141
III.1.5. Quantification de l'invasion de l'eau de la nappe de la Sabkhas 146
III.2. Les nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya 148
III.2.1. Répartition spatiale de la minéralisation 148
III.2.2. Faciès chimique des eaux 150
III.2.3. Origine de la minéralisation 152
III.2.3.1. Indices de saturation 152
III.2.3.2. Etude de quelques rapports ioniques 154
III.2.3.2.1. Eléments majeurs 154
III.2.3.2.2. Eléments traces 163
III.3. Les eaux des barrages collinaires 166
III.3.1. Faciès chimique des eaux 167
III.3.2. Salinité 168
III.3.2.1. Evolution de la salinité des eaux des retenues en fonction des dates de prélèvements 168
III.3.2.2. Evolution des concentrations chimiques des eaux des retenues en fonction des dates de prélèvement et des volumes d'eau stockée 169
III.3.3. Origine de la minéralisation 174
III.3.3.1. Indices de saturation 174
III.3.3.2. Etude de quelques rapports ioniques 176
IV. Conclusion 178
Chapitre VI. ETUDE ISOTOPIQUE DES EAUX DU BASSIN D'ETUDE
I. Introduction 181
II. Caractérisation isotopique des eaux 182
II.1. Echantillonnage et analyses 182
II.1.1. Les eaux de pluie 182
II.1.2. Les eaux de surface et souterraines du bassin d'étude 183
II.2. Résultats et interprétations 183
II.2.1. Etude isotopique des eaux de pluie 183
II.2.1.1. Variabilité spatiale des teneurs isotopiques des précipitations 184
II.2.1.2. Variabilité temporelle des teneurs isotopiques des 187

précipitations
II.2.1.3. Teneurs moyennes pondérées 189
II.2.1.4. Droite météorique locale 189
II.2.2. Etude isotopique des eaux du bassin d'étude 190
II.2.2.1. La nappe superficielle du bassin Chougafiya 190
II.2.2.1.1. Traçage des eaux par le couple $^{18}O/^{2}H$ 190
II.2.2.1.2. Traçage des eaux par le tritium 198
II.2.2.1.3. Traçage des eaux par le carbone 201
II.2.2.1.3.1. Répartition spatiale des activités carbone-14 201
II.2.2.1.3.2. Teneurs en ^{13}C du CITD des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya 204
II.2.2.1.3.3. Corrélation $^{14}C/^{13}C$ 205
II.2.2.1.3.4. Estimation du temps de résidence 207
II.2.2.2. Les nappes anté-quaternaires 209
II.2.2.2.1. Traçage des eaux par le couple $^{18}O/^{2}H$ 209
II.2.2.2.2. Traçage des eaux par le tritium 211
II.2.2.2.3. Traçage des eaux par le carbone 212
II.2.2.2.3.1. Répartition spatiale des activités carbone-14 212
II.2.2.2.3.2. Teneurs en ^{13}C du CITD des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya 214
II.2.2.2.3.3. Corrélation $^{14}C/^{13}C$ 215
II.2.2.2.3.4. Estimation du temps de résidence 217
II.2.2.3. Les barrages collinaires 219
II.2.2.3.1. Traçage des eaux par le couple $^{18}O/^{2}H$ 219
II.2.2.3.1.1. Evolution des teneurs en $\delta^{18}O$ des eaux des barrages collinaires en fonction des dates de prélèvements 220
II.2.2.3.1.2. Evolution des teneurs en $\delta^{18}O$ des eaux des barrages collinaires en fonction des dates de prélèvements et des volumes d'eau stockée 222
II.2.2.3.2. Traçage des eaux des barrages collinaires par le tritium 225
III. Conclusion 226
SYNTHESE ET CONCLUSION GENERALE 228

LISTE DE FIGURES

Chapitre I. CLIMAT ET HYDROLOGIE DE SURFACE DU BASSIN D'ETUDE

Figure I.1. *Carte de localisation des nappes de Kairouan* 5
Figure I.2. *Carte de localisation de la zone d'étude* 6
Figure I.3. *Représentation schématique des principales trajectoires des masses d'air contrôlant les conditions météorologiques et le régime des précipitations en Tunisie (El Melki, 1996, modifiée)* 9
Figure I.4. *Répartition géographique des zones climatiques (a) et des pluies moyennes annuelles en Tunisie (b)* 10
Figure I.5. *Répartition géographique des zones par rapport aux flux dominants* 11
Figure I.6. *Variation des précipitations annuelles dans le bassin d'étude (1978-2012)* 13
Figure I.7. *Variation des précipitations mensuelles aux stations du bassin d'étude (1978-2012)* 14
Figure I.8. *Variation des précipitations saisonnières aux stations du bassin d'étude (1978-2012)* 14
Figure I.9. *Variation des températures moyennes, minimales et maximales à la station de Kairouan SM (1950-2012)* 15
Figure I.10. *Variation de l'humidité relative à la station de Kairouan SM (1950-2012)* 16
Figure I.11. *Variation de l'évaporation Piche à la station de Kairouan SM (1991-2012)* 16
Figure I.12. *Variation de l'ETP journalière moyenne (1950-2012)* 18
Figure I.13. *Variation de la vitesse des vents moyens et maxima moyens à la station de Kairouan SM (1954-2012)* 19
Figure I.14. *Caractéristiques du bassin d'étude sur le diagramme d'Emberger* 20
Figure I.15. *Carte des sous bassins versants de la zone d'étude* 22

Chapitre II. ETUDE GEOLOGIQUE DU BASSIN D'ETUDE

Figure II.1. *Carte géologique de la région d'étude (Assemblage des cartes géologiques au 1/50 000 des feuilles N°62, 56, 48, et 55 (ONM, 2002) et N° 63 (Castany, 1950)* 29
Figure II.2. *Discordance de la formation Ségui sur des terrains néogène et crétacé plissés et faillés au Sud de Jebel Batène (Abbès, 2004)* 32
Figure II.3. *Carte structurale du bassin d'étude* 36
Figure II.4. *Schéma structural du segment NE-SW des Jebels Chérichira-Batène (Abbès, 2004)* 39

Chapitre III. ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU SYSTEME AQUIFERE BASSIN D'ETUDE

Figure III.1. *Représentation schématique de la colonne hydrostratigraphique du bassin Chougafiya (Hamza, 1987, modifiée)* 45

Figure III.2. *Colonne lithologique du piézomètre PZ1-Sabkhas El Batène* 47
Figure III.3. *Carte de localisation des coupes* 50
Figure III.4. *Coupe C1 (relation synclinal de Ain Bou Mourra et la plaine de Chougafiya)* 52
Figure III.5. *Coupe C2 (relation synclinal de Ain Jeloula et la plaine de Chougafiya)* 53
Figure III.6. *Coupe C3 (relation synclinal de Ain Jeloula, la plaine de Chougafiya et la plaine d'El Alem)* 56
Figure III.7. *Coupe C4 (évolution de la sédimentation entre la limite Ouest et Est du bassin)* 57
Figure III.8. *Coupe C5 (continuité de la formation sableuse du Mio-pliocène au Sud du bassin)* 59
Figure III.9. *Coupe C6 (structure du bassin Chougafiya et relation avec le bassin du Merguellil)* 61
Figure III.10. *Carte du toit du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur (Borgi et Andrieu, 1979)* 63
Figure III.11. *Epaisseur du remplissage Mio-plio-Quaternaire du bassin Chougafiya* 64
Figure III.12. *Carte de réseau de suivi piézométrique de la plaine de Chougafiya* 66
Figure III.13. *Carte piézométrique de la nappe superficielle (Mio-plio-Quaternaire) de la plaine de Chougafiya (2010)* 68
Figure III.14. *Carte piézométrique de la nappe superficielle (Mio-plio-Quaternaire) de la plaine de Chougafiya (état 1976) (Amrhein, 1981)* 69
Figure III.15. *Carte piézométrique des nappes anté-quaternaires de la plaine de Chougafiya (avril 2009)* 73
Figure III.16. *Evolutions piézométriques de la nappe superficielle (Mio-plio-Quaternaire) de la plaine de Chougafiya* 74
Figure III.17. *Evolutions piézométriques de la nappe carbonatée du Crétacé supérieur de la plaine de Chougafiya* 76
Figure III.18. *Evolutions piézométriques de la nappe carbonatée de l'Eocène inférieur de la plaine de Chougafiya* 77
Figure III.19. *Evolutions piézométriques de la nappe Oligocène de la plaine de Chougafiya* 77
Figure III.20. *Evolutions piézométriques de la nappe Mio-pliocène de la plaine de Chougafiya* 78
Figure III.21. *Evolutions piézométriques de la nappe Quaternaire de la Sabkhas* 80
Figure III.22. *Carte des transmissivités de la nappe superficielle (Amrhein, 1981)* 81
Figure III.23. *Evolution de l'exploitation de la nappe superficielle de Chougafiya* 82
Figure III.24. *Carte du périmètre de sauvegarde proposé pour la plaine de Chougafiya (1974-1984) (Maalel, Essid et Ben Yarou, 1986, modifiée)* 84
Figure III.25. *Evolution de l'exploitation de la nappe profonde Crétacé supérieur de Chougafiya* 85
Figure III.26. *Evolution de l'exploitation de la nappe profonde Mio-pliocène de Chougafiya* 86
Figure III.27. *Répartition de l'exploitation de la nappe profonde Mio-pliocène de Chougafiya par usage d'utilisation* 86

Chapitre IV. GESTION DES RESSOURCES EN EAU DU BASSIN D'ETUDE

Figure IV.1. *Carte de répartition des ouvrages d'aménagement dans le bassin d'étude* 92
Figure IV.2. *Variation des capacités de stockage et des apports annuels moyens aux barrages collinaires dans le bassin d'étude* 93
Figure IV.3. *Photos du barrage Fej1* 94
Figure IV.4. *Photo du barrage Defla* 95
Figure IV.5. *Photo du barrage Labba* 96
Figure IV.6. *Photos du barrage Hoshasse* 96
Figure IV.7. *Photos du barrage Nhal* 97
Figure IV.8. *Photos du barrage Fej2, au dessus : avant endommagement (état normal), en dessous : après endommagement* 98
Figure IV.9. *Photos schématisant la mise en place des motopompes sur la rive d'Oued El Fej* 98
Figure IV.10. *Evolution des volumes des lâchures à partir des barrages collinaires (Fej1 et Defla)* 100
Figure IV.11. *Evolution de la profondeur du niveau statique du puits N°48/4 en fonction de : (a) volumes lâchés et (b) la pluviométrie* 102
Figure IV.12. *Evolution de la profondeur du niveau statique du piézomètre O. El Fej N°19525/4 en fonction de : (a) volumes lâchés et (b) la pluviométrie* 103
Figure IV.13. *Evolution de la profondeur du niveau statique du piézomètre O. Defla N°19820/4 en fonction de : (a) volumes lâchés et (b) la pluviométrie* 105

Chapitre V. ETUDE HYDROCHIMIQUE DES EAUX DU BASSIN D'ETUDE

Figure V.1. *Carte de localisation des points d'eaux échantillonnés de la nappe superficielle du bassin Chougafiya* 109
Figure V.2. *Carte de localisation des points d'eaux échantillonnés des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 110
Figure V.3. *Répartition spatiale de la salinité des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya* 114
Figure V.4. *Evolution du résidu sec des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya entre 2004 et 2009* 116
Figure V.5. *Répartition spatiale de la salinité des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya: (a) état 1976 (Amrhein, 1981), (b) état 1995 (CRDA Kairouan, 1995)* 117
Figure V.6. *Evolution temporelle du résidu sec dans l'eau de la nappe du Sabkhas El Batène* 119
Figure V.7. *Coupe schématique montrant le régime d'écoulement et le recyclage des sels dans une Sabkhas continentale (Yiechieli et Wood, 2002)* 120
Figure V.8. *Répartition spatiale des teneurs en chlorures dans les eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya* 122
Figure V.9. *Diagramme de Piper des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya* 124
Figure V.10. *Relations IS Halite vs. Na+Cl (a), IS Gypse vs. Ca+SO_4 (b), IS Anhydrite vs. Ca+SO_4 (c), IS Calcite vs. Ca+HCO_3 (d), IS Aragonite vs. Ca+HCO_3 (e) et IS Dolomite vs. Ca+HCO_3+Mg (f) des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya* 127
Figure V.11. *Evolution des éléments chimiques majeurs avec la minéralisation* 128

dans les eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya
Figure V.12. *Corrélation Na^+ vs. Cl^- des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya* 129
Figure V.13. *Relation [(Ca + Mg) – (SO_4 + HCO_3)] vs. [(Na +K) – Cl] des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya* 130
Figure V.14. *Répartition spatiale des teneurs en sulfates des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya* 132
Figure V.15. *Corrélation Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya* 133
Figure V.16. *Etude de quelques rapports ioniques des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya* 135
Figure V.17. *Corrélation (Ca + Mg) vs. (SO_4 + HCO_3) dans les eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya* 136
Figure V.18. *Répartition spatiale des teneurs en strontium dans les eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya* 142
Figure V.19. *Relation Sr vs. Cl dans les eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya* 143
Figure V.20. *Relation Br vs. Cl dans les eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya* 145
Figure V.21. *Répartition des teneurs en fluor (a) et des indices de saturation de la fluorite (b) dans les eaux de la nappe superficielle et des barrages collinaires du bassin Chougafiya* 146
Figure V.22. *Relation entre la profondeur de captage et le taux d'invasion salée dans les eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya (groupes 3 et 4)* 147
Figure V.23. *Répartition spatiale de la minéralisation des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 150
Figure V.24. *Diagramme de Piper des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 151
Figure V.25. *Relations IS Halite vs. Na+Cl (a), IS Gypse vs. Ca+SO_4 (b), IS Anhydrite vs. Ca+SO_4 (c), IS Calcite vs. Ca+HCO_3 (d), IS Aragonite vs. Ca+HCO_3 (e) et IS Dolomite vs. Ca+HCO_3+Mg (f) des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 153
Figure V.26. *Evolution des éléments majeurs avec la minéralisation dans les eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 154
Figure V.27. *Corrélations Na^+ vs. Cl^- (a) et [(Ca + Mg) – (SO_4 + HCO_3)] vs. [(Na +K) – Cl] (b) des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 156
Figure V.28. *Corrélations Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} (a) et SO_4^{2-} vs. Cl^- (b) des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 157
Figure V.29. *Corrélation (Ca + Mg) vs. (SO_4 + 0.5HCO_3) des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 158
Figure V.30. *Corrélations Ca^{2+} vs. HCO_3^- (a) et HCO_3^- vs. Cl^- (b) des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 160
Figure V.31. *Corrélations Mg^{2+} vs. Cl^- (a) et Ca^{2+} vs. Mg^{2+} (b) des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 161
Figure V.32. *Corrélation SO_4^{2-}/Cl^- vs. Cl^- des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 162
Figure V.33. *Relation Sr vs. Cl des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 164
Figure V.34. *Relation Br vs. Cl des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin* 165

Chougafiya
Figure V.35. *Répartition des teneurs en fluor (a) et des indices de saturation de la fluorite (b) dans les eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 166
Figure V.36. *Diagrammes de Piper des eaux des barrages collinaires* 167
Figure V.37. *Evolution du résidu sec des eaux des barrages collinaires en fonction des dates de prélèvements* 169
Figure V.38. *Evolution de la concentration des éléments majeurs des eaux des barrages collinaires (type 1) avec le temps* 171
Figure V.39. *Evolution de la concentration des éléments majeurs des eaux des barrages collinaires (type 2) avec le temps* 173
Figure V.40. *Evolution de la concentration des éléments majeurs des eaux des barrages collinaires (type 3) avec le temps* 174
Figure V.41. *Relations IS halite vs. Na+Cl (a), IS gypse vs. Ca+SO_4 (b), IS anhydrite vs. Ca+SO_4 (c), IS calcite vs. Ca+HCO_3 (d), IS aragonite vs. Ca+HCO_3 (e) et IS dolomite vs. Ca+HCO_3+Mg (f) des eaux des barrages collinaires* 175
Figure V.42. *Evolution des éléments majeurs avec la minéralisation des eaux des barrages collinaires* 176
Figure V.43. *Etude de quelques rapports ioniques des eaux des barrages collinaires* 177

Chapitre VI. ETUDE ISOTOPIQUE DES EAUX DU BASSIN D'ETUDE

Figure VI.1. *Diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$ des précipitations pour les stations de la zone d'étude* 185
Figure VI.2. *Teneurs en oxygène-18 en fonction de la hauteur des précipitations pour les stations de la zone d'étude* 186
Figure VI.3. *Variabilités temporelles de la hauteur des pluies H (en mm) et des teneurs en oxygène-18 des événements pluvieux dans les stations locales* 188
Figure VI.4. *Droite météorique locale définie pour les stations de la zone d'étude en se basant sur les données mensuelles pondérées* 190
Figure VI.5. *Diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$ des eaux de la nappe superficielle (groupes 1 et 2) et des eaux de surface du bassin Chougafiya* 192
Figure VI.6. *Carte de répartition spatiale des teneurs en oxygène-18 des eaux souterraines de la nappe superficielle du bassin Chougafiya* 193
Figure VI.7. *Diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$ des eaux de la nappe superficielle (groupes 3 et 4) du bassin Chougafiya* 196
Figure VI.8. *Relation chlorures vs $\delta^{18}O$ des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya* 198
Figure VI.9. *Relation tritium vs chlorures des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya* 199
Figure VI.10. *Carte de répartition spatiale des teneurs en tritium des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya* 200
Figure VI.11. *Carte de répartition spatiale des activités en carbone-14 des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya* 202
Figure VI.12. *Relation activités ^{14}C vs chlorures des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya* 203
Fig. VI.13. *Carte de répartition spatiale des teneurs en carbone-13 des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya* 204
Figure VI.14. *Relation ^{14}C vs $\delta^{13}C$ des eaux de la nappe superficielle du bassin* 206

Chougafiya
Figure VI.15. *Diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$ des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 210
Figure VI.16. *Relation tritium vs chlorures des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 212
Figure VI.17. *Relation ^{14}C vs MDT des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 214
Figure VI.18. *Relation $\delta^{13}C$ vs HCO_3^- des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 215
Figure VI.19. *Relation ^{14}C vs $\delta^{13}C$ des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 216
Figure VI.20. *Diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$ des eaux des barrages collinaires* 219
Figure VI.21. *Evolution des teneurs en $\delta^{18}O$ des eaux des barrages collinaires en fonction des dates de prélèvements* 220
Figure VI.22. *Evolution des teneurs en $\delta^{18}O$ des eaux des barrages Fej1 et Defla en fonction des dates de prélèvements et des volumes d'eau stockée* 223
Figure VI.23. *Evolution des teneurs en $\delta^{18}O$ des eaux du barrage Fej2 en fonction des dates de prélèvements* 224
Figure VI.24. *Relation tritium vs $\delta^{18}O$ des eaux des barrages collinaires du bassin d'étude* 225

LISTE DE TABLEAUX

Chapitre I. CLIMAT ET HYDROLOGIE DE SURFACE DU BASSIN D'ETUDE

Tableau I.1. *Situation géographique et pluviométrie moyenne interannuelle des stations du bassin d'étude* 12
Tableau I.2. *Fréquence des vents en fonction de la vitesse (Bouzaine et Lafforgue, 1986)* 18
Tableau I.3. *Caractéristiques physiques des bassins versants des principaux oueds du bassin d'étude (Frigui, 1985)* 21
Tableau I.4. *Apport des bassins versants des principaux oueds du bassin d'étude* 25

Chapitre III. ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU SYSTEME AQUIFERE BASSIN D'ETUDE

Tableau III.1. *Bilan hydraulique des nappes du système aquifère de Chougafiya* 88

Chapitre VI. ETUDE ISOTOPIQUE DES EAUX DU BASSIN D'ETUDE

Tableau VI.1. *Temps de résidence des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya* 208
Tableau VI.2. *Temps de résidence des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya* 218

ANNEXES

Tableau IV.1. *Caractéristiques des barrages collinaires du bassin d'étude*
Tableau V.1. *Caractéristiques chimiques et isotopiques des eaux de surface et des eaux souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya*
Tableau V.2. *Caractéristiques chimiques et isotopiques des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*
Tableau V.3. *Caractéristiques chimiques et isotopiques des eaux des barrages collinaires*

INTRODUCTION GENERALE

Les environnements arides à semi arides sont connus pour l'extrême variabilité spatio-temporelle des processus hydrologiques, reflet de l'irrégularité des phénomènes météorologiques, souvent sensiblement accrue par l'hétérogénéité des conditions de surface comme la topographie, la végétation et les propriétés du sol (Scanlon *et al*., 2006).

Les événements pluvieux producteurs d'écoulement sont rares et souvent intenses, et leur grande hétérogénéité est toujours difficile à appréhender. La répartition des précipitations entre infiltration immédiate dans les premières couches du sol et ruissellement est tout aussi hétérogène dans le temps et l'espace (Alazard, 2013). L'infiltration dépend, entre autres, de l'intensité des événements et les relations entre les quantités précipitées et infiltrées ne sont pas linéaires. Les écoulements de surface les plus importants pour l'hydrologue sont donc difficiles à prévoir et à maîtriser, et généralement insuffisantes pour satisfaire les besoins des populations. Les eaux souterraines constituent donc souvent la principale ressource en eau exploitable, sinon la seule, et elles sont largement mises à contribution pour soutenir le développement urbain, agricole, ou industriel (Le Goulven *et al*., 2009).

Les eaux souterraines constituant l'élément clef du développement de la plupart des zones arides à semi arides, l'identification des processus de recharge dominants et leur quantification est un point essentiel pour l'analyse hydrologique. Il est classiquement admis que la recharge directe devient moins importante quand l'aridité augmente, jusqu'à devenir nulle face aux mécanismes de recharge indirecte localisée, comme dans les dépressions topographiques, les lits mineurs des oueds, les lacs permanents et temporaires ou au piémont des reliefs, mais aussi par les retours d'irrigation ou les pertes dans les canaux d'irrigation (Alazard, 2013). Selon les situations, ces modes de recharge complexes peuvent évoluer dans le temps et dans l'espace de manière très variable, notamment sous l'effet du colmatage.

Les hydrosystèmes semi arides les plus vulnérables sont ceux où les nappes phréatiques sont les plus sollicitées : facilement exploitables et rechargées, elles sont aussi les plus sensibles aux pollutions. Cet aspect de contamination est d'une importance capitale pour la gestion future des ressources fragiles (Scanlon *et al*., 2006).

Les nappes du bassin Chougafiya (Tunisie centrale), objet de cette thèse, comme d'autres régions arides à semi arides, représentent un exemple de nappes soumises à des contraintes anthropiques et climatiques sévères. Ces nappes se trouvent depuis une trentaine d'années sous l'influence d'une forte anthropisation engendrant une surexploitation des ressources hydriques pour satisfaire la demande accrue pour l'irrigation et l'alimentation en eau potable. Cet état a considérablement influencé le fonctionnement hydrodynamique de ces nappes provoquant ainsi une forte baisse du niveau piézométrique et parfois une détérioration de la qualité chimique des eaux. Ceci est clairement observé dans la nappe phréatique de Chougafiya où une invasion des eaux minéralisées à partir de la nappe adjacente d'une Sabkhas continentale, localement appelée « Sabkhas El Batène », s'est produite suite à la surexploitation des ressources en eau dans cette région.

En réponse à ce problème de déficit en eau, les autorités en charge de la gestion des eaux en Tunisie ont mis en place au début des années 90 en Tunisie centrale une Stratégie de Mobilisation des Eaux de Surface, qui vise à construire de nombreux grands barrages, petits barrages collinaires, et d'autres structures pour la recharge des aquifères et l'irrigation. En effet, entre 1994 et 2006, 13 barrages collinaires et 13 lacs collinaires ont été édifiés sur les principaux cours d'eau dans la partie amont du bassin d'étude pour le stockage de l'eau, l'irrigation, la protection, mais surtout pour la recharge des nappes surexploitées. De nombreux projets de conservation des eaux et du sol ont été également projetés.

Plusieurs investigations basées sur l'hydrogéologie et l'hydrochimie, ont déjà traité l'impact des réservoirs collinaires sur l'hydrodynamisme et la recharge des nappes souterraines dans le bassin méditerranéen (e.g. Armengol *et al*., 1994 ; Marc *et al*., 1996 ; Stigter *et al*., 1998 ; Prinz, 1999). Cependant, peu d'études ont abordé cet aspect en utilisant l'hydrologie isotopique en Tunisie (Montoroi *et al*., 2002 ; Gay, 2004 ; Grünberger *et al*., 2004 ; Ben Ammar *et al*., 2006 ; Belhaj Salem *et al*., 2012 ; Alazard, 2013).

La construction des barrages collinaires a eu des impacts sur les processus hydrologiques et hydrogéologiques de la région. Les eaux des oueds qui rechargeaient autrefois le bassin par l'étale des crues sont désormais bloquées au niveau de ces ouvrages hydrauliques. Cette modification du fonctionnement hydrologique a entraîné une perte significative de l'eau par évaporation et concentre la recharge à l'extrême amont du bassin, accentuant le déséquilibre piézométrique des nappes. A cela s'ajoute la diminution des écoulements des oueds, constatée depuis les années 1990 (Leduc *et al*., 2004). La baisse de la pluviométrie observée entre 1976 et 1989 a été évoquée comme une cause majeure de

cette diminution des volumes écoulés, mais aussi la surexploitation des aquifères en amont induisant une infiltration accrue depuis les lits des oueds (Kingumbi *et al.*, 2004). D'autres études mettent en cause la multiplication des ouvrages de conservation des eaux et des sols qui bloquent une grande part des écoulements du bassin versant.

Depuis la mise en eau des barrages collinaires dans le bassin de Chougafiya, il a été constaté que ces ouvrages hydrauliques perdent une grande partie de leurs eaux par évaporation ou par infiltration (pour certains barrages situés sur les affleurements carbonatés du bassin) ; d'autres, sont colmatés conséquence de l'importance des apports solides.

Face à cette situation, la grande question qui se reste poser concerne l'efficacité de ces aménagements hydrauliques sur la recharge et notamment celle incontrôlée par les fuites sur les nappes en aval, notamment la nappe superficielle de Chougafiya, qui ne cesse de voir ces niveaux piézométriques s'abaisser.

Ainsi, le présent travail, qui s'inscrit dans le cadre d'une coopération entre le Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement (LRAE) de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax (ENIS) et le Commissariat Régional au Développement Agricole de Kairouan (arrondissements RE et CES), a été réalisé pour tenter d'examiner l'impact de ces aménagements sur le fonctionnement hydrodynamique des nappes de ce bassin d'une façon générale, et de s'efforcer d'apporter des réponses à la recharge en particulier.

Le principal objectif de cette thèse est d'apporter une meilleure compréhension du fonctionnement hydrodynamique du système aquifère de Chougafiya (Tunisie centrale) et surtout essayer de comprendre les modalités de la recharge ainsi que son importance à travers ces aménagements hydrauliques. La démarche suivie se base sur l'analyse des traceurs hydrochimiques et surtout isotopiques les plus fréquemment utilisés en hydrogéologie (isotopes de la molécule d'eau et du carbone dissous dans les eaux).

Ces différents isotopes viennent compléter positivement les études géologiques, structurales et hydrogéologiques antérieures afin de :

- Vérifier l'hypothèse avancée par Amrhein (1981) concernant la fermeture du bassin hydrogéologique de Chougafiya ;
- Présenter l'état piézométrique actuel des nappes et établir des bilans estimatifs des ressources en eau des systèmes aquifères du bassin d'étude ;
- Etudier l'impact de la recharge artificielle des nappes induite par les eaux des lâchers des barrages collinaires ;

- Comprendre et discuter les interactions géochimiques entre les différents compartiments (eaux de pluie, eaux de surface et eaux souterraines) ;
- Mettre en évidence la contribution de l'invasion des eaux minéralisées de la nappe de la Sabkhas à la salinisation de l'aquifère phréatique de Chougafiya ;
- Déterminer le signal isotopique de la fonction entrée véhiculée par la pluie pour connaître les conditions climatiques qui régnait au moment de la recharge ;
- Suivre les variations saisonnières de la signature géochimique des retenues collinaires ;

Cette étude est structurée en six chapitres :

- Le premier chapitre vise à présenter les caractéristiques climatiques et hydrologiques de la zone d'étude ;
- Le deuxième chapitre est consacré à l'étude géologique ;
- Le troisième chapitre s'intéresse à l'étude hydrogéologique. Il a pour objectif de caractériser la géométrie, l'extension et le fonctionnement hydrodynamique des réservoirs, et de discuter les possibilités de communications hydrauliques du système aquifère de Chougafiya avec les nappes des bassins limitrophes ;
- Le quatrième chapitre présente une étude de gestion des eaux de surface à travers les aménagements hydrauliques ;
- Le cinquième chapitre est réservé à déterminer les caractéristiques physico-chimiques et hydrochimiques des eaux souterraines et de surface, le faciès chimique, ainsi que les mécanismes de la salinisation des eaux ;
- Le sixième chapitre vise à travers l'approche isotopique, à identifier l'origine et les modes de recharge des eaux souterraines et à estimer leurs temps du séjour;
- Cette étude se termine par une synthèse et conclusion générale.

Chapitre I. CLIMAT ET HYDROLOGIE DE SURFACE DU BASSIN D'ETUDE

I. Localisation géographique

Le bassin hydrologique de Chougafiya appartient à la Tunisie centrale. Il couvre une superficie d'environ 809 km². Il est situé à 20 km à l'Ouest de Kairouan (Fig. I.1).

La zone d'étude est représentée par la plaine de Chougafiya, constituée par une vaste cuvette à remplissage Mio-plio-Quaternaire, limitée au Nord-Ouest par le synclinal Ain Bou Mourra, à l'Ouest par le synclinal de Ain Jeloula et au SO par le synclinal de Chérichira (Fig. I.1).

Topographiquement, le bassin hydrologique de Chougafiya s'étend entre (Fig. I.2) :

Latitude Nord : 39G 57' et 40G 07'.

Longitude Est : 08G 25' et 08G 55'.

Il est cerné par les systèmes limitrophes du Kairouannais (Fig. I.1) :

- La cuvette de Sisseb El Alem au Nord-Est ;
- La plaine de Kairouan au Sud et au Sud-Est;
- Le synclinal d'Ouesslatia à l'Ouest.

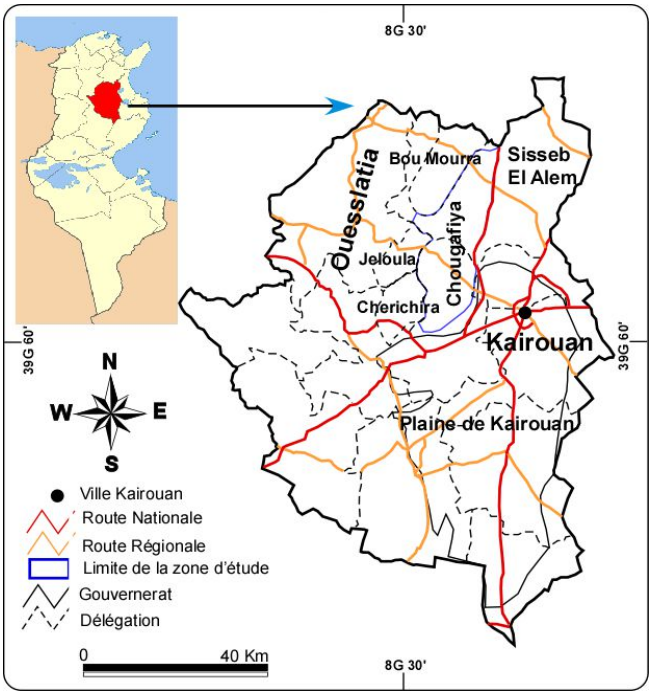
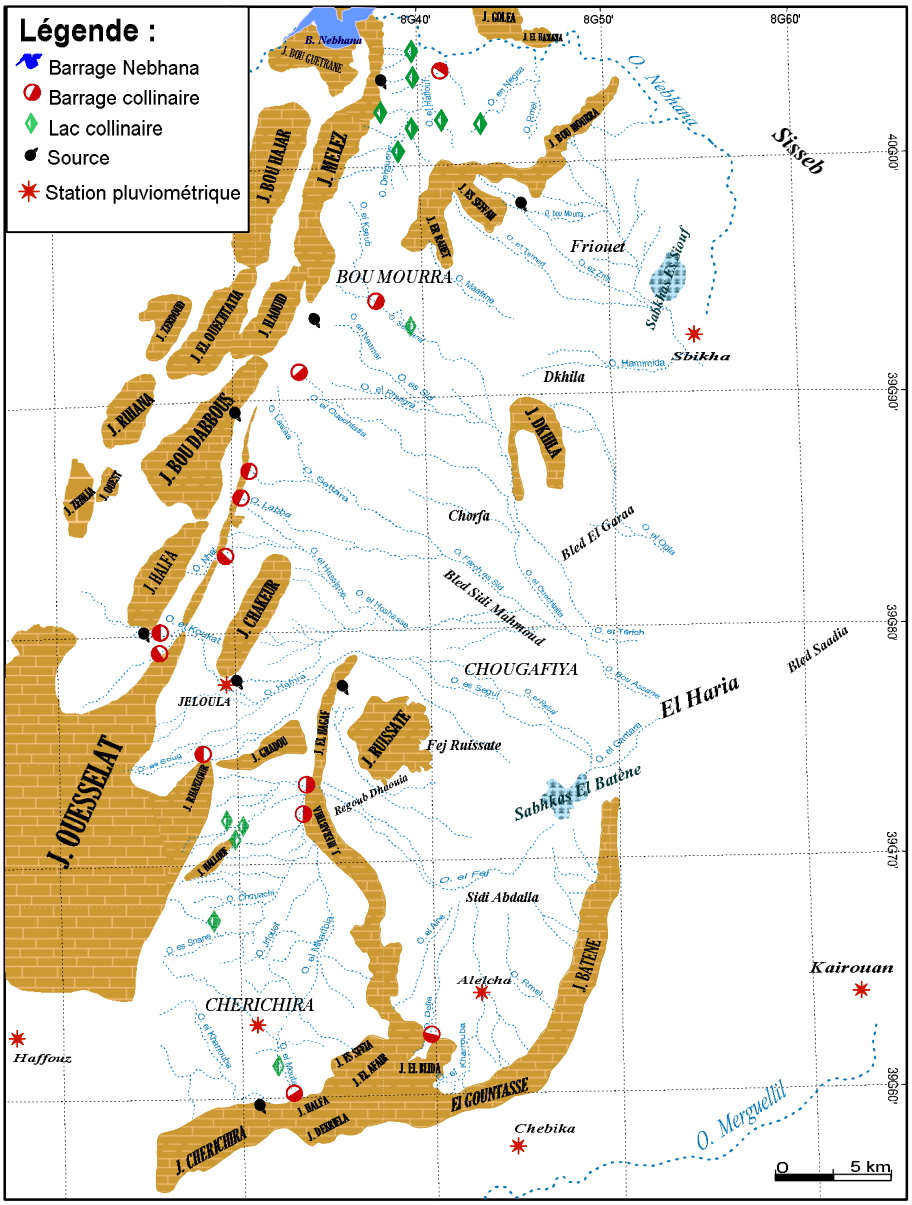


Figure I.1. *Carte de localisation des nappes de Kairouan*

De point de vue géomorphologique, cette région s'étend entre les deux axes d'oued Nebhana au Nord et oued Merguellil au Sud (Fig. I.2). Elle est limitée à l'Ouest par les affleurements d'âge Secondaire et Tertiaire de l'Atlas central. Vers l'Est, la zone est bordée par des dépressions (El Haria, Sabkhas Es Siouf et Sabkhas El Batène) qui jouent le rôle d'exutoires naturels pour les eaux de ruissellement.



Source : Assemblage des cartes topographiques N°48, 55, 56, 62 et 63 au 1/50 000

Figure I.2. *Carte de localisation de la zone d'étude*

II. Situation socio-économique de la zone d'étude

Le centre de la Tunisie, malgré son climat semi aride et notamment la très forte variabilité des précipitations, représente la zone qui enregistre le plus fort développement

agricole potentiel, entre un Nord déjà bien exploité et un Sud trop aride. A l'intérieur de ce domaine géographique, le bassin de Chougafiya dispose de plusieurs aquifères, atout essentiel pour compenser l'impact des fluctuations climatiques. Les problèmes rencontrés dans cette région (ressources variables et limitées, usages croissants, faible contrôle de l'accès à l'eau, etc.) sont des questions rencontrées sur l'ensemble du bassin méditerranéen (Leduc *et al.,* 2004). A cet égard, le bassin d'étude peut être considéré comme un cas typique. Cette zone bénéficie de financements de plusieurs projets et programmes (en coopération, entre autres, avec la Communauté Européenne) appuyant le développement socio-économique de la région. Leurs domaines d'intervention sont axés essentiellement sur l'exploitation des ressources naturelles, notamment ressources hydrauliques, sur l'amélioration des conditions de vie et sur la création de sources de revenus (Bachta *et al*., 2005). Actuellement, les grands axes de recherche sont l'étude de la nouvelle répartition de la ressource et l'impact des différents types d'aménagements et l'utilisation qui en est faite de la ressource (valorisation de l'eau). En conséquence la plupart des études effectuées sur cette zone ont été menées dans le cadre d'aménagements intégrés, notamment la mise en place des retenues d'eaux et leur protection amont contre l'envasement par les méthodes de lutte antiérosive. Cependant, aucune étude de mesure d'impacts et d'évaluation des retombées économique, environnemental… n'a eu lieu (Bachta *et al*., 2005). En fait, un grand barrage, 13 barrages collinaires, 13 lacs collinaires, 20 ouvrages de recharge et 40 ouvrages d'épandage ont été construit dans la zone d'étude dans le cadre de plusieurs stratégies nationales. Plus récemment, les aménagements destinés à la conservation des eaux et des sols se sont multipliés sur l'ensemble du bassin versant. Le fonctionnement hydrogéologique est de ce fait très sensiblement bouleversé. De plus, l'infiltration des eaux des oueds lors des crues était probablement la principale source d'alimentation des nappes des bassins de Kairouan. Mais, depuis la construction des retenues, cette recharge a été largement modifiée (Gay, 2004 ; Leduc *et al.,* 2007 ; Ben Ammar *et al.,* 2006 ; Kacem, 2008 ; Jeribi *et al.,* 2012 ; Belhaj Salem *et al.,* 2012 ; Alazard, 2013). L'importance socio-économique de la maîtrise régionale des eaux est évidente. Malgré ces mesures, le bilan offre/demande est toujours déficitaire. En effet, la demande en eau n'a pas cessé de croitre, conséquence de l'augmentation de la population et du développement économique, mais surtout de l'intensification de l'agriculture, de très loin le principal consommateur d'eau (environ 80 %). Donc, l'évolution démographique majeure et les risques des changements climatiques conduisent à renouveler et à amplifier les discussions concernant les aménagements hydrauliques de la zone d'étude. Il convient de suivre tant qu'il est possible

à des politiques d'aménagements intelligentes (pluridisciplinaires, valorisant les meilleures connaissances et compréhension des systèmes aquifères) et à l'échelle des enjeux en favorisant la régulation de la demande et l'optimisation de l'existant (Bachta *et al.,* 2005).

III. Climat du bassin d'étude

III.1. Circulation atmosphérique générale

La Tunisie est située dans une zone de transition, ouverte aux influences du Sahara et de la Méditerranée. Cette région est caractérisée par une variabilité climatique importante qui est liée au système de circulation atmosphérique (tropical et polaire) et aux facteurs géographiques (Henia, 1993; El Melki, 1996).

La météorologie, et notamment le régime pluviométrique de la Tunisie, est contrôlée par l'influence de plusieurs masses d'air (El Melki, 1991, 1996) : (1) masse d'air polaire maritime originaire de l'Atlantique Nord (Pm), (2) masse d'air polaire maritime en provenance de l'Europe orientale et la Sibérie (origine continentale) (Pm(c)), (3) masse d'air tropical continental provenant des Açores (origine maritime) (Tc(m)), (4) masse d'air tropical continental sec provenant du Sahara occidental et central de l'Afrique (Tc(s)) et (5) masse d'air tropical maritime en provenance du Sahara oriental ou de l'Arabie (origine continentale) (Tm(c)).

Dans l'ensemble, les masses d'air qui dominent dans la région sont : Pm, Tc(s)) et (Tm(c)). L'étendue maximale des trajectoires des masses d'air est schématisée sur la figure I.3.

L'importance relative des différentes masses d'air en Tunisie est modulée par la migration saisonnière du front polaire et des anticyclones subtropicaux.

En hiver, les masses d'air froid et humide (Pm) venant du Nord (parfois se rechargeant en Méditerranée) dominent dans la région, tandis que les masses d'air sec (Tc(s)) (qui ont traversé le Sahara) migrent vers le Sud. La Tunisie se trouve alors au Nord du Jet Stream et elle est soumise aux influences polaires.

En été, la situation se renverse, les masses d'air continental sec (Tc(s)) dominent, tandis que les masses d'air humide (Pm) se déplacent vers le Nord. Par conséquent, la région se trouve exposée aux influences de la rive Sud du Jet Stream et les influences tropicales prennent le dessus.

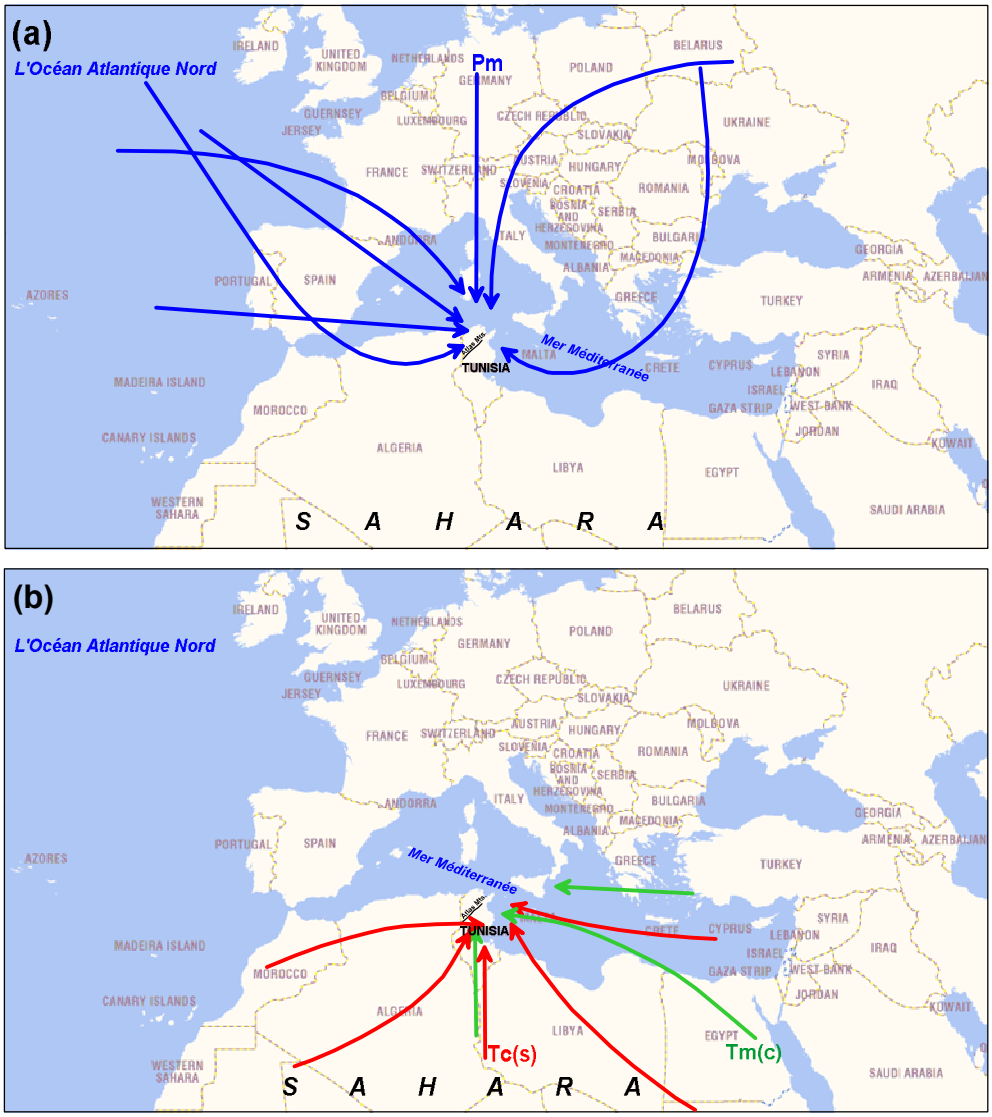


Figure I.3. *Représentation schématique des principales trajectoires des masses d'air contrôlant les conditions météorologiques et le régime des précipitations en Tunisie : (a) masses d'air polaire maritime (Pm) (flèche bleue) ; (b) masses d'air tropical continental (Tc(s)) (flèche rouge) et masses d'air tropical maritime (Tm(c)) (flèche verte) (El Melki, 1996, modifiée)*

En général, les précipitations se produisent lorsque l'épaisseur de la masse d'air polaire (Pm) est suffisamment grande dans la troposphère. Mais, quand cette dernière est surmontée par l'air tropical continental (Tc(s)), ce qui est le cas le plus fréquent en Tunisie, l'air chaud et sec provoque rapidement le blocage des mouvements convectifs induits par le Pm. Ce type de combinaison explique la pénurie pluviométrique en Tunisie (El Melki, 1991, 1996).

El Melki (1996) suggère que la variabilité annuelle des combinaisons des masses d'air, celles du caractère thermodynamique de la masse d'air et aussi l'épaisseur de la structure de l'air représentent les causes fondamentales de l'irrégularité des précipitations et du climat en Tunisie.

Un trait caractéristique du climat régional est le contraste dans la distribution spatiale des précipitations annuelles du Sud vers le Nord. Pour cette raison, la Tunisie englobe un large éventail de climats : climat aride continental (saharien) dans le Sud (précipitations annuelles moins de 100 mm), semi-aride à aride au centre (précipitations annuelles entre 200 et 400 mm) et humide ou méditerranéen dans la zone Nord-Ouest avec des précipitations annuelles supérieures à 1000 mm (Figs. I.4a, I.4b). En outre, toute la région est caractérisée par une grande variabilité saisonnière de la température.

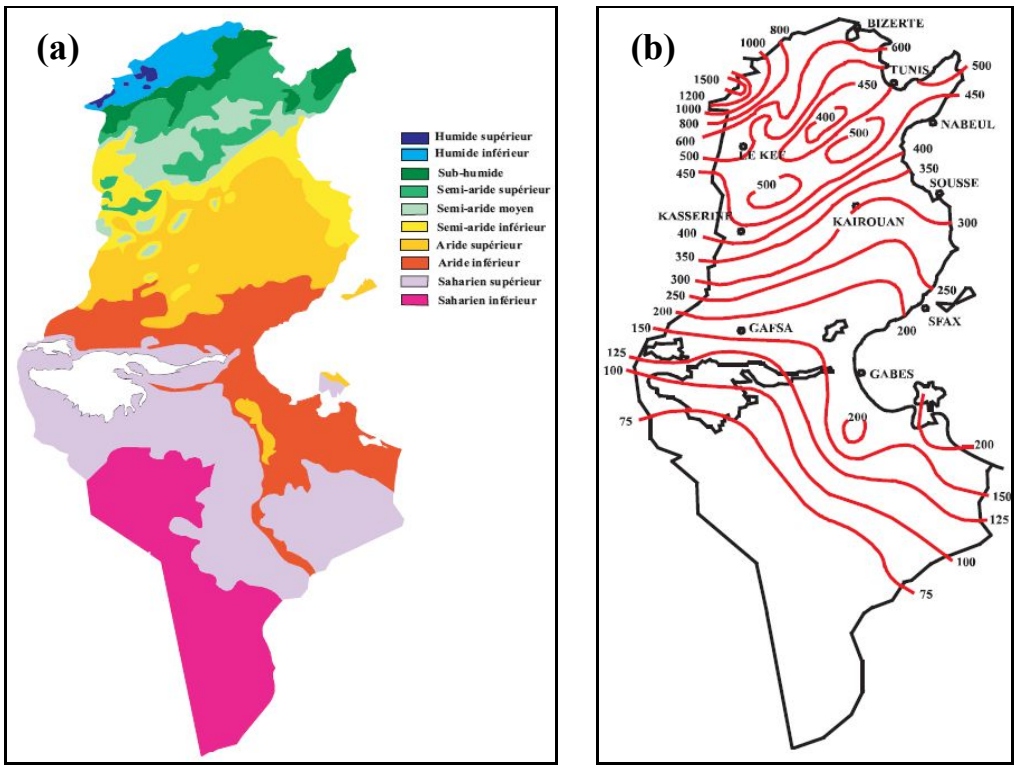


Figure I.4. *Répartition géographique des zones climatiques (a) et des pluies moyennes annuelles en Tunisie (b)*

Deux facteurs géographiques agissent de concert avec les conditions de la circulation atmosphérique pour déterminer les contrastes importants dans la répartition spatiale des pluies en Tunisie : (i) l'étirement du pays en latitude qui le met en contact avec

la Méditerranée au Nord et le Sahara au Sud et (ii) l'orientation des grands axes des reliefs (Henia, 1993).

En fait, la géomorphologie caractéristique de la Tunisie joue un rôle central dans la climatologie régionale. La plupart des zones de basse altitude du centre et du Sud de la Tunisie sont arides en raison du blocage de l'humidité par les reliefs Atlasiques (orientation générale SO-NE) autour de la région (Fig. I.5). Par conséquent, ces zones se situent à l'abri relatif par rapport aux flux humides du NO derrière le relief de la Tunisie septentrionale. Cette topographie permet l'intégration des masses d'air sahariennes dans la circulation atmosphérique des régions centrales et méridionales (Fig. I.3b). Cependant, les zones de haute altitude (situées dans le Nord-Ouest) interceptent un taux d'humidité considérable en raison de l'effet d'altitude et des changements de température (Fig. I.5).

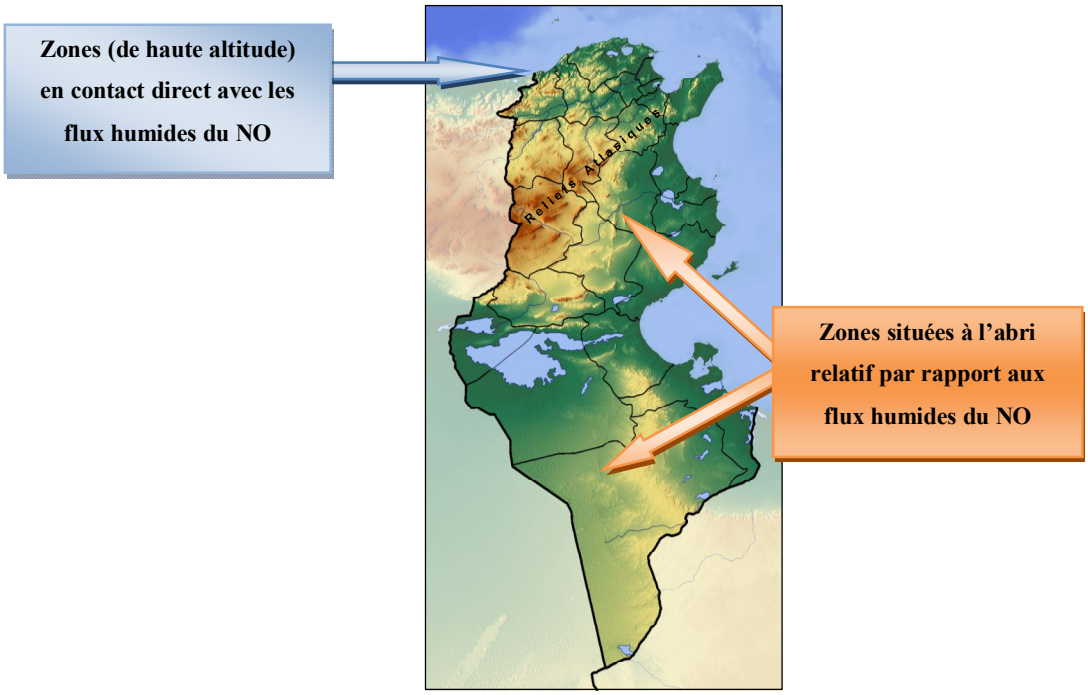


Figure I.5. *Répartition géographique des zones par rapport aux flux dominants*

En général, les précipitations sont fortement influencées par l'altitude et la latitude et elles sont inégalement réparties tout au long de l'année. Les flux humides dominants proviennent du secteur Nord-Ouest (Fig. I.3a). Cette source est probablement la plus importante en Tunisie, avec un maximum de précipitation concentré sur l'extrême NO (1500 mm) (Fig. I.4b) qui est en contact direct avec le bassin occidental de la Méditerranée et à proximité des régions génératrices de perturbations sur cette mer.

III.2. Les paramètres du climat dans la zone d'étude

III.2.1. La pluviométrie

III.2.1.1. La pluviométrie annuelle

Les données pluviométriques sont collectées à partir des stations situées dans le bassin d'étude (Fig. I.2): station de Jeloula, station de Sbikha, station de Chérichira et station de Chebika (Tab. I.1).

Tableau I.1. *Situation géographique et pluviométrie moyenne interannuelle des stations du bassin d'étude*

N° Station	Station	Latitude	Longitude	Altitude (m)	P moyenne (mm)	Période d'observation
60169	Jeloula	39G 78' 00"	08G 31' 00"	175	332,3	34
65752	Sbikha	39G 92' 60"	08G 54' 28"	67	310,8	34
61624	Chérichira	39G 59' 70"	08G 33' 30"	321	278,7	34
64407	Chebika	39G 57' 90"	08G 47' 02"	110	285,1	34

Source: CRDA Kairouan

La zone d'étude est située entre les isohyètes annuelles 250 mm et 350 mm (Fig. I.4b). Les pluies sont généralement peu abondantes et très irrégulières dans le temps et dans l'espace. En effet, la pluviométrie moyenne annuelle calculée sur la période allant de 1978 à 2012 est de 301,7 mm avec une grande variabilité interannuelle.

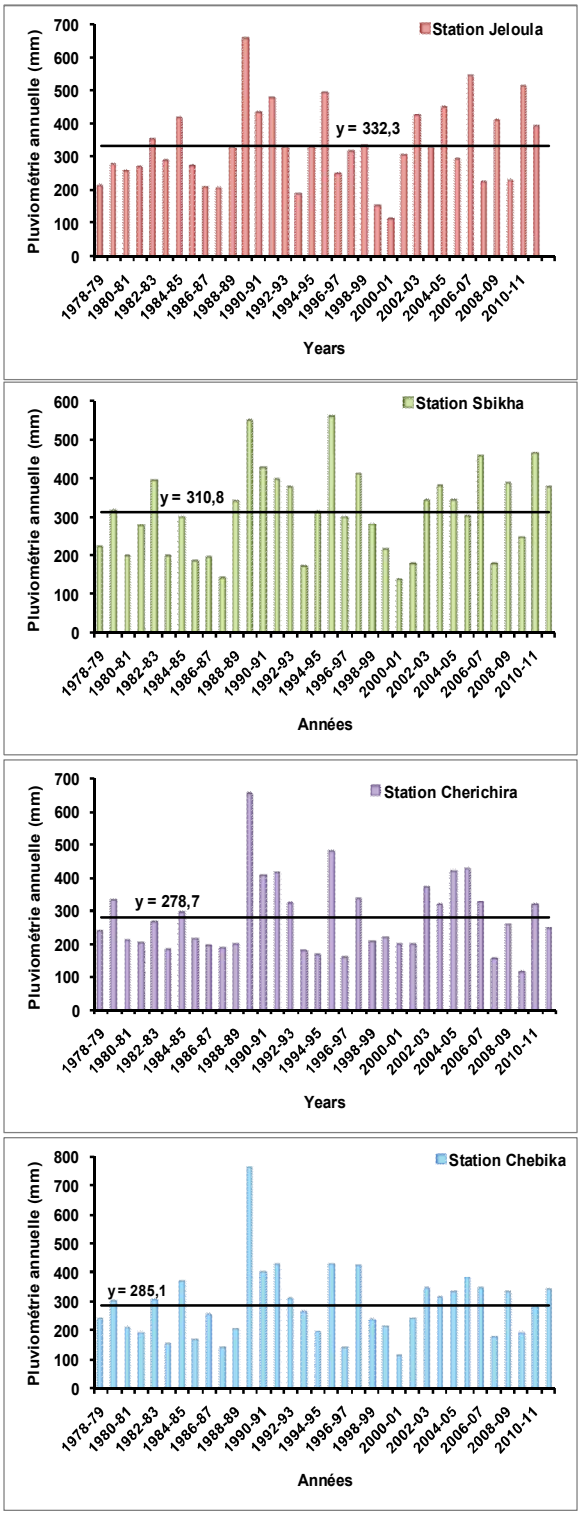
Les valeurs de précipitations oscillent entre un minimum de 113,7 mm (2000-2001) enregistré à la station de Chebika et un maximum de 756,1 mm (1989-1990) enregistré à la même station (Fig. I.6).

Les années 1989/1990, 1991/1992, 1995/1996 et 2010/2011 semblent être les plus humides avec une moyenne de 534 mm enregistrée à la station de Jeloula. Concernant la station de Sbikha, la moyenne des précipitations calculée pour les années les plus humides (1989/1990, 1995/1996, 2006/2007 et 2010/2011) est de l'ordre de 507 mm. De même pour la station de Chérichira Ecole, on a enregistré une moyenne de 564,5 mm durant les années : 1989/1990 et 1995/1996. La valeur maximale (756,1 mm) est enregistrée à la station de Chebika pendant 1989-1990.

Cependant, les années les plus sèches sont 1999/2000 et 2000/2001, la moyenne enregistrée à la station de Jeloula est de 136,5 mm. La station de Chérichira a enregistré une moyenne de 139,5 mm pendant les années 2007/2008 et 2009/2010. Tandis qu'à la

station de Sbikha, la moyenne est de 140 mm calculée à partir des années 1987/1988 et 2000/2001.

Concernant la station de Chebika, la moyenne est de 132,4 mm calculée pour les années (1987/1988, 1996/1997 et 2000/2001).



Source : CRDA Kairouan

Figure I.6. *Variation des précipitations annuelles dans le bassin d'étude (1978-2012)*

III.2.1.2. La pluviométrie mensuelle et saisonnière

Les précipitations mensuelles enregistrées au niveau des 4 stations durant 34 années montrent que les mois les plus arrosés sont : septembre, octobre et janvier, tandis que les mois les plus secs sont : juin et juillet (Fig. I.7).

La moyenne mensuelle maximale des précipitations a été signalée pendant le mois de septembre avec une valeur de 46 mm enregistrée à Jeloula située dans la partie Ouest du bassin. La moyenne mensuelle minimale, de l'ordre de 2,8 mm, a été enregistrée pendant le mois de juillet à Sbikha.

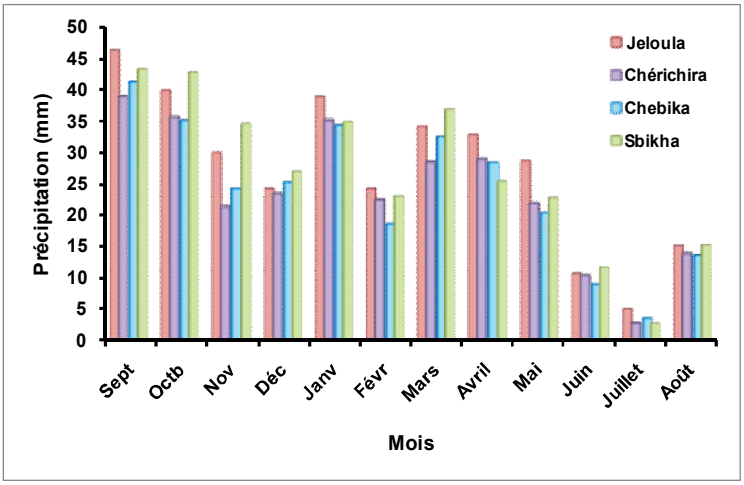


Figure I.7. *Variation des précipitations mensuelles aux stations du bassin d'étude (1978-2012)*

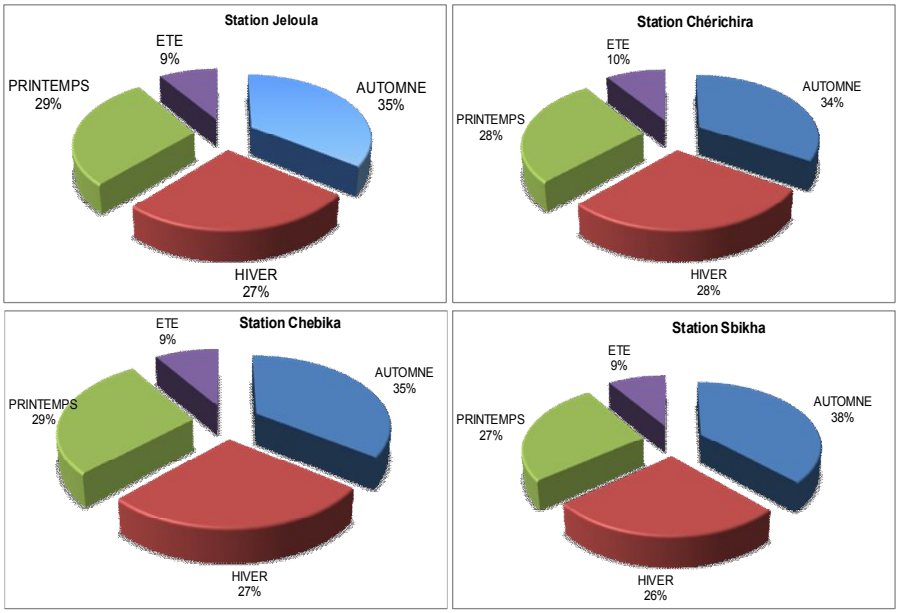


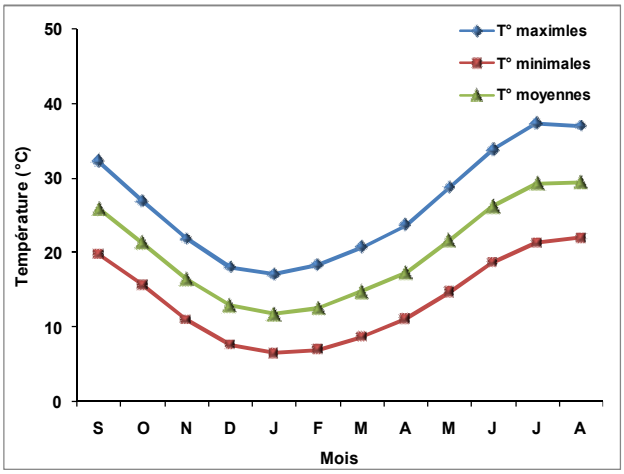
Figure I.8. *Variation des précipitations saisonnières aux stations du bassin d'étude (1978-2012)*

L'étude de la répartition saisonnière de la pluviométrie depuis 1978 jusqu'au 2012, montre que l'automne est la saison pluvieuse avec une moyenne de 107,7 mm. Ces pluies contribuent avec 33,9 à 37,6 % dans l'apport annuel moyen. Cependant, l'été est la saison sèche avec une moyenne de 28,2 mm. En fait, les pluies ne participent qu'avec 9 %. Ce régime pluviométrique caractérise généralement la Tunisie centrale (Fig. I.8).

III.2.2. La température

Dans le cadre de cette étude, on dispose des données de température relevées à la station météorologique de Kairouan (Kairouan SM).

La température moyenne interannuelle de l'air enregistrée est de l'ordre de 19,8°C. En effet, la moyenne des températures annuelles maximales est de 26,2°C, alors que la moyenne des minima est de 13,6°C. Donc, on peut avancer que la région étudiée est caractérisée par un été chaud qui s'étend de juin à septembre et dont le mois de juillet présente la valeur maximale (37,2°C) et un hiver relativement froid qui s'étend de décembre à février avec janvier où la température est la plus basse (6,4°C) (Fig. I.9). Les variations interannuelles de températures moyennes peuvent être importantes, mais les amplitudes mensuelles sont remarquablement constantes (Amrhein, 1981 ; Henia, 1993).



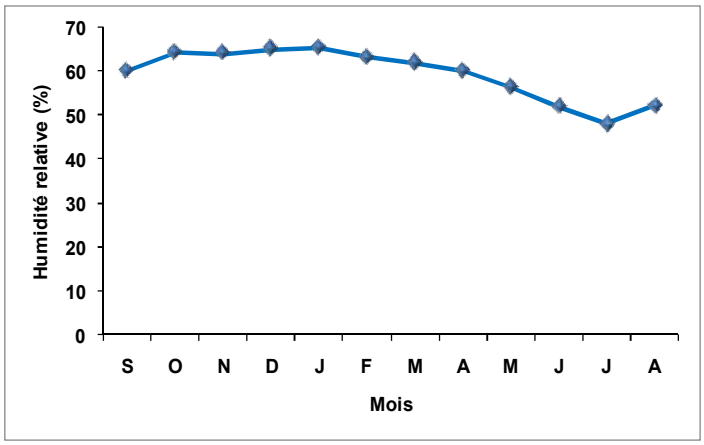
Source : Station Kairouan SM

Figure I.9. *Variation des températures moyennes, minimales et maximales à la station de Kairouan SM (1950-2012)*

III.2.3. Humidité relative de l'air

L'humidité relative de l'air est un facteur climatique qui dépend de la température et des précipitations de la région. Elle est très variable en fonction des saisons. Le suivi de l'humidité relative de l'air au niveau de la station Kairouan montre qu'au cours de la

période 1950-2012, la moyenne interannuelle est de l'ordre de 59,4 %. En effet, elle est maximale au mois de janvier (65,3 %), alors qu'elle est minimale au mois de juillet (48,2 %) (Fig. I.10).



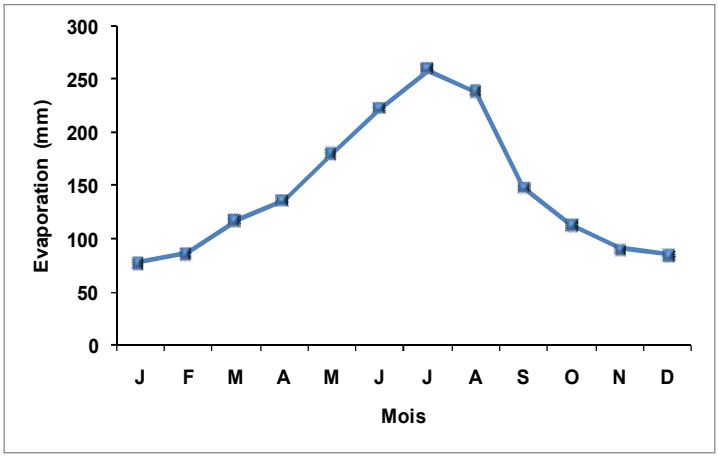
Source : Station Kairouan SM

Figure I.10. *Variation de l'humidité relative à la station de Kairouan SM (1950-2012)*

III.2.4. L'évaporation

L'évaporation dépend essentiellement de la température, du vent et de l'humidité atmosphérique. L'évaporation à la station de Kairouan est élevée en été alors qu'elle est minimale pendant l'hiver. L'évaporation « Piche » totale annuelle est de l'ordre de 1747 mm.

L'ampleur de l'évaporation se manifeste à partir du mois de mai. Entre mai et août, 50 % des quantités s'évaporent. Le taux est maximal en juillet, il est de l'ordre de 258 mm, alors qu'il est minimal en décembre, janvier et février, avec environ 78 mm en janvier (Fig. I.11).



Source : CRDA Kairouan

Figure I.11. *Variation de l'évaporation Piche à la station de Kairouan SM (1991-2012)*

III.2.5. L'évapotranspiration

- Evapotranspiration réelle (ETR)

Elle représente la somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et par les plantes, quand le sol est à une certaine humidité et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire spécifique. On s'est basé sur la formule de Turc pour déterminer ce paramètre :

$ETR\ (mm/an) = P_{moy} / (0,9 + P^2_{moy} / L^2)^{1/2}$

Avec :

$P_{moy} = 301,7$ mm;

$L = 300 + 25.T + 0,05.T^3$;

T = température moyenne annuelle = 19,8°C.

L'ETR est de 307 mm/an pour la zone d'étude. Elle varie en fonction des pluies et de la température moyenne annuelle.

- Evapotranspiration potentielle (ETP)

L'évaporation potentielle ETP, est définie comme étant le pouvoir évaporant de l'atmosphère sur un sol avec un couvert végétal disposant de l'eau en abondance. L'ETP dépend des conditions climatiques, notamment l'ensoleillement, la température, le vent, le degré d'humidité…

L'évapotranspiration potentielle journalière est maximale en juillet, alors qu'elle est minimale en décembre (Fig. I.12).

L'ETP moyenne annuelle calculée à partir de la formule empirique de Riou (1980) et établie à partir des données des stations tunisiennes.

$ETP\ (n)\ (mm/j) = a.\ \theta\ (n) - b$

Avec

n : rang du mois ; $\theta\ (n) = 2/3\ T_{max}\ (n+1) + 1/3\ T_{max}\ (n)$;

T_{max} : la température maximale en °C.

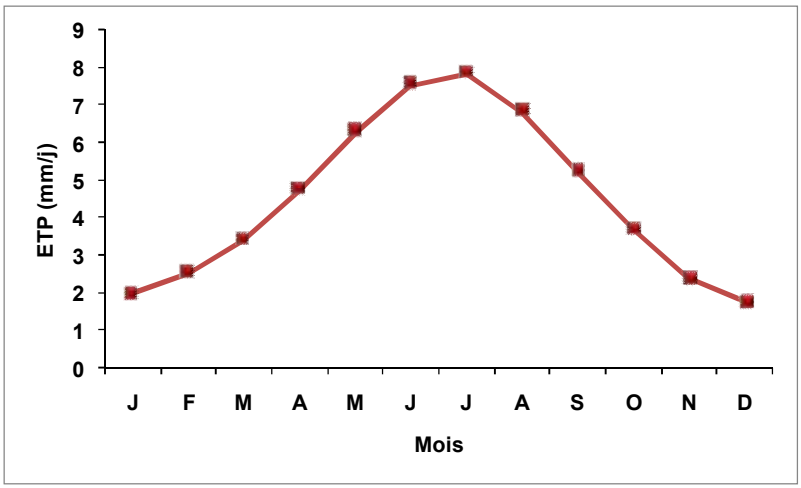
En moyenne, on prend :

a = 0,31 ; b = 7,3 – 0,1Ø ; avec Ø la latitude du lieu en degrés et dixièmes.

Pour la station de Kairouan b = 3,53.

$ETP = 0,31\ (2/3\ T_{max}\ (n+1) + 1/3\ T_{max}\ (n)) – 3,53.$

L'ETP moyenne annuelle calculée à partir de la formule de Riou est de 1627,5 mm/an.



Source : CRDA Kairouan

Figure I.12. *Variation de l'ETP journalière moyenne (1950-2012)*

III.2.6. Le vent

Le vent est un facteur climatique important, il peut renseigner sur le mode de transport des masses d'air dans la zone étudiée.

La vitesse moyenne du vent oscille entre 1,7 et 2,4 m/s et atteint son maximum au mois du juin (Fig. I.13). Les directions prédominantes du vent sont celles du N, NO et NNO fréquentes en hiver, et du NE et S fréquentes en été.

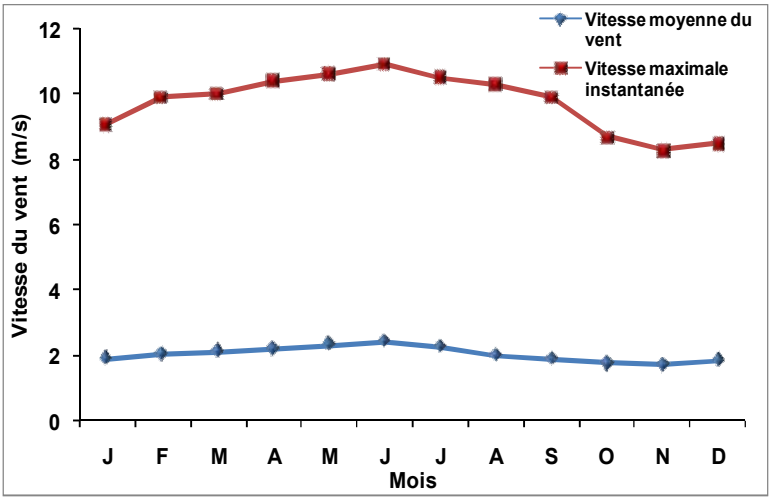
La zone d'étude est soumise à l'influence des masses d'air humides provenant de la mer Méditerranée et de l'océan Atlantique en hiver et au printemps. Cependant les masses d'air sahariennes et sèches peuvent venir influencer le climat de la région en été. En effet, le vent « Jebbali » souffle en hiver à partir des hautes terres algériennes et donne des températures glaciales, le « Sirocco », vent chaud et sec d'origine saharienne, peut se manifester à partir du mois d'avril jusqu'au mois de septembre, accompagné souvent de sable.

Tableau I.2. *Fréquence des vents en fonction de la vitesse (Bouzaine et Lafforgue, 1986)*

Vent	Calme	Faible	Moyen	Fort	Violent
Vitesse (m/s)	0 à 1	2 à 4	5 à 8	9 à 14	> 15
Fréquence (%)	30,9	38,7	26,1	4,1	0,2

Le tableau I.2 donne la fréquence des vents en fonction de leur vitesse à la station de Kairouan SM. Il en sort que la fréquence des vents faibles est relativement élevée, alors

que les vents violents ayant une vitesse supérieure à 50 km/h se manifestent rarement (Bouzaine et Lafforgue, 1986).



Source : Station Kairouan SM

Figure I.13. *Variation de la vitesse des vents moyens et maxima moyens à la station de Kairouan SM (1954-2012)*

III.2.7. Type du climat

Emberger (1930) a établi une formule simple, valable pour la région méditerranéenne. Cette formule prend en considération le fait que l'évaporation annuelle est d'autant plus élevée que l'amplitude thermique est grande.

Le diagramme pluviométrique d'Emberger permet la définition du type du climat pour une station donnée. Le quotient pluviométrique d'Emberger Q est défini par :

$Q = (2000 \times P) / ((M + m) \times (M - m))$

Avec :

P : précipitation moyenne annuelle (en mm) ;

M : Moyenne des températures maximales du mois le plus chaud en °K ;

m : Moyenne des températures minimales du mois le plus froid en °K ;

Pour le cas de la station de Kairouan, avec :

P = 301,7 mm ; M = 310,35 °K ; m = 279,55 °K ;

D'où Q = 33,2.

D'après la classification d'Emberger, notre zone d'étude se situe dans l'étage aride supérieur à hiver tempéré du climat méditerranéen (Figs. I.4a, I.14).

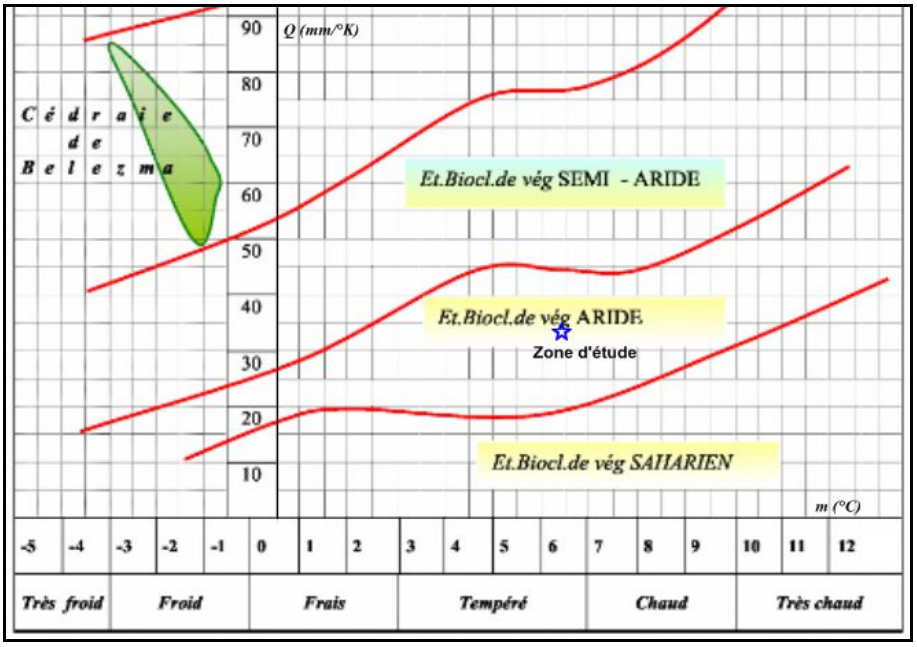


Figure I.14. *Caractéristiques du bassin d'étude sur le diagramme d'Emberger*

IV. Réseau hydrographique du bassin d'étude

IV.1. Les principaux bassins versants

L'étude hydrologique établie par Amrhein en 1981 a montré que la plaine de Chougafiya constitue un bassin évacuateur d'un grand nombre d'oueds qui se déversent des reliefs bordant la plaine dans sa partie occidentale et méridionale (Fig. I.15). En se basant sur les caractéristiques morphologiques de la zone d'étude et sur les principaux résultats de Frigui (1985), on a pu déterminer les caractéristiques morphologiques et hydrologiques des oueds du bassin (Tab. I.3).

Pour chacun des bassins versants, les paramètres suivants ont été déterminés :

- La surface S du bassin versant (en km²) ;
- Le périmètre P du bassin versant (en km) ;
- La longueur L et la largeur l du rectangle équivalent (en km) ;
- Le coefficient de Gravelius : $Kc = 0{,}28 \times P \sqrt{S}$;
- Les altitudes maximales (H_{max}) et minimales (H_{min}) ;
- L'indice de pente globale $Ig = (H_{5\%} - H_{95\%}) / L$ (en m/km).

Tableau I.3. *Caractéristiques physiques des bassins versants des principaux oueds du bassin d'étude (Frigui, 1985)*

	Oued El Hamimida	Oued El Ogla	Oued El Fej	Oued El Hamra	Oued Bou Assane	Oued El Terich
Surface (km^2)	106	36	173	156,6	189	84,3
Périmètre (km)	41,5	23,5	67	92,5	71	57,5
Kc	1,1	1,1	1,42	2,1	1,4	1,7
Longueur du rectangle équivalent (km)	12,3	8,6	27	42,5	28,8	25,5
Largeur du rectangle équivalent (km)	8,6	4,5	6,43	3,67	6,54	3,29
Altitude du point culminant H max (m)	305	160	801	800	751	647
Altitude minimale H min (m)	60	48	42	40	39	47
Indice global de pente Ig	17,6	11,1	18,6	14,7	16,4	12,1
Dénivelé spécifique Ds	180	67,3	244	184	226	111
Classe de relief Rn	assez fort	modéré	Fort	assez fort	assez fort	assez fort
Longueur du cours d'eau principal Lp	15	9	32	33	28	28

Selon les principaux cours d'eau, 9 sous bassins ont été identifiés (Fig. I.15), il s'agit des oueds : El Fej, El Hamra, Bou Assane, El Terich, El Ogla, El Hamimida, El Aine, Defla et Rmel. Ainsi, on distingue :

- ***Bassin versant d'oued Hamimida (S1) :***

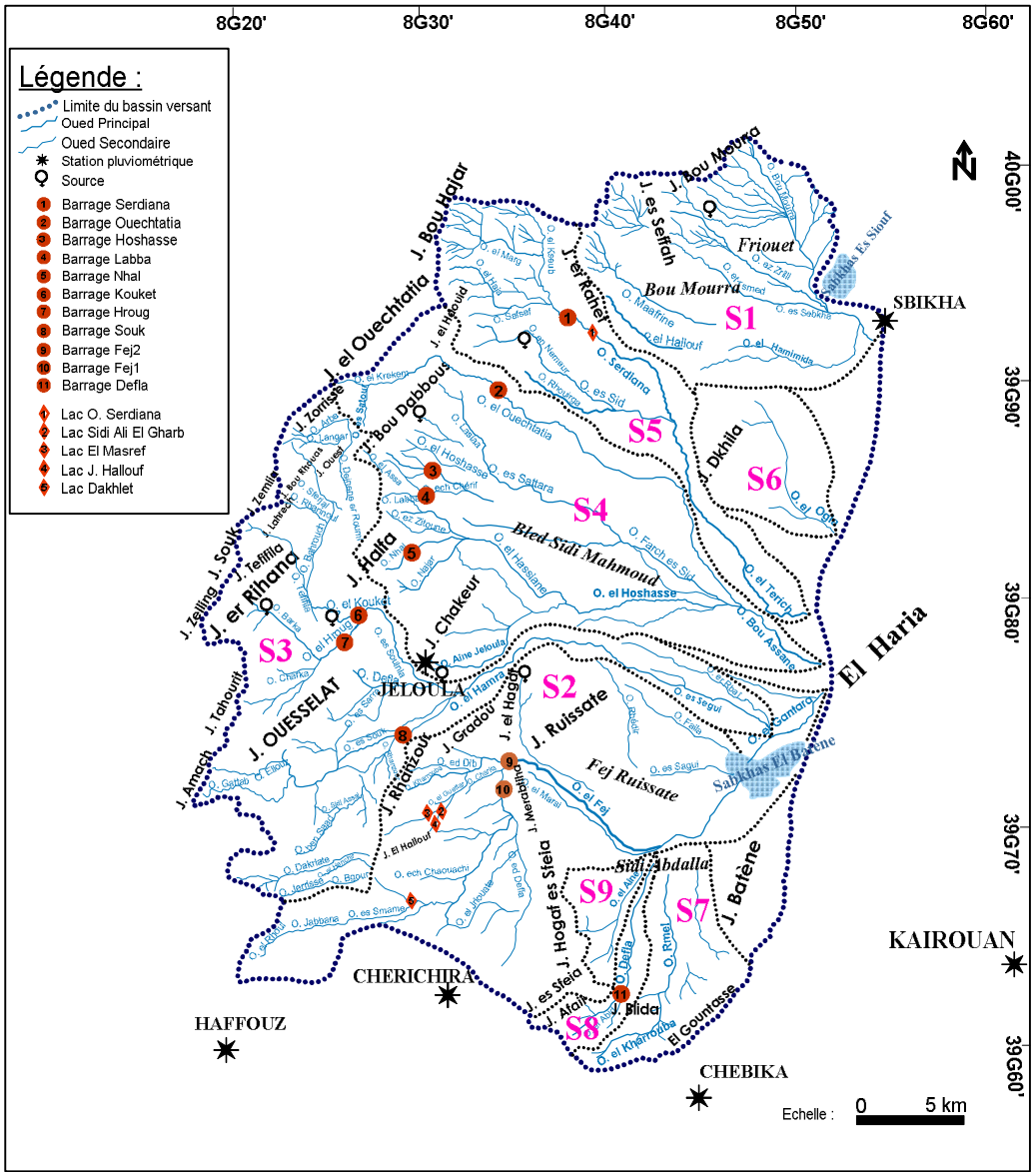
Le bassin versant de l'oued El Hamimida couvre toute la zone de Friouet. Ce bassin s'étale sur une superficie de l'ordre de 106 km² au Nord du bassin (Tab. I.3). Les principaux affluents de cet oued sont : oued Bou Mourra, oued Ez Zrilli, oued Et Tsmed et oued El Maafrine. Ils sont alimentés à partir des sources de Ain Bou Mourra et Ain Ez Zrilli. L'écoulement se fait en direction du bassin versant de Bled Sbikha (Frigui, 1985).

- ***Bassin versant d'oued El Fej (S2) :***

Ce sous bassin couvre une superficie de 173 km² et se caractérise par une pente moyenne relativement élevée (18,6 m/km). Il présente plusieurs affluents dont les plus importants sont oued Ed Defla. Au niveau du Jebel El Merabtiha, l'oued prend le nom El Fej et reçoit les affluents drainant le versant du Jebel Ruissate. Plusieurs ouvrages d'aménagement ont été exécutés. En fait, deux barrages collinaires Fej1 et Fej2 ont été

édifiés pour l'alimentation de la nappe alluviale du secteur Fej Ruissate. De plus, 4 lacs collinaires ont été réalisés afin de collecter les eaux de ruissellement : 3 lacs collinaires sont installés sur oued El Guettar et un autre sur oued Smame.

La confluence de l'oued El Fej avec l'oued El Hamra forme l'oued El Gantara qui se perd vers l'Est dans la dépression d'El Haria.



Source : Assemblage des cartes topographiques N°48,54, 55, 62 et 63 au 1/50 000

Figure I.15. *Carte des sous bassins versants de la zone d'étude*

➢ ***Bassin versant d'oued El Hamra (S3):***

Ce sous bassin s'étend sur une superficie de 156,6 km² avec un indice de compacité de l'ordre de 2,1. Il présente un réseau hydrographique qui prend naissance sur les versants des reliefs de la chaîne occidentale. Les oueds El Hroug, El Kouket et Souk représentent respectivement les principaux affluents du sous bassin d'oued El Hamra. Toutefois, depuis

la mise en place de trois barrages collinaires portant leurs noms sur ces oueds, les apports d'eau de ces oueds ont été sérieusement réduits. Vers l'aval, le réseau hydrographique devient moins dense et présente une forme allongée.

- ***Bassin versant d'oued Bou Assane (S4):***

Le bassin versant de l'oued Bou Assane couvre la superficie la plus importante de l'ensemble du bassin de Chougafiya, elle est de l'ordre de 189 km² (Tab. I.3). A l'amont de ce sous bassin, 4 barrages collinaires ont été installés sur J. Halfa et J. Bou Dabbous, ils recoupent respectivement les oueds : El Hoshasse, Labba, Nhal et El Ouechtatia. L'objectif principal de ces ouvrages est la recharge de la nappe alluviale dans le secteur du Bled Sidi Mahmoud.

- ***Bassin versant d'oued El Terich (S5):***

Il s'agit d'un bassin de forme allongé dont l'indice de compacité est de 1,7 et s'étend sur une superficie de 84,3 km². Les affluents d'oued El Terich prennent naissance dans les Jebels Bou Hajar et El Haouid. Cet oued est formé par un ensemble de faisceaux d'oueds drainant les versants des reliefs situés au NW, dont les principaux sont ceux de l'oued El Marg, El Kseub, El Haja et Safsaf (Fig. I.15). Il constitue la confluence d'oued Serdiana et ses tributaires oueds Es Sid et oued Rhouirga provenant du synclinal Bou Mourra. Actuellement, il est contrôlé par barrage Serdiana et lac O. Serdiana.

- ***Bassin versant d'oued El Ogla (S6) :***

Cet oued prend naissance au Nord du Jebel Dkhila. Le sous bassin d'oued El Ogla s'étend sur une faible superficie, elle est de l'ordre de 36 km².

- ***Bassin versant d'oued Rmel (S7):***

Il s'étend sur une superficie de 32,5 km². L'oued Rmel est tributaire d'oued El Kharrouba de direction Nord-Sud. Il prend naissance depuis les collines d'El Gountasse et J. Batène et se déverse dans le secteur de Sidi Abdalla.

- ***Bassin versant d'oued Defla (S8) :***

Il s'agit d'un bassin de forme allongé couvrant une superficie de 12,75 km². Les affluents d'oued Defla prennent naissance au niveau des reliefs méridionaux du bassin. Cet

oued alimente la partie Sud du bassin et se déverse dans la région de Sidi Abdalla. Il est contrôlé dans sa partie amont par un barrage collinaire destiné pour la recharge de cette région.

- ***Bassin versant d'oued El Aine (S9) :***

L'oued El Aine prend naissance depuis J. Es Sfeia. Il s'étale sur une superficie de 13,5 km². Il est limité par les sous bassins d'oued El Fej au Nord et oued Defla à l'Est.

IV.2. Ruissellement

Le volume ruisselé d'un cours d'eau dépend des caractéristiques physiques du bassin versant. On s'est basé sur les caractéristiques physiques des bassins versants déterminées par Frigui (1985) dans sa note sur l'hydrologie des oueds de la région de Chougafiya, Sbikha et El Alem Sud. L'estimation des apports moyens interannuels est basée sur la relation empirique définie par Fersi (1979) pour le centre tunisien. Cette relation permet de déterminer une lame moyenne ruisselée en fonction de la pluie moyenne annuelle sur un même bassin versant.

$$\mathbf{Lr = K \times P \times \sqrt{Ig}}\ ;$$

Lr : lame d'eau ruisselée en mm ;

P : pluviométrie moyenne du bassin versant en m ;

Ig : indice de pente globale du bassin versant en m/km ;

K = 0,011 pour le centre et le Nord tunisien.

Cette formule fait intervenir plusieurs facteurs hydrographiques notamment le relief, la géologie et le couvert végétal.

En se basant sur les valeurs des lames ruisselées et les superficies des sous bassins versants, on peut estimer les apports moyens annuels pour chaque sous bassin versant de la zone d'étude (Tab. I.4) en utilisant la relation suivante :

$$\textbf{Apport annuel moyen (Mm}^3\textbf{)} = \mathbf{S \times Lr / 1000}$$

Lr : lame d'eau ruisselée en mm ;

S : superficie du sous bassin versant en km^2.

Tableau I.4. *Apport des bassins versants des principaux oueds du bassin d'étude*

	Lr (mm)	Surface (km^2)	Apports (Mm^3/an)
Oued El Hamimida	15,4	106	1,63
Oued El Ogla	12,04	36	0,43
Oued El Fej	14,1	173	2,47
Oued El Hamra	13,6	156,6	2,13
Oued Bou Assane	13,6	189	2,57
Oued El Terich	12,5	84,3	1,05

Source : Frigui (1985)

Les oueds des sous bassin présentent un apport global non négligeable de 10 10^6 m^3/an. Cet apport est largement modifié au cours de ces deux dernières décennies suite à la mise en place des aménagements hydrauliques à l'amont du bassin d'étude.

V. Les dépressions fermées

La zone d'étude est bordée dans sa partie Est par des dépressions continentales fermées et alimentées par les écoulements endoréiques des oueds de la plaine de Chougafiya. Il s'agit de « Sabkhas » et de « Haria » situées à l'aval des cônes d'épandages. Ces dépressions sont hydrologiquement semblables.

Il s'agit de Sabkhas Es Siouf au Nord-Est du bassin et Sabkhas El Batène, qui représente une ancienne Sabkhas continentale mûre qui constitue le reste d'un bassin endoréique couvert d'une trentaine de km^2 de surface. Elle est drainée de manière épisodique par plusieurs oueds lors de faibles crues (> 1 m^3/s) (Amrhein, 1981). Elle n'est inondée qu'après les fortes crues. Elle est caractérisée par la présence des croûtes de sels. Ces Sabkhas sont formées principalement par l'évaporation de l'eau de surface, qui s'infiltre et forme un aquifère très peu profond. Elles peuvent être rechargées par les eaux continentales, les écoulements de surface et par les eaux de pluies.

VI. Conclusion

La plaine de Chougafiya est soumise à un climat aride à hiver tempéré, marqué par une forte irrégularité des précipitations, de grandes amplitudes thermiques, une forte évaporation et un déficit hydrique important. De ce fait, l'alimentation du bassin est très variable dans le temps et dans l'espace. Elle est principalement due à l'infiltration des eaux

des cours d'eau temporaires. Ceci a une grande influence sur le potentiel des ressources en eau des réservoirs.

En outre, les caractéristiques géomorphologiques du bassin d'étude ont engendré la convergence des oueds qui prennent naissance sur les flancs des montagnes vers les dépressions orientales. Ainsi, le bassin est drainé par un réseau hydrographique très ramifié de type endoréique.

Chapitre II. ETUDE GEOLOGIQUE DU BASSIN D'ETUDE

I. Etude géologique du bassin d'étude

Les structures géologiques de la zone d'étude sont le résultat de plusieurs mouvements tectoniques qui ont caractérisé la Tunisie centrale au cours de l'histoire géologique. L'architecture actuelle de cette zone est définie par deux principales structures (Anderson, 1996 ; Abbès, 2004 ; Rigane et Gourmelen, 2011):

- les structures atlasiques de l'Atlas tunisien central (orientées NE-SW). Il s'agit de plis souvent coffrés à cœur crétacé et séparés de vastes synclinaux à matériel tertiaire, et
- les structures du couloir Nord-Sud qui représente un élément orographique important dans le schéma paléogéographique de l'Afrique du Nord, limitant les structures de l'Atlas Tunisien Central à l'Ouest, des plaines du Sahel à l'Est (Boukadi, 1994 ; Abbès, 2004 ; Rigane et Gourmelen, 2011).

En se basant principalement sur plusieurs études géologiques et géophysiques (Castany, 1951 ; Burollet, 1956 ; Coiffait, 1974 ; Borgi et Andrieu, 1979 ; Amrhein, 1981; Yaich, 1984; Hamza, 1987 ; Rigane, 1991 ; Boukadi, 1994 ; Anderson, 1996; El Ghali *et al.,* 1997; Rabhi, 1999; Turki *et al.,* 2002; Abbès, 2004 ; Rigane et Gourmelen, 2011 et sur les esquisses des cartes géologiques au 1/50 000 (N°48, 55, 56 et 62 réalisées en 2002 (Turki *et al.,* 2002) et N°63 réalisée en 1950 (Castany, 1950), on a pu caractériser la configuration stratigraphique et structurale de la plaine de Chougafiya.

I.1. Cadre stratigraphique

Les terrains reconnus dans la région s'étendent du Trias jusqu'au Quaternaire avec absence de termes jurassiques en surface (Fig. II.1).

I.1.1. Les formations secondaires

I.1.1.1. Trias

- **La formation Rheouis**

Cette formation est représentée par un mélange de gypses blancs, noirs ou rouges, d'argiles vertes bariolées et de dolomies grises (Boukadi, 1994; Abbès, 2004).

Les dépôts triasiques affleurent dans les zones fortement tectonisées. Ils sont bien développés sur le versant Est du Jebel Chérichira au Jebel El Houfia (Fig. II.1) (Burollet, 1956 ; Abbès, 2004). Ces séries triasiques sont en contact anormal avec les différents termes de la série sus-jacente (Boukadi, 1994).

I.1.1.2. Crétacé

Les assises crétacées apparaissent au niveau de certains anticlinaux qui bordent le bassin.

- Crétacé inférieur

- **La formation Meloussi**

Cette entité correspond au Valanginien supérieur (Abbès, 2004). Elle est constituée de dolomies gréseuses et de grès roux, séparés par des argiles vertes ou jaunes (Abbès, 2004). Elle affleure au Jebel Batène. L'épaisseur totale de la formation Meloussi sur ce Jebel est 200 m environ (Castany, 1951 ; Abbès, 2004).

- **La formation Boudinar**

Elle est composée d'un faciès détritique constitué de sables quartzeux blancs intercalé de calcaires détritiques (Coiffait, 1974). Cette formation, attribuée à l'Hautérivien inférieur à moyen (Abbès, 2004), affleure au Jebel Batène (Coiffait, 1974).

- **La formation Bou Hedma**

Cette entité, d'âge Hautérivien supérieur - Barrémien inférieur (Abbès, 2004), est représentée par des calcaires dolomitiques, gréseux et des alternances d'argiles vertes, de gypse et de dolomies (Abbès, 2004).

- **La formation Serdj**

Cette formation est attribuée au Barrémien supérieur - Gargasien (Abbès, 2004). Elle comporte à la base des alternances de dolomies grises, d'argiles gréseuses et de sables et grès. Au sommet, il s'agit essentiellement de barres de calcaires blancs (Abbès, 2004). La formation « Serdj » a été rencontrée à une profondeur de 226 m dans le forage RS101.

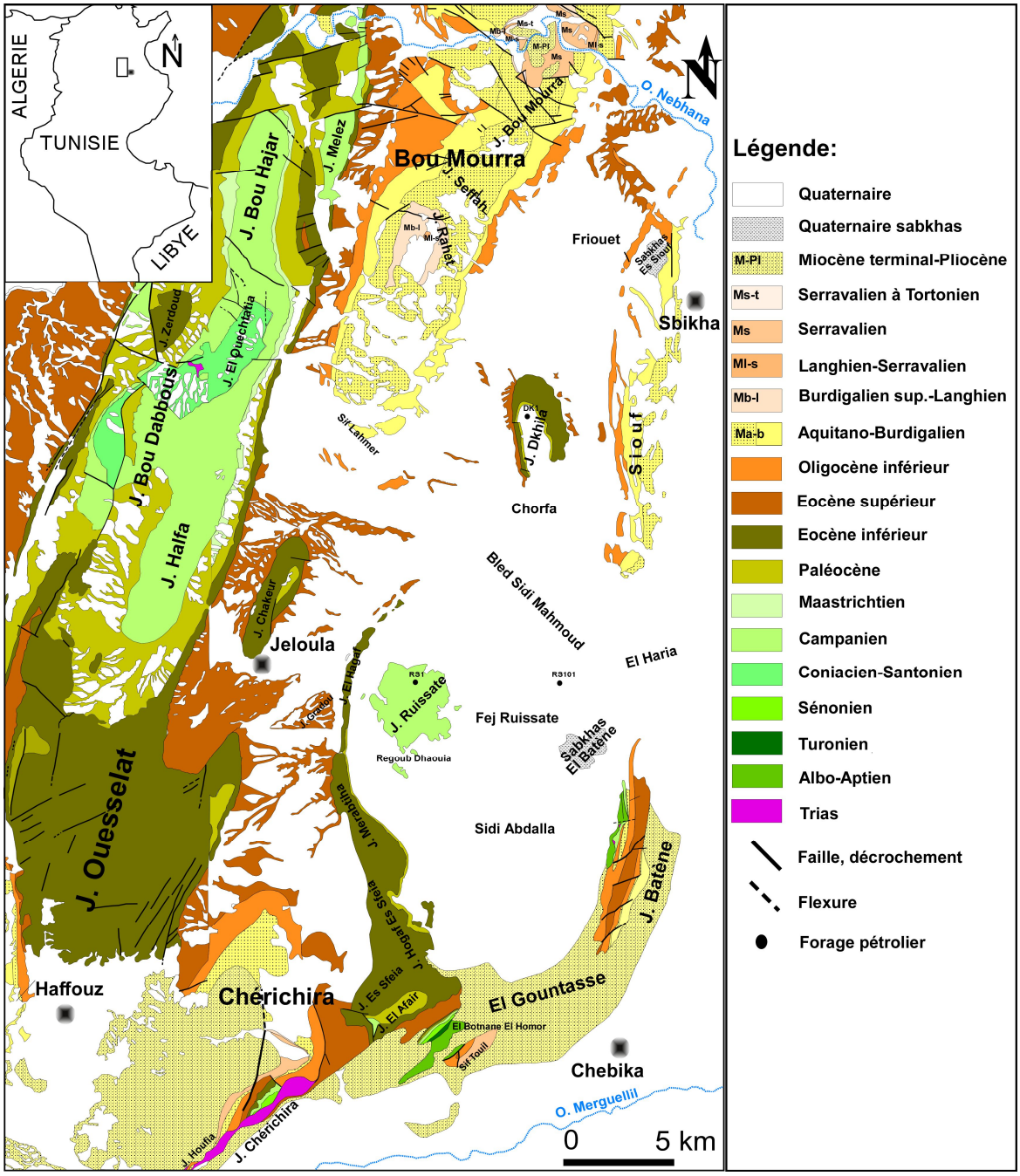


Figure II.1. *Carte géologique de la région d'étude (Assemblage des cartes géologiques au 1/50 000 des feuilles N°48, 55, 56 et 62 (ONM, 2002) et N°63 (Castany, 1950)*

- Crétacé supérieur

- **<u>La formation Fahdène</u>**

La formation « Fahdène » est attribuée au Cénomanien, sa puissance est estimée à 114 m, le faciès caractéristique est formé par des alternances de marnes, calcaires et calcaires

argileux gris foncé. Cette formation affleure au Jebel Batène et dans la région d'El Botnane El Homor (Castany, 1951 ; Coiffait, 1974).

- **Le membre Douleb**

Il correspond au Turonien supérieur - Coniacien inférieur. Cette série est formée, à la base, par des calcaires gris. La partie sommitale montre des intercalations de marnes vertes. Cette série affleure dans la région d'El Botnane El Homor (Abbès, 2004).

- **La formation Aleg**

Cette unité correspond au Coniacien. Elle est représentée par une série à dominante marneuse (Abbès, 2004). Sa puissance globale dans la région d'El Botnane El Homor et à Jebel Chérichira est d'environ 200 m (Coiffait, 1974).

- **La formation Abiod**

La formation Abiod est attribuée au Campanien - Maastrichtien inférieur (Castany, 1951 ; Boukadi, 1994 ; Abbès, 2004). Elle est formée par une alternance de calcaires crayeux micritiques blancs à la base et de marnes grises à intercalation de bancs calcaires au sommet (Abbès, 2004). Elle forme un aquifère local à Fej Ruissate (Fig. II.1).

L'Abiod constitue le dôme du Jebel Ruissate (Castany, 1951 ; Rigane, 1991) et il forme plusieurs massifs à Regoub Dhaouia, Jebel Chérichira et Jebel Batène et le long des massifs Halfa - Bou Dabbous - Bou Hajar. L'épaisseur de cette unité est extrêmement variable et peut dépasser 750 m au niveau du forage pétrolier DK1 (Fig. II.1).

I.1.2. Les formations tertiaires

I.1.2.1. Le Paléogène

- **La formation El Haria**

Le passage du Crétacé au Tertiaire est représenté par des argiles légèrement sableuses avec quelques intercalations de calcaires gréseux dans la partie basale, et des argiles brunes à gypse et glauconieuses dans la partie sommitale (Boukadi, 1994 ; Abbès, 2004).

Cette formation affleure le long des massifs anticlinaux de la chaine occidentale Ouesselate-Bou Hajar et le long des Jebels El Afair, Es Sfeia, Merabtiha, El Hagaf, Dkhila et Chakeur (Castany, 1951 ; Rigane, 1991). Son épaisseur est d'environ 260 m à l'Est du J. Ruissate.

- **La formation Métlaoui**

Cette unité à dominante carbonatée est attribuée à l'Yprésien - Lutétien basal (Rigane, 1991 ; Abbès, 2004). La formation « Métlaoui » affleure aux Jebels Chérichira, Ouesselat, Es Sfeia, Chakeur, Batène, Merabtiha, El Hagaf et Zerdoud. Son épaisseur est de l'ordre de 130 m au niveau du J. Dkhila.

Les dépôts yprésiens constituent un élément caractéristique de la morphologie de l'Atlas tunisien, ils subissent du Nord vers le Sud des variations de faciès importantes (Rigane, 1991).

- **La formation Souar**

Cette série correspond au Lutétien supérieur- Priabonien (Burollet, 1956 ; Coiffait, 1974 ; Abbès, 2004). Elle est représentée par une série de marnes et argiles grises, à gypse disséminé, admettant quelques intercalations de lumachelles (Boukadi, 1994). Cette formation affleure largement dans le secteur d'étude, surtout aux bordures des synclinaux Bou Mourra, Jeloula et Chérichira. En fait, à l'Ouest du Jebel Es Sfeia et El Hagaf, elle est épaisse de plus de 700 m (Abbès, 2004). Toutefois, sur le flanc Ouest du Jebel Batène, son épaisseur est de l'ordre de 250 à 300 m (Castany, 1951) (Fig. II.2).

- **La formation Fortuna**

Cette formation est subdivisée en deux unités lithostratigraphiques. L'unité « Korbous » d'âge Rupélien, montre un grand développement au Jebel Chérichira (Fig. II.1). L'équivalent latéral du membre inférieur de la formation Fortuna (Burollet, 1956) est connu sous le nom de faciès Chérichira. Son épaisseur est de l'ordre de 300 m au niveau du synclinal Ain Bou Mourra et Chérichira. Elle est constituée d'une alternance de marnes gypseuses avec des lits sableux et des grès roux (Abbès, 2004). En outre, elle affleure au Jebel Batène avec une épaisseur de 34 m (Coiffait, 1974 ; Abbès, 2004) (Fig. II.2).

I.1.2.2. Le Néogène

- **La formation El Haouaria**

Elle correspond à la partie supérieure de la formation Fortuna. Cette unité d'âge Aquitanien basal, montre des dépôts continentaux de grès (Boukadi, 1994). Elle affleure au J. Batène avec une puissance de 40 m (Fig. II.2). Les affleurements oligo-miocènes sont très visibles surtout dans les synclinaux de Bou Mourra et Chérichira. D'ailleurs, ils constituent les principaux horizons aquifères dans ces régions.

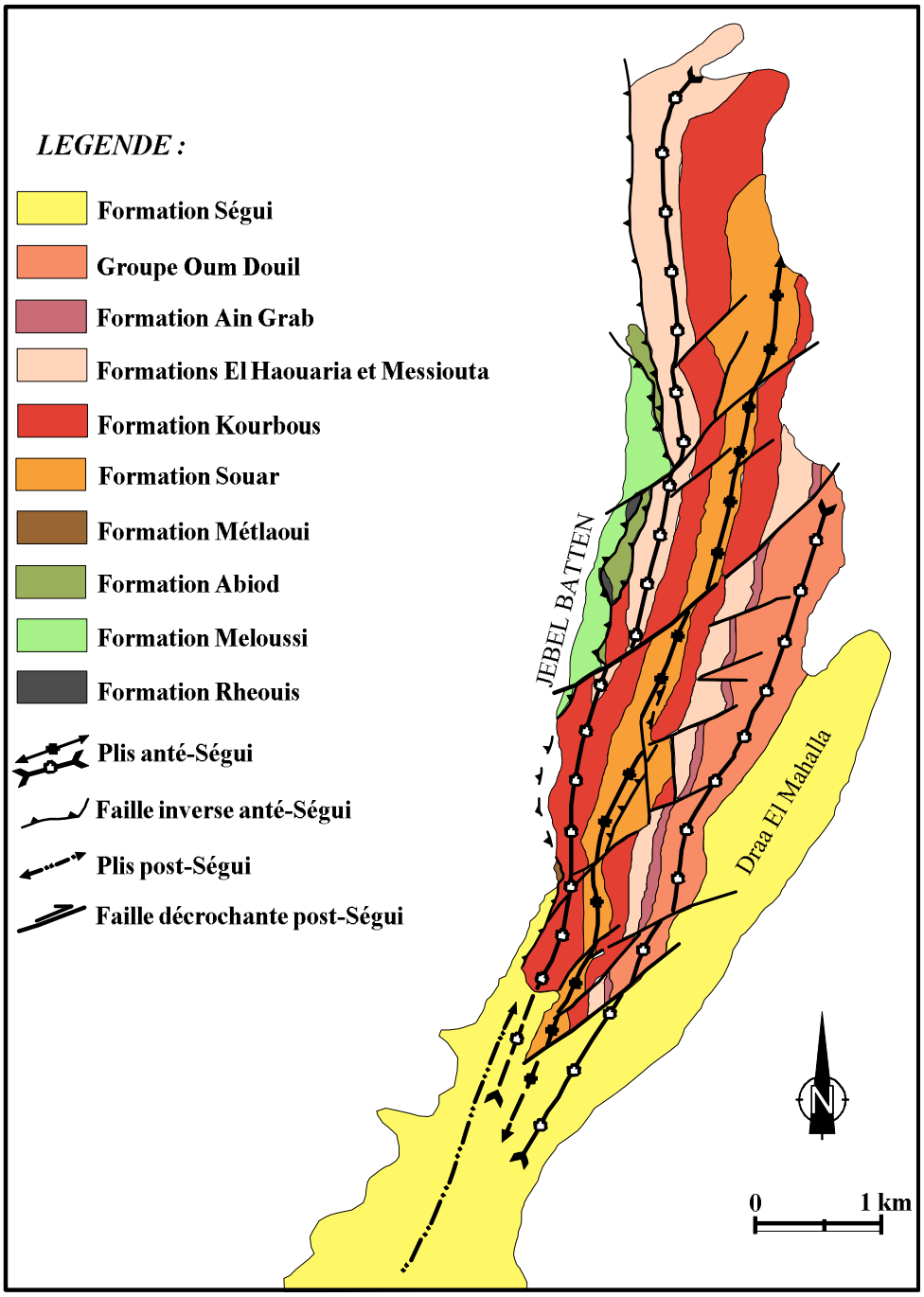


Figure II.2. *Discordance de la formation Ségui sur des terrains néogène et crétacé plissés et faillés au Sud de Jebel Batène (Abbès, 2004)*

- **La formation Messiouta**

Cette formation est caractérisée par des dépôts argileux, limoneux et sableux, parfois à concrétions carbonatées. Son âge est attribuée à l'Aquitanien (Abbès, 2004). Elle affleure aux synclinaux de Bou Mourra et Chérichira, au J. Batène (Fig. II.2) et dans la région Siouf, située au NE de la plaine.

- **La formation Oued Hammam**

Elle est répresentée par un niveau gréseux carbonaté et argileux et des argiles vertes légèrement gypseuses. Cette unité, d'âge Burdigalien supérieur-Langhien, est rencontrée au Jebel Chérichira (Abbès, 2004).

- **La formation Ain Ghrab**

C'est une formation transgressive et discordante, d'âge Langhien supérieur - Serravalien inférieur, affleure sous une remarquable constance de faciès. Cette unité correspond à une barre brune, formée par une succession de bancs de grès grossiers et de conglomérats (Abbès, 2004). Cette série est puissante d'une dizaine de mètres, elle affleure au Nord du Jebel Batène (Fig. II.2) (Castany, 1951).

- **Le groupe Oum Douil**

Le groupe Oum Douil affleure largement au Jebel Batène et aux synclinaux de Bou Mourra et Chérichira, il est subdivisé en trois nouvelles formations (Biely *et al.,* 1972 in Abbès, 2004). On distingue de bas en haut (Fig. II.2) :

♣ ***La formation Mahmoud***

La formation Mahmoud correspond au Serravalien inférieur. Elle est représentée par une série argileuse parfois à gypse intercalé d'un banc de calcaire fossilifère. Son épaisseur est de 10 m au Jebel Chérichira (Abbès, 2004).

♣ ***La formation Beglia***

Cette série, attribuée au Serravalien supérieur, est formée essentiellement par un ensemble de grès sableux à quelques intercalations de bancs de calcaire et de grès bruns durs (Abbès, 2004). La puissance de l'ensemble atteint 200 à 300 m au Sud de la zone, dans la région de Sif Touil et au Jebel Batène (Castany, 1951).

♣ ***La formation Saouaf***

Elle correspond au Serravalien - Tortonien inférieur. Elle est constituée par une série argilo-sableuse avec quelques intercalations lignitifères de niveaux lumachelliques. Cette série affleure au Jebel Chérichira avec une puissance de 200 m (Abbès, 2004) (Fig. II.2).

- **La formation Ségui**

La formation Ségui débuterait dans le Tortonien supérieur à Messinien (Abbès, 2004). Les dépôts continentaux de cette formation reposent en discordance sur les sédiments du Miocène marin. Cette formation montre à la base des conglomérats irréguliers parfois très grossiers, des graviers avec des sables rougeâtres et des sables silteux (Boukadi, 1994). La partie supérieure de cette formation correspond à une épaisse série d'argiles rouges. Les assises continentales montrent une très grande hétérogénéité lithologique et une variation considérable d'épaisseur. Elles affleurent essentiellement au flanc oriental du Jebel Batène (Fig. II.2), avec une puissance totale dépassant 1000 m et 1500 m aux collines d'El Gountasse (Abbès, 2004).

I.1.3. Quaternaire

Tout comme le Mio-pliocène, la lithologie et l'épaisseur du Quaternaire sont variables. Les dépôts quaternaires couvrent une grande partie du secteur d'étude. D'ailleurs, ils forment le principal aquifère superficiel au niveau de la plaine de Chougafiya dont l'épaisseur varie de 10 à 140 m. Ces dépôts sédimentaires sont classés de bas en haut:

- **Pléistocène inférieur**

Il est formé essentiellement de conglomérats, sables et graviers. Ces éléments constituent le matériau de comblement de la cuvette centrale (Fej Ruissate).

- **Pléistocène moyen**

Il s'agit des alluvions et croûtes feuilletées de sables et de limons autour de Sabkhas El Batène et à Bled Sidi Mahmoud.

- **Pléistocène supérieur**

Le Pléistocène supérieur est formé par des encroûtements des sols et des dépôts de cônes de déjection. Il affleure sur les régions de Chorfa et Jeloula.

- **Pléistocène terminal**

Ce sont des colluvions et des alluvions éoliens vers la partie amont, alors que vers l'aval, on rencontre des alluvions et des dépôts formés par des cailloutis à éléments plus ou mois grossiers et sables qui affleurent au flanc Ouest du Jebel Merabtiha-Jebel El Hagaf.

- **Holocène**

Il s'agit des alluvions essentiellement argileuses de Sabkhas et des dépôts éoliens formés par des limons fins argileux plus ou moins sableux et rougeâtres alternant avec des couches riches en gypse et en sels. Ce faciès est rencontré dans les dépressions d'El Haria, Sabkhas Es Siouf et Sabkhas El Batène.

- **Actuel**

L'actuel est formé par des dépôts éoliens et des alluvions récentes.

I.2. Cadre structural

I.2.1. Les grandes structures de la région d'étude

La zone étudiée fait partie du domaine géostructural de l'Atlas tunisien central. Elle est traversée par un couloir de décrochement N-S (Rigane et Gourmelen, 2011), dont la structure résulte de la superposition d'une tectogenèse extensive et/ou transtensive (Jurassique au Miocène inférieur) puis compressive et/ou transpressive (du Miocène moyen à l'Actuel) (Rigane et Gourmelen, 2011). Ce couloir se traduit par des accidents grossièrement orientés N-S. Il est marqué par des discordances progressives, des lacunes de sédimentation, des variations brusques de séries et des structures polyphasées et complexes (Burollet, 1956 ; Rigane et Gourmelen, 2011).

Les structures du bassin d'étude sont caractérisées par une évolution géodynamique contrôlée par les accidents profonds du substratum (Rigane, 1991 ; Turki *et al.,* 2002). L'évolution des grandes unités tectoniques appartient aux mouvements antérieurs à la sédimentation du Mio-pliocène continental.

Le schéma structural est établi en se basant sur les travaux antérieurs menés par Castany (1951), Borgi et Andrieu (1979), Amrhein (1981), Rigane (1991), Anderson (1996), Turki *et al.* (2002) et Abbès (2004). Ce schéma nous permet de dégager les traits structuraux caractérisant la zone d'étude. On distingue de l'Ouest vers l'Est (Fig. II.3) :

- ***L'anticlinal du massif Ouesselat - Halfa - Bou Dabbous - Bou Hajar***

C'est un anticlinal coffré d'orientation N15°E (SSW-NNE), long de 70 km accidenté de nombreux replis constituant des structures secondaires indépendantes. L'anticlinal du J.

Ouesselat est constitué de calcaires massifs de la formation Métlaoui. Cependant, l'anticlinal du J. Bou Dabbous est de direction axiale NE-SW et à cœur campanien. Vers le Nord, au J. Bou Hajar, l'axe anticlinal prend une direction subméridienne (Castany, 1951 ; Rigane, 1991 ; Turki *et al.,* 2002).

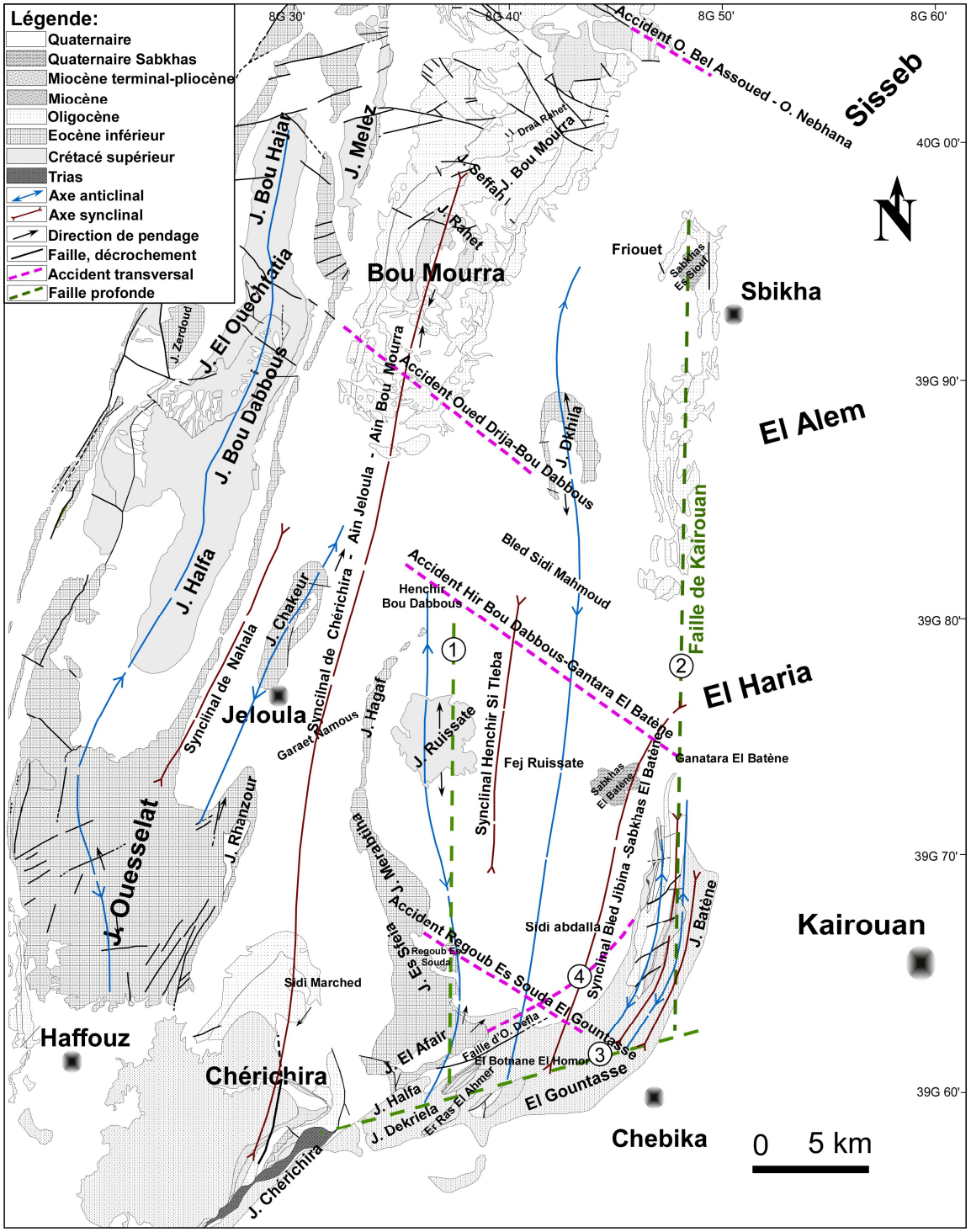


Figure II.3. *Carte structurale du bassin d'étude*

- ***Le synclinal de Nahala***

Il prend naissance au SE du massif de l'Ouesselat et se trouve coincé entre le pli principal de l'Ouesselat-Bou Dabbous et l'anticlinal secondaire faillé du J. Rhanzour-Chakeur. Le synclinal de Nahala est étroit et orienté sensiblement SSW-NNE (Castany, 1951 ; Rigane, 1991).

- ***L'anticlinal de J. Rhanzour - J. Chakeur***

Il s'agit d'une structure anticlinale secondaire et longue de 12 km orientée SSW-NNE affectant les dômes isolés de J. Rhanzour et J. Chakeur.

Ces deux massifs sont constitués de calcaires yprésiens à Globigérines (Formation Métlaoui) surmontant au J. Chakeur et au J. Rhanzour les marnes de la formation El Haria (Rigane, 1991).

- ***Le synclinal de Chérichira – Ain Jeloula – Ain Bou Mourra***

Long d'une centaine de km, cet axe synclinal prend naissance au Sud de l'Oued Merguellil, puis, il passe à l'Est du J. Ouesselat orienté N50° à 40°E (SW-NE). Au niveau de Sidi Marched, il tourne en direction N15°E (NNE-SSW). Le cœur est occupé au SW par les formations mio-pliocènes bien developpées avec une puissance de plus de 2000 m. Vers le NE, où l'axe remonte, apparaissent les marnes de l'Eocène supérieur (Castany, 1951; Amrhein, 1981; Rigane, 1991).

Au niveau de la région Ain Jeloula–Garaet Namous, les assises oligocènes sont complètement érodées et absentes (Castany, 1951 ; Hamza, 1987).

Plus au Nord, cet axe synclinal passe par la région de Bou Mourra. Dans cette zone, le synclinal est accidenté de plusieurs fractures (Castany, 1951). Le synclinal Bou Mourra représente la partie méridionale de la structure synclinale Bou Mourra – Saouaf et s'allonge suivant une direction NE-SW conformément à l'orientation des plis du couloir N-S (Rigane et Gourmelen, 2011). Le synclinal est traversé dans sa partie Nord par Oued Nebhana et se situe entre l'anticlinal du J. Dkhila à l'Est et J. Bou Dabbous à l'Ouest.

- ***Anticlinal d'El Afair - Es Sfeia - Ruissate***

Il représente un pli anticlinal subméridien. Le flanc oriental est presque entièrement recouvert par les dépôts plio-quaternaires.

Le flanc occidental montre des pendages de 10 à 15° vers l'Ouest. Le cœur du pli est occupé par les calcaires campano-maastrichtiens de la formation Abiod (Rigane, 1991).

- ***Synclinal de Henchir Si Tleba***

C'est un pli étroit de direction subméridienne entièrement recouvert par les dépôts du Mio-plio-Quaternaire.

- ***Anticlinal de Chérichira-Dkhila***

La structure du Jebel Chérichira, à cœur triasique, correspond à un segment de pli orienté en N60. Elle est marquée par un infléchissement de l'axe de la structure qui passe de la direction N60 à N-S, un déversement vers le SE et une fracturation intense (Boukadi, 1994 ; Abbès, 2004).

Au niveau du J. Dkhila, les calcaires éocènes affleurent en « fer à cheval ». Le cœur du pli est occupé par les marnes de la formation El Haria.

- ***Synclinal du Bled Jibina-Sabkhas El Batène***

Il représente un synclinal formé par les molasses mio-pliocènes discordants et dont les Jebels El Halfa et Dkriela correspondent respectivement à ses deux flancs NO et SE. Ce synclinal présente un axe orienté en N60 dans le secteur de Bled Jibina (Abbès, 2004) puis N15 en allant du côté de Sabkhas El Batène (Borgi et Andrieu, 1979). Sur ses deux flancs, ce synclinal est affecté par deux failles majeures : au Nord, la faille d'Oued Defla de direction E-O à N-70, et au Sud, la faille de Sif Touil-El Gountasse d'orientation moyenne N70 à N80 (Figs. II.3, II.4) (Abbès, 2004). Ces accidents ont engendré une subsidence au Sud de la plaine, ce qui explique la forte épaisseur du Mio-pliocène (Borgi et Andrieu, 1979).

- ***Pli anticlinal d'El Gountasse-Batène***

La mégastructure du Jebel Batène montre une direction qui évolue de N60 à N20 et puis à N-S (Abbès, 2004). On reconnaît deux ensembles de terrains de structurations différentes correspondant à deux événements tectoniques compressifs :

-L'ensemble supérieur correspond aux dépôts mio-pliocènes, plissés en un large anticlinal ;

-L'ensemble inférieur est constitué de terrains crétacés, paléogènes et néogènes, fortement plissés et fracturés (Abbès, 2004).

Au Nord du Jebel Batène (Figs. II.3, II.4), les terrains crétacés chevauchent les terrains néogènes plissés à la faveur de l'un de ces accidents majeurs sub-méridiens, injecté par ailleurs, d'intrusions magmatiques de basaltes (Abbès, 2004).

- ***Le synclinal perché de Oglat Chorfa***

Il représente un synclinal étroit de direction subméridienne (Figs. II.3, II.4), occupé au centre par les dépôts fluvio-continentaux de l'Aquitanien. Le flanc oriental montre des pendages assez forts de l'ordre de 70 à 80° vers l'Ouest (Castany, 1951 ; Borgi et Andrieu, 1979).

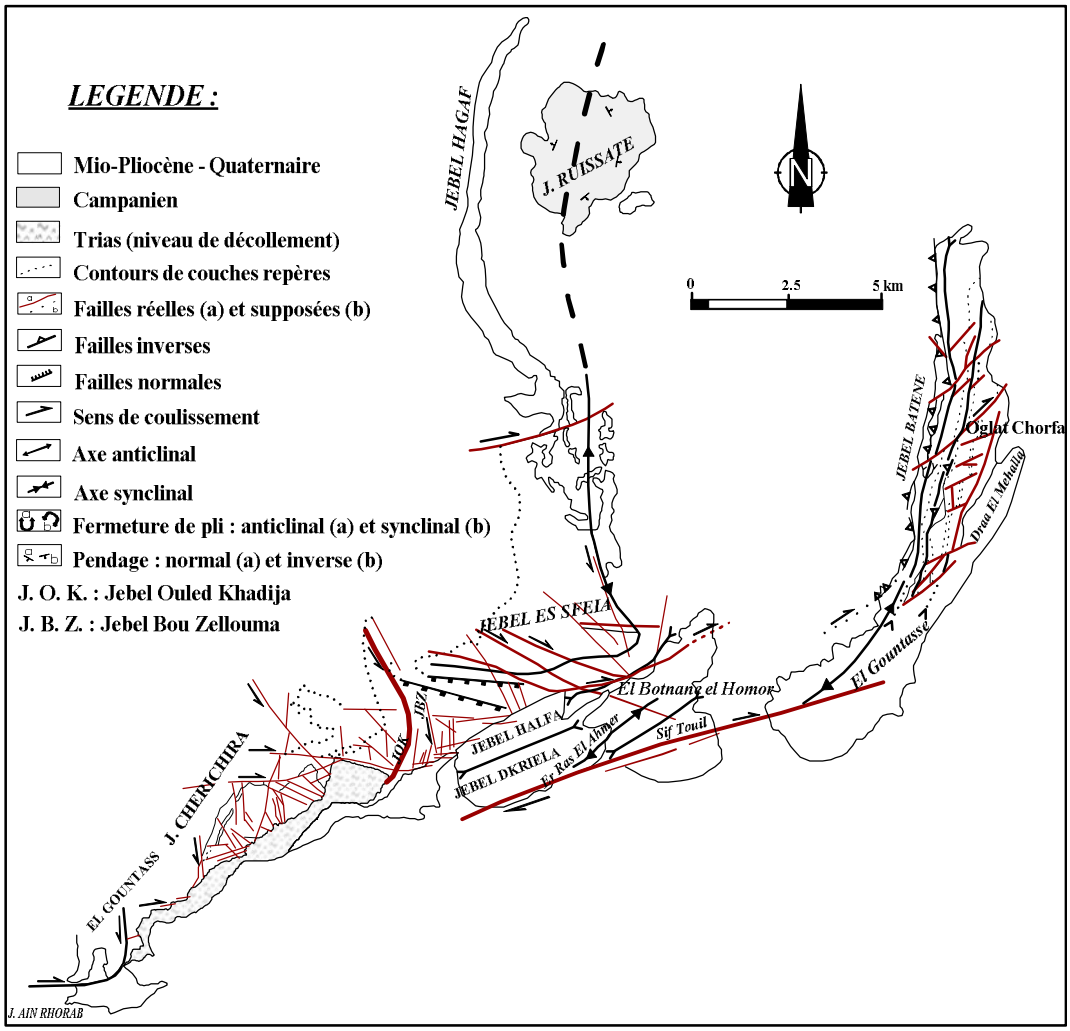


Figure II.4. *Schéma structural du segment NE-SW des Jebels Chérichira-Batène (Abbès, 2004)*

I.2.2. Les structures cassantes de la région d'étude

Trois directions structurales majeures ont été reconnues dans la zone étudiée :

I.2.2.1. Les failles N-S

Ces accidents reflètent la direction subméridienne associés au couloir N-S (Rigane et Gourmelen, 2011) constituant une structure charnière entre deux domaines différents

correspondant à la Tunisie orientale relativement stable et le domaine atlasique mobile (Abbès, 2004 ; Rigane et Gourmelen, 2011). On distingue (Fig. II.3) :

- ***La faille de Sfeia-Ruissate (N°1)***

Elle représente un marqueur d'une déformation évolutive, guidée par des zones de cisaillements principales, de direction N-S (Abbès, 2004).

- ***La faille de Kairouan (N°2)***

Castany (1951) et Borgi et Andrieu (1979) ont noté que la région étudiée est limitée à l'Est par une grande faille profonde appelée « Faille de Kairouan ». Elle est installée sur une ride ancienne du socle et effondrant la Tunisie orientale. Récemment, Khomsi *et al.* (2004) ont montré que cette faille appartient à un front de chevauchement de direction NNE-SSW, appelé « chevauchement Chérichira-Kondar » (Fig. II.3).

- ***La faille N-S d'Oued Chérichira***

La structure de Chérichira est affectée par une fracturation intense et bien organisée selon Abbès (2004):

- ✓ Un réseau majeur formé par deux systèmes orthogonaux de failles de direction sub-méridienne et E-W, à jeu décrochant senestre et dextre ;
- ✓ Un système de failles orientées N120-140 et N10 à N20 vient se greffer sur l'ancien réseau E-W et N-S ;
- ✓ Un accident sub-méridien qui affecte le J. Ouled Khadija, au Sud, et la structure de Bouzellouma. Cet accident sépare les calcaires de l'Eocène à l'Est des grès et sables de l'Oligocène à l'Ouest. Le Trias n'affleure qu'à l'Ouest de cet accident NS. Cet accident a donc joué le rôle d'une barrière tectonique à la percée triasique (Boukadi, 1994 ; Abbès, 2004) (Figs. II.3, II.4).

I.2.2.2. Les failles NW-SE

La carte structurale (Fig. II.3) montre que les axes anticlinaux et synclinaux du bassin de Chougafiya, d'une orientation générale SW - NE à SSW - NNE, sont affectés par des accidents transversaux profonds de direction NW-SE (N120) (Castany, 1952 ; Anderson, 1996 ; Turki *et al.,* 2002). En effet, deux axes se distinguent nettement (Fig. II.3):

- ➢ L'axe transversal El Gountasse - Regoub Es Souda ;

- L'axe transversal Gantara El Batène - Henchir Bou Dabbous;

L'intersection des axes transversaux avec les axes SW - NE à SSW - NNE semble être le point d'inflexion de ces derniers. Ces accidents profonds sont des manifestations du socle, ils résultent de la phase de réajustement post-tectonique (Castany, 1952 ; Amrhein, 1981 ; Anderson, 1996).

Vers le Nord, le synclinal de Bou Mourra est accidenté de fractures transversales (de direction NW-SE) dont les plus importantes sont celles de :

- L'accident de l'Oued Bel Assoued-Oued Nebhana qui a provoqué le décrochement vers l'Est de toute la partie Nord;
- L'accident de l'Oued Drija- Bou Dabbous (Castany, 1951; Turki *et al.,* 2002).

I.2.2.3. Les failles SW-NE

- ***La faille de Sif Touil-El Gountasse (N°3)***

Les travaux géophysiques touchant la zone d'étude (Khomsi *et al.,* 2004) ont montré que cette faille fait partie du chevauchement « Chérichira-Kondar ». Egalement, Abbès (2004) révèle que cet accident majeur d'orientation moyenne N70 à N80 (Figs. II.3, II.4) a provoqué l'affaissement de la série mio-pliocène dans les collines d'El Gountasse (épaisseur > 1000 m). Ces auteurs ont montré que tout le faisceau de Chérichira-Batène (Fig. II.4) est caractérisé par une structuration complexe où sont imbriqués des plis et des failles d'échelles et de géométries variées, qui se relayent suivant une direction moyenne N 60-70, depuis le Jebel Ain El Rhorab au Sud Ouest, jusqu'au Jebel Batène au Nord Est (Abbès, 2004) (Figs. II.3, II.4). D'autre part, Amrhein (1981) a prouvé que les deux accidents profonds (N°2 et 3), ainsi que toute la série d'accidents le long de l'anticlinal El Gountasse-Batène jouent le rôle d'un barrage parfaitement étanche qui sépare le bassin de Chougafiya du bassin de Merguellil.

- ***La faille d'Oued Defla-Oglet Chorfa (N°4)***

L'étude, par prospection électrique établie par Borgi et Andrieu (1979), a montré la présence de failles transversales de direction SW-NE dans la partie Sud de la plaine. En fait, les calcaires d'âge Eocène le long du J. Es Sfeia sont affectées par un accident profond NE-SW, sensiblement parallèle à l'accident Sif Touil-El Gountasse qui se raccorde au NE à une faille de décrochement affectant le Jebel Batène (Fig. II.3).

II. Conclusion

A travers l'étude géologique, la zone d'étude est formée par une plaine couverte par le remplissage Mio-plio-Quaternaire et traversée par des structures appartenant au couloir N-S. Elle est bordée à l'Ouest par des structures atlasiques, des anticlinaux qui sont souvent coffrés et à cœur crétacé ou éocène, séparés par de vastes synclinaux à matériel tertiaire.

L'évolution structurale montre que la zone étudiée est située dans un couloir de décrochement N-S marqué par une instabilité tectonique (transtension puis transpression).

Toutes ces formations et ces structures géologiques ont été à l'origine de l'individualisation et du développement de plusieurs systèmes aquifères dans la zone. Ces aquifères peuvent être logés soit dans les formations carbonatées du Crétacé supérieur ou de l'Eocène inférieur, soit dans les formations détritiques de l'Oligocène, Mio-pliocène ou du Quaternaire.

Dans ce qui suit, on essaye d'identifier les relations entre les différentes entités hydrogéologiques du bassin.

Chapitre III. ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU SYSTEME AQUIFERE DU BASSIN D'ETUDE

I. Introduction

L'étude des forages de reconnaissance pétrolière implantés dans la zone depuis les années 1950s a fourni des détails précieux sur la stratigraphie et la tectonique de la zone. Plus tard, l'investigation géophysique (Borgi et Andrieu, 1979) et hydrogéologique (Amrhein, 1981) réalisées dans le cadre d'un projet de coopération Tuniso-Allemande N°6520/7 (1974-1981) ont permis de déceler la présence de plusieurs terrains aquifères dans la plaine de Chougafiya. Nous essayons à travers cette étude de :

- Identifier la géométrie du réservoir et la disposition des aquifères et des aquitards du bassin ;
- Définir les limites du système aquifère de Chougafiya et ses relations avec les systèmes limitrophes (Ain Bou Mourra, Ain Jeloula, El Alem et Merguellil) ;
- Comprendre l'hydrodynamisme des nappes du système aquifère étudié ;
- Faire un essai de quantification des ressources en eau pour une meilleure gestion.

II. Hydrogéologie du système aquifère du bassin Chougafiya

L'étude lithostratigraphique des formations affleurantes, couvrant l'intervalle allant du Crétacé inférieur jusqu'au Quaternaire, montre l'abondance des dépôts détritiques et carbonatés suffisamment perméables, susceptibles de constituer des réservoirs d'eaux souterraines. Ces dépôts sont parfois séparés par des séries argileuses ou marneuses relativement imperméables constituant les toits et les murs des différents niveaux aquifères (Fig. III.1).

Généralement, ces aquifères, qui ont épousé les structures tectoniques, sont caractérisés par une grande variation d'épaisseur et de lithologie. L'activité tectonique se manifestant par la présence de plusieurs failles a joué un rôle significatif dans la modification du comportement hydrodynamique des nappes.

Tenant compte de la structure de la région et la disposition des différents niveaux aquifères, plusieurs entités hydrogéologiques sont à spécifier. Du bas vers le haut, on distingue (Fig. III.1):

II.1. Les formations aquifères

- Le Valanginien supérieur-Hauterivien

Cette formation a été rencontrée par le forage pétrolier RS101 (Fig. II.1) à une profondeur allant de 839 à 1168 m. Elle est formée de dolomies gréseuses avec des intercalations de grès fins (Abbès, 2004). Son épaisseur est de 329 m. Cette formation repose en discordance sur les dépôts argilo-gréseux du Valanginien. Compte tenue de la profondeur excessive et des caractéristiques physico-chimiques des eaux de cette formation qui sont assez médiocres (forte salinité), cette nappe ne présente aucun intérêt hydrogéologique (Hamza, 1987).

-L'Albien-Aptien

Il s'agit d'une formation carbonatée très fissurée dont l'épaisseur varie de 239 m au forage DK1 au Nord de la plaine à 850 m au niveau du forage RS1 situé à J. Ruissate. Elle comprend deux parties :

- Une partie sommitale contenue dans les calcaires blancs crayeux très karstifiés et dont la porosité est de 35 % ;
- Une partie basale formée par des calcaires dolomitiques avec quelques passages de grès. La porosité de ce niveau varie de 10 à 20 %.

Malgré la forte perméabilité de ces carbonates, cette formation aquifère a été abandonnée car elle présente l'aspect d'un mauvais aquifère à cause de la forte salinité (10 à 30 g/l) (Amrhein, 1981 ; Hamza, 1987).

-Le Campanien - Maastrichtien inférieur

Les séries du Crétacé supérieur sont constituées essentiellement par des alternances de calcaires micritiques fissurés, de marno–calcaires ou de calcaires marneux avec des lits de marnes grises. L'épaisseur de cette unité est extrêmement variable et peut dépasser 700 m (Amrhein, 1981). En fait, ces séquences carbonatées affleurent au piémont SW du J. Ruissate et, parfois elles deviennent surmontées par le remplissage mio–plio–quaternaire (d'épaisseur variable entre 3 et 16 m). Par conséquent, elles forment un aquifère libre et fortement exploité par les forages illicites dans la région Regoub Dhaouia (Fig. II.1). Par contre, elles deviennent progressivement confinées en passant vers le Nord, l'Est ou le Sud. Le confinement de cet aquifère est assuré soit par les marno-calcaires ou les marnes du Crétacé supérieur (au piémont Est et SE du J. Ruissate), soit par les marnes noires du

Paléocène (au centre du bassin et dans la région Bir Fandra). Dans ces zones, la majorité des forages captant ces sections captives ont été abandonnés à cause de la forte salinité et la présence de sulfure d'hydrogène (H_2S) dans les eaux souterraines.

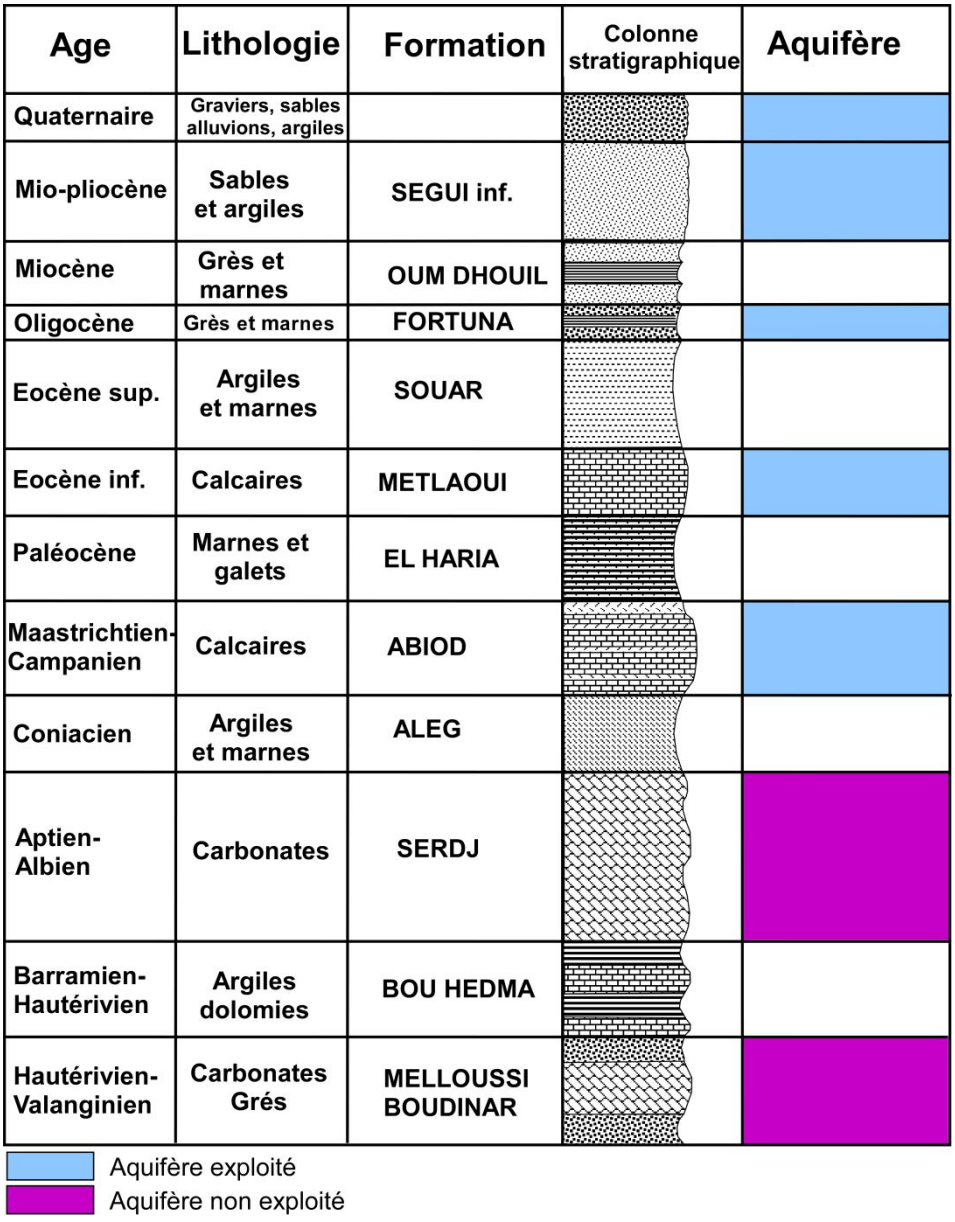


Figure III.1. *Représentation schématique de la colonne hydrostratigraphique du bassin Chougafiya (Hamza, 1987, modifiée)*

La formation carbonatée du Crétacé supérieur est caractérisée par des porosités et perméabilités variables liées d'une part à la variation latérale du faciès et à la présence des fissures et/ou à la karstification, d'autre part. Les données relevées à partir du forage pétrolier RS101 (Fig. II.1) indiquent une porosité d'environ 15 à 25 % (Amrhein, 1981).

-L'Eocène inférieur

Cet aquifère est logé dans les calcaires marneux et fissurés de l'Eocène inférieur dont l'épaisseur est d'environ 130 m (Amrhein, 1981). Il n'est rencontré que localement au niveau du piézomètre Chorfa N°18978/4 au piémont du J. Dkhila et dans quelques puits profonds au piémont du J. Es Sfeia au SW de la plaine (Fig. III.3).

La formation carbonatée est recouverte par le remplissage mio–plio–quaternaire dont l'épaisseur varie de 10 à 40 m. Quelques sources associées à cette formation carbonatée émergent le long des reliefs occidentaux du bassin.

-L'Oligocène

Les dépôts continentaux de cette formation sont contenus dans les intercalations de marnes gypsifères, de grès et de grès marneux. Ils forment un aquifère local à J. Batène avec une épaisseur d'environ 34 m (Amrhein, 1981), il n'est exploité que par quelques puits, car il est peu productif et il présente des eaux souvent saumâtres.

-Le Mio-pliocène

Les sédiments détritiques du Mio-pliocène affleurent dans la partie Sud de la plaine de Chougafiya. Ils recouvrent en discordance les séries éocènes. Ainsi, ils forment un aquifère libre capté par des forages dont la profondeur varie de 90 à 200 m. Cet aquifère est caractérisé par une lithologie sableuse avec quelques lentilles de sables argileux et d'argiles sableuses avec des lits de graviers ou de conglomérats. Les assises continentales de cette formation montrent une très grande hétérogénéité lithologique et une variation considérable d'épaisseur. Cette unité peut dépasser 1000 m au versant Est du J. Batène et aux collines d'El Gountasse (Abbès, 2004).

-Le Mio-plio-Quaternaire

Le remplissage mio-plio-quaternaire couvre toute la plaine de Chougafiya, il constitue donc le principal aquifère superficiel dans la zone. Cette formation est renfermée dans les dépôts alluvionnaires très hétérogènes résultants d'une ancienne activité hydrographique. Ces sédiments reposent en discordance sur les formations antérieures. L'épaisseur du Quaternaire est très variable. Elle est de 15 m dans les zones de bordure occidentale du bassin (piémont du J. Merabtiha) et elle peut atteindre plus que 130 m en passant vers Bled Sidi Mahmoud ou Sabkhas El Batène. En outre, cette formation présente une variation latérale du faciès et des changements lithologiques considérables. En effet,

les dépôts détritiques de cette nappe libre montrent une lithologie grossière formée par des alternances de conglomérats, graviers, sable argileux, argiles et galets dans la partie occidentale du bassin, et une sédimentation de texture fine formée par des argiles, des argiles sableuses et limoneuses et des sables argileux dans le reste de la plaine. Dans la partie Nord (région Friouet), les deux sondages électriques (SE1 et SE2, Fig. III.3) indiquent la présence de nappes d'underflow qui correspondent à de petits aquifères superficiels (profondeur < à 30 m) logés dans la sédimentation alluvionnaire grossière des lits des oueds dont la largeur est généralement faible, le volume de l'aquifère est généralement réduit et l'épaisseur de l'aquifère augmente de l'amont vers l'aval et la qualité de l'eau est relativement acceptable.

Tous les niveaux superficiels de la plaine constituent la nappe libre du Chougafiya captée par un nombre assez grand de puits de surface.

-Le Quaternaire de la Sabkhas

Vers l'Est de la zone étudiée, Sabkhas El Batène, couvrant une surface de 30 km^2, représente une dépression continentale résultante d'un ancien bassin endoréique qui est installé dans une gouttière synclinale à tendance subsidente et rempli au cours du Quaternaire ancien à récent (Amrhein, 1981). Elle renferme une nappe à tendance captive, hyper-salée (salinité dépasse 90 g/l) et de faible profondeur (entre 10 et 24 m).

Cet aquifère est logé dans les alluvions argileux et les dépôts éoliens formés par des argiles fines sableuses, des limons fins argileux et sableux, des silts argileux, des sables argileux alternant avec des couches riches en gypse et en sels de sodium, calcium et magnésium (Amrhein, 1981) (Fig. III.2).

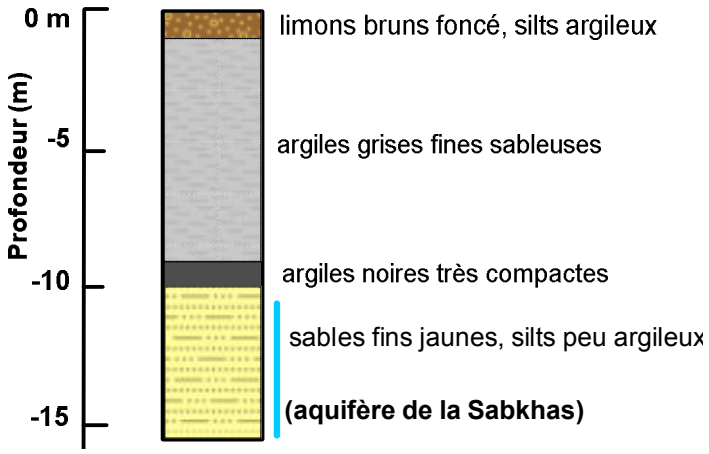


Figure III.2. *Colonne lithologique du piézomètre PZ1-Sabkhas El Batène*

Actuellement, la Sabkhas est presque totalement remplie par les alluvions récentes et ne déborde qu'après les fortes crues.

Selon Amrhein (1981), les eaux de la Sabkhas ont été rechargées par les eaux de pluie au cours des phases arides du Quaternaire. L'évolution hydrodynamique de la Sabkhas est complexe, elle dépend des conditions climatiques, hydrologiques et hydrogéologiques.

II.2. Les aquitards

Les aquitards sont des corps de roches de faible perméabilité, généralement composés de matériaux argileux, où le captage des quantités d'eau appréciables n'est pas possible, mais à travers lequel des transferts d'eau significatifs peuvent paraître en provenance ou à destination d'aquifères contigus (Castany et Margat, 1977). Ces aquitards jouent un rôle prépondérant sur l'hydrodynamisme général en contrôlant à la fois la quantité et la qualité d'une partie des eaux circulant dans les aquifères. La distribution verticale des aquitards dans la plaine de Chougafiya est présentée dans la figure III.1. Du bas vers le haut, on distingue :

II.2.1. L'Hautérivien-Barramien

Les dépôts de cette formation sont épais de 110 m, ils sont essentiellement formés par des micrites argileuses et argiles au sommet et des micrites dolomitiques avec intercalations de grès argileux à la base.

II.2.2. Le Coniacien

Les séries du Sénonien inférieur ont été recoupées par tous les forages pétroliers implantés dans la zone. Elles constituent le mur de la nappe Campanien-Maastrichtien. Il s'agit des alternances de marnes et de marno-calcaires dont l'épaisseur varie de 120 à 200 m (Amrhein, 1981).

II.2.3. Le Paléocène

Le Paléocène est représenté par des argiles et des marnes sableuses avec intercalation de marno-calcaires et de gypse. Son épaisseur varie de 180 à plus de 260 m (Amrhein, 1981). Ces aquicludes ont été recoupés par les forages 18331/4, 201392/4 et 17876/4 situés de part et d'autre du J. Ruissate (Figs. III.1, III.3). Ils sont recouverts en

discordance par des dépôts mio-plio-quaternaires. Au centre de la plaine et au forage Bir Fandra (17876/4) (Fig. III.3), les séries du Paléocène ont été rencontrées à des profondeurs allant de 27 à 114 m, elles sont formées notamment par des galets et des gravillons noirs très fins et riches en matière organique. Ces dépôts semi-perméables renferment parfois des niveaux aquifères, dont les caractéristiques hydrodynamiques sont très médiocres. Généralement, les puits, captant ces séries ont été rapidement abandonnés à cause de la salinité élevée, le rendement très faible et la forte teneur en sulfure d'hydrogène (H_2S).

II.2.4. L'Eocène supérieur

Les marnes gypseuses de cette formation sont assez épaisses (épaisseur dépasse 600 m) et constituent par endroit le substratum de la nappe superficielle.

II.3. Géométrie du réservoir

Six coupes de corrélations hydrostratigraphiques couvrant presque la totalité du bassin Chougafiya (Fig. III.3) ont été réalisées. Ce travail consiste à faire des corrélations, en se basant sur des coupes électriques (C1, C4, C5 et C6) établies par Borgi et Andrieu en 1979 et (C2 et C3) établies par Hamza en 1987, tout en exploitant une base de données de tous les points d'eau existants dans la zone d'étude (forages pétroliers, de reconnaissance, d'exploitation et des sondages électriques). Ensuite, suivre les variations latérales de faciès et de lithologie tout en se référant aux caractéristiques hydrodynamiques des sondages à la réception (profondeur, débit et niveau de captage). Et enfin, mettre les principaux accidents (profonds et de surface) reconnus dans la région en se basant sur l'étude géologique.

II.3.1. La coupe C1

Cette coupe, d'orientation générale NO-SE, s'étend depuis le synclinal de Ain Bou Mourra et se prolonge jusqu'à la plaine de Chougafiya (Bled Sidi Mahmoud), son tracé est jalonné par les forages N°IRH : 20296/4, 20365/4, 11582/4, 13942/4, 18978/4, 9150/4, 18988/4 et 11530/4 (Figs. III.3, III.4).

Cette coupe met en évidence deux systèmes aquifères isolés. En fait, vers le NO, le synclinal de Ain Bou Mourra renferme trois unités hydrogéologiques logées dans l'Oligo-Miocène et captées par des forages.

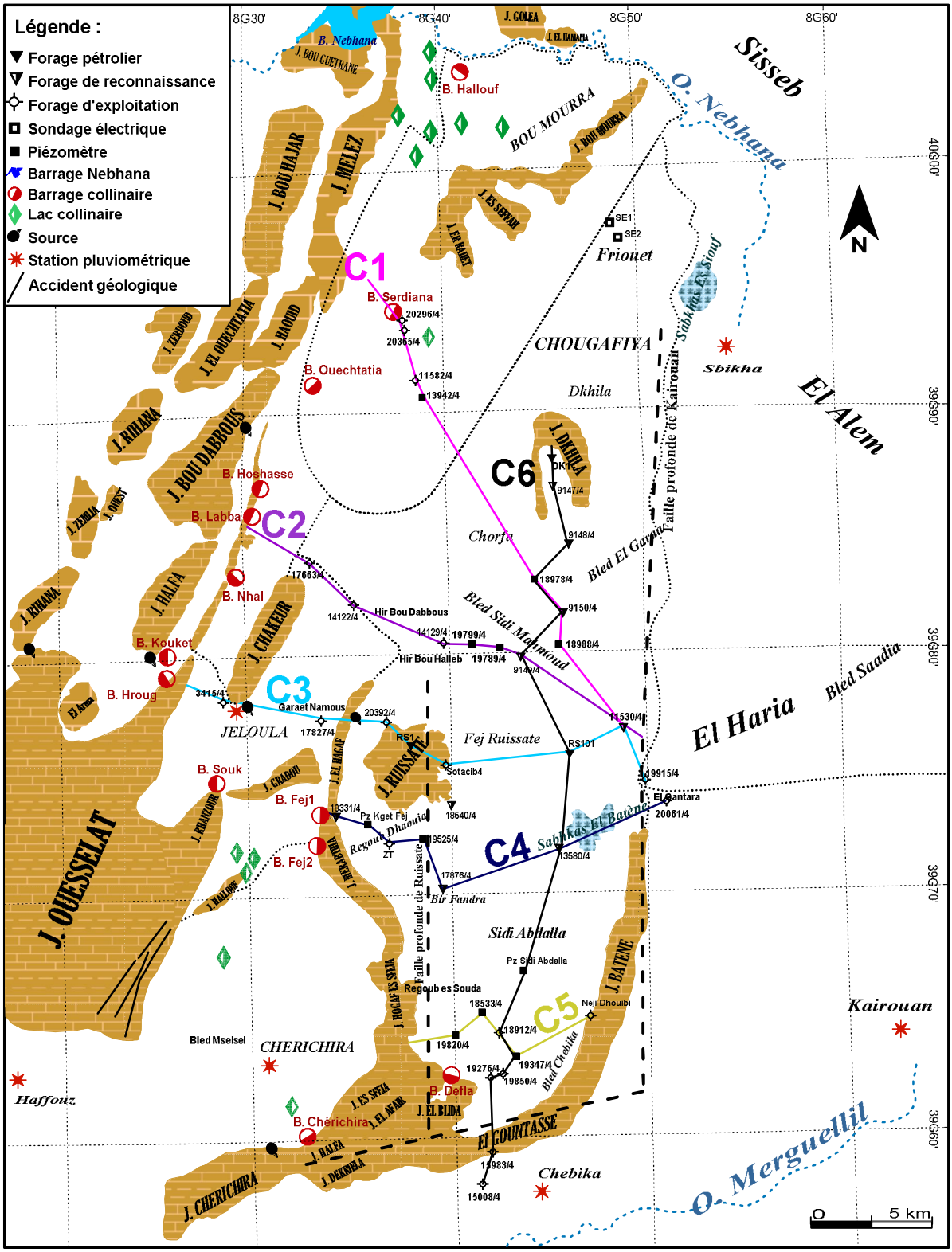


Figure III.3. *Carte de localisation des coupes*

Plus à l'Est, au niveau de la région Bled Sidi Mahmoud, deux formations aquifères sont captées. La première correspond au remplissage du Mio-plio-Quaternaire qui repose en discordance sur les formations antérieures. Cette entité montre une variation

remarquable de faciès et d'épaisseur. En fait, elle est caractérisée par une sédimentation épaisse (115 m) et grossière formée par les graviers, les conglomérats et les galets avec des intercalations de lentilles argileuses au forage RSb (N°9150/4) et piézomètre Sidi Mahmoud (N°18988/4). Cependant, elle devient moins épaisse (20 m) et fine (alluvions fins et argiles) au forage négatif CH1 (N°11530/4) implanté à l'aval de la zone. La deuxième entité, de très faible extension, est formée par les calcaires de l'Eocène inférieur qui sont captés uniquement par le piézomètre Chorfa (N°18978/4) dont le débit est d'environ 7,1 l/s. Cet aquifère est couvert vers l'Ouest par les marnes épaisses de l'Eocène supérieur qui jouent un rôle prépondérant dans l'isolement hydraulique des deux systèmes aquifères voisins (Ain Bou Mourra et Chougafiya).

II.3.2. La coupe C2

Orientée NO-SE, cette coupe met en évidence la relation entre le système aquifère de Ain Jeloula et celui de Chougafiya (Bled Sidi Mahmoud). Elle passe par les points d'eau : 17663/4, 14122/4, 14129/4, 19799/4, 19789/4, 9149/4 et 11530/4 (Figs. III.3, III.5).

Le synclinal de Ain Jeloula est logé dans deux cuvettes synclinales dissymétriques renfermant deux niveaux : un premier niveau de faible épaisseur captant une nappe alluvionnaire attribuée au Quaternaire, et un deuxième niveau profond et relativement épais captant les calcaires de l'Eocène inférieur. Ces deux niveaux sont non communicants grâce à la présence de couches imperméables épaisses attribuées à l'Eocène supérieur. Ces marnes, affleurant particulièrement à Henchir Bou Halleb, jouent le rôle d'un écran imperméable séparant toute communication hydraulique entre les nappes des deux bassins limitrophes.

Vers Bled Sidi Mahmoud, le Mio-plio-Quaternaire représente le seul aquifère capté et intensivement exploité. Malgré que certains puits implantés au voisinage du forage de reconnaissance RSa (9149/4) aient touché un deuxième aquifère captant les calcaires marneux du Crétacé supérieur, ces puits ont été rapidement abandonnés à cause de la forte salinité et la présence de sulfure d'hydrogène (H_2S) dans les eaux souterraines.

Plus à l'Est, en allant vers la dépression El Haria (Fig. III.3), les marnes éocènes recoupées au niveau du forage négatif CH1 (N°11530/4), subaffleurent sous l'action de la faille profonde de Kairouan, définissant ainsi, la structure d'un seuil morphologique (Amrhein, 1981) qui s'étend sur toute la limite orientale de la plaine de Chougafiya (Figs. III.3, III.5).

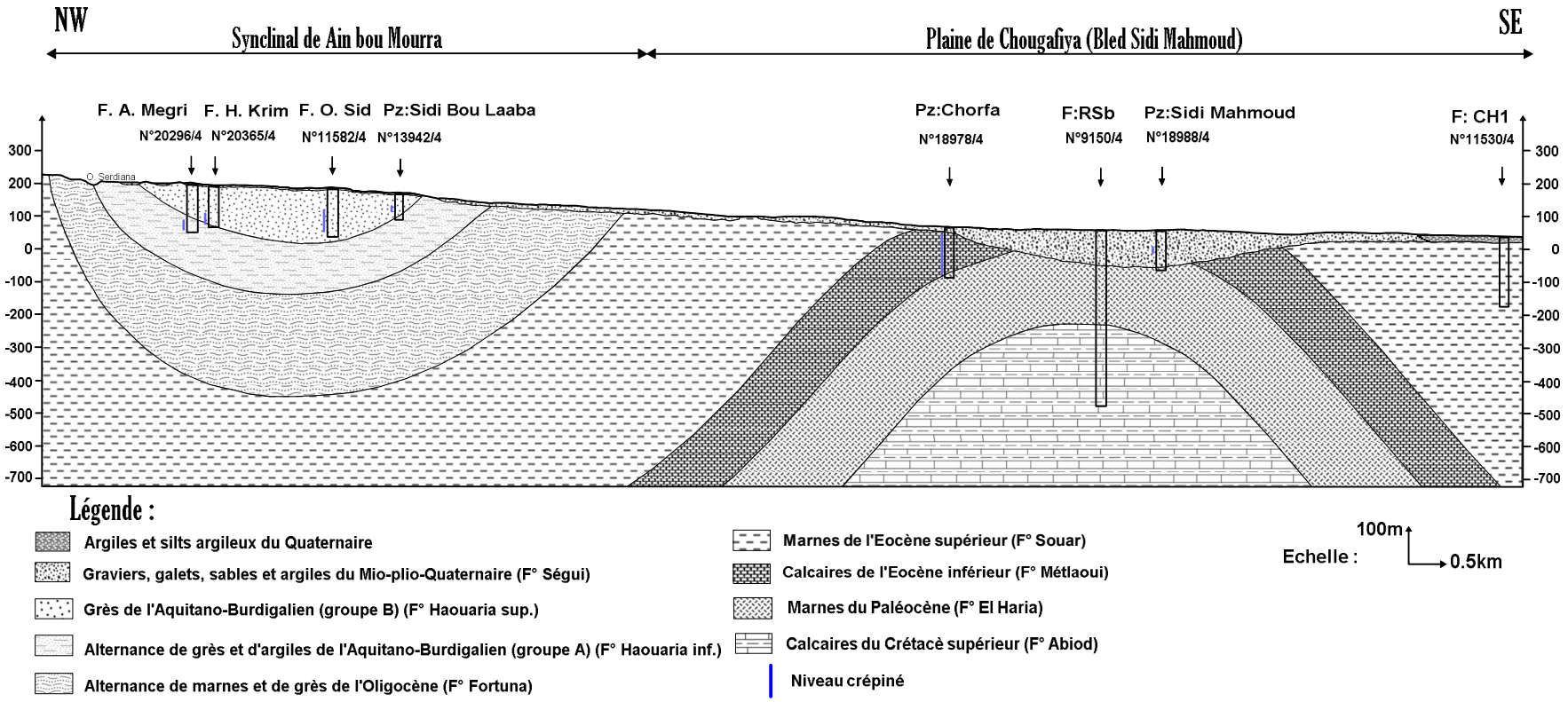


Figure III.4. *Coupe C1 (relation synclinal de Ain Bou Mourra et la plaine de Chougafiya)*

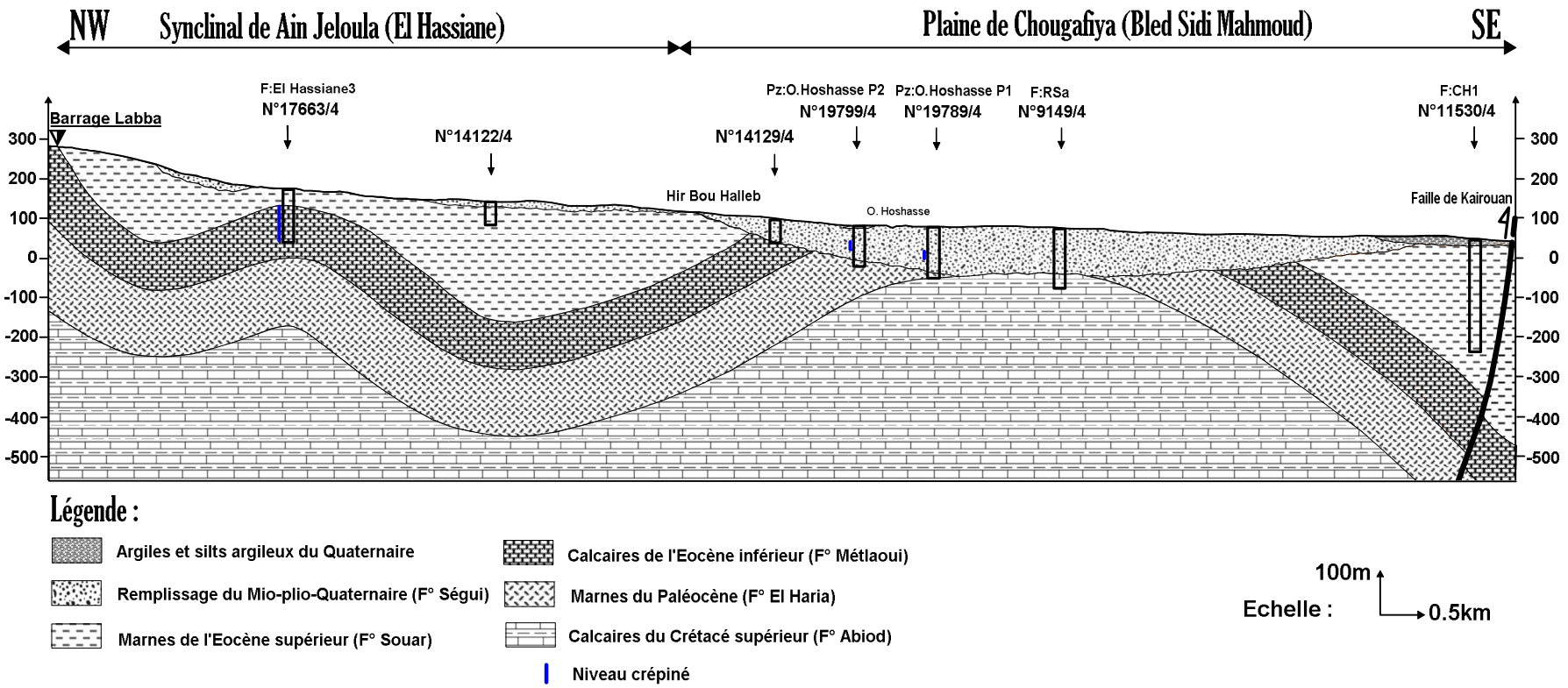


Figure III.5. *Coupe C2 (relation synclinal de Ain Jeloula et la plaine de Chougafiya)*

II.3.3. La coupe C3

Cette coupe transversale met en évidence l'extension des séries lithostratigraphiques au centre de la plaine (région Fej Ruissate) et leurs relations avec les systèmes aquifères limitrophes de Ain Jeloula et d'El Alem situés respectivement aux limites occidentale et orientale (Figs. III.3, III.6). Passant par les forages: 3415/4, 17827/4, 20392/4, RS1, SOTACIB4, RS101, 11530/4 et 19915/4, cette coupe montre que les marnes paléocènes forment le substratum imperméable de la nappe carbonatée de Ain Jeloula. Également, ces aquicludes entravent la communication hydraulique avec le réservoir crétacé, qui constitue le principal aquifère productif dans la région Fej Ruissate.

Comme montre la coupe C3 (Fig. III.6), le bassin central est affecté par un damier de failles de directions variées qui ont donné lieu à des structures en horsts et grabens. Ces accidents ont provoqué d'importantes variations d'épaisseurs et des différentiations des faciès dans les séries d'âge Campanien–Maastrichtien inférieur (Abbès, 2004). Ces séries sont formées essentiellement par des alternances de calcaires micritiques fissurés, de marno–calcaires ou de calcaires marneux avec des lits de marnes grises.

Malgré que cette formation est affleurante aux piémonts Est et SE du J. Ruissate, les niveaux carbonatés du Campanien–Maastrichtien dans ces zones sont moins perméables et donc faiblement rechargés que ceux rencontrés au piémont NE (F. 20392/4) ou SE (F. 19525/4) du fait que leur fissuration est fonction des conditions de sédimentation et d'altération de surface. Les forages SOTACIB4 et 18540/4 (Fig. III.3) sont implantés directement sur les alternances de calcaires et marno–calcaires. Cette configuration lithologique donne à cet aquifère une tendance semi-captive à captive. Cependant, en passant vers le centre ou le SE du bassin (région Bir Fandra), les séries carbonatées deviennent de plus en plus confinées. Le confinement de cet aquifère est assuré par les marnes noires du Paléocène. Par conséquent, tous les forages (F. SOTACIB4, F. 18540/4 et 17876/4) et les puits, captant les sections captives à l'Est de la faille de Ruissate (Fig. III.3) sont abandonnés à cause de la forte salinité (l'ordre de 10 g/l) et la présence de fortes teneurs en H_2S dans les eaux souterraines. Le régime hydrodynamique de cet aquifère est largement influencé par la tectonique et la lithologie.

Au centre de la plaine où les séries antérieures au Campanien– Maastrichtien inférieur sont totalement érodées, l'épaisseur de cette formation est réduite. Au forage RS101, les séries du Crétacé supérieur (110 m) sont couvertes en discordance par le remplissage mio-plio-quaternaire. Cependant, passant vers l'Ouest (synclinal Ain Jeloula),

les séries du Crétacé supérieur sont en contact normal et concordantes avec les couches sous et sus-jacentes et leur épaisseur pourrait atteindre 770 m (Fig. III.6).

Vers l'Est, le substratum marneux affleure, résultant de l'action de la faille de Kairouan, qui représente une barrière qui isole géométriquement les nappes du système aquifère El Alem de la nappe du Mio-plio-Quaternaire de Chougafiya. Ainsi, le seuil morphologique peut constituer une limite hydrogéologique entre les deux bassins limitrophes.

II.3.4. La coupe C4

Orientée sensiblement NW-SE, SW-NE, la coupe C4 s'étend du J. Merabtiha en passant par F. 18331/4, pz Khanguet El Fej, F. Zouheir Titouh, pz 19525/4, F. 17876/4, F. 13580/4 et F. 20061/4 (Figs. III.3, III.7). Cette coupe permet de faire apparaître l'évolution de la sédimentation secondaire, tertiaire et quaternaire entre la limite Ouest et Est du bassin. Elle montre que les calcaires du Crétacé supérieur sont sub-affleurants dans la région Regoub Dhaouia, située au piémont Ouest du J. Ruissate (Fig. III.3). Ces séries sont parfois surmontées par une mince couche de dépôts alluvionnaires du Mio-plio-Quaternaire dont l'épaisseur allant de 3 à 16 m. Dans cette zone caractérisée par l'extension de plusieurs périmètres irrigués, la nappe du Crétacé est fortement exploitée par les forages illicites. Toutefois, cet aquifère carbonaté devient progressivement confiné en passant vers le centre du bassin. Sous l'effet des accidents géologiques, ces calcaires s'approfondissent en direction de la Sabkhas, leur mur s'enfonce à plus de 1200 m (Amrhein, 1981).

Au niveau du forage Bir Fandra N°17876/4 (Figs. III.3, III.7), les calcaires campaniens sont recouverts par les marnes noires du Paléocène (73 m), ils forment ainsi un aquifère captif. L'eau de ce forage est captée à deux niveaux : 167 - 172 m et 195 - 210 m.

Les résultats d'analyse montrent une salinité très élevée (11,4 g/l) et de fortes concentrations en H_2S. Ces données témoignent de la présence de la matière organique et du gypse dans les bancs de marno-calcaires ou de marnes sus-jacentes. Pour cette raison, cette nappe n'est plus exploitée dans cette zone.

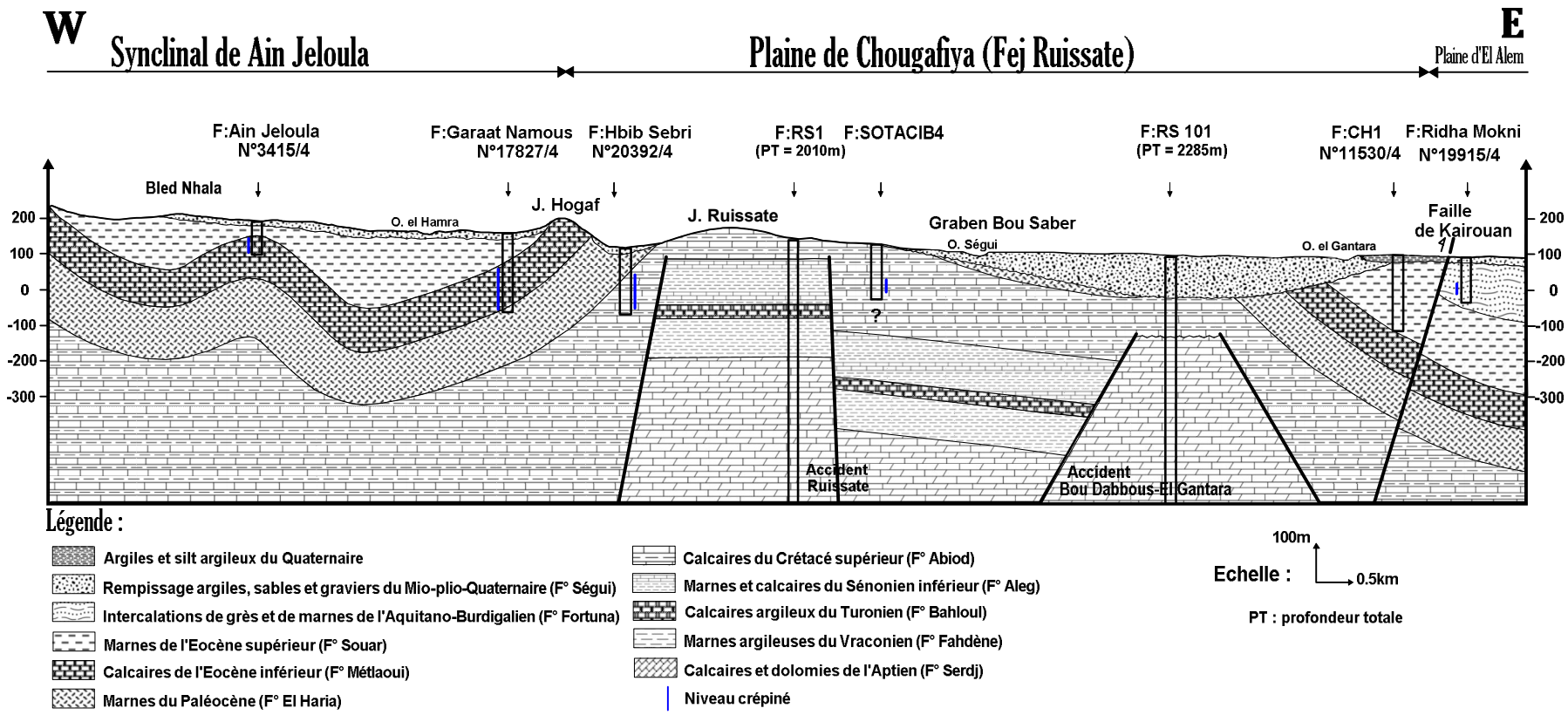


Figure III.6. *Coupe C3 (relation synclinal de Ain Jeloula, la plaine de Chougafiya et la plaine d'El Alem)*

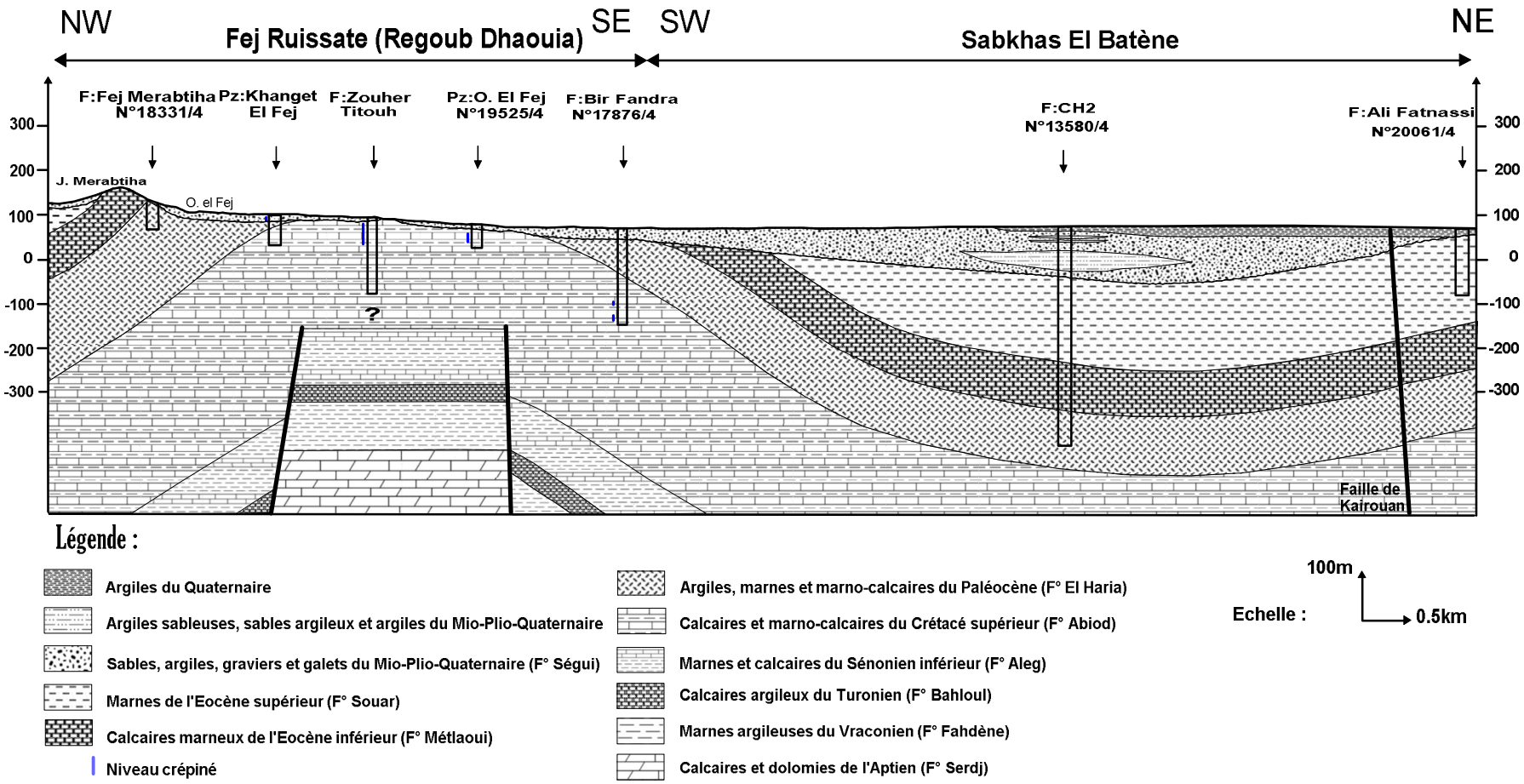


Figure III.7. *Coupe C4 (évolution de la sédimentation entre la limite Ouest et Est du bassin)*

De l'Ouest vers l'Est, la coupe C4 montre une variation remarquable de faciès et d'épaisseur dans les dépôts mio-plio-quaternaires. En fait, dans la région Regoub Dhaouia, ces sédiments sont de très faible épaisseur et de lithologie grossière formée par les graviers, les conglomérats et les galets avec des intercalations de lentilles argileuses. Cependant, en passant vers Sabkhas El Batène, les dépôts alluvionnaires atteignent un maximum d'épaisseur (115 m) au forage N°13580/4. Ces dépôts sont assez fins, représentés généralement par des limons et des silts argileux, des argiles sableuses et des sables fins.

II.3.5. La coupe C5

Elle est limitée par les reliefs de la bordure méridionale du bassin : J. Hogaf Es Sfeia à l'Ouest et J. Batène à l'Est (Figs. III.3, III.8). Passant par les piézomètres N°IRH : 19820/4, 18533/4, 18912/4, 19347/4 et le puits DHOUIBI, cette coupe met en évidence la continuité de la formation sableuse du Mio-pliocène, qui constitue le principal aquifère productif au Sud du bassin. De l'Ouest vers l'Est, on assiste à une variation latérale du faciès et des changements lithologiques considérables. En effet, on passe d'une lithologie à dominance sableuse à une lithologie hétérogène semi perméable formée par des sables avec des lentilles de sables argileux et d'argiles sableuses avec des lits de graviers. D'autre part, la variation de l'épaisseur dans les séries mio-pliocènes est régie essentiellement par la tectonique (Fig. II.3). Les accidents transversaux d'orientation SW- NE et NW-SE ont entraîné l'effondrement ou la subsidence de cette formation continentale (Borgi et Andrieu, 1979).

A Regoub Souda (Fig. III.3), les calcaires (d'âge Eocène inférieur) affleurant au piémont du J. Hogaf Es Sfeia et forment un aquifère de très faible extension, qui n'est rencontré que localement dans quelques puits profonds de cette région. Cette formation carbonatée est surmontée par une quarantaine de mètres de sables mio-pliocènes.

Plus à l'Est, au piémont du J. Batène (Fig. III.3), quelques puits de surface ont rencontré les intercalations de marnes et de grès rouges de l'Oligocène. Ces dépôts continentaux constituent un aquifère local, qui est isolé de la formation sableuse du Mio-pliocène par un accident de surface affectant le versant Est du J. Batène. L'importance du rejet de cette faille et les séries marno-gypseuses de l'Eocène supérieur qui acquièrent une épaisseur relativement importante dans cette zone semblent être à l'origine de l'isolement des sables mio-pliocènes de l'aquifère sous-jacent.

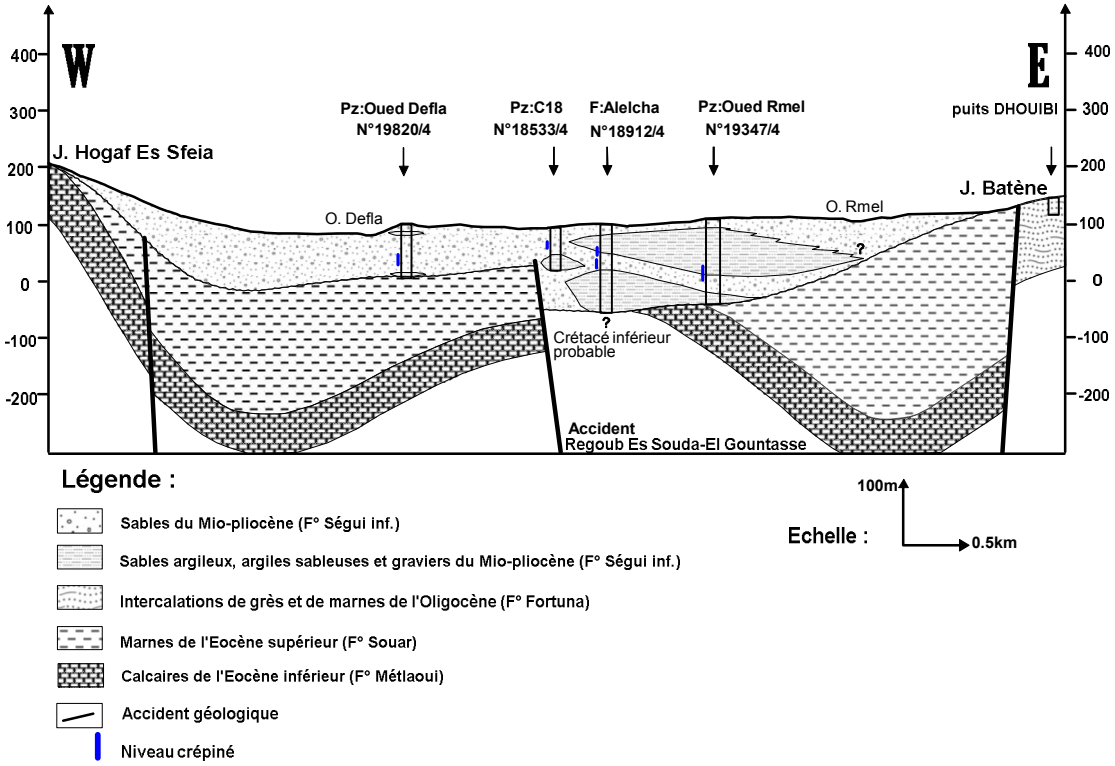


Figure III.8. *Coupe C5 (continuité de la formation sableuse du Mio-pliocène au Sud du bassin)*

II.3.6. La coupe C6

Orientée sensiblement Nord-Sud, la coupe C6 illustre la structure du bassin depuis J. Dkhila jusqu'au bassin du Merguellil. Elle passe par les forages de prospection: DK1, 9147/4, 9148/4, 9150/4, 9149/4, RS101, 13580/4, les piézomètres: pz Sidi Abdalla et 19347/4 et les forages d'exploitation: 18912/4,19276/4, 19850/4, 15983/4 et 15008/4 (Figs. III.3, III.9).

Cette coupe visualise de façon synthétique l'extension des différentes nappes qui se développent le long de la plaine, elle met en évidence les points suivants:

- L'irrégularité de la structure du bassin (structure en vals et combes) qui reflète l'action des axes anticlinaux et des axes synclinaux ;
- La discontinuité des formations aquifères par le jeu des accidents tectoniques ;
- Les variations latérales de faciès et d'épaisseurs des formations aquifères dans chaque secteur de la plaine ;
- Les conditions de sédimentation et d'altération de surface.

A Bled Chorfa, le piézomètre N°18978/4 indique l'existence d'un aquifère d'épaisseur 130 m de très faible extension captant les calcaires de l'Eocène inférieur. Cette nappe est surmontée par 10 m de sédiments mio-plio-quaternaires et elle repose sur les marnes du Paléocène.

Passant vers Bled Sidi Mahmoud, le Mio-plio-Quaternaire (épais de 126 m au forage N°9149/4), qui représente le principal aquifère exploité dans ce secteur, repose en discordance sur les calcaires du Campanien–Maastrichtien inférieur. En effet, ces séries carbonatées sont très développées et leur épaisseur dépasse 700 m dans cette zone. Cependant, au centre de la plaine (Fej Ruissate), elles subissent une variation considérable d'épaisseur sous l'effet des accidents transversaux qui ont donné lieu à des structures en horsts et grabens. Ces structures cassantes à rejet plus ou moins important, sont à l'origine de la mise en face des séries de natures lithologiques différentes.

Au forage RS101, les calcaires du Crétacé supérieur subissent une forte érosion et leur épaisseur devient réduite (110 m). Ils reposent en discordance sur la formation carbonatée de l'Albo-Aptien. Cependant, ils s'épaississent d'avantage et s'enfoncent sous les marnes du Paléocène à des profondeurs dépassant les 600 m dans le bassin subsident de Sabkhas El Batène. Cette subsidence est activée par le jeu des failles normales qui bordent cette dépression.

Vers le Sud de la plaine (Bled Chebika), s'individualise un aquifère libre logé dans une formation sableuse attribuée au Mio-pliocène dont l'épaisseur dépasse 200 m. Cette nappe est affectée par un accident SO-NE (accident Sif Touil) qui joue le rôle d'une barrière empêchant toute circulation souterraine vers la nappe Plio-Quaternaire du bassin Merguellil (Figs. III.3, III.9). Ce bassin limitrophe, est constitué d'une cuvette d'effondrement comblée par des dépôts alluvionnaires. Les deux forages 15983/4 et 15008/4 (Fig. III.3), situés à proximité de l'oued Merguellil montrent qu'il s'agit d'une sédimentation lenticulaire (alternance des sables argileux et des lentilles d'argiles).

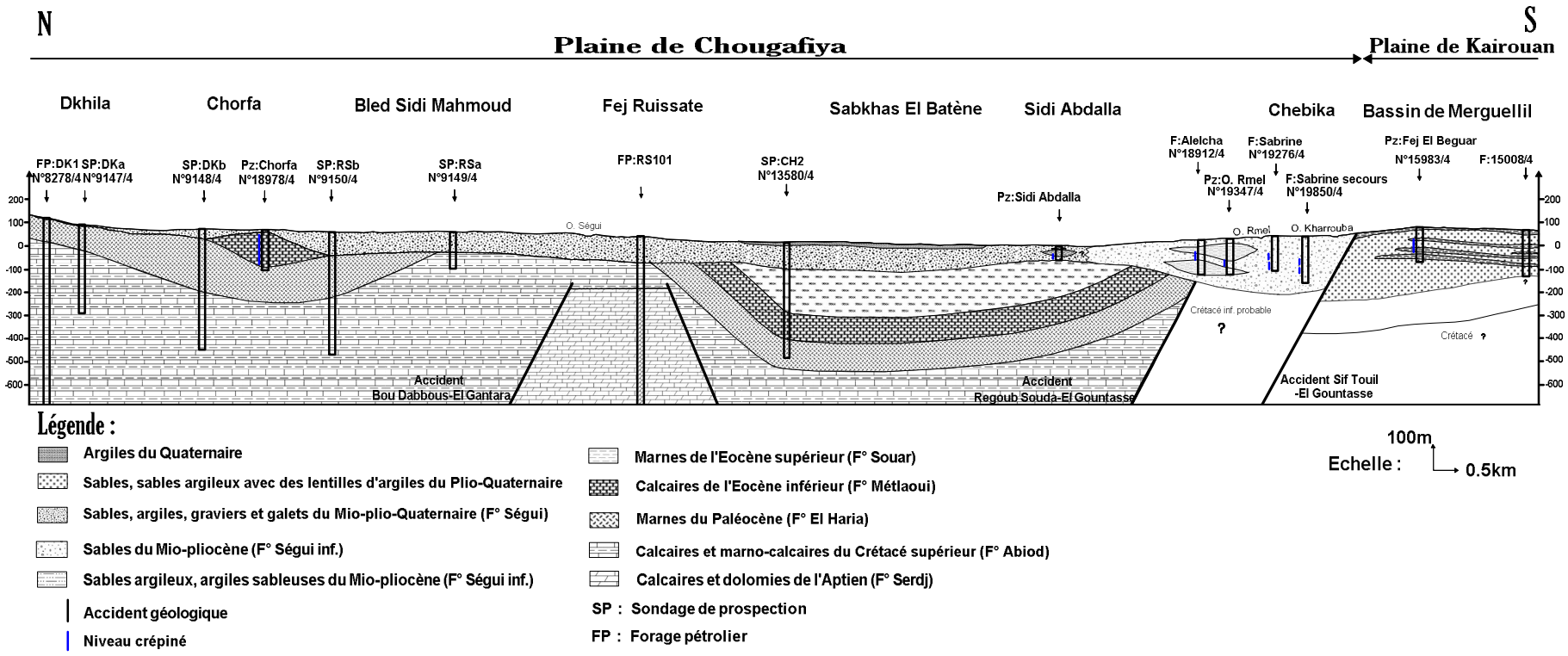


Figure III.9. *Coupe C6 (structure du bassin Chougafiya et relation avec le bassin du Merguellil)*

II.3.7. Carte d'altitude des toits des formations réservoirs

La carte d'altitude des toits des formations réservoirs (Crétacé supérieur et Eocène inférieur) a été établie par Borgi et Andrieu en 1979 en se basant sur les données fournies par les coupes de prospection électrique et les forages de reconnaissance (Fig. III.10).

- Formation Crétacé supérieur (Campanien–Maastrichtien inférieur)

Cette carte montre que l'allure des courbes du toit de la formation Crétacé supérieur est symétrique par rapport aux axes anticlinaux du J. Dkhila et J. Ruissate (Fig. III.10). Ces courbes se ferment suivant une direction Nord-Sud.

Le toit le moins profond est rencontré à Regoub Dhaouia (piémont Sud du J. Ruissate). En fait, les calcaires qui affleurent dans cette région (coupe C4), se trouvent à une profondeur de 110 m au centre du bassin (F. RS101) (coupe C3) et à Bled Sidi Mahmoud (F. 9149/4) (coupe C6), à 300 m dans la région Dkhila et à plus de 600 m à Sabkhas El Batène. Le jeu de failles normales profondes est à l'origine de la grande variation de la position du toit et du mur de cette nappe. Cette configuration structurale lui permet d'assurer un rôle important dans la continuité des écoulements souterrains dans ce secteur.

- Formation Eocène inférieur

Les courbes du toit de la formation Eocène inférieur montrent une allure symétrique par rapport à l'axe anticlinal du J. Dkhila. Les calcaires de cette formation sont en affleurement tout le long de la limite occidentale de la plaine et occupant le cœur des anticlinaux de bordure (J. Hagaf-El Merabtiha et J. Hogaf-Es Sfeia). Au niveau du Bled El Garaa (Fig. III.3) et Sabkhas El Batène (coupe C6), le toit de l'Eocène inférieur atteint son maximum de profondeur de l'ordre de 360 m. Dans la région Chorfa (située au piémont Sud du J. Dkhila) (coupes C1 et C6) et à Regoub Souda (piémont Ouest du J. Hogaf-Es Sfeia) (Fig. III.3), la formation carbonatée de l'Eocène est subaffleurante. A ces niveaux, elle constitue un aquifère local de très faible extension.

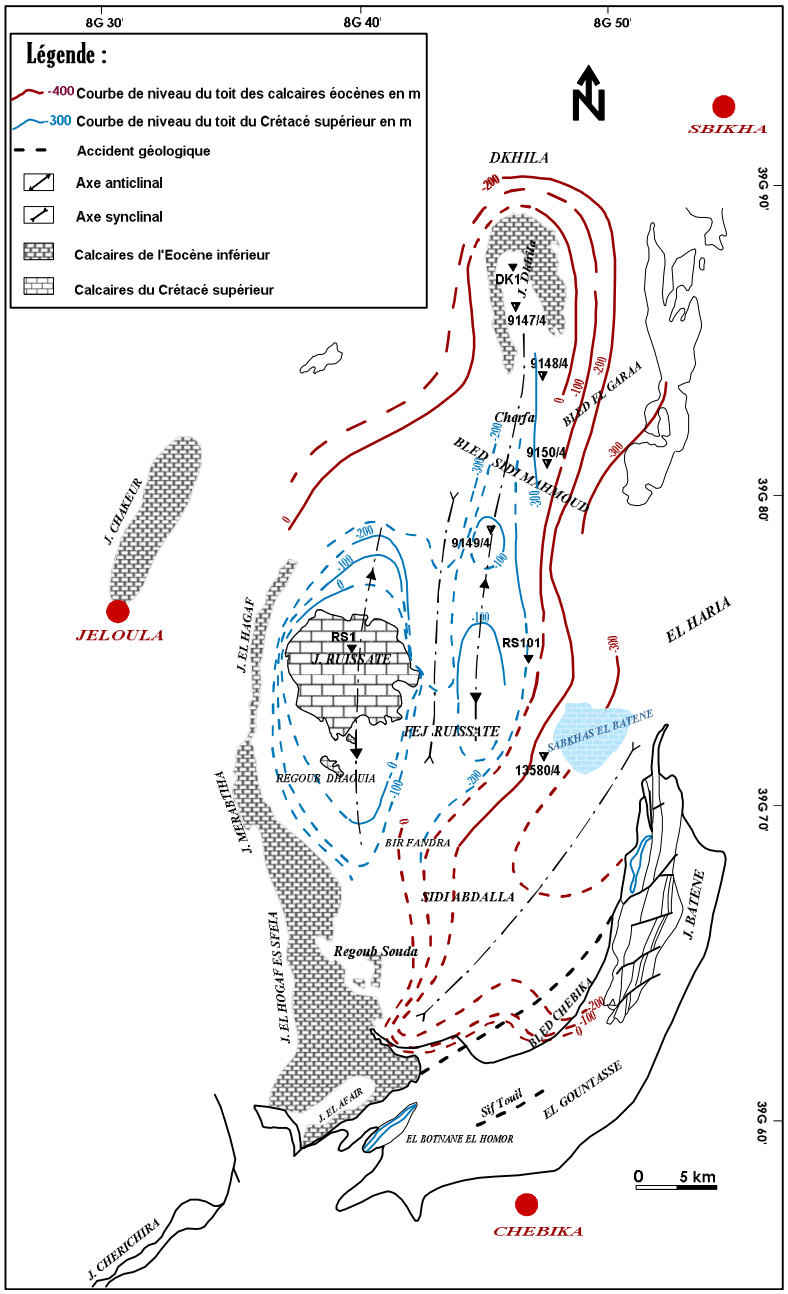


Figure III.10. *Carte du toit du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur (Borgi et Andrieu, 1979)*

II.3.8. Carte isopaque de la formation Mio-plio-Quaternaire

La carte isopaque de la formation Mio-plio-Quaternaire a été dressée à partir des données de forages et de piézomètres couvrant la presque totalité du bassin Chougafiya (Fig. III.11). Cette carte montre que les épaisseurs maximales sont observées au centre de la plaine (130 m à Bled Sidi Mahmoud et 115 m au niveau du Sabkhas El Batène). Toutefois, les épaisseurs les plus faibles sont décelées aux bordures du bassin. Comme montre les coupes géologiques (C1, C2, C3, C4 et C6), les marnes de l'Eocène supérieur

qui représentent le plus souvent le substratum de l'aquifère superficiel du bassin, subaffleurent aux limites de la plaine. Ces aquicludes ont été rencontrés à des profondeurs moins de 20 m.

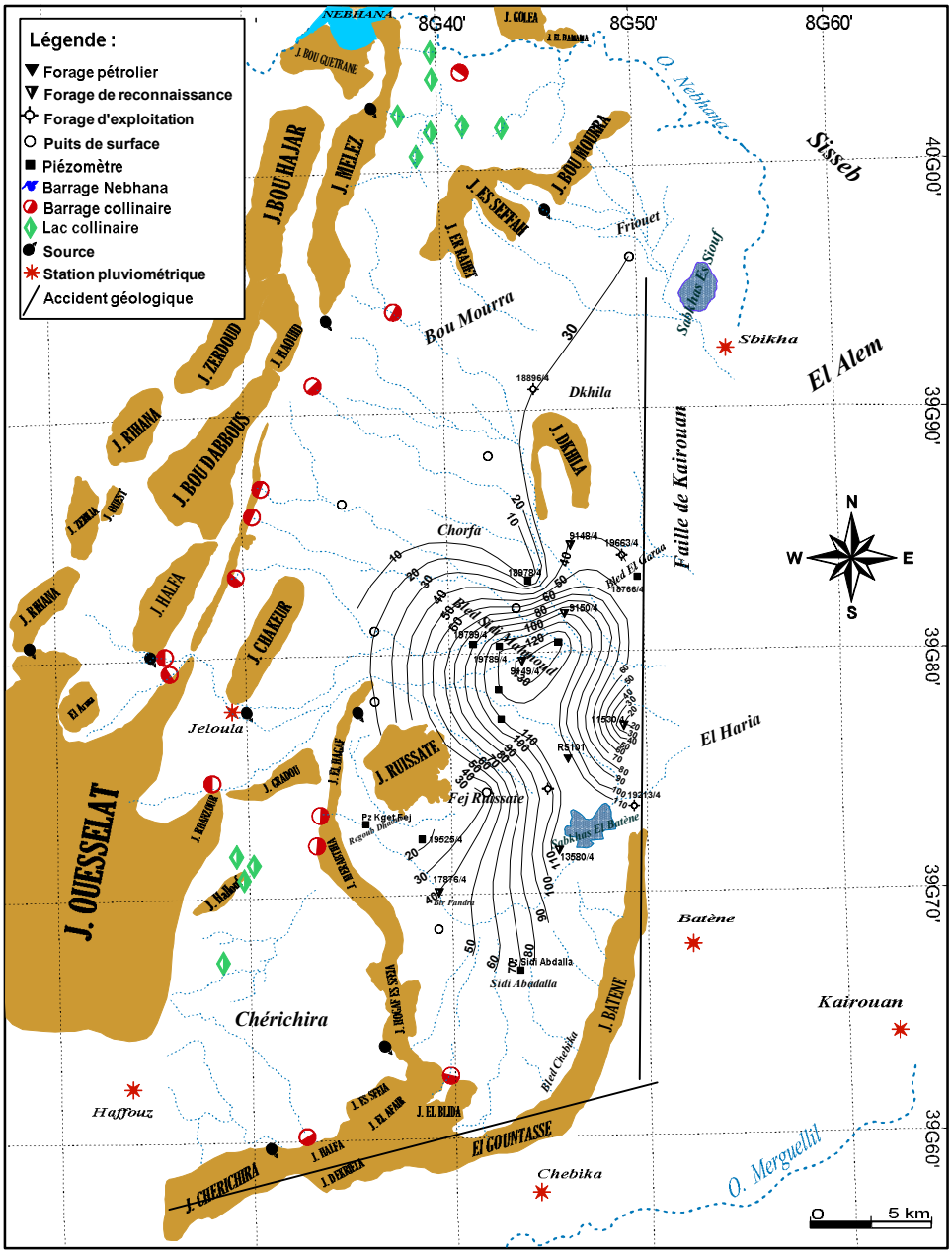


Figure III.11. *Epaisseur du remplissage Mio-plio-Quaternaire du bassin Chougafiya*

Également, l'examen de la carte géologique de la zone d'étude (Fig. II.1) montre des affleurements de marnes éocènes au Nord du bassin et aux limites avec le synclinal de Ain Bou Mourra (coupe C1) et le synclinal de Ain Jeloula (coupe C2). Ces dépôts ont joué le rôle d'un écran imperméable qui exclue toute communication entre l'aquifère superficiel du bassin Chougafiya et ceux des bassins limitrophes.

Au piémont Sud du J. Ruissate (Regoub Dhaouia), où l'aquifère Crétacé supérieur est capté à faible profondeur (coupe C4), l'épaisseur du Mio-plio-Quaternaire est variable de 3 à 16 m.

Généralement, il semble que les accidents profonds n'ont pas affecté la continuité hydraulique horizontale de l'aquifère superficiel du bassin. Cependant, le jeu de la faille de Kairouan a engendré le soulèvement des marnes éocènes (coupes C2, C3 et C4) à la limite orientale et a provoqué donc, une réduction significative de l'épaisseur de l'aquifère superficiel. En fait, cette barrière souterraine assure la discontinuité hydraulique du système et bloque l'écoulement des eaux de la nappe phréatique vers celle de la cuvette effondrée d'El Alem (coupe C3).

A l'échelle de la plaine de Chougafiya, les variations de l'épaisseur de la formation Mio-plio-Quaternaire reflètent probablement l'instabilité du bassin (configuration tectonique instable de l'axe N-S). Généralement, en comparant cette entité avec celle des systèmes limitrophes: la plaine de Kairouan (épaisseur 800 m) et la plaine de Sisseb El Alem (épaisseur 400 m) qui font partie d'un domaine plus stable de l'Atlas tunisien, on constate que l'aquifère superficiel de Chougafiya est très peu développé (Borgi et Andrieu, 1979).

II.4. Schéma de circulation des eaux

II.4.1. L'aquifère superficiel

Depuis 1970, la nappe superficielle de Chougafiya a été surveillée par des puits de surface concentrés majoritairement dans la partie amont du bassin (Fig. III.12). Récemment, une dizaine de piézomètres ont été implantés particulièrement dans la région Bled Sidi Mahmoud. Etant donné que ce réseau, géré par la CRDA de Kairouan, ne couvre pas toute la superficie de la plaine de Chougafiya, il était donc nécessaire d'effectuer des mesures de niveaux statiques sur d'autres puits de surface répartis de façon homogène sur le bassin. De plus, après des essais de régénération, on a réussi à prendre une mesure du plan d'eau le 23/10/2010 à partir du piézomètre PZ1 captant la nappe Quaternaire du Sabkhas El Batène qui a été colmaté depuis octobre 1978 (Fig. III.12).

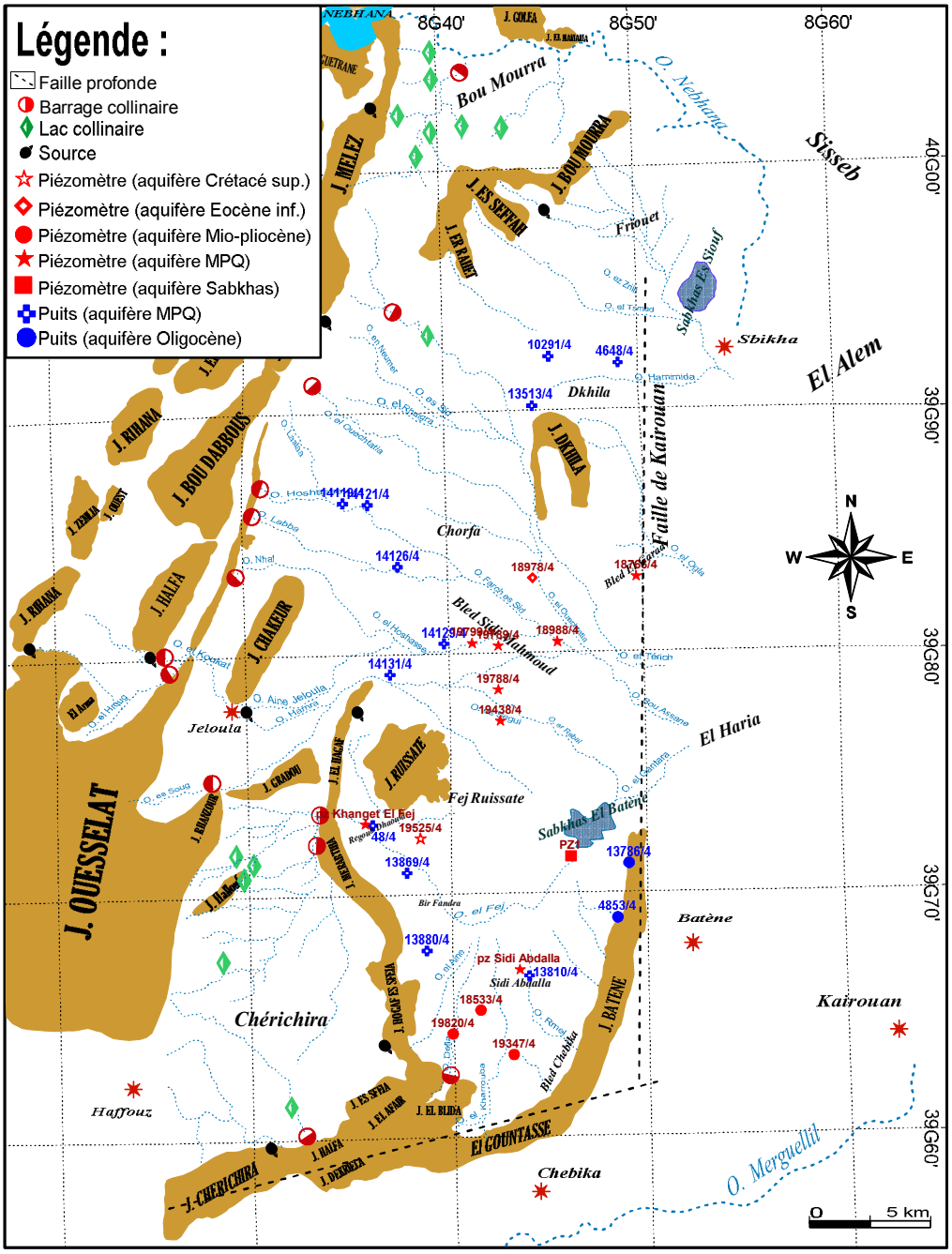


Figure III.12. *Carte du réseau de suivi piézométrique de la plaine de Chougafiya*

La carte piézométrique de la nappe superficielle (Fig. III.13) a été établie pour l'année 2010 à partir d'une base de données comprenant 44 points captant le remplissage Mio-plio-Quaternaire. Cette carte montre que l'écoulement de la nappe est généralement NO–SE dans les secteurs Nord et Ouest de la plaine. En effet, les courbes isopièzes s'alignent selon une direction atlasique NE–SO en liaison avec la topographie du bassin.

Cette carte révèle des altitudes piézométriques variant de 14 et 168 m. Les valeurs les plus élevées se trouvent au niveau de la bordure NO du bassin. Cette zone reçoit une

alimentation considérable en provenance des oueds traversant les bassins limitrophes (Ain Bou Mourra et Ain Jeloula). Malgré que cette recharge soit favorisée par la présence de formations perméables à lithologie grossière, elle a subit une diminution importante durant les dernières décennies après la mise en place des barrages collinaires sur les affluents des oueds. Ces ouvrages de mobilisation ont réduit les infiltrations des eaux de ruissellement à travers les affleurements de bordure du bassin.

Au niveau du Bled Sidi Mahmoud, les courbes piézométriques se resserrent puis deviennent espacées. La diminution du gradient hydraulique à cette zone résulte de la bonne conductivité hydraulique et de l'intensification de l'exploitation de la nappe superficielle à cet endroit.

Les cotes piézométriques diminuent progressivement en allant vers le SE. Les valeurs les plus faibles sont observées dans la partie centrale et méridionale du bassin. En fait, la baisse très importante du niveau piézométrique, créée suite à la forte exploitation de la nappe, a engendré l'inversion du sens d'écoulement naturel et l'apparition de deux dépressions piézométriques dans les régions Bled Sidi Mahmoud et Sidi Abdalla, où les niveaux piézométriques sont respectivement inférieurs à 20 et 15 m. Ce nouveau régime d'écoulement a facilité une migration des eaux hyper-salées de la nappe du Sabkhas El Batène et une contamination progressive des eaux phréatiques. L'examen des courbes isopiézométriques au Sud du Bled Sidi Mahmoud montre une concavité vers la Sabkhas et un écoulement très lent de la nappe (Fig. III.13). Ceci est marqué par un très faible gradient hydraulique qui est du à l'augmentation de l'épaisseur du Mio-plio-Quaternaire (130 m) qui devient très argileux dans cette zone (coupe C2). De même à Sidi Abdalla, les courbes sont concaves vers la Sabkhas, mais avec un gradient plus fort. Par conséquent, l'écoulement des eaux salées de cette dépression vers la région Sidi Abdalla (remplissage d'épaisseur 70 m et de lithologie sableuse à argilo-sableuse ou argileuse, coupe C6) sera plus important que celui à Bled Sidi Mahmoud malgré que le phénomène de diffusion est généralement faible ou lent dans les milieux liquides, il se produit plus rapidement dans les matériaux à haut coefficient de perméabilité (tels que les sables). Cette hypothèse sera bien confirmée par les études géochimiques.

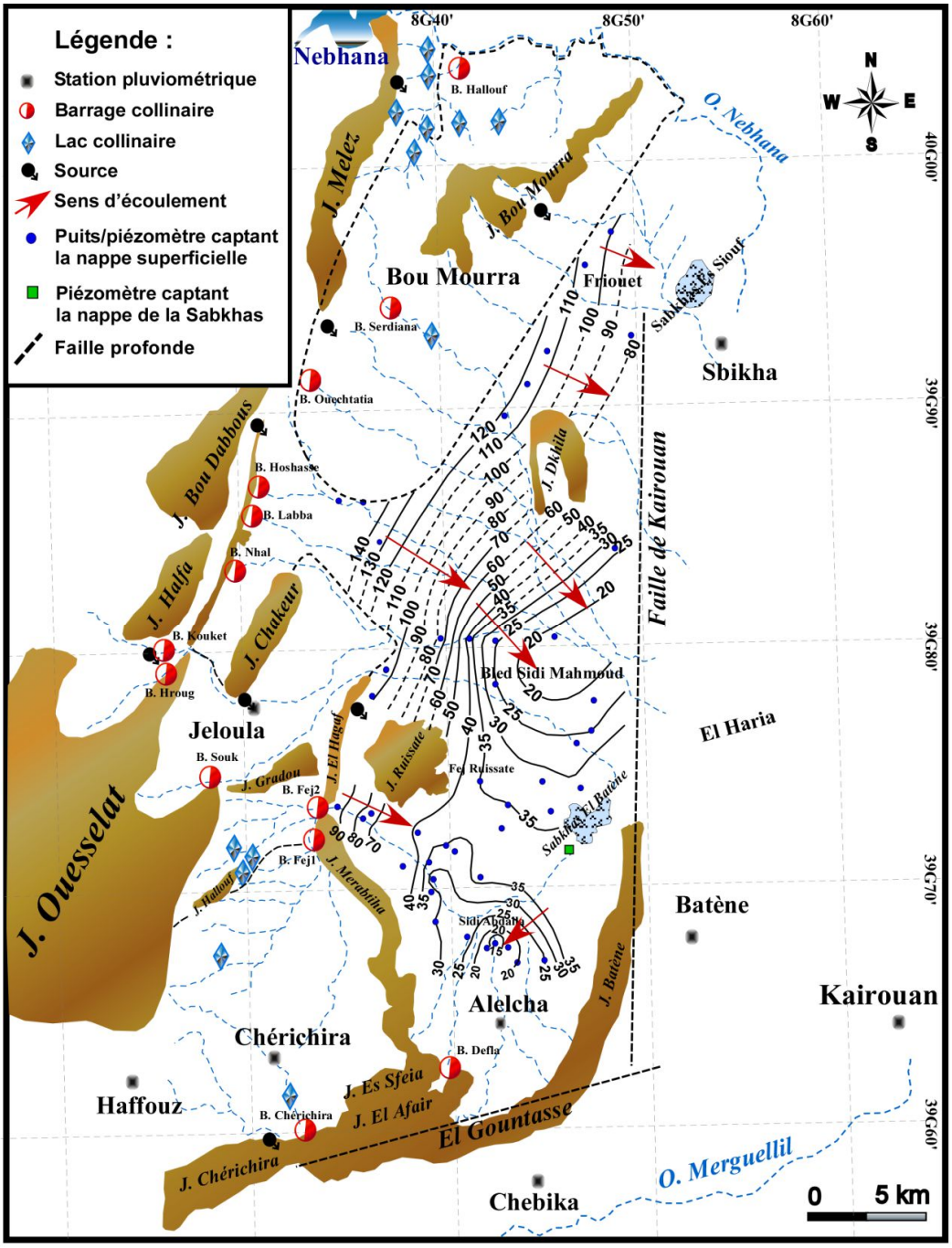


Figure III.13. *Carte piézométrique de la nappe superficielle (Mio-plio-Quaternaire) de la plaine de Chougafiya (2010)*

Vers l'Est, l'affleurement du substratum marneux résultant de l'action de la faille profonde de Kairouan, a créé un seuil morphologique qui a provoqué le blocage des eaux. Ainsi, ce seuil pourrait jouer le rôle d'un seuil hydraulique mais avec un effet négatif (Amrhein, 1981).

L'étude comparative effectuée entre la carte piézométrique réalisée lors de la présente étude et celle établie en 1976 par Amrhein (1981) a permis de ressortir les remarques suivantes :

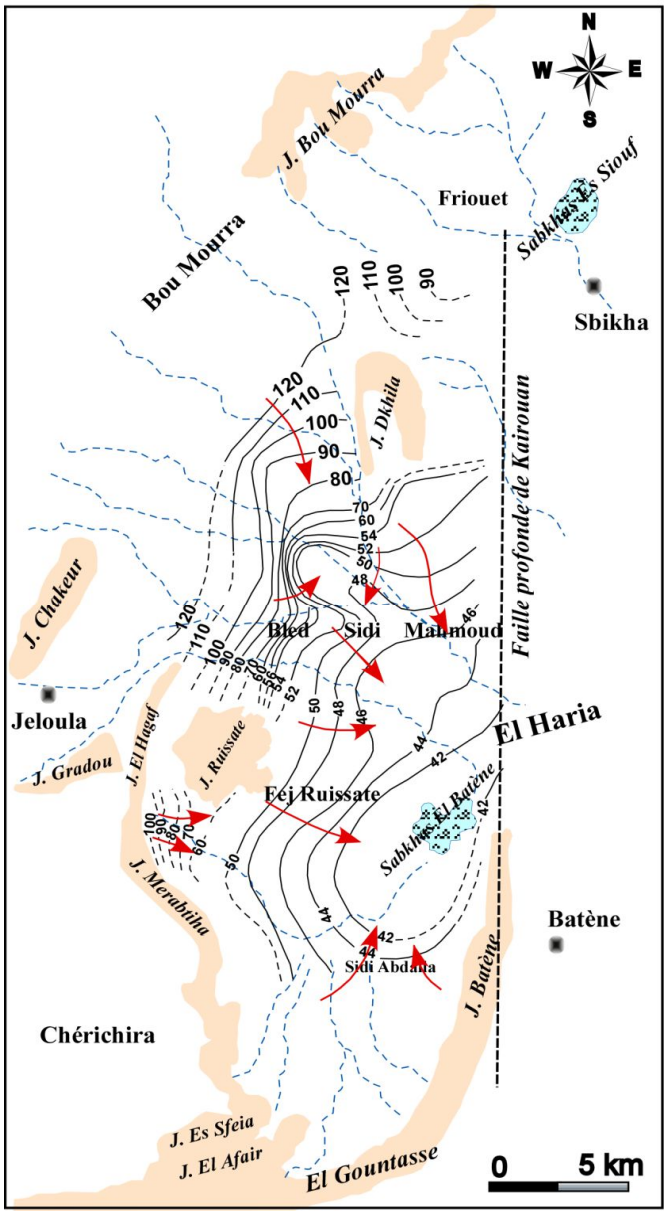


Figure III.14. *Carte piézométrique de la nappe superficielle (Mio-plio-Quaternaire) de la plaine de Chougafiya (état 1976) (Amrhein, 1981)*

- La direction NO-SE est conservée à l'amont du bassin étant donné qu'elle suit sensiblement la topographie. Donc, l'amont du bassin constitue une zone préférentielle d'alimentation. Elle reçoit les eaux de ruissellement des principaux oueds qui prennent naissance sur les reliefs de bordure, traversent les synclinaux de Ain Bou Mourra et Ain Jeloula et drainent la plaine de Chougafiya ;

- Les variations du gradient hydraulique sont liées à la diminution de la transmissivité de l'aquifère de l'Ouest vers l'Est de la plaine où les horizons argileux prédominent et aussi à la variation de l'épaisseur du remplissage alluvionnaire ;
- L'allure des isopièzes est largement modifiée au centre du bassin en raison de l'intensification du pompage et l'extension des superficies irriguées. Cette situation a engendré une modification du sens d'écoulement naturel;
- La surface piézométrique atteste une régression très importante pendant les trois dernières décennies (rabattement généralisé variant de 0,6 à 1 m/an) conduisant à la création des creux piézométriques dans la zone médiane et de l'inversion du gradient hydraulique depuis la Sabkhas vers les cuvettes piézométriques. En effet, depuis 40 ans, l'aquifère superficiel était soumis à un endoréisme souterrain dont Sabkhas El Batène constitue l'exutoire naturel des eaux superficielles et souterraines. La forte baisse du niveau piézométrique entre 1976 et 2010 a engendré une modification de l'équilibre naturel de l'aquifère. De plus, l'implantation des ouvrages de mobilisation entre 1993 et 2004 a considérablement contribué à la diminution des apports des eaux de ruissellements vers la nappe.

Ainsi, la nappe phréatique de Chougafiya montre une situation piézométrique alarmante qui est à l'origine d'une diminution des réserves hydriques et une modification des caractéristiques hydrochimiques suite à la contamination des eaux de l'aquifère par les eaux fortement minéralisées de la Sabkhas.

II.4.2. Les autres nappes (anté-Quaternaire)

Afin de comprendre le comportement hydrodynamique des aquifères anté-quaternaires du bassin Chougafiya, une carte piézométrique a été établie en se basant sur des mesures du niveau statique à partir des puits et des piézomètres obtenues pendant l'année 2009 (Fig. III.15). L'établissement de cette carte s'est heurté à plusieurs difficultés et ce en raison de :
- La mauvaise distribution des puits ou des forages captant les formations aquifères qui affleurent localement aux piémonts des reliefs et sont caractérisées par de très faible extension géographique. Actuellement, on dispose d'un seul piézomètre de surveillance captant l'aquifère Crétacé supérieur, trois piézomètres captant l'aquifère Mio-pliocène et deux puits de surface captant l'aquifère Oligocène. Concernant la nappe Eocène inférieur, il s'agit d'un seul piézomètre situé dans la région Chorfa (Fig. III.12) ;

- Les forages exploités dans la zone ne sont pas équipés en tube de mesures, et par conséquent l'insuffisance de données piézométriques ;
- Le mode de captage des puits de surface (puits forés et raccordés directement aux motopompes) empêche la prise des mesures.

Pour cela, notre analyse s'est basée sur les quelques valeurs piézométriques disponibles dans la direction des ressources en eau ou celles mesurées lors de la réalisation des forages ou celles mesurées sur terrain. Ces données intéressent essentiellement les aquifères : Crétacé supérieur, Oligocène et Mio-pliocène.

-L'aquifère Crétacé supérieur :

La carte piézométrique (Fig. III.15) montre que le sens d'écoulement des eaux de cet aquifère prend généralement une direction NO-SE en accordance avec l'écoulement de surface. Il existe également un écoulement SE-NO qui se fait en accordance avec la géométrie du réservoir (coupe C6). La recharge de cette nappe est assurée par l'infiltration des eaux pluviales sur les affleurements carbonatées des reliefs (J. El Hagaf, J. Merabtiha et J. Ruissate) et aussi par les apports d'oued El Fej, qui ont considérablement diminué après la construction des ouvrages de mobilisation (barrages Fej1 et Fej2) sur les affluents de cet oued. Les altitudes piézométriques varient de 70 à 30 m. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées dans la partie NO du bassin. Cependant, les valeurs les plus basses sont observées dans le graben de Bou Saber (coupe C3). L'observation des courbes isopièzes montre un changement de la pente hydraulique en passant de Regoub Dhaouia où la nappe est libre au piémont Ouest du J. Ruissate vers la région Bir Fandra où la nappe devient captive et profonde (coupe C4). Ce comportement hydrodynamique est imputable à une circulation lente et difficile suite à la présence de la faille profonde de Ruissate (Fig. III.15). Cet accident N-S a engendré une diminution de la perméabilité ou du degré de fracturation des calcaires et des marno-calcaires et donc un ralentissement de l'écoulement des eaux de cette nappe. Cette hypothèse devrait être justifiée en utilisant les radio-traceurs (tritium et carbone-14). Ainsi, le régime hydrodynamique de l'aquifère carbonaté est largement influencé par la tectonique et la lithologie.

-L'aquifère Oligocène :

L'écoulement général de cette nappe se fait selon une direction E–O et SE-NO (Fig. III.15). Les courbes isopièzes épousent la forme de la topographie et s'alignent selon une direction subméridienne. La courbe 85 m montre une venue d'eau latérale et orientale. De

ce fait, elle est tangente aux affleurements du Jebel Batène, indiquant ainsi que l'alimentation des eaux souterraines est assurée par infiltration des eaux pluviales sur ce relief.

-L'aquifère Mio-pliocène :

La carte piézométrique montre que les courbes isopiézométriques suivent la topographie et l'écoulement de surface, et indique une piézométrie qui varie de 25 à 15 m (Fig. III.15). La piézométrie de cette nappe, située au Sud du bassin, montre un alignement des isopièzes selon plusieurs directions dont les plus remarquables sont celles orientées NO-SE, N-S et SE-NO. Il s'agit d'un écoulement multidirectionnel et convergent qui s'effectue depuis les reliefs de bordure vers la région Alelcha. L'alimentation se fait essentiellement par infiltration des eaux de crue aux piémonts des reliefs qui limitent la plaine (Jebels : Hogaf Es Sfeia, El Gountasse et Batène) (coupe C5) et par les apports des oueds.

Au SO, la présence du barrage collinaire Defla, implanté en 2002, a perturbé le processus de recharge de la nappe par les eaux de ruissellement qui s'infiltrent à travers les affleurements sableuses à cet endroit. Cette diminution dans les apports des eaux de surface a engendré une diminution du débit de cette nappe. Généralement, l'observation des lignes isopièzes témoigne d'une circulation lente des eaux de cette nappe profonde. Ce comportement hydrodynamique est lié d'une part à la présence des horizons imperméables qui ont diminué la transmissivité de cet aquifère et d'autre part, aux jeux des accidents transversaux (de directions NO-SE et NE-SO) qui ont joué un rôle très important dans la subsidence de cette formation et l'augmentation de son épaisseur (voir la carte structurale, Fig. II.3).

Vue son contexte géologique et hydrogéologique, les nappes de Chougafiya ne reçoivent pas de l'alimentation souterraine à partir des nappes voisines situées aux limites de la plaine. Ceci suggère l'absence de toute communication souterraine avec les systèmes limitrophes (Ain Jeloula, Ain Bou Mourra, la plaine de Kairouan, la cuvette de Sisseb El Alem et Chérichira). Ainsi, toutes ces hypothèses plaident en faveur que le bassin hydrogéologique de Chougafiya est au stade actuel de type bassin fermé, comme il a été suggéré par Amrhein (1981).

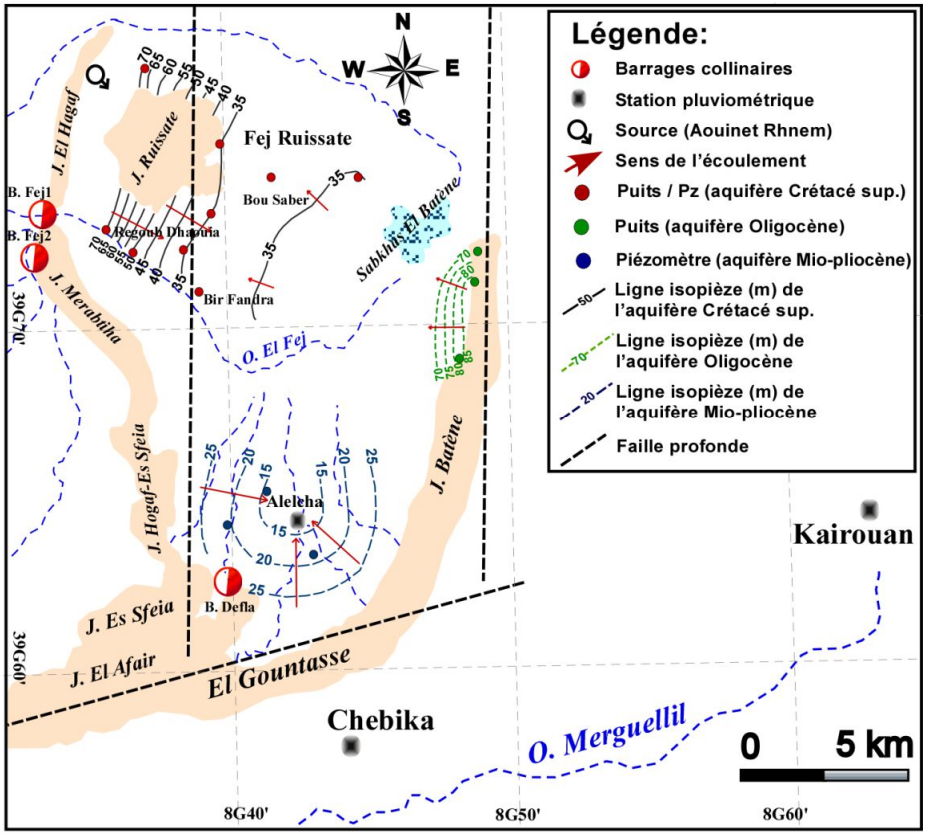


Figure III.15. *Carte piézométrique des nappes anté-quaternaires de la plaine de Chougafiya (avril 2009)*

II.5. Evolution de la piézométrie

Au cours du temps, le fonctionnement hydrodynamique des nappes du bassin Chougafiya a connu des variations qui se manifestent par des fluctuations de la surface piézométrique. Cette évolution du niveau du plan d'eau résulte de la variation des précipitations, des volumes d'exploitation, des caractéristiques hydrodynamiques de la nappe, ainsi que des apports des eaux de surface qui ont été largement perturbés après la mise en place des aménagements hydrauliques à l'amont du bassin.

II.5.1. La nappe superficielle

Le suivi de la fluctuation du niveau statique de cette nappe (Fig. III.16) montre des amplitudes très variables.

Dans la région Dkhila, le puits N°IRH 4846/4 (Figs. III.12, III.16A) montre une évolution piézométrique qui reste stationnaire au cours du temps. Ce puits est situé en aval de l'écoulement où les variations piézométriques sont très faibles.

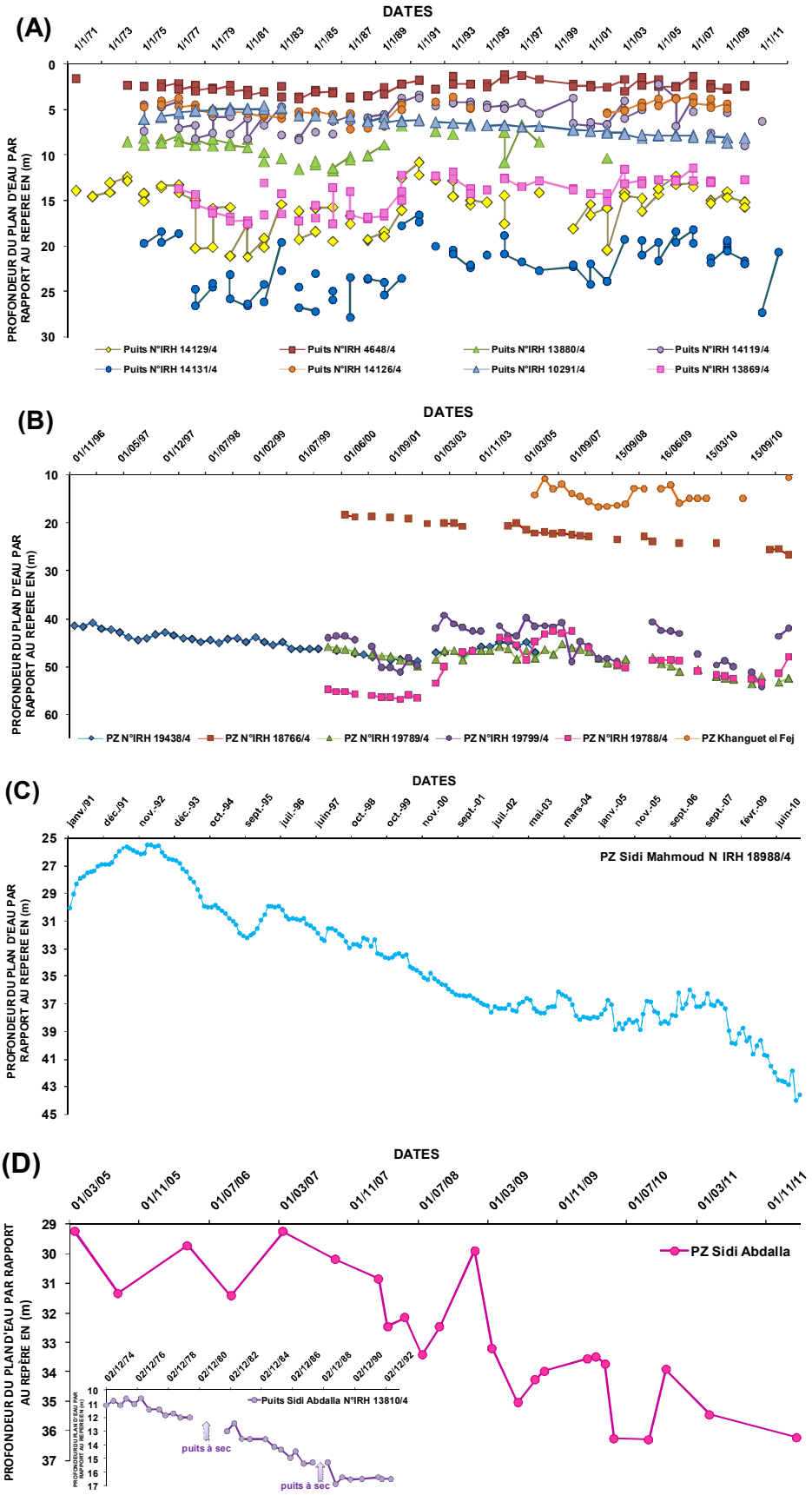


Figure III.16. *Evolutions piézométriques de la nappe superficielle (Mio-plio-Quaternaire) de la plaine de Chougafiya*

Cependant, dans les parties NO de la plaine (puits N°IRH 14119/4, 14126/4, 14129/4 et 14131/4, Fig. III.16A) et Ouest (pz Khanguet El Fej, Fig. III.16B), les fluctuations présentent des amplitudes importantes et variables dans l'espace. En fait, durant les hautes eaux ou les périodes excédentaires en pluie (1990, 1993, 2006 et 2012), les puits et les piézomètres signalent des remontées variables et non permanentes dans le temps. Ceci pourrait être attaché à la forte transmissivité de la nappe à l'amont du bassin. Pendant les basses eaux et/ou les périodes déficitaires en pluie, ils enregistrent des baisses. Les phases de rabattement les plus remarquables sont celle de 1987 et celles qui sont prolongées sur la période allant de 1997 à 2001 et de 2008 à 2010. Au cours de ces phases, le niveau statique a diminué de façon très importante particulièrement dans les régions Bled Sidi Mahmoud (environ 0,65 m/an, Fig. III.16C) et Sidi Abdalla (environ 1 m/an, Fig. III.16D). Ce rabattement généralisé du plan d'eau est due conjointement aux contraintes climatiques et anthropiques : absence de la recharge par les eaux de surface et/ou limitation des apports par construction des barrages collinaires en amont du bassin et la surproduction des puits destinés à l'irrigation.

A l'Est du bassin, le piézomètre C4 (N°IRH18766/4, Fig. III.16B) montre un abaissement continu du niveau du plan d'eau malgré qu'il signale des hausses de très faible amplitude durant les hautes eaux. Ceci est lié au faible débit de la nappe à l'aval du bassin et aussi à la faible infiltration régie par la faible perméabilité du remplissage Mio-plio-Quaternaire dans cette zone.

II.5.2. Les autres nappes (anté-Quaternaire)

-L'aquifère Crétacé supérieur :

L'étude de l'évolution du niveau piézométrique de l'aquifère Campanien-Maastrichtien inférieur est basée sur les données du piézomètre Oued El Fej (N°IRH 19525/4) (Figs. III.12, III.17).

L'observation des mesures piézométriques de l'année 2000 jusqu'à l'année 2013 montre deux phases d'abaissement de la profondeur du plan d'eau qui coïncident avec les deux périodes pluviométriques déficitaires 2000-2002 et 2008-2013 (Fig. III.17). Ces phases sont séparées par une phase de remontée du plan d'eau enregistrée durant la période: 2003-2007 et correspondante à un épisode pluvial excédentaire. Au cours de cette dernière décennie, malgré que le piézomètre ait enregistré des remontées brusques du niveau statique suite aux fortes pluies de mars 2011 et mars 2012, il signale des baisses

continues. En fait, la baisse enregistrée entre 2007 et 2013 est de l'ordre de 11,2 m. Cette forte baisse est attribuée à l'importance de l'usage agricole (extension des périmètres irrigués) et aussi l'usage industriel suite à l'installation de la cimenterie SOTACIB en 2009. De plus, le déficit d'alimentation en surface dû à l'irrégularité des précipitations et l'installation des ouvrages de mobilisation (deux barrages collinaires) sur oued El Fej a aggravé d'avantage la situation.

Généralement, les oscillations interannuelles observées au niveau du piézomètre O. El Fej suggèrent la contribution de cet oued à l'alimentation de la nappe carbonatée, ce qui va être prouvé ultérieurement par les résultats isotopiques (Fig. III.17).

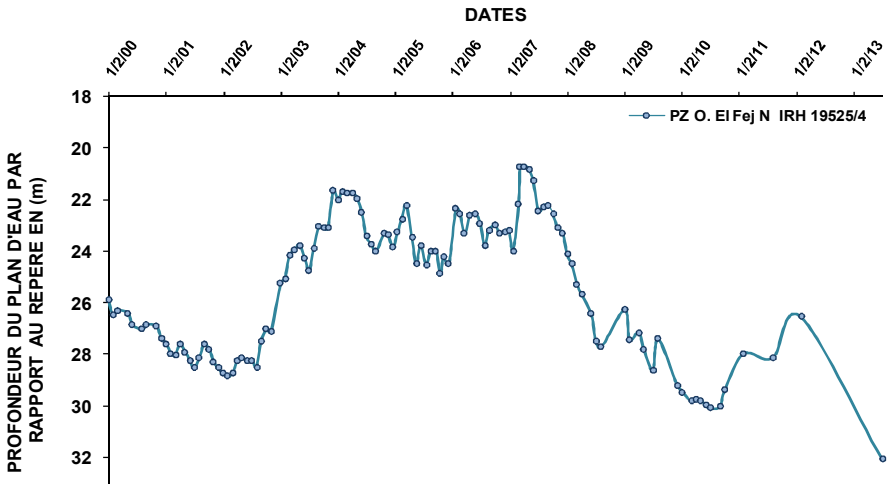


Figure III.17. *Evolution piézométrique de la nappe carbonatée du Crétacé supérieur de la plaine de Chougafiya*

-L'aquifère Eocène inférieur :

La surveillance des niveaux piézométriques de la nappe éocène a débuté depuis l'année 2001 avec l'installation du piézomètre Chorfa (N°IRH 18978/4) (Figs. III.12, III.18). L'examen de l'historique piézométrique de cet aquifère carbonaté révèle une variation dans l'évolution de la surface du plan d'eau qui est semblable à celle du piézomètre O. El Fej, mais avec une dynamique plus amortie en basses eaux, et des décrues moins marquées. Etant donné que cet aquifère est très peu exploité, donc, ce sont essentiellement les variations de la pluviométrie et le degré de fracturation des calcaires qui sont à l'origine des fluctuations piézométriques dans cet aquifère.

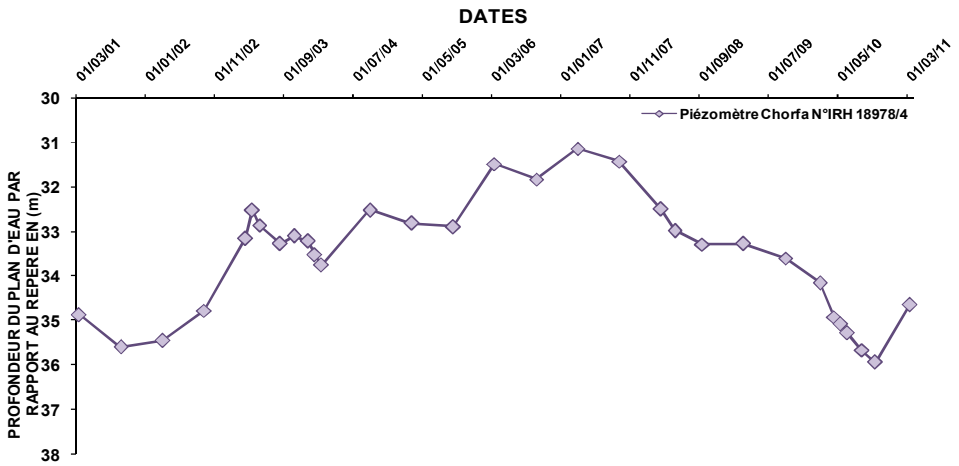


Figure III.18. *Evolution piézométrique de la nappe carbonatée de l'Eocène inférieur de la plaine de Chougafiya*

-L'aquifère Oligocène:

Pour suivre l'évolution temporelle de la nappe Oligocène qui affleure localement à J. Batène, on s'est basé sur le puits N°IRH 13786/4 utilisé comme puits d'observation (Figs. III.12, III.19).

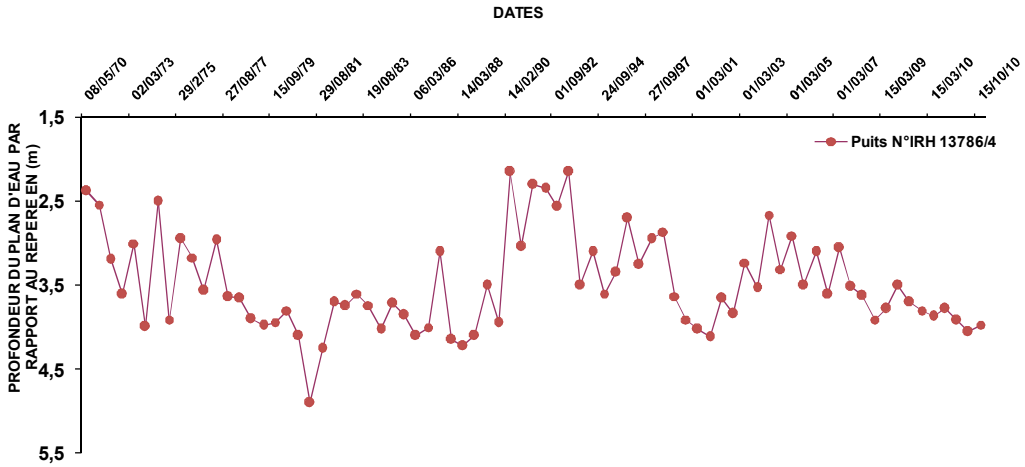


Figure III.19. *Evolution piézométrique de la nappe Oligocène de la plaine de Chougafiya*

Surveillé depuis 1970, ce puits montre des fluctuations à forte amplitude, il réagit de manière importante aux variations pluviométriques. Cette dynamique peut être probablement liée à la présence d'un réseau de fracturation intense au J. Batène qui facilite l'infiltration des eaux pluviales à travers les affleurements gréseux de ce relief (Fig. II.4). En effet, ce puits de surveillance a signalé quatre phases de remontées lors des années excédentaires: 1974-1977, 1990-1993, 1996-1998 et 2003-2007 et trois phases de baisses au cours des années déficitaires en pluie: 1980-1981, 2000-2002 et 2008-2010.

Généralement, durant cette dernière décennie, le puits montre une remarquable tendance vers la baisse, mais, elle est faiblement ressentie vue que le puis est situé sur J. Batène qui représente d'ailleurs une zone de recharge.

-L'aquifère Mio-pliocène:

Les observations piézométriques effectuées au niveau des piézomètres C18 (N°IRH 18533/4), C6 O. Rmel (N°IRH 19347/4) et Oued Defla (N°IRH 19820/4) captant la nappe Mio-pliocène au Sud du bassin montrent une baisse générale du niveau piézométrique surtout durant la période allant de 1990 à 2012 (Figs. III.12, III.20). Cette baisse témoigne de l'exploitation intensive et croissante de cette nappe profonde liée surtout au développement agricole (multiplication du nombre des puits de surface et extension des périmètres irrigués), industriel (mise en bouteille de l'eau minérale SABRINE) et à l'alimentation en eau potable de la région méridionale (Chebika et Sidi Abdalla), centrale (Ruissate) et la zone orientale de Bled Sidi Mahmoud. D'autre part, le déficit pluviométrique et l'installation du barrage Defla sur l'affluent de cet oued depuis l'année 2002 ont joué un rôle prépondérant dans le rabattement généralisé de la surface piézométrique. En fait, au cours d'une période de 15 ans (1997-2012), le déclin piézométrique est de l'ordre de 17,2 m au niveau du piézomètre C6 O. Rmel et d'environ 17,8 m au niveau du piézomètre O. Defla durant la période (2002-2012) (Fig. III.20).

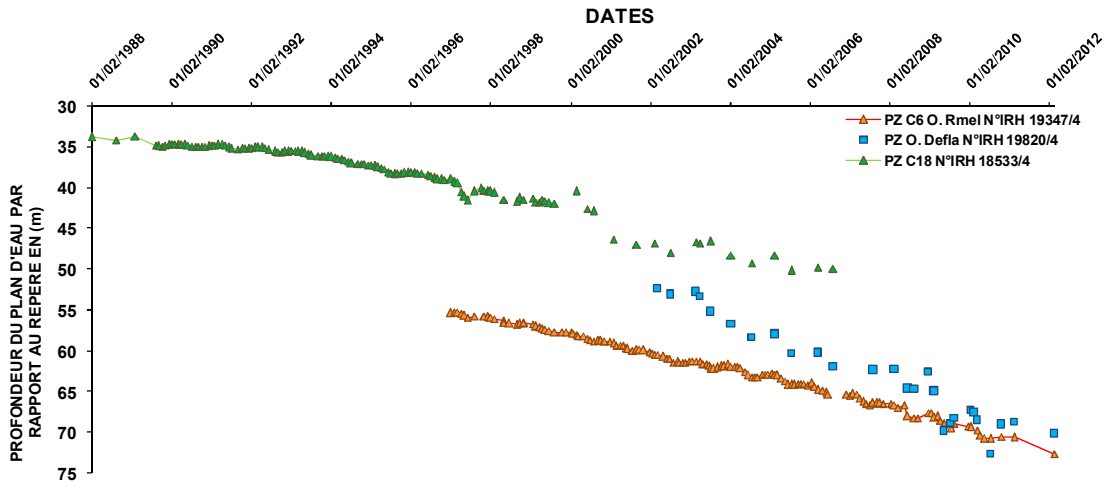


Figure III.20. *Evolutions piézométriques de la nappe Mio-pliocène de la plaine de Chougafiya*

II.5.3. L'aquifère de la Sabkhas

L'examen de l'historique piézométrique de l'aquifère de Sabkhas El Batène montre l'absence d'une série continue des mesures de la profondeur du plan d'eau depuis l'année 1976 jusqu'aujourd'hui. Seulement, en octobre 2010 (après des essais de régénération), on a pu obtenir une mesure du niveau statique (8,63 m) à partir du piézomètre PZ1 captant cette nappe qui a été colmaté depuis octobre 1978 (Figs. III.12, III.21). De ce fait, on s'est basé sur l'analyse des données mensuelles de ce piézomètre à l'aide du limnigraphe OTT R16 durant la période: mai 1976 - septembre 1978. Durant ces trois ans, le niveau statique a passé de 1,7 m à 3,59 m. Après 32 ans, le piézomètre enregistre une profondeur du plan d'eau de 8,63 m. La figure III.21 montre une tendance générale vers la baisse malgré qu'il y ait des remontées de très faible amplitude. Etant donné que cette nappe est située en aval et n'est jamais exploitée à cause de sa forte salinité (90-100 g/l), elle réagit d'une manière relativement rapide aux variations de la nappe superficielle de Chougafiya en amont et au centre du bassin. En effet, pour chaque baisse de la profondeur du plan d'eau de la nappe superficielle (Mio-plio-Quaternaire), le piézomètre PZ1 réagit rapidement par un abaissement brusque du niveau statique de la nappe de la Sabkhas surtout durant la saison sèche (exemple: abaissement de 1,62 m entre juillet et août 1978).

Amrhein (1981) a remarqué qu'une forte exploitation de la nappe superficielle pourrait directement engendrer un avancement de l'interface eau salée–eau douce vers l'amont de la nappe Mio-plio-Quaternaire. Cet avancement, dépendant des caractéristiques hydrodynamiques de la nappe, se traduit par une baisse de la pression en aval vu que cette section est très peu perméable. Cette dynamique est bien justifiée par l'augmentation considérable de la salinité des eaux des puits situés à Sidi Abdalla et dans la partie centrale de la plaine. Par conséquent, ces puits sont en majeure partie abandonnés. Généralement, la baisse continue et généralisée de la surface piézométrique constitue un signe grave de surexploitation à cause des conditions hydrauliques imposées par la nappe de Sabkhas El Batène. En accordance avec la carte piézométrique (Fig. III.13), les fluctuations piézométriques de la nappe de la Sabkhas sont très sensibles à celles de l'aquifère superficiel et donc aux volumes d'exhaure des eaux phréatiques et au déficit d'alimentation.

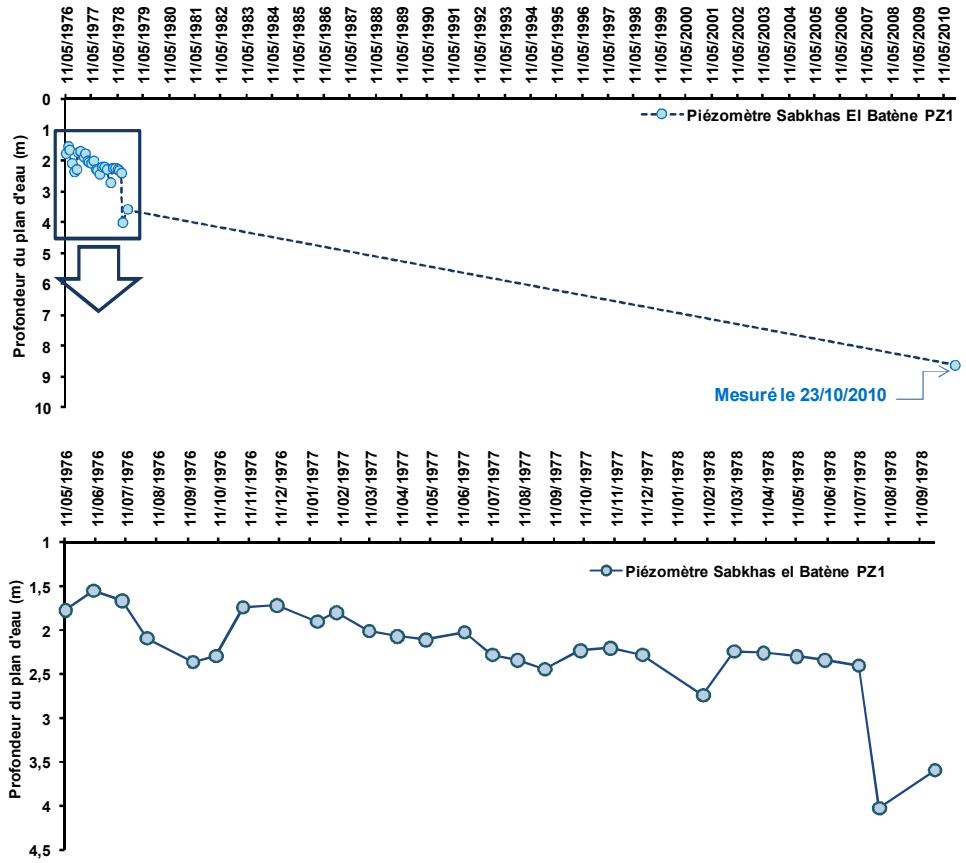


Figure III.21. *Evolution piézométrique de la nappe Quaternaire de la Sabkhas*

II.6. Paramètres hydrodynamiques

II.6.1. Transmissivité

La carte de transmissivité donne une idée sur les potentialités hydrauliques de l'aquifère superficiel (Fig. III.22). Elle a été dressée par Amrhein (1981) à partir des résultats d'une compagne d'essais de pompage réalisée sur un total de 32 puits de surface captant le remplissage Mio-plio-Quaternaire. Les valeurs de transmissivité varient de $0{,}8\times10^{-4}$ à $1{,}09\times10^{-2}$ m^2/s.

D'après la carte, les zones les plus transmissives caractérisent la région El Hoshasse située à l'Ouest de Bled Sidi Mahmoud et aux alentours du J. Ruissate. Ceci est lié à la nature lithologique du remplissage formée par les alluvions grossières des cônes de déjection d'O. El Hoshasse, O. El Hamra et O. El Fej. Cependant, les faibles valeurs de la transmissivité sont observées aux abords de Sabkhas El Batène et à la limite orientale de la plaine. Au niveau du seuil Biar El Aouani, la transmissivité est d'environ $0{,}8\times10^{-4}$ m^2/s. En fait, la faille de Kairouan a procréé l'affleurement du substratum marneux (coupes C1, C2

et C3) à la limite orientale et donc, elle a engendré une réduction significative de l'épaisseur de l'aquifère superficiel qui devient très argileux (limons, silts argileux, argiles…). Au niveau de cette zone, Amrhein (1981) a définit la structure d'un seuil morphologique qui s'étend sur toute la limite orientale de la plaine de Chougafiya. Ce seuil a joué un rôle de barrière souterraine qui bloque l'écoulement de la nappe et l'entrave de passer vers le bassin voisin (cuvette El Alem). Généralement, les valeurs de la transmissivité sont réparties en accordance avec le sens d'écoulement naturel de la nappe. Elles diminuent du NO vers le SE, de l'Ouest vers l'Est et de SO vers le NE et au fur et à mesure qu'on se rapproche de l'aval (la dépression El Haria et Sabkhas El Batène).

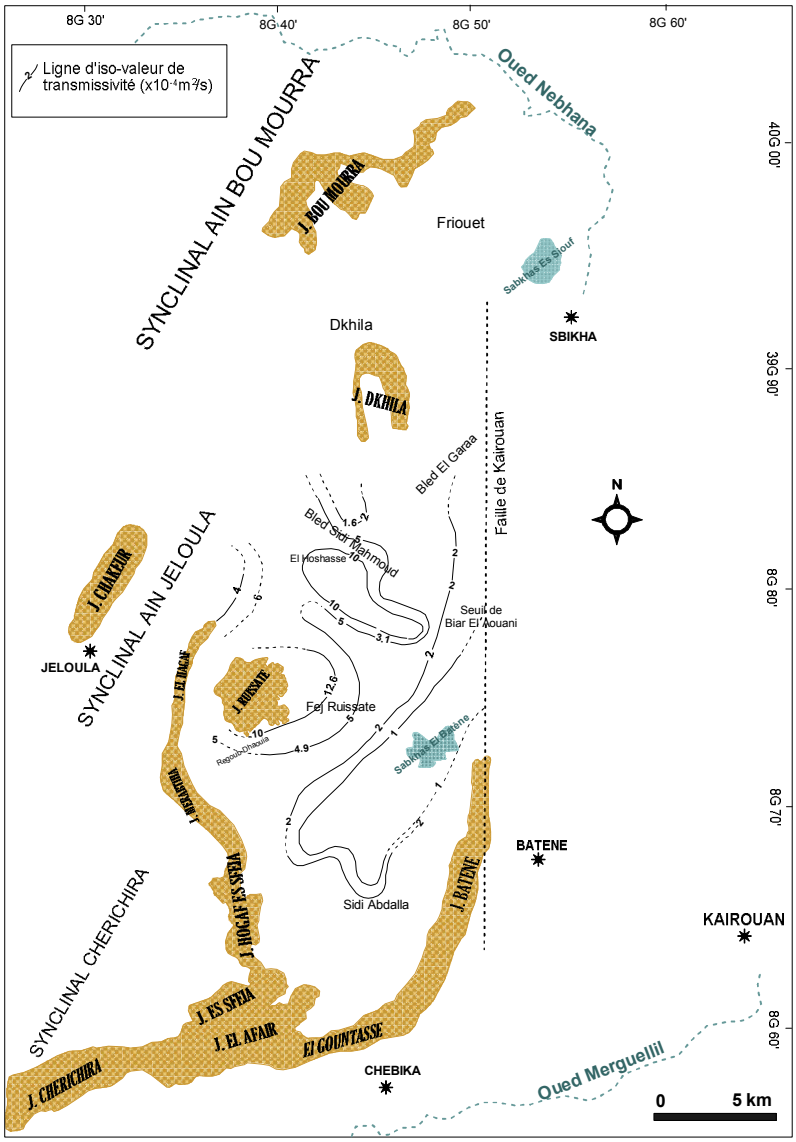


Figure III.22. *Carte des transmissivités de la nappe superficielle (Amrhein, 1981)*

II.6.2. Coefficient d'emmagasinement

Dans le cas de la nappe superficielle, le coefficient d'emmagasinement S s'identifie à la porosité efficace, il varie de 5×10^{-2} à 30×10^{-2} (Amrhein, 1981). Cette variation pourrait être expliquée par : (i) une variation de l'épaisseur de la nappe superficielle et (ii) une diminution de la perméabilité liée à une hétérogénéité spatiale de la nature lithologique du remplissage Mio-plio-Quaternaire. Ces hypothèses ont été mises en évidence par les coupes C1, C2, C3, C4 et C6.

II.7. Historique de l'exploitation

II.7.1. La nappe superficielle

L'exploitation des ressources en eau de la nappe superficielle de Chougafiya a été estimée par Amrhein (1981) pour les années 1974, 1976 et 1978. Durant la période 1980-2010, elle a été déduite directement des valeurs données par les annuaires de l'exploitation des nappes phréatiques éditées par la DGRE. D'après nos enquêtes auprès des services concernés au CRDA Kairouan, il semble que les estimations de l'exploitation devraient être révisées vers la hausse surtout durant la période 1980-1995.

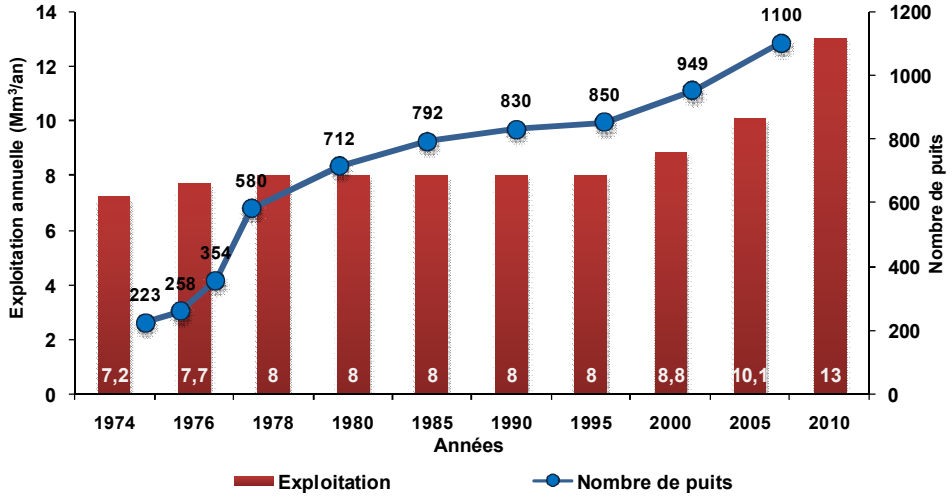


Figure III.23. *Evolution de l'exploitation de la nappe superficielle de Chougafiya*

La figure III.23 montre que l'histoire de l'exploitation de cette nappe est assez dynamique. Ainsi, cette exploitation a attesté deux phases au cours de son évolution :

- Un état d'équilibre, qui s'est poursuivie jusqu'à 1980, marqué par une exploitation relativement modeste ;

- Un état de surexploitation intensive qui s'amplifie au cours du temps et dont les effets deviennent de plus en plus critiques, surtout sur l'évolution de la piézométrie et la qualité des eaux souterraines.

Depuis 1974, la nappe phréatique a été exploitée par 223 puits de surface puisant 7,2 Mm^3/an. En 2010, le nombre de puits fonctionnels est passé à 1100 puits puisant 13,03 Mm^3/an tandis que les ressources renouvelables estimées par la DGRE sont de l'ordre de 8 Mm^3/an. Depuis l'année 2000, cette nappe montre des signes évidents d'épuisement.

Face à cette situation, la nappe superficielle a réagit de la façon suivante :

- Une chute progressive du niveau piézométrique (Fig. III.16) entraînant une diminution de la production des puits et même leurs assèchements ;
- Une modification de la circulation des eaux souterraines au centre et au Sud du bassin suite à inversion du gradient hydraulique de la nappe. Ce régime a facilité la migration du front salée vers l'amont et donc une invasion des eaux minéralisées en provenance de la nappe adjacente du Sabkhas El Batène. Actuellement, 250 puits ont été abandonnés soit à cause de l'augmentation de la salinité des eaux où à cause de l'assèchement.

Ainsi, la nappe superficielle de Chougafiya est devenue une zone sollicitée, elle est menacée par l'épuisement de ses ressources et la dégradation de la qualité chimique des eaux.

En fait, l'évolution de la surexploitation est due principalement à la multiplication du nombre des puits de surface suite au morcellement parcellaire et à des approfondissements par des sondages à bras. Ce type de sondage permet d'outrepasser la loi soumettant les ouvrages d'une profondeur supérieure à 50 m à autorisation. Ainsi, ces puits sont équipés au fond d'une crépine pouvant augmenter la profondeur de prélèvement d'entre 10 et 60 m.

De plus, l'électrification généralisée des puits a engendré une exploitation intensive et un rabattement excessif du niveau du plan d'eau. Le nombre de puits équipés par des groupements électriques a été 184 en 1990, il est devenu 780 en 2010. En outre, la répartition de ces puits semble être très irrégulière. Il s'agit des zones peu exploitées situées dans la région Dkhila et Bled El Garaa et des zones intensivement exploitées couvrant les trois secteurs Bled Sidi Mahmoud, Fej Ruissate et Sidi Abdalla. Ces zones ont été délimitées par un périmètre de sauvegarde, couvrant une superficie de 160 km² en 1986 (Fig. III.24).

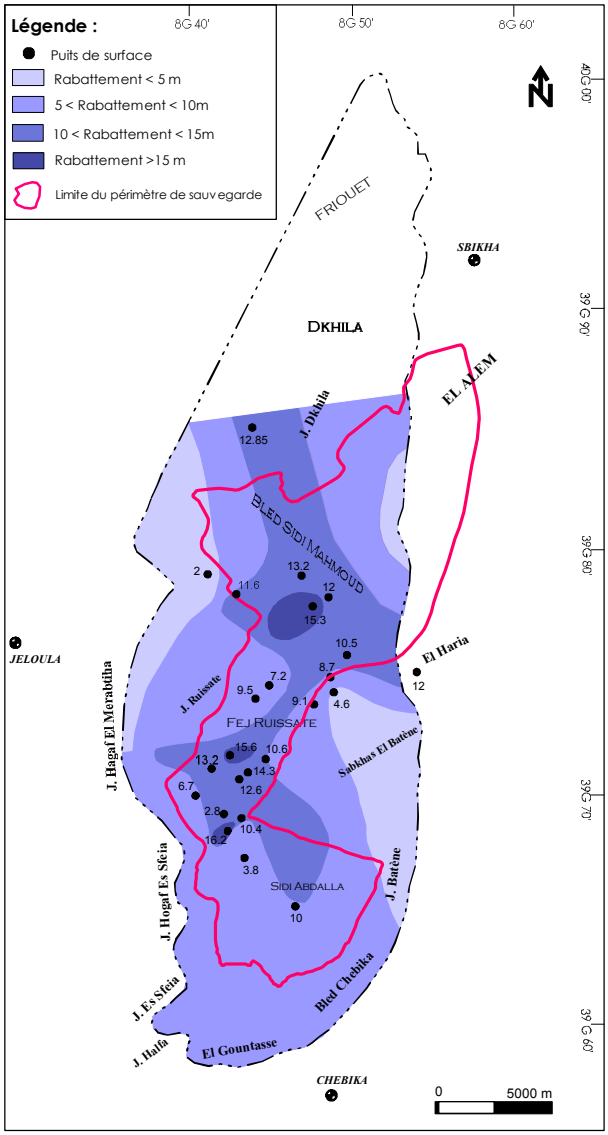


Figure III.24. *Carte du périmètre de sauvegarde proposé pour la plaine de Chougafiya (1974-1984) (Maalel, Essid et Ben Yarou, 1986, modifiée)*

En effet, la carte d'égal rabattement au cours de la période 1974-1984, montre que la situation piézométrique est alarmante (le rabattement dépasse 15 m) dans ces zones surexploitées (Fig. III.24). De plus, depuis l'année 1978, le volume d'exhaure a atteint les ressources disponibles de la nappe (8 Mm^3/an). Par conséquent, plusieurs mesures de sauvegarde ont été proposées par Amrhein (1981) aux zones surexploitées pour la protection des ressources et de leur exploitation rationnelle. On cite : (i) l'interdiction de nouvelles créations de puits à l'intérieur d'une zone d'un diamètre de 2 km autour de Sabkhas El Batène, (ii) Interdiction de l'équipement de puits existants, (iii) Etude de l'interface eau salée-eau douce au niveau actuel et (iv) Etude de possibilités d'un abaissement du niveau statique de la nappe de la Sabkhas.

Malgré ces propositions et les efforts entrepris par la DRE, ces subventions n'ont pas été bien respectées vu le manque de vulgarisation d'une part, et l'intensification des cultures irriguées (maraîchage et céréales) qui ont été confronté à une succession de plusieurs années de sécheresse dans la zone d'étude, d'autre part.

II.7.2. Les nappes profondes

Actuellement, l'exploitation des nappes profondes de Chougafiya ne concerne que les nappes du Crétacé supérieur et du Mio-pliocène qui sont très sollicitées par les forages illicites et les puits approfondies par sondages à bras. Seuls les forages autorisés (avec code IRH) sont considérés dans le calcul du volume d'exhaure. Les puits profonds et les forages illicites ne sont pas tenus en compte (car ils sont non autorisés). Par conséquent, les estimations des prélèvements de ces nappes profondes semblent être à forte incertitude puisqu'on ne connaît pas les prélèvements exacts des forages illicites, créés en majorité en 1990.

- La nappe Crétacé supérieur

Ce réservoir est exploité par une vingtaine de forages illicites et un seul forage crée en 2005. Plus tard, quatre forages d'exploitation de la cimenterie SOTACIB ont été exécutés au piémont du J. Ruissate au cours de la période 2008-2013.

L'exploitation de cette nappe n'a été mise en évidence qu'à partir de l'année 2008. Au cours de cette année, le volume d'exhaure calculé par la DGRE est de l'ordre de 0,08 Mm^3/an, elle a passé à 0,14 Mm^3/an au cours de l'année 2011 (Fig. III.25).

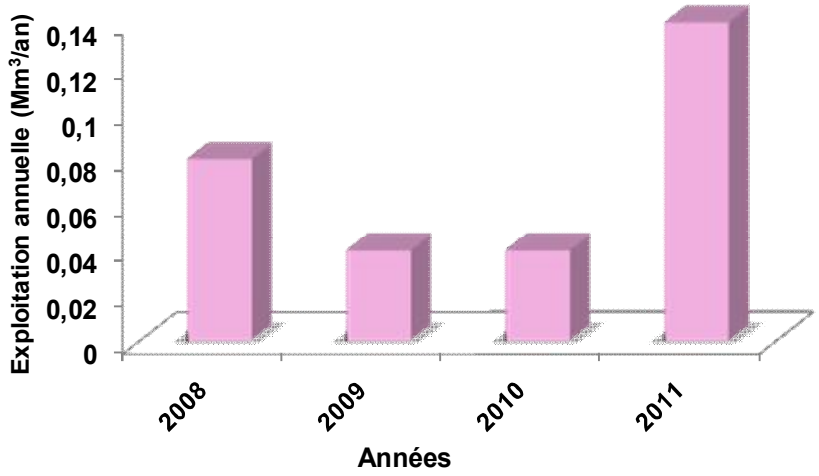


Figure III.25. *Evolution de l'exploitation de la nappe profonde Crétacé supérieur de Chougafiya*

- La nappe Mio-pliocène

L'évolution de l'exploitation de la nappe profonde Mio-pliocène montre une allure assez variable avec le temps (Fig. III.26). Depuis l'année 1998 jusqu'à l'année 2003, la nappe, atteste un état d'exploitation modérée et parfois variable. A partir de l'année 2004, les prélèvements estimés de 1,14 Mm^3 (à partir de trois forages) ont dépassé les ressources disponibles estimées par la DGRE à 0,6 Mm^3. Ainsi, la nappe devient fortement puisée. Cette surexploitation est liée essentiellement à l'importance de l'usage agricole (irrigation) et industriel (mise en bouteille de l'eau minérale SABRINE) qui résorbe 83,3 % du volume total pompé (Fig. 3.27). En outre, le volume d'exhaure pour satisfaire les besoins en eau potable dans les secteurs de Chebika, Sidi Abdalla et Fej Ruissate est d'environ 16,7 %. D'autre part, le déficit pluviométrique durant la dernière décennie a aggravé la situation.

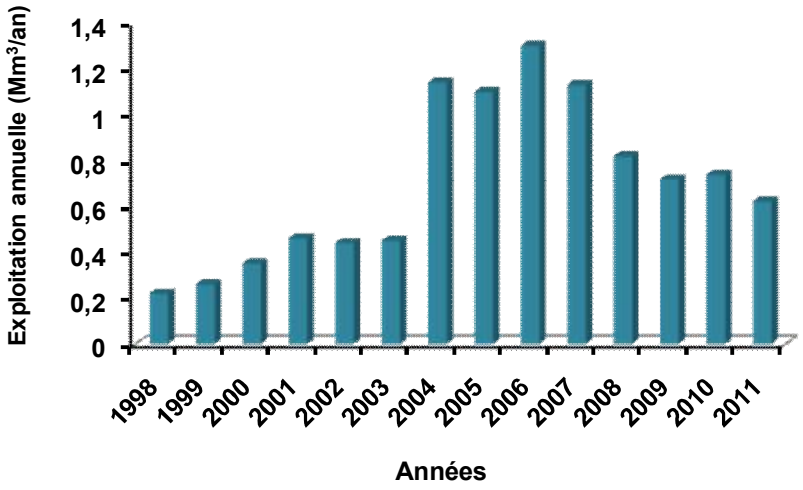


Figure III.26. *Evolution de l'exploitation de la nappe profonde Mio-pliocène de Chougafiya*

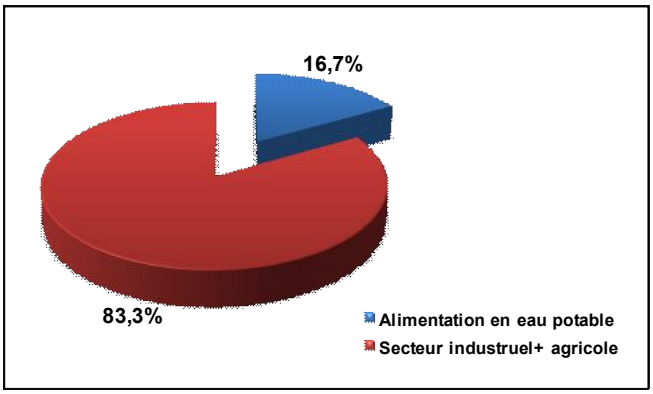


Figure III.27. *Répartition de l'exploitation de la nappe profonde Mio-pliocène de Chougafiya par usage d'utilisation*

Face à cette situation, il sera nécessaire d'estimer le bilan hydraulique et de procéder à des simulations de cas de surexploitation de ces aquifères afin d'évaluer les effets éventuels de l'évolution de l'exploitation sur la piézométrie et la qualité des eaux souterraines de la zone étudiée.

II.8. Bilan hydrique

II.8.1. Les entrées (alimentation)

L'alimentation du système aquifère de Chougafiya est assurée principalement par l'infiltration directe des eaux pluviales sur les affleurements et en partie par l'infiltration des eaux de ruissellement des oueds.

-Apports à partir de l'infiltration directe des eaux pluviales

L'infiltration des eaux de crue s'effectue au niveau des piémonts des reliefs de la bordure occidentale et méridionale de la plaine, constituant les chaînons de l'axe Nord-Sud. Le volume des eaux infiltrées est de l'ordre de 5,4 Mm^3/an (Amrhein, 1981).

-Apports à partir des eaux de ruissellement

L'alimentation des nappes du bassin est favorisée par la nature lithologique des formations perméables dans les lits des oueds dans le secteur amont de la zone d'étude. L'estimation de l'apport d'infiltration à partir des oueds est de l'ordre de 1,5 Mm^3/an (Amrhein, 1981).

-Apports à partir des oueds de Ain Bou Mourra

La partie Nord Ouest du système aquifère est alimentée par les déversements des oueds de Ain Bou Mourra. Le débit, estimé par Amrhein en 1981, est de l'ordre de 1,17 Mm^3/an.

D'après ces estimations, les ressources renouvelables de la nappe superficielle (Mio-plio-Quaternaire) de Chougafiya sont donc d'environ 8,07 Mm^3/an.

II.8.2. Les sorties (pertes)

-L'exhaure naturelle

La somme des quantités d'eau extraites naturellement des aquifères de Chougafiya a été évaluée dans le cadre de l'étude hydrogéologique réalisée par Amrhein en 1981. En

fait, le débit sortant de l'exutoire du Bled Chougafiya vers la partie Est et Sud Est de la plaine est bien défini au niveau du seuil morphologique (coupe C2), il est de l'ordre de $1,4\times10^{-3}$ m^3/an. D'autre part, l'évaporation joue un rôle important, notamment au niveau de la dépression Sabkhas El Batène.

A l'Est du Jebel Dkhila, le débit sortant est de 27×10^{-3} m^3/s.

-Les prélèvements

Les prélèvements de la nappe phréatique

Les prélèvements de la nappe phréatique de Chougafiya ont été estimés de 13,03 Mm^3/an en 2010.

Les prélèvements des nappes profondes

Les volumes exploités à partir des nappes profondes (Crétacé supérieur et Mio-pliocène) sont respectivement de l'ordre 0,04 et 0,74 Mm^3/an en 2010.

II.8.3. Bilan en eau souterraine

Le bilan hydraulique du système aquifère de la plaine, en tenant compte des entrées et des sorties, tout en négligeant le débit d'exhaure naturelle, est déficitaire d'environ 4,94 Mm^3/an (Tab. III.1). Ce bilan montre un déséquilibre entre les apports et les prélèvements lié essentiellement à une diminution de l'alimentation (variabilité des précipitations) et une intensification du pompage. Tous ces facteurs sont à l'origine de la surexploitation des nappes du système aquifère.

Tableau III.1. *Bilan hydraulique des nappes du système aquifère de Chougafiya*

Entrées (Mm^3/an)	Apports de la nappe phréatique (Mio-plio-Quaternaire)	8,07
	Apports de la nappe profonde Crétacé supérieur	0,2
	Apports de la nappe profonde Mio-pliocène	0,6
	Total	**8,87**
Sorties (Mm^3/an)	Prélèvements à partir de la nappe phréatique (2010)	13,03
	Prélèvements à partir de la nappe profonde (Crétacé sup.) (2010)	0,04
	Prélèvements à partir de la nappe profonde (Mio-pliocène) (2010)	0,74
	Total	**13,81**
Bilan	Entrées - Sorties	**-4,94**

III. Conclusion

Cette étude a montré que le bassin de Chougafiya se caractérise par une complexité géologique et structurale très importante qui permet l'individualisation de plusieurs nappes disposant des propriétés hydrodynamiques différentes.

- Une nappe superficielle logée dans le remplissage alluvionnaire du Mio-plio-Quaternaire, qui s'étend sur toute la plaine. Cette nappe se recharge principalement à partir de l'infiltration des eaux de pluie au piémont des reliefs et à partir des eaux de ruissellement des principaux oueds provenant des synclinaux Ain Bou Mourra et Ain Jeloula. L'écoulement général est de direction NW-SE vers les dépressions (El Haria et Sabkhas El Batène). Cependant, la forte baisse du niveau piézométrique au centre de la plaine et au niveau des régions Sidi Abdalla et Bled Sidi Mahmoud, causée par l'augmentation de l'exploitation, a engendré un inversement du sens d'écoulement. Cette situation a rendu l'aquifère superficiel vulnérable à une invasion des eaux minéralisées de la nappe de Sabkhas El Batène localement dans les zones surexploitées. A la limite orientale de la plaine, la faille géophysique de Kairouan a joué le rôle d'un seuil hydraulique négatif ralentissant l'écoulement de la nappe en aval du bassin.
- Les nappes anté-quaternaires représentent des formations perméables à semi perméables attribuées au Campanien-Maastrichtien inférieur, Eocène inférieur, Oligocène et Mio-pliocène. Ces formations affleurent localement au piémont des reliefs et représentent donc, des aquifères indépendants et de très faible extension. Généralement, ces aquifères, qui ont épousé les structures tectoniques, sont caractérisés par une variation de lithologie et d'épaisseur. L'alimentation de ces nappes est assurée par l'infiltration des eaux météoriques sur les affleurements du bassin.
- L'aquifère de Sabkhas El Batène est constitué par les dépôts alluvionnaires très fines du Quaternaire ancien. Les fluctuations piézométriques de cette nappe sont très sensibles à celles de l'aquifère superficiel en amont du bassin.

En général, les nappes du système aquifère de Chougafiya ne reçoivent pas de l'alimentation souterraine à partir des nappes des systèmes limitrophes (Ain Jeloula, Ain Bou Mourra, la plaine de Kairouan, la cuvette de Sisseb El Alem et Chérichira). Dans ce chapitre, on est arrivé à vérifier l'hypothèse avancée par Amrhein (1981) qui prouve que le

bassin hydrogéologique de Chougafiya dispose d'un système aquifère fermé au stade actuel. Les hypothèses (procurées concernant les sources de recharge et la modification de la qualité chimique des eaux) sont également à discuter sur les bases de données chimiques et isotopiques obtenues lors de cette étude.

L'analyse de l'état des ressources en eau souterraine a montré que la majorité des nappes du bassin d'étude présentent des bilans hydriques déficitaires. Ceci suggère qu'elles ont été soumises à une exploitation intensive surtout durant les dernières décennies. Cette exploitation était à l'origine d'un rabattement généralisé du niveau piézométrique pouvant engendrer une dégradation significative de la qualité chimique des eaux. Donc, compte tenu du bilan déficitaire, il est urgent d'entreprendre des actions pour la préservation des ressources hydriques dans la région et de penser à leur recharge pour compenser ce déficit. De même, l'exploitation dans le bassin devrait être maîtrisée afin de permettre à chaque aquifère de retrouver son état d'équilibre et d'éviter la dégradation qualitative des ressources en eau.

Chapitre IV. GESTION DES RESSOURCES EN EAU DU BASSIN D'ETUDE

I. Introduction

Les activités agricoles ont permis de jouer un rôle important dans le développement socio-économique de la région d'étude. Néanmoins, cette situation est accompagnée d'un important épuisement des réserves en eau souterraine. En effet, l'accroissement de la demande en eau d'irrigation et la réduction des apports renouvelables suite à la succession des années de sécheresse, constituent d'importantes contraintes à la gestion des ressources en eau souterraine qui sont considérées comme le principal recours pour la satisfaction des besoins pressants en eau dans la région.

Comme il a été démontré dans le chapitre précédent, les nappes de la zone étudiée enregistrent des déficits importants et continuels. Les prélèvements dépassent de loin les ressources renouvelables, ce qui a provoqué un déséquilibre alarmant des bilans des eaux souterraines notamment les eaux de la nappe superficielle. Cette situation de surexploitation persiste malgré les efforts déployés pour la mobilisation des eaux de surface et la recharge artificielle des nappes du bassin d'étude.

Généralement, dans les environnements semi arides où la ressource de surface est mal répartie et où les nappes sont largement mises à contribution, il est nécessaire de gérer conjointement les stocks de surface et souterrains. Dans le cadre du présent chapitre, l'étude de la gestion des eaux de surface à travers des ouvrages de retenue est au préalable indispensable pour un développement durable de la région.

II. La stratégie de gestion

La stratégie de gestion des ressources en eau en Tunisie a été entreprise au début des années 60. Au cours du III plan (1962-1971), les investissements agricoles et hydrauliques ont été parmi les priorités de l'état qui a privilégié jusqu'au 1969 la mise en place d'une importante infrastructure agricole et industrielle.

Plus tard, au début de la décennie 90, à l'instar des pays méditerranéens, la Tunisie a lancé un programme ambitieux de réalisation des aménagements hydrauliques dans la majorité des zones semi-arides du pays et particulièrement dans le bassin d'étude (Fig. IV.1). Ce programme fut à l'origine de l'instauration de deux stratégies :

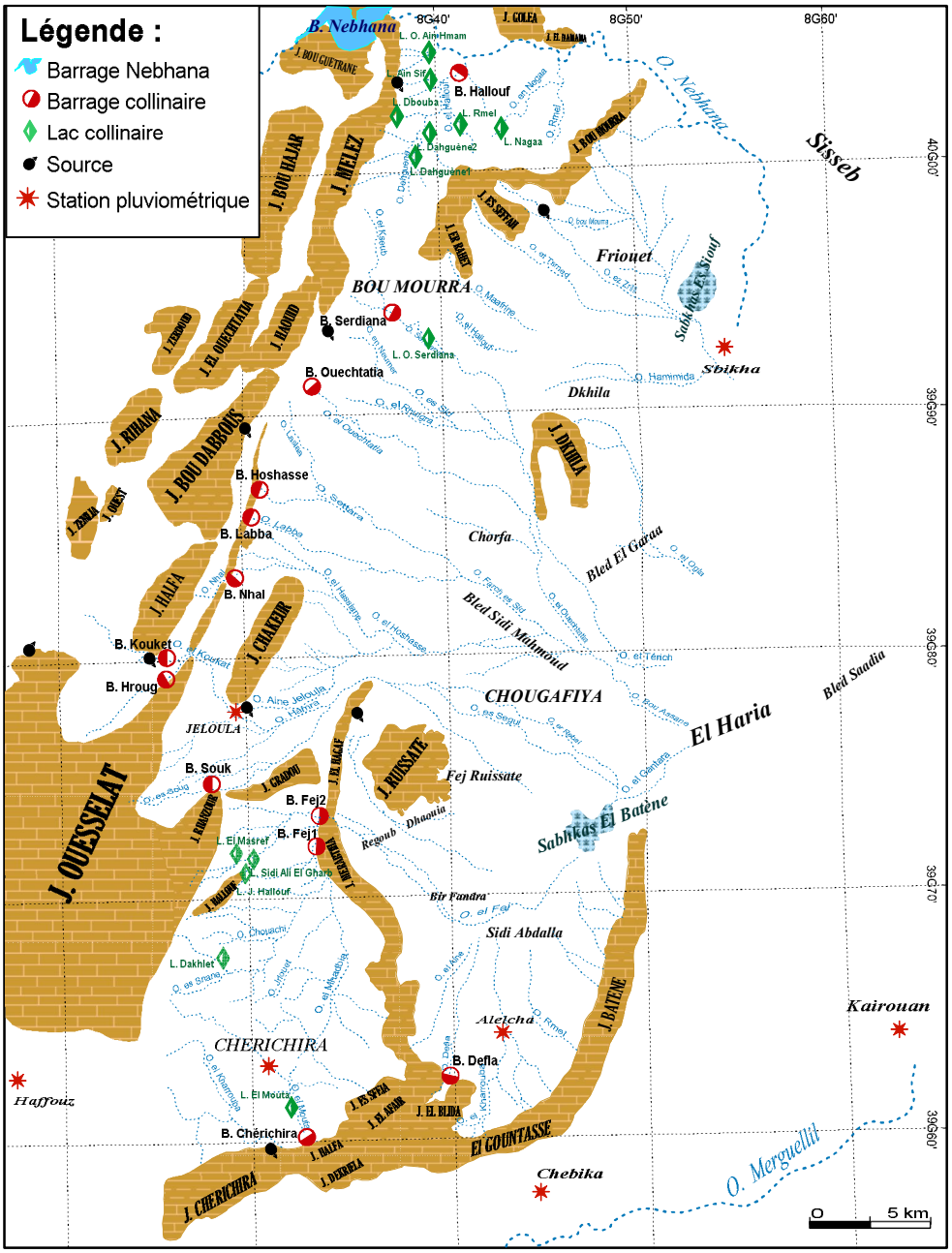


Figure IV.1. *Carte de répartition des ouvrages hydrauliques dans le bassin d'étude*

- la stratégie décennale de mobilisation des ressources en eau (1990-2000) qui consiste à mobiliser 90 % des ressources disponibles et
- la stratégie complémentaire (2001-2011).

Les objectifs de ces stratégies étaient les suivants (Talineau *et al.,* 1994) :

- Régulariser les écoulements de surface ;
- Assurer un stockage souterrain des eaux par l'augmentation du taux d'infiltration au niveau des formations perméables ;
- Eviter les déperditions des eaux dans les Sabkhas ;

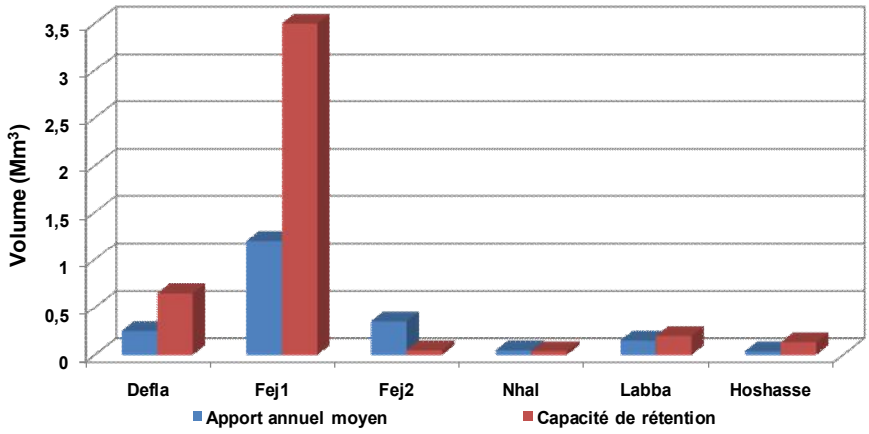
- Restaurer l'équilibre perturbé suite à la surexploitation ;
- Réduire l'envasement des grands barrages;
- Créer des points de développement des cultures irriguées.

II.1. Mobilisation des eaux de surface

II.1.1. Les barrages collinaires

Dans le cadre des stratégies décennales de la mobilisation des ressources en eau (1990-2000) et (2001-2011), 13 barrages collinaires ont été réalisés dans la partie amont du bassin versant de Chougafiya entre 1993 et 2005 (Fig. IV.1). Seulement les barrages Fej1, Fej2, Defla, Nhal, Labba et Hoshasse intéressent la plaine de Chougafiya. Les caractéristiques des différents barrages collinaires sont résumées dans le tableau IV.1 en annexe.

Les capacités de stockage de ces barrages varient de 0,04 à 3,5 Mm^3. La plus faible capacité est enregistrée au niveau du barrage Nhal. Cependant, la plus forte capacité caractérise le barrage Fej1 (Figs. IV.1, IV.2). Les apports annuels moyens aux barrages sont généralement faibles et varient de 0,04 à 1,4 Mm^3. Ils sont liés essentiellement à la pluviométrie.



Source : CRDA Kairouan

Figure IV.2. *Variation des capacités de stockage et des apports annuels moyens aux barrages collinaires dans le bassin d'étude*

Ces ouvrages de moyenne hydraulique peuvent être classés selon l'objectif (Tab. IV.1 en annexe). En fait, les barrages Defla, Labba, Nhal, Hoshasse et Fej2 sont conçus pour la recharge des nappes du système aquifère étudié. Néanmoins, le barrage Fej1 ait un double objectif : la recharge des aquifères surexploités et l'exploitation.

La gestion des barrages collinaires relève de l'arrondissement de l'ACTA : aménagement et conservation des terres agricoles (Ex-A/CES) et consiste à :

- ✓ La planification et le suivi de la mise en œuvre des périmètres irrigués en aval des barrages quand c'est le cas (aménagements hydro-agricoles, organisation des bénéficiaires…) ;
- ✓ La planification des lâchers d'eau pour l'alimentation des nappes en aval. Cette opération est effectuée de concert avec l'A/RE (arrondissement des ressources en eau) ;
- ✓ Le suivi et l'auscultation de l'ouvrage, ainsi que les opérations de protection et d'entretien (DG/ACTA, 2006).

II.1.1.1. Les barrages collinaires destinés à la recharge et l'exploitation agricole

Les premiers travaux d'exécution des retenues de surface dans le bassin d'étude ont débuté en 1993 avec la réalisation d'un barrage collinaire Fej1 au niveau du flanc Ouest du J. Merabtiha (Figs. IV.1, IV.3). La moyenne annuelle des apports au barrage est estimée à 1,2 Mm^3 (Fig. IV.2). Sa capacité à la côte de la retenue normale a diminué de 3,5 à 3,1 Mm^3 entre 1993 et 2000 à cause de l'envasement. Depuis sa mise en eau, ce barrage était principalement conçu pour la recharge de la nappe superficielle de Chougafiya. En effet, la surexploitation de cette nappe s'est traduite par une baisse continue des niveaux piézométriques engendrant des frais immédiats d'approfondissement des ouvrages de captage et des surcoûts de pompage de plus en plus élevés et dans des cas l'abandon des exploitations agricoles. Par ailleurs, toute la zone de Fej Ruissate est menacée par l'invasion des eaux salées du Sabkhas El Batène si les dispositions de prévention ne sont pas prises. Pour cette raison, plusieurs opérations de recharge artificielle par lâchures ont été effectuées régulièrement depuis 1994.



Figure IV.3. *Photos du barrage Fej1*

D'autres objectifs de moindre importance ont été également assignés tel que l'irrigation. La superficie mise en valeur en irriguée à partir des eaux mobilisées de ce barrage est de 30 ha. Le système de culture adopté est dominé par les cultures maraîchères (2 ha) et l'arboriculture fruitière (28 ha).

II.1.1.2. Les barrages collinaires destinés à la recharge

Au Sud de la plaine de Chougafiya, le barrage Defla (Figs. IV.1, IV.4) est installé sur oued Defla en 1998 dans le but de recharger la nappe Mio-pliocène, où on a enregistré l'abaissement piézométrique le plus important (Fig. III.20). Sa capacité de mobilisation est 0,65 Mm^3. Plusieurs opérations de recharge artificielle par lâchures ont été effectuées à partir des eaux de ce barrage. Mais, les faibles volumes mobilisés n'ont pas permis de d'atténuer la baisse piézométrique de la nappe Mio-pliocène.



Figure IV.4. *Photo du barrage Defla*

En 2003, trois autres barrages (Nhal, Labba et Hoshasse) ont été fondés à l'amont de la plaine de Chougafiya pour renforcer les opérations de mobilisation des eaux de ruissellement (Figs. IV.1, IV.5, IV.6, IV.7). Ainsi, le premier ouvrage, Nhal, dont la capacité de stockage est de 0,041 Mm^3, a été réalisé sur oued Nhal, et reçoit un apport moyen annuel de l'ordre de 0,05 Mm^3 (Fig. IV.2). Juste à côté, le barrage collinaire Labba, qui présente un apport hydrique de l'ordre de 0,15 Mm^3, a été conçu pour retenir un volume total estimé de 0,2 Mm^3. Le barrage Hoshasse permet la rétention de 0,13 Mm^3 et reçoit le plus faible volume d'apport annuel (0,04 Mm^3) (Fig. IV.2).

Bien que la mise en place de ces ouvrages (Labaa, Nhal et Hoshasse) ait pour objectif l'amélioration de la recharge de la nappe superficielle de Chougafiya surtout à Bled Sidi Mahmoud où la baisse piézométrique est alarmante, il a été constaté que juste après les crues, les eaux pluviales ne restent que deux ou trois jours dans les retenues de

ces barrages (Fig. IV.1). Les eaux s'infiltrent rapidement à travers les calcaires fracturés, et contribuent donc à la recharge de la nappe profonde (Eocène inférieur) du système aquifère limitrophe de Ain Jeloula comme il a été démontré dans la coupe C2 (Figs. III.3, III.5).

En fait, le contexte d'implantation de ces barrages collinaires est à discuter, puisque d'une part, la distance entre les sites de ces barrages et la zone surexploitée est importante (Fig. IV.1). D'autre part, ces ouvrages sont placés sur les calcaires éocènes de l'anticlinal Ouesselat-Halfa-Bou Dabbous (Fig. IV.1), où le réseau intense de fracturation occasionne une pénétration rapide des eaux pluviales. Par conséquent, ces barrages (Labaa, Nhal et Hoshasse) ne peuvent être considérés comme des outils de stockage étant donné les pertes par fuites. Comme ces barrages, de nombreux ouvrages connaissent des difficultés de gestion liées aux fuites (le cas du barrage El Haouareb (Alazard, 2013)).

Généralement, lorsqu'une retenue d'eau est destinée à recharger une nappe, les résultats de l'équipe de l'IRD (Montoroi *et al.,* 2002 ; Gay, 2004 ; Grunberger *et al.,* 2004 ; Leduc *et al.,* 2007 ; Alazard, 2013) mettent en évidence la nécessité de prévoir cet ouvrage avant sa construction et de choisir son emplacement en fonction des conditions géologiques et pédologiques locales favorables.



Figure IV.5. *Photo du barrage Labba*



Figure IV.6. *Photos du barrage Hoshasse*



Figure IV.7. *Photos du barrage Nhal*

Le barrage Fej2 a été édifié en 2004 à proximité du barrage Fej1 afin de maintenir l'équilibre hydrodynamique de la nappe superficielle de Chougafiya et de lui donner un apport supplémentaire capable de résoudre le problème de la baisse piézométrique (Figs. IV.1, IV.8). La capacité de mobilisation de ce barrage est très faible (0,05 Mm^3). Depuis sa mise en eau en 2005, le barrage Fej2 n'a fonctionné que quelques années. En effet, lors de fortes crues en mai, juin, septembre et octobre 2008, la vanne du barrage restait fermée en raison de la non disponibilité permanente de l'opérateur du barrage. Ainsi, des quantités importantes de sédiments se déposent au fond de la retenue de ce barrage, réduisant sa durée de vie.

De plus, des espèces végétales sauvages ont été proliférées dans cette retenue et des phénomènes d'eutrophisation, déjà occasionnellement observés peuvent limiter les usages de cette eau (Fig. IV.8). Actuellement, le barrage Fej2, joue le rôle d'un cassis ou d'un pont (au lieu d'une retenue). L'eau n'est plus endiguée, elle se déverse directement vers l'aval dans oued El Fej où une dizaine de motopompes sont installées sur la rive de cet oued et refoulent l'eau pour subvenir aux besoins agricoles (Fig. IV.9).

Le risque de crue potentiellement aggravé par des dérèglements futurs du climat invite à traiter la question de l'envasement avec la plus grande attention. Un autre mode de gestion de la retenue est à envisager pour gérer au mieux le risque de crue et la ressource disponible. Lutter contre l'envasement des retenues consisterait à vider le barrage en fin d'été et laisser les vannes de fond ouvertes pour permettre l'évacuation des premières crues d'automne généralement les plus chargées en sédiment. Cette politique n'est fréquemment pas appliquée en milieux semi arides dans un optique de préservation interannuelle de l'eau (Remini *et al.,* 2009).

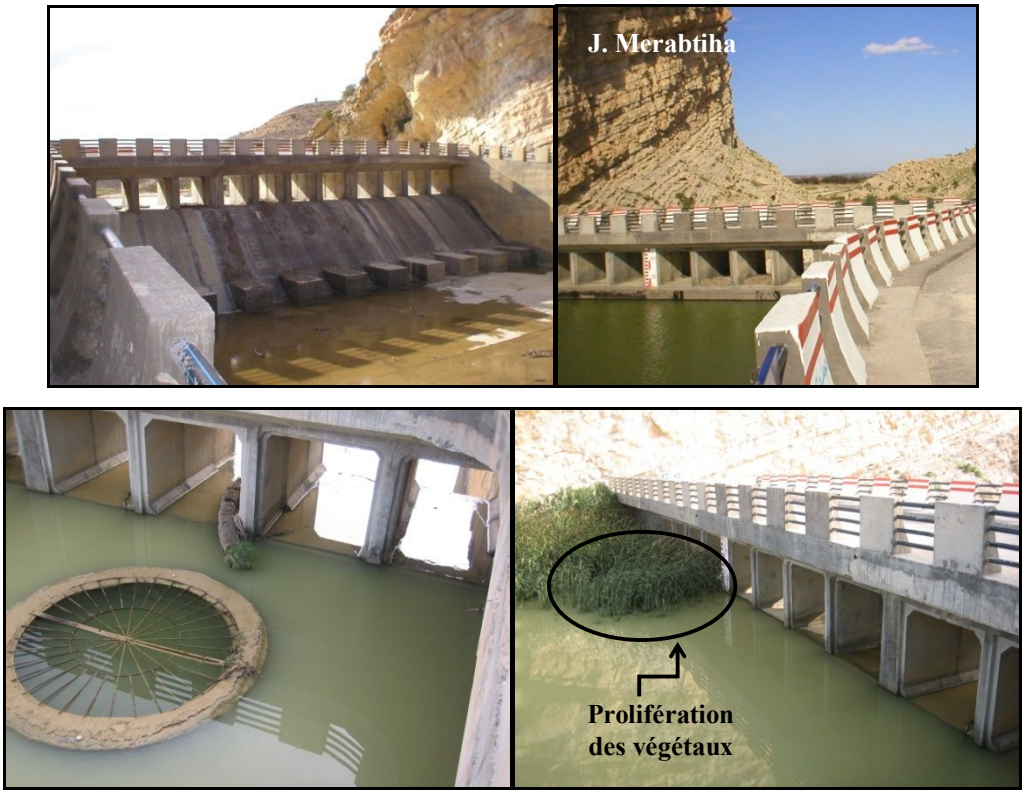


Figure IV.8. *Photos du barrage Fej2, au dessus : avant endommagement (état normal), en dessous : après endommagement*



Figure IV.9. *Photos schématisant la mise en place des motopompes sur la rive d'Oued El Fej*

II.2. La recharge artificielle des nappes

Suite à la perturbation hydrodynamique des nappes du bassin Chougafiya, plusieurs tentatives de gestion ont été exécutées dans le but d'augmenter la recharge et de préserver la qualité (grâce au rôle auto-épurateur du sol) et la quantité des ressources en eau de ce

bassin. Il a été envisagé de pratiquer la recharge artificielle (à partir des lâchers des barrages) des nappes qui ont enregistré des baisses piézométriques importantes.

Cette recharge est effectuée à l'aide d'un large éventail de techniques permettant d'optimiser les conditions locales du site d'injection. Ainsi, cette opération est pratiquée le long des lits des oueds présentant une bonne perméabilité, dans des bassins aménagés, à travers des forages et des puits de surface, etc. L'épandage des eaux le long des tronçons perméables des lits des oueds reste la technique la plus fiable.

En effet, des opérations de recharge artificielle à partir des lâchers ont été effectuées de manière périodique depuis la mise en eau des barrages Fej1, Fej2 et Defla afin d'alimenter les nappes de Chougafiya. Cependant, ces scénarios ont été arrêtés en 2007. En fait, les conditions déficitaires durant la période 2008-2010 ont incité les paysans à utiliser un surplus d'eau à partir des barrages au moyen des motopompes. De plus, les faibles apports annuels des barrages lors de cette période ont entravé de faire des opérations de recharge dans la zone d'étude (faible fréquence des crues).

Concernant les autres retenues qui sont destinées à la recharge (Nhal, Labba et Hoshasse), aucune opération de lâchures n'a été établie, il s'agit en fait, d'une recharge in situ, étant donné que ces ouvrages de mobilisation sont situés sur les affleurements carbonatés, ce qui facilite l'infiltration des eaux à travers le réseau de fissures.

II.2.1. Dispositifs de la recharge

La première opération de recharge dans le bassin d'étude a été assurée en 1994 par des lâchures à partir du barrage Fej1. Ainsi, entre octobre 1994 et avril 2007, 12453541 m^3 des eaux mobilisées ont été lâchées dans la région Regoub Dhaouia (Fig. IV.1) dans l'objectif de remédier la situation piézométrique des aquifères du Mio-plio-Quaternaire et du Crétacé supérieur.

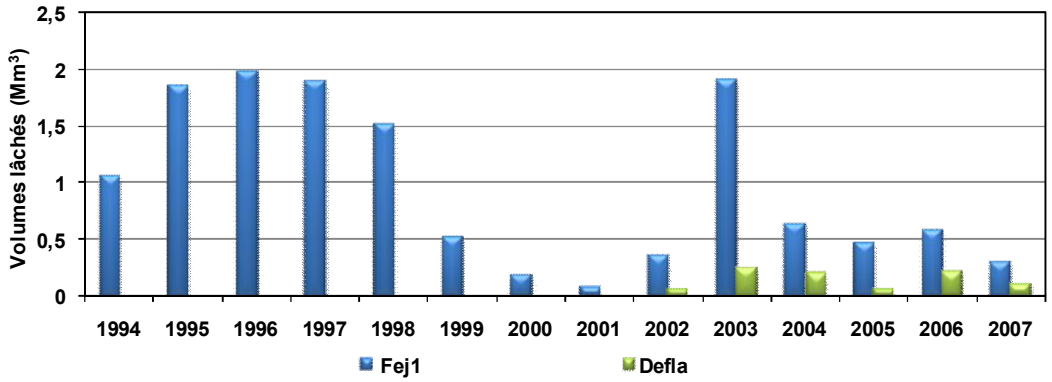
Les volumes d'eau qui ont été lâchés à partir du barrage Defla destiné à la recharge de la nappe Mio-pliocène, sont estimés à 866352 m^3 entre décembre 2002 et mars 2007.

La figure IV.10 montre la variabilité des volumes annuels lâchés au cours du temps. En effet, les volumes les plus importants ont été enregistrés au cours des années excédentaires en pluie (1995, 1996, 1997 et 2003). Cependant, durant les périodes déficitaires (1999, 2000, 2001 et 2002), des faibles volumes ont été marqués.

Concernant le barrage Defla, le total des volumes mobilisés pour la recharge a été négligeable et n'a jamais dépassé 0,5 Mm^3.

Généralement, le potentiel du volume lâché dépend de la gestion du barrage (stock d'eau de la retenue, présence des aménagements antiérosifs en amont du barrage…), mais surtout de la pluviométrie de l'année. Lors des épisodes pluvieux intenses, ces ouvrages peuvent être amenés à déverser, et donc participer à la recharge de la nappe en aval de l'ouvrage.

Il est également à noter que les pertes d'eau des retenues sont importantes. Ces pertes se produisent naturellement par évaporation à la surface du plan d'eau, ou par infiltration à travers les sédiments de la retenue (Gay, 2004). D'autres pertes sont possibles, par vidange de la retenue ou par prélèvement pour divers usages (agricole, domestique…).



Source : CRDA Kairouan

Figure IV.10. *Evolution des volumes des lâchures à partir des barrages collinaires (Fej1 et Defla)*

II.2.2. Impact de la recharge artificielle

L'étude des signaux piézométriques en réponse à des processus de recharge ou de vidange permet d'obtenir des renseignements sur les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères. Dans le cas d'aquifères poreux les renseignements tirés des piézomètres ont une certaine représentativité spatiale, alors qu'en milieu fracturé ou très hétérogène, cette représentativité est souvent bien moindre (Wong *et al.,* 2012). Dans ce travail, l'étude de l'impact de la recharge artificielle est basée sur un suivi spatial et temporel de la piézométrie.

Les campagnes de la recharge artificielle des nappes du système aquifère de Chougafiya ont été réalisées par lâchures à partir des barrages Fej1 et Fej2 au cours de la période (1994-2007). Ces opérations ont été destinées à optimiser le rendement de la recharge de la nappe superficielle captant le Mio-plio-Quaternaire et éventuellement le

réservoir du Crétacé supérieur qui constitue le principal aquifère exploité dans la région Fej Ruissate (Fig. IV.1). Les lâchers des barrages ont servi également pour l'irrigation par épandage des périmètres situés en aval de la zone Regoub Dhaouia (superficie irriguée en culture céréalière est de 200 ha).

L'effet de la recharge est suivi par un puits de surface (Figs. IV.11a, IV.11b) et un piézomètre (Figs. IV.12a, IV.12b). En fait, l'étude du comportement de la nappe superficielle à travers l'évolution piézométrique du puits N°48/4 situé au SE du J. Ruissate (Fig. III.12) indique que les campagnes d'octobre 1994 et janvier 2003 dont les volumes de lâchers sont considérables (plus que 500000 m^3) ont provoqué d'une manière claire l'élévation du niveau de la nappe (remontée de 1 m). Durant les opérations de recharge effectuées sur la période allant de janvier 1995 à janvier 1998, la piézométrie de la nappe devient plus ou moins stationnaire. Toutefois, la période déficitaire qui s'est prolongée de septembre 1998 jusqu'au août 2002 a été à l'origine des baisses remarquables dans la profondeur du plan d'eau. Le niveau statique a passé de 12,45 à 16,7 m enregistrant ainsi une baisse de 4,25 m entre mars 2000 et septembre de la même année (Figs. IV.11a, IV.11b).

Les fortes pluies de septembre 2002 et surtout de janvier 2003 ont contribué au renouvellement du stock d'eau du barrage Fej1. D'ailleurs, le niveau statique devient sensiblement aux alentour de 11,8 m au cours de la période qui s'est prolongé de septembre 2003 à mars 2005.

Chadly et Ayachi (1997) ont étudié l'impact de la recharge artificielle en se basant sur un suivi de l'évolution de la surface piézométrique de la nappe superficielle à partir de 25 puits d'observations situés dans la région Fej Ruissate au cours de la période (1994-1996). Les apports pluviales considérables des années 1994, 1995 et 1996 ont amélioré le stock d'eau de la retenue et ont permis de faire plusieurs opérations de recharge. Ces scénarios ont débuté en octobre 1994 et se sont poursuivis jusqu'au octobre 1996 en comptabilisant un volume total lâché de 4,71 Mm^3 (mesuré en aval de la digue du barrage). Ces lâchers ont été pratiqués par épandage des eaux le long des tronçons perméables du lit d'oued El Fej (gravies et galets sablo-argileux) avec un débit d'injection de 100 l/s.

Il a été constaté que l'injection des premiers flux de recharge s'est traduite par des remontées variant de 0,35 à 1 m dans les points de surveillance. Après un mois, ces remontées accusent un fléchissement dû à la mise en exploitation des puits de surface dans la région. En fait, le degré de cette remontée est variable d'un puits à autre selon la position des points d'observation par rapport au site de recharge et selon les caractéristiques

hydrodynamiques de la nappe. Généralement, les flux de la recharge sont ressentis essentiellement à l'amont du bassin (région Regoub Dhaouia). En s'éloignant vers la région Bir Fandra (Fig. IV.1), le flux s'affaiblit et devient presque nul. Ceci est lié à la faible infiltration régie par la variation de la perméabilité du Mio-plio-Quaternaire qui diminue de l'amont vers l'aval.

Globalement, l'efficacité de la recharge artificielle est liée au débit et à la période de lâchers, mais également aux caractéristiques des ouvrages hydrauliques (travaux CES : épandage, banquette de dérivation…). Tous ces facteurs peuvent agir sur la partie « infiltrante » du lit et par la suite améliorer les échanges entre l'oued et les eaux souterraines.

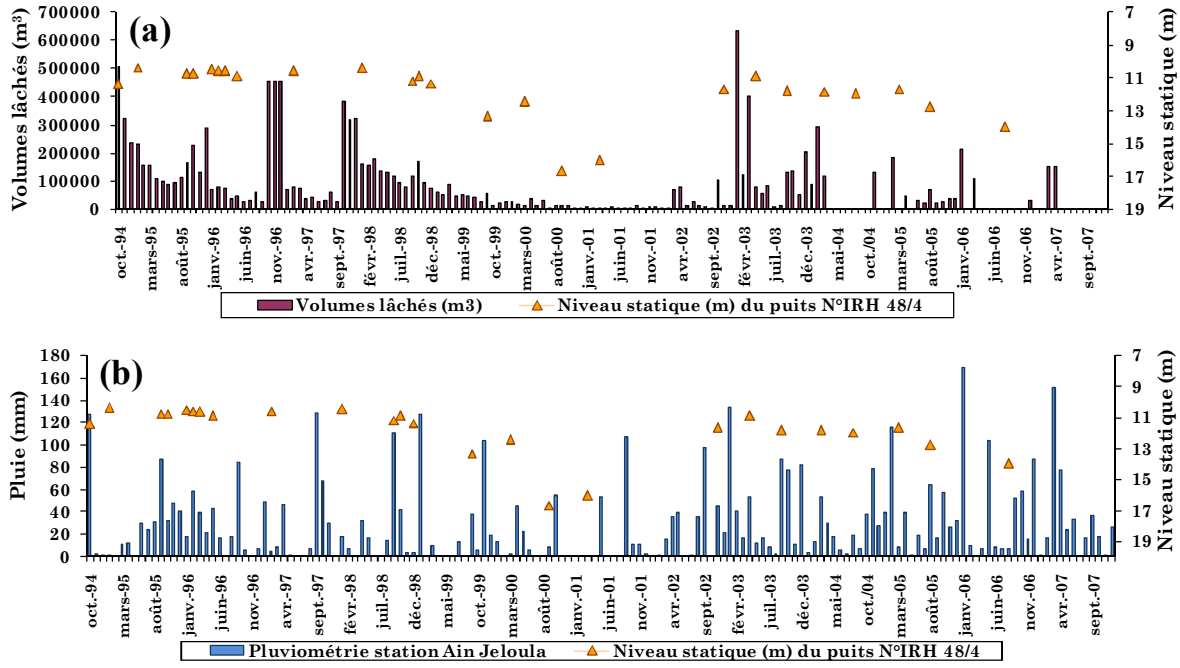


Figure IV.11. *Evolution de la profondeur du niveau statique du puits N°48/4 en fonction de : (a) volumes lâchés et (b) la pluviométrie*

Le suivi détaillé de l'effet de la recharge de la nappe Crétacé supérieur a été réalisé à partir des chroniques du piézomètre Oued El Fej N°19525/4 (Fig. III.12) captant les calcaires de cette formation. Les figures IV.12a et IV.12b montrent que le signal piézométrique de ce piézomètre est assez fluctuant. Les dynamiques et les amplitudes de réaction au sein du piézomètre semblent avoir évolué de manière significative dans le

temps. En fait, les variations temporelles du niveau statique sont intimement corrélées à celles des précipitations (Fig. IV.12b).

Lors des périodes de très hautes eaux, lors desquelles la hauteur des précipitations dépasse 100 mm, le piézomètre signale des remontées marquantes (variant de 1 à 2 m). En revanche, il montre une allure décroissante durant la période déficitaire (1998-2002). La diminution des volumes de précipitations et les faibles volumes lâchés à partir du barrage Fej1, au cours de cette période, se sont traduits par une régression importante de la profondeur du plan d'eau de la nappe carbonatée. Cette baisse piézométrique est parfois interrompue par des épisodes de remontées de très faible amplitude qui sont dues essentiellement aux apports de la pluviométrie. Donc, toutes ces variations sont tributaires du régime pluviométrique, de l'exploitation, du volume mobilisé et de la lithologie.

Durant la période excédentaire en pluie (septembre 2002-septembre 2007), le piézomètre montre une oscillation dans la profondeur du plan d'eau. Les amplitudes de la fluctuation piézométrique durant cette période ont été les plus fortes (Figs. IV.12a, IV.12b).

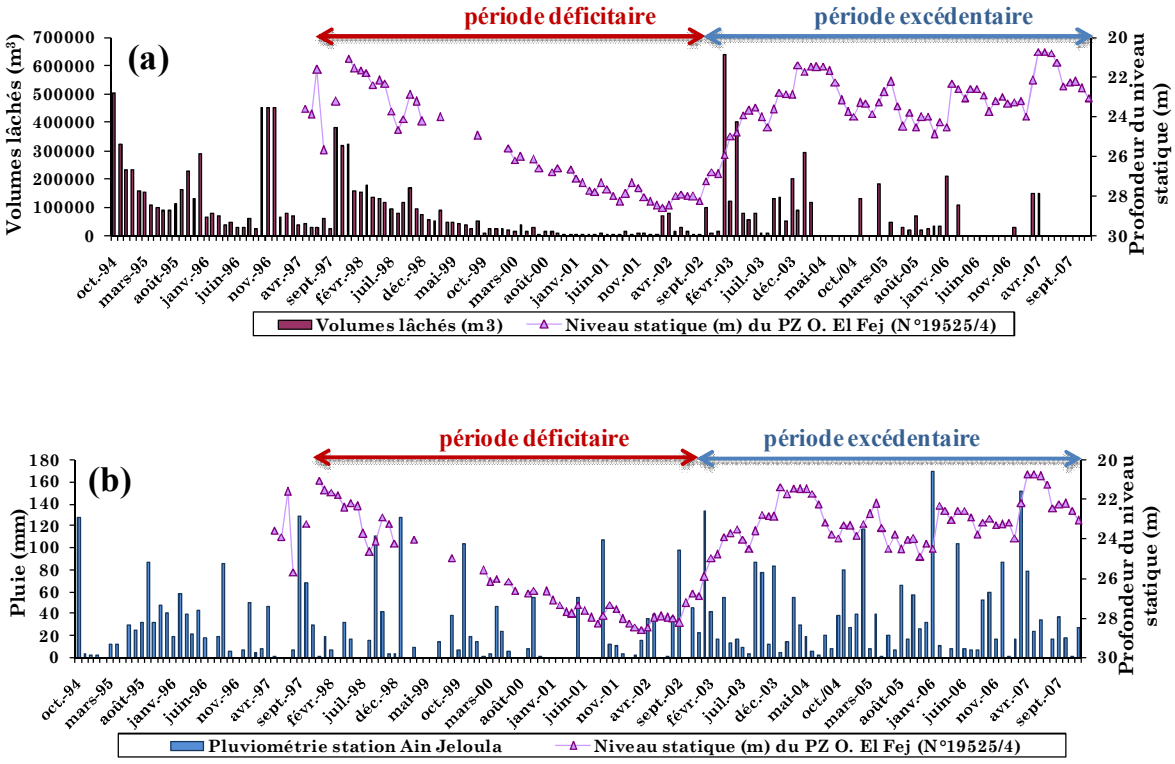


Figure IV.12. *Evolution de la profondeur du niveau statique du piézomètre O. El Fej N°19525/4 en fonction de : (a) volumes lâchés et (b) la pluviométrie*

D'après ce qui précède, on peut remarquer qu'il s'agit en fait de deux types de réactions différentes au sein des nappes du système aquifère de Chougafiya. La réponse d'une nappe alluviale aux scénarios de lâchers diffère largement de celle d'une nappe carbonatée. En effet, les amplitudes de réactions sont généralement fortes dans le cas de la nappe carbonatée (Crétacé supérieur), alors que les réactions sont plus amorties au niveau du puits captant la nappe alluviale. Etant donné que la dynamique d'une nappe libre est influencée par la perméabilité et la porosité efficace de l'aquifère susceptibles de varier dans l'espace, sa géométrie, ses limites (nature et position), ses connexions avec le réseau hydrographique, les caractéristiques des zones saturée et non-saturée et du contexte géomorphologique. Cependant, le karst ou tout autre système fracturé complexe est alors considéré comme la résultante de deux entités : une zone d'infiltration non saturée et une zone noyée constituée par les axes de drainage et les systèmes annexes (matrice poreuse, fissurée) qui assurent la fonction capacitive de l'aquifère. Les analyses des données piézométriques permettent d'appréhender le fonctionnement de l'ensemble du système (Wong *et al.,* 2012).

Au Sud de la plaine, le barrage Defla a été édifié en 1998, notamment pour la recharge de la nappe Mio-pliocène. Néanmoins, la succession des années sèches (1999-2000-2001) n'a pas permis la formation d'un stock d'eau assez important dans la retenue de ce barrage. En fait, la première campagne de recharge a débuté en décembre 2002 avec un volume très faible (55000 m^3). Depuis l'année de démarrage des opérations de recharge, les volumes lâchés n'ont pas dépassé 180000 m^3.

L'analyse de l'évolution de la profondeur du niveau statique du piézomètre Oued Defla (N°19820/4) (Fig. III.12) en fonction des volumes lâchés et de la pluviométrie (Figs. IV.13a, IV.13b) montre une tendance générale vers la baisse durant les dix campagnes de recharge (2002-2007).

Une remontée de faible amplitude (0,87 m), a été enregistrée en mars 2003, et qui pourrait être liée aux fortes crues de janvier 2003 (133,5 mm). Généralement, les faibles volumes lâchés n'ont pas contribué au maintien de l'équilibre hydrodynamique de cette nappe profonde.

Bien que la période des opérations de la recharge artificielle de la nappe a coïncidé avec une période excédentaire en pluie, la profondeur du niveau statique a passé de 52,87 m en décembre 2002 à 62,35 m en septembre 2007 enregistrant ainsi une baisse de 10,52 m, et de 10,35 m durant la période déficitaire successive (septembre 2007-août 2010) (Fig.

III.20). Cette baisse est liée essentiellement à (i) l'exploitation intensive de la nappe Mio-pliocène, caractérisée par l'extension des périmètres irrigués et la présence d'un grand nombre de puits forés par sondages à bras captant des niveaux profonds de la nappe, et (ii) le déficit d'alimentation en surface du à l'irrégularité des précipitations.

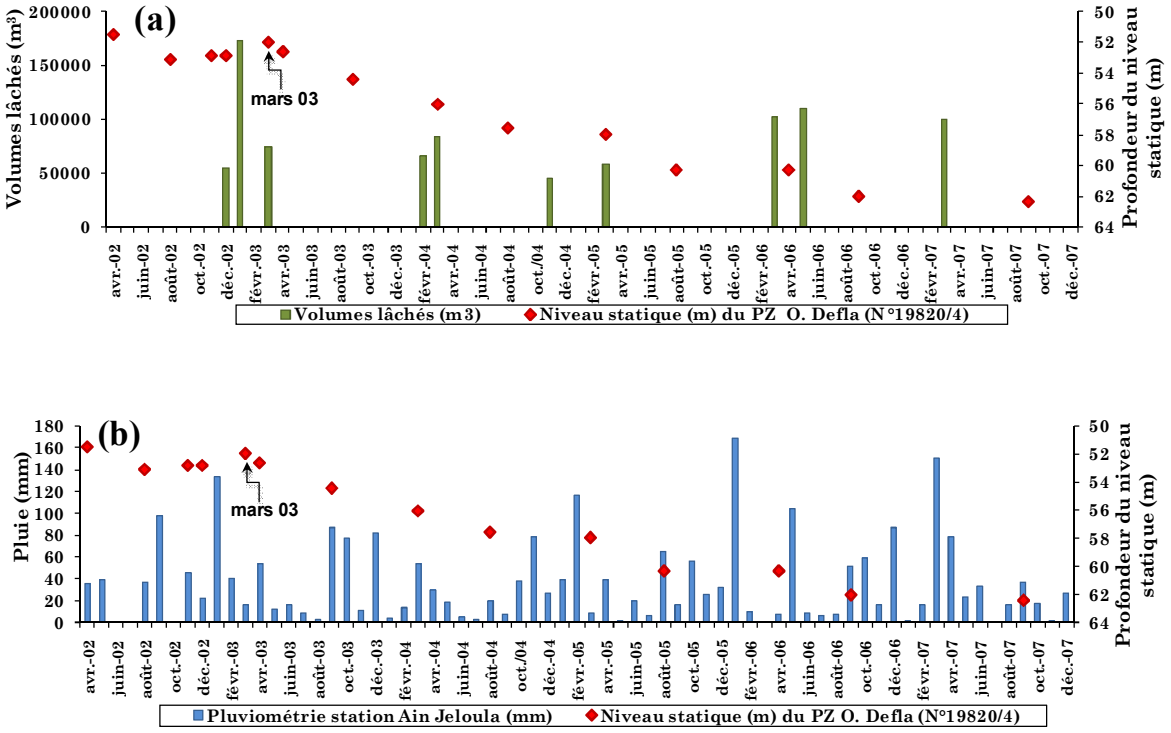


Figure IV.13. *Evolution de la profondeur du niveau statique du piézomètre O. Defla N°19820/4 en fonction de : (a) volumes lâchés et (b) la pluviométrie*

III. Conclusion

Le bassin d'étude fournit un exemple de recharge profondément modifiée par les multiples aménagements. La recharge artificielle a été adoptée comme solution pour atténuer l'effet de la forte surexploitation dans la zone d'étude. De ce fait, les nappes ont bénéficié de plusieurs campagnes de recharge artificielle pendant les années 1994-2007. Néanmoins, les faibles volumes lâchés n'arrivent pas à compenser le déficit hydrique, et donc à restaurer la baisse piézométrique causée par l'intensification du pompage et la multiplication des forages illicites.

Les informations apportées par les chroniques piézométriques des puits ou des piézomètres confirment la variabilité des comportements hydrodynamiques des nappes du bassin d'étude.

Malgré la variabilité des réactions entre les points de surveillance, on constate que les différentes nappes réagissent d'une manière vraisemblablement comparable à certaines conditions. Les réactions ou les fluctuations piézométriques sont directement liées aux apports pluviométriques, à la quantité d'eau mobilisée ou lâchée, à la distance du puits par rapport au cours d'eau (site d'injection), à la lithologie et à l'exploitation. Ainsi, pendant les périodes de recharge (qui coïncident généralement avec les périodes de hautes eaux), les enregistrements piézométriques des puits ou des piézomètres situés dans les zones d'alimentation indiquent des remontées variables et non permanentes dans le temps. Cependant durant les périodes déficitaires, ils marquent des baisses.

Cette étude préliminaire pourra également servir de point de départ à d'autres réflexions. A partir des apports de surface mobilisés, il sera désormais possible de mieux étudier le fonctionnement hydrologique du bassin. Il sera également possible de proposer un mode de gestion amélioré des barrages. Dans un contexte de changement climatique où la ressource est de plus en plus fragilisée et l'érosion critique, les barrages collinaires étudiés ne peuvent être considérés comme de simples retenues d'eau mais doivent être envisagés comme des accumulateurs capables de stocker les apports conséquents et de les redistribuer d'une manière plus étalée dans le temps.

Chapitre V. ETUDE HYDROCHIMIQUE DES EAUX DU BASSIN D'ETUDE

I. Introduction

L'hydrogéochimie est une science pluridisciplinaire visant principalement à caractériser les conditions de minéralisation des eaux souterraines. Elle constitue le résultat combiné de la composition originelle des eaux entrant dans le système hydrogéologique, l'interaction avec les minéraux de la roche encaissante et le contexte hydrodynamique.

En fait, au cours des trois dernières décennies, la baisse continue des niveaux piézométriques de la nappe superficielle de Chougafiya, a engendré une modification de la circulation des eaux souterraines au centre et au Sud du bassin. Ce régime hydrodynamique a facilité une invasion des eaux minéralisées en provenance de la nappe adjacente du Sabkhas El Batène et donc une contamination progressive des eaux phréatiques. De plus, la mise en place des retenues collinaires entre 1994 et 2005 a contribué considérablement à la diminution des apports des eaux de ruissellement vers les nappes du bassin.

Il est donc nécessaire qu'une compréhension appropriée des processus chimiques qui se produisent au sein du système aquifère de la zone soit exigée afin de prévoir les effets de l'accentuation de l'anthropisation dans la région.

La présente investigation hydrochimique vise à caractériser les eaux souterraines sur la base de leurs compositions ioniques ce qui permet d'apporter des informations très utiles à la reconnaissance des aquifères ainsi que leurs éventuelles relations avec les eaux de surface (Sabkhas, sources, oueds et barrages collinaires) et la détermination des conditions de recharge des nappes d'eaux souterraines. Elle vise également à mettre l'accent sur les principaux mécanismes géochimiques impliqués dans la minéralisation de ces eaux.

II. Méthodologie et technique analytique

II.1. Travail de terrain et laboratoire

Dans le cadre de ce travail, deux campagnes de prélèvements comprenant les eaux de surface (barrages collinaires, sources et oueds) et les eaux souterraines (forages et puits

de surface) ont été effectuées. La première a eu lieu pendant la saison sèche (août, septembre 2008) et a touché 32 points d'eau. Ensuite, une deuxième a été réalisée à la fin de la saison humide (avril 2009) et a porté sur 92 points d'eau.

Dix échantillons ont été prélevés au cours de l'année 2010 à partir des puits de surface et du piézomètre PZ1 captant la nappe Quaternaire du Sabkhas El Batène.

L'objectif essentiel du choix des points visités était d'obtenir une répartition spatiale la plus homogène possible afin de caractériser l'ensemble de la zone. Sur la figure V.1, les échantillons sont répartis comme suit (Tab. V.1 en annexe):

- 82 échantillons ont été prélevés des puits de surface exploitant l'aquifère superficiel (1→ 82) ;
- 2 échantillons ont été prélevés à partir d'oued El Fej (N°83) et oued Zrilli (N°84) ;
- 1 échantillon a été prélevé à partir d'une source (Aouinet Rhnem) (N°85);
- 1 échantillon a été prélevé à partir piézomètre PZ1 captant la nappe du Sabkhas El Batène (N°86);
- 1 échantillon a été prélevé à partir de l'eau de surface du Sabkhas El Batène (N°87);

La figure V.2 montre la répartition des échantillons prélevés des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya (Tab. V.2 en annexe):

- 24 échantillons (1→ 24) ont été prélevés des puits et des forages captant la nappe du Crétacé supérieur ;
- 2 échantillons (N°25 et 26) ont été prélevés des puits captant la nappe du Paléocène;
- 2 échantillons (N°27 et 28) ont été prélevés des puits profonds captant la nappe de l'Éocène inférieur ;
- 5 échantillons (29→ 33) ont été prélevés des puits captant la nappe de l'Oligocène;
- 10 échantillons (34→ 43) ont été prélevés des puits profonds et des forages captant la nappe du Mio-pliocène.

De plus, un total de 55 échantillons a été prélevé de façon intermittente à partir des barrages collinaires du bassin d'étude. En fait, 6 échantillons ont été prélevés en octobre 2006 et janvier 2007 dans le cadre du travail du mastère (Farid, 2007). De plus, trois (3) échantillons ont été prélevés par l'équipe de l'IRD en juillet et septembre 2007 (Virrron *et al.,* 2008). Onze (11) échantillons ont été systématiquement prélevés lors des missions de terrain (en septembre 2008 et avril 2009) et des flacons ont été confiés aux agents du CRDA qui ont effectué des prélèvements complémentaires (35 échantillons) lors de leurs tournées mensuelles de maintenance sur le bassin (Tab. V.3 en annexe). La répartition des échantillons est comme suit (Fig. V.1) :

- 16 échantillons à partir du barrage Fej1 ;
- 14 échantillons à partir du barrage Fej2 ;
- 17 échantillons à partir du barrage Defla ;
- 03 échantillons à partir du barrage Hoshasse ;
- 03 échantillons à partir du barrage Nhal ;
- 02 échantillons à partir du barrage Labba.

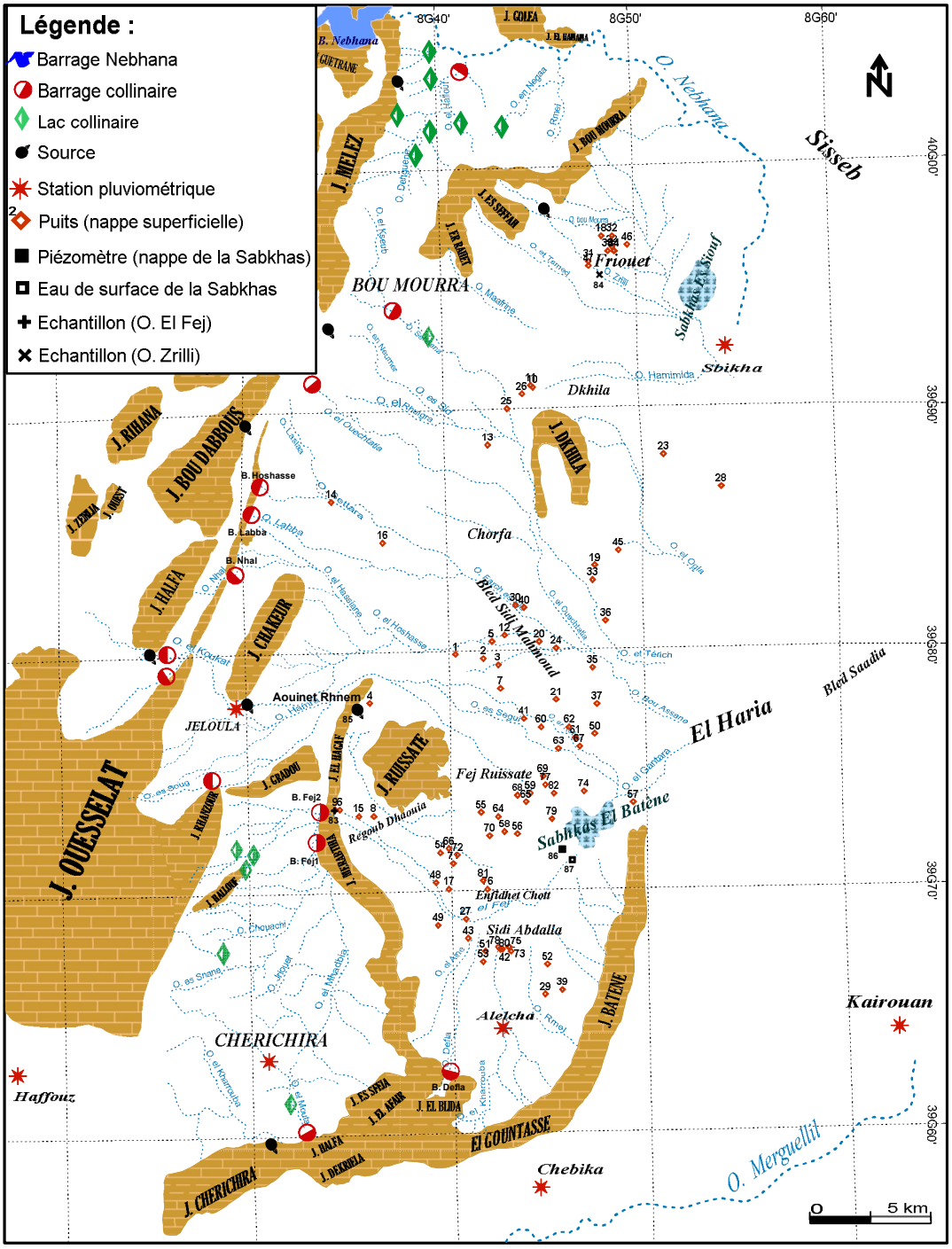


Figure V.1. *Carte de localisation des points d'eaux échantillonnés de la nappe superficielle du bassin Chougafiya*

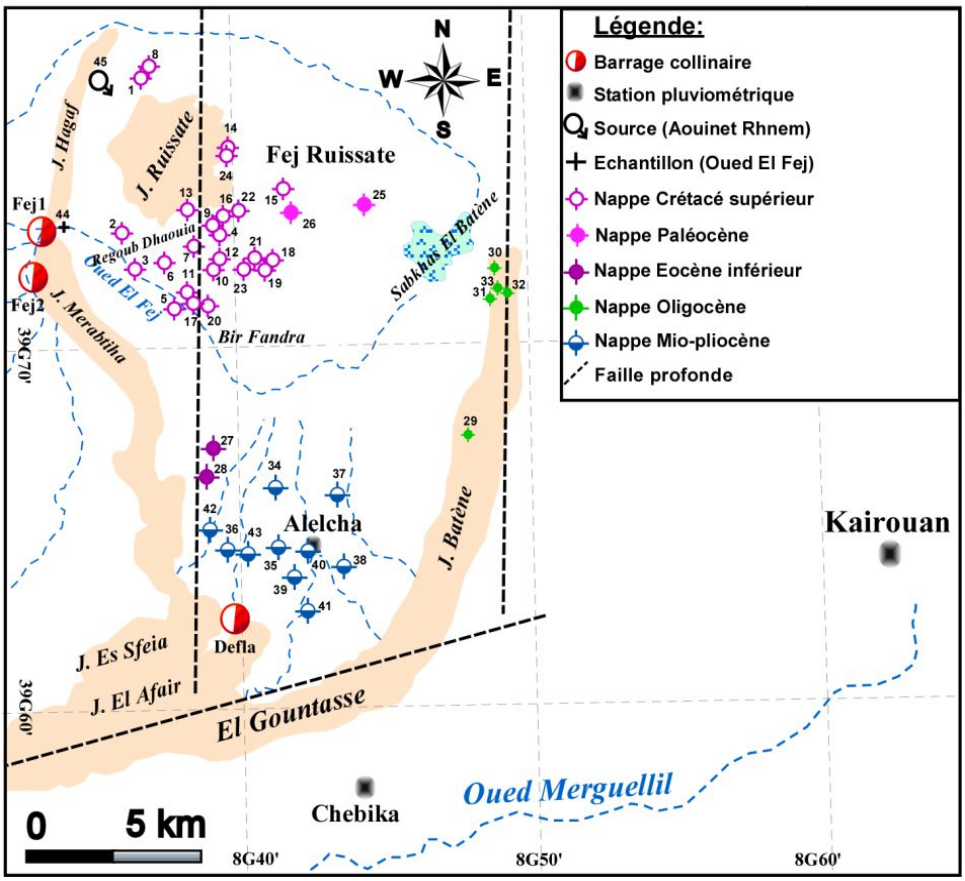


Figure V.2. *Carte de localisation des points d'eaux échantillonnés des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

Tous les échantillons sélectionnés ont fait l'objet d'une analyse chimique des éléments majeurs (Na, Ca, K, Mg, Cl, SO_4, HCO_3 et NO_3) et traces (Br, Sr et F). Des mesures des paramètres physico-chimiques, à savoir la température (T°C), le pH et la conductivité (CE) ont été effectuées sur le terrain (*in situ*). Toutes les analyses chimiques ont été réalisées au sein du Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, Tunisie.

II.2. Précision des analyses

Le calcul de la balance ionique permet généralement d'estimer la fiabilité des résultats des analyses chimiques. Cette dernière est liée aux méthodes analytiques appliquées et aux concentrations des éléments majeurs. Les méthodes utilisées et les limites de détection varient selon les laboratoires d'analyse. L'ion HCO_3, a été systématiquement analysé par titrimétrie ; les concentrations des autres ions ont été déterminées par chromatographie ionique en phase liquide à haute performance (HPLC).

La balance ionique (BI) est une technique permettant la détection de la majorité des erreurs commises. L'erreur sur la balance ionique est donnée en pourcentage par la formule suivante :

$$\mathbf{BI = (\Sigma C - \Sigma A) / (\Sigma C + \Sigma A) \text{ en } \%}$$

Avec ΣA = la somme des anions en milliéquivalents par litre

ΣC = la somme des cations en milliéquivalents par litre

Les valeurs de la balance ionique caractérisant les échantillons prélevés dans le cadre de la présente étude sont tous inférieures à 5 % reflétant la fiabilité des résultats des analyses effectuées.

II.3. Paramètres physico-chimiques

Lors des travaux de terrain, des mesures in situ (température, pH et conductivité) ont été assurées sur les points d'eau prélevés. Les paramètres physico-chimiques, permettent d'apprécier les principales caractéristiques des eaux. Les valeurs de ces paramètres figurent dans les tableaux V.1, V.2 et V.3 en annexe.

II.3.1. La température

Bien que la température des eaux du bassin d'étude semble être influencée par la température atmosphérique, elle varie en fonction de la saison d'échantillonnage et la nature des eaux prélevées.

- Eaux souterraines

Dans le bassin d'étude, les eaux souterraines affichent des températures très variables qui s'échelonnent entre 13,3 et 29,3°C avec une moyenne de 22°C. Ces valeurs ne se corrèlent pas avec la profondeur totale des puits et des forages d'eaux échantillonnés. Cette hétérogénéité thermique reflète soit la présence des échanges verticaux entre les différentes masses d'eau permettant un mélange des eaux de différentes températures, soit elle correspond à des circulations de fluides de natures chimiques différentes. Dans notre zone d'étude, les réseaux de failles et de fractures développés tout comme les faciès de dépôts hétérogènes autorisent une circulation rapide des eaux depuis des horizons différents.

- Eaux de surface

La température des eaux de surface est très influencée par la température ambiante de l'air. Généralement, elle est basse pendant la saison froide, elle devient relativement

haute lors de la saison sèche. Les eaux des eaux des barrages collinaires présentent des températures qui varient largement entre 12,3 et 29,5°C.

II.3.2. Le pH

- Eaux souterraines

Les mesures du pH des eaux souterraines montrent des valeurs qui s'échelonnent entre 6,4 et 8,2. Ces valeurs se distinguent par une répartition assez hétérogène. Ceci reflète la complexité du système aquifère étudié et l'interférence de plusieurs processus géochimiques tels que l'interaction des eaux avec la roche encaissante, la mise en solution du carbone, l'oxydo-réduction et les phénomènes de mélange.

- Eaux de surface

Le pH des eaux des barrages collinaires varie largement entre 7 et 9,7. D'une manière générale, les valeurs élevées de pH mesurées dans les eaux de surface peuvent résulter d'une consommation du CO_2 ou un dégazage qui entraînent une augmentation relative de l'ion CO_3^{2-} par rapport à l'ion HCO_3^- (Clark et Fritz, 1997). En effet, la réaction d'hydratation du CO_2 libère de l'acide carbonique qui « attaque » les roches. L'altération des minéraux conduit à une consommation de CO_2 et induit par conséquence une augmentation du pH. Cette réaction s'exprime comme suit :

$$CO_2\,(gaz) + H_2O \leftrightarrow H_2CO_3$$

$$H_2CO_3 \leftrightarrow H^+ + HCO_3^-$$

II.3.3. La conductivité électrique

La conductivité électrique est régie essentiellement par la concentration des ions chargés dans l'eau qui se trouvent sous l'influence des caractéristiques lithologiques des terrains, du sens et de la vitesse d'écoulement de la nappe ainsi que le temps de séjour de l'eau.

- Eaux souterraines

Les valeurs de la conductivité électrique des eaux souterraines varient de 248 à 20900 µs/cm. En fait, les faibles valeurs sont enregistrées dans les eaux de la nappe Mio-pliocène. Cependant, les plus fortes valeurs sont observées dans les puits captant le remplissage du Mio-plio-Quaternaire dans la région Enfidhet Chott et à proximité du Sabkhas El Batène.

- Eaux de surface

La conductivité électrique des eaux des barrages collinaires oscille largement entre 170 et 3129 µs/cm.

III. Caractérisation chimique des eaux du bassin d'étude

III.1. La nappe superficielle du bassin Chougafiya

III.1.1. Répartition spatiale de la minéralisation

La carte de la répartition spatiale de la salinité des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya, exprimée en MDT (matière dissoute totale) montre une grande variation dans la minéralisation des eaux. Cette carte révèle des valeurs qui s'échelonnent de 656 à 15900 mg/l (Fig. V.3). Les faibles valeurs (inférieures à 1000 mg/l) sont enregistrées dans la région El Hoshasse (échantillons N°1, 2, 3 et 7) et reflètent la forte contribution des eaux de pluie, récemment infiltrées, à la recharge de la nappe superficielle. En effet, les eaux fraîches, relativement douces de précipitation ont joué un rôle significatif dans la dilution des eaux de cette nappe. Ceci concorde bien avec les résultats piézométriques qui montrent des niveaux élevés dans cette zone. Cependant, les fortes valeurs, sont rencontrées dans la zone Enfidhet Chott (échantillon N°81), où le lessivage des sols argileux salés (très riches en gypse) par les infiltrations issues des eaux de pluie ou des eaux d'irrigation pourrait entraîner une augmentation considérable de la charge saline dans la zone non saturée et par conséquent, enrichir la nappe en solutés.

En outre, les fortes salinités (variant entre 4140 et 11226 mg/l) sont observées au centre (région Fej Ruissate) et au Sud (région Sidi Abdalla) du bassin (salinités autour de 7780 et 10440 mg/l). L'augmentation de la salinité dans ces puits semble être liée aux interactions eau-roche qui se produisent de l'amont vers l'aval dans le sens d'écoulement souterrain, mais surtout à un phénomène de mélange avec les eaux saumures de la nappe de Sabkhas El Batène (99168 mg/l). Ces résultats confirment bien l'hypothèse déjà évoquée dans l'étude hydrogéologique qui suggère la présence d'une inversion du gradient hydraulique dans ces zones causée par l'augmentation de l'exploitation (Fig. III.13). Cette situation a rendu l'aquifère superficiel vulnérable à une invasion des eaux minéralisées de la nappe adjacente de Sabkhas El Batène localement dans les zones surexploitées. La présence d'eau salée dans ces zones limite l'aire d'exploitation de la nappe superficielle pour les besoins en agriculture. Par conséquent, la salinisation des eaux souterraines dans

la plaine de Chougafiya est devenue un problème stratégique et un facteur limitant pour le développement.

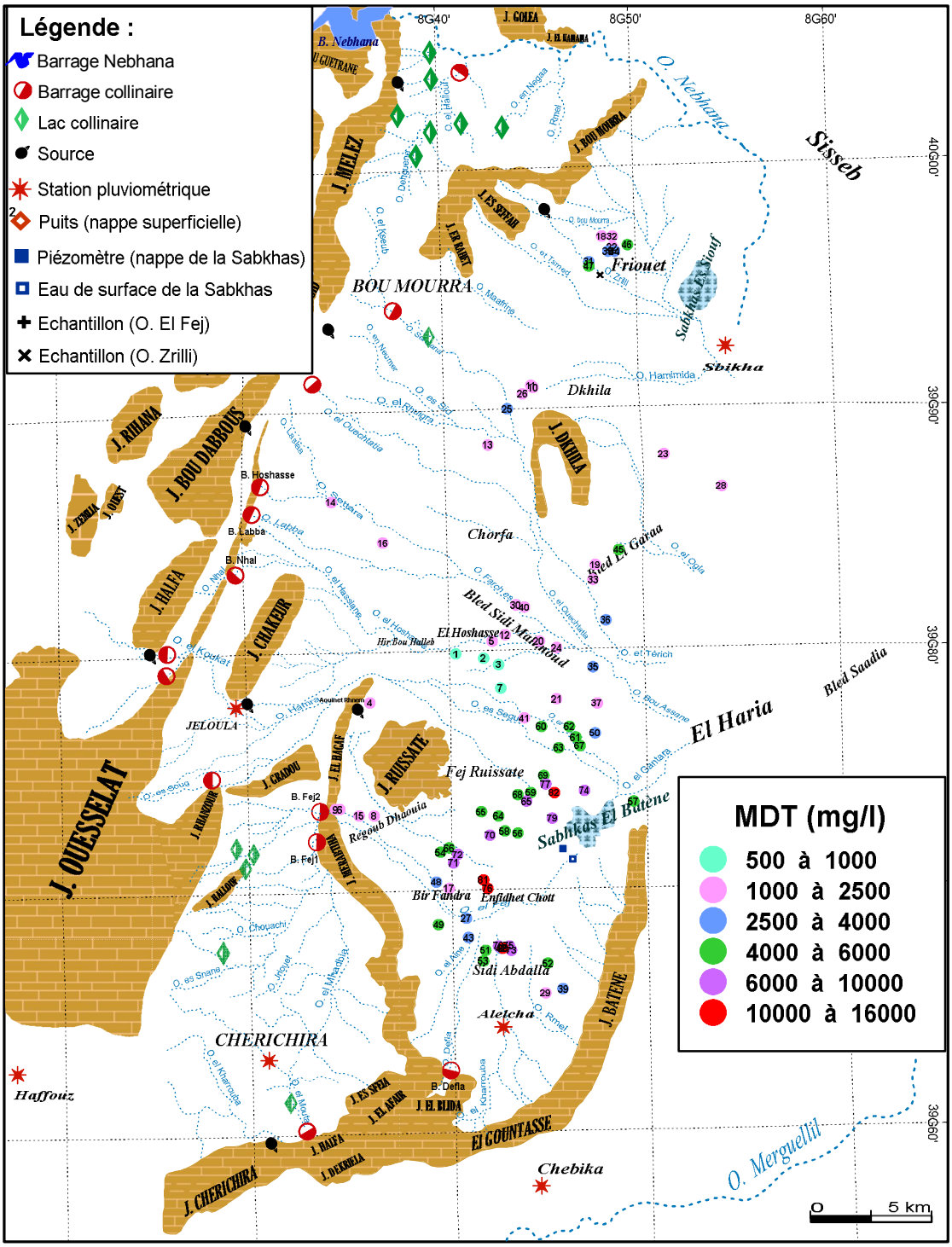


Figure V.3. *Répartition spatiale de la salinité des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya*

En s'éloignant de la Sabkhas, des eaux où la salure est relativement forte (pouvant dépasser 4000 mg/l) ont été rencontrées dans des puits situés à l'Est (Bled El Garaa) et au

Sud Ouest du bassin (région Bir Fandra). L'évolution de la charge minérale dans ces zones est probablement en liaison avec les variations lithologiques latérales de la formation Mio-plio-Quaternaire qui est localement dominée par les dépôts argilo-sableux et/ou argileux riches en sels et en gypse (Fig. V.3).

Au Nord du bassin, où la région Friouet est marquée par des activités agricoles (arboriculture) très développées, l'augmentation de la salinité semble être en relation avec : (i) un processus de concentration progressive au cours de l'écoulement du fait d'une ponction évaporatoire surtout que la nappe est captée à très faibles profondeurs dans cette zone (entre 5 et 30 m), (ii) un phénomène de retour des eaux d'irrigation lié aux pratiques agricoles fondées principalement sur l'application des techniques d'inondation et la fertilisation excessive des sols, et (iii) une recharge locale par des eaux de surface de forte minéralisation. En effet, l'arrivée des eaux de ruissellement d'oued Zrilli (MDT = 6242 mg/l) occasionne le lessivage cumulatif des sels contribuant vraisemblablement à l'augmentation de la minéralisation (Fig. V.3).

Plus au Sud, au piémont du Jebel El Hagaf, le puits N°4 montre une salinité de l'ordre de 1000 mg/l, similaire à celle de la source adjacente Aouinet Rhnem. Egalement, les puits (N°6, 8, 9 et 15) situés dans la région Regoub Dhaouia, présentent des salinités relativement faibles qui fluctuent entre 1282 et 1842 mg/l. Cette baisse de la minéralisation est imputable à l'infiltration des eaux récentes aux piémonts des reliefs bordant la partie Ouest du bassin et notamment l'infiltration des eaux d'oued El Fej (MDT = 1714 mg/l). Cette contribution est favorisée par les formations assez perméables (graviers, galets, sables et sables argileux). Cette hypothèse, dégagée dans la partie hydrogéologie concernant la contribution des oueds et des sources à l'alimentation de la nappe phréatique, sera confirmée ultérieurement par les outils isotopiques.

Les valeurs du résidu sec des barrages collinaires s'échelonnent entre 119 mg/l et 1683 mg/l. Les faibles valeurs sont observées au niveau du barrage El Hoshasse et autant barrage Labaa et barrage Nhal, implantés sur les affleurements carbonatés de l'Eocène inférieur. Les très faibles valeurs de salinité prouvent que le temps de résidence des eaux dans les retenues de ces barrages est très court suite aux pertes des eaux pluviales par infiltration à travers le réseau intense de fracturation. Comme, il a été démontré dans le chapitre IV, ces ouvrages hydrauliques connaissent des difficultés de gestion liées aux fuites. Au contraire, les eaux prélevées du barrage Fej2 sont relativement plus chargées en sels. Ceci est dû probablement à une diminution des apports d'eau douce à cause de l'envasement du barrage et également l'évaporation de surface.

III.1.1.1. Etude comparative

Les mesures du résidu sec établies lors de cette étude (en 2009) sont ponctuelles. Donc, afin d'identifier une éventuelle variation de la minéralisation dans les eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya, on s'est basé sur des cartes établies lors des études antérieures et quelques données de salinité acquises auprès de la CRDA en 2004. Ces données ont porté sur quelques puits situés dans la partie centrale (Fej Ruissate) (N°64, 66, 70, 71 et 72) et la région Sidi Abdalla (N°78 et 80) (Fig. V.3).

La figure V.4 montre une augmentation significative de la charge minérale des échantillons prélèves en 2009 par rapport à celles collectés en 2004. En effet, le résidu sec de ces eaux varie de 4,7 à 6,2 g/l, et passe de 5,1 à 10,4 respectivement dans les puits N°70 et N°80 situés à Fej Ruissate et Sidi Abdalla. Ainsi, l'amplitude de variation de la minéralisation peut arriver à 2 g/l et même 5 g/l dans ces zones surexploitées. Cette augmentation est due à la présence d'un contact hydraulique et une contamination par les eaux hyper-salées de la nappe adjacente de Sabkhas El Batène.

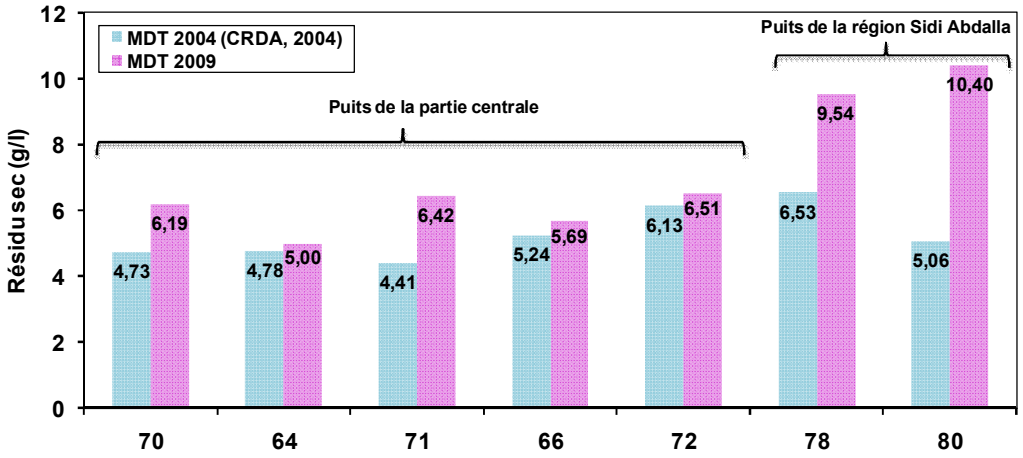


Figure V.4. *Evolution du résidu sec des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya entre 2004 et 2009*

La carte de la salinité de la nappe phréatique de la plaine de Chougafiya dressée par Amrhein en 1976, montre une répartition zonale (Fig. V.5a) :

(i) Une zone à faible salinité (< 1 g/l) située à l'Ouest de la région Bled Sidi Mahmoud;

(ii) Une zone à salinité intermédiaire (comprise entre 1 et 3 g/l), située dans la région Fej Ruissate ;

(iii) Une zone à forte minéralisation (l'ordre de 5 g/l) caractérisant la région bordant Sabkhas El Batène qui constitue d'ailleurs l'exutoire naturel des eaux de ruissellement et des eaux souterraines.

La figure V.5a révèle que l'allure des courbes d'iso-salinité évolue conformément à la configuration piézométrique en 1976 (voir Fig. III.13). La minéralisation des eaux souterraines augmente avec le sens de l'écoulement naturel. L'augmentation brutale de la charge minérale à l'aval du bassin, notamment à proximité de la Sabkhas pourrait être expliquée par un contact hydraulique entre cette dépression salée et les régions situées à l'Ouest (Fej Ruissate) et au Sud (Sidi Abdalla). Ce contact se fait par une interface qui s'est installée entre les eaux souterraines de l'aquifère superficiel dont le résidu sec est compris entre 0,6 et 3 g/l et l'eau saumure de la Sabkhas dont la salinité dépasse 90 g/l. L'interface (eau salée/eau douce) apparaît nettement au niveau de la courbe d'iso-salinité 5 g/l (Amrhein, 1981).

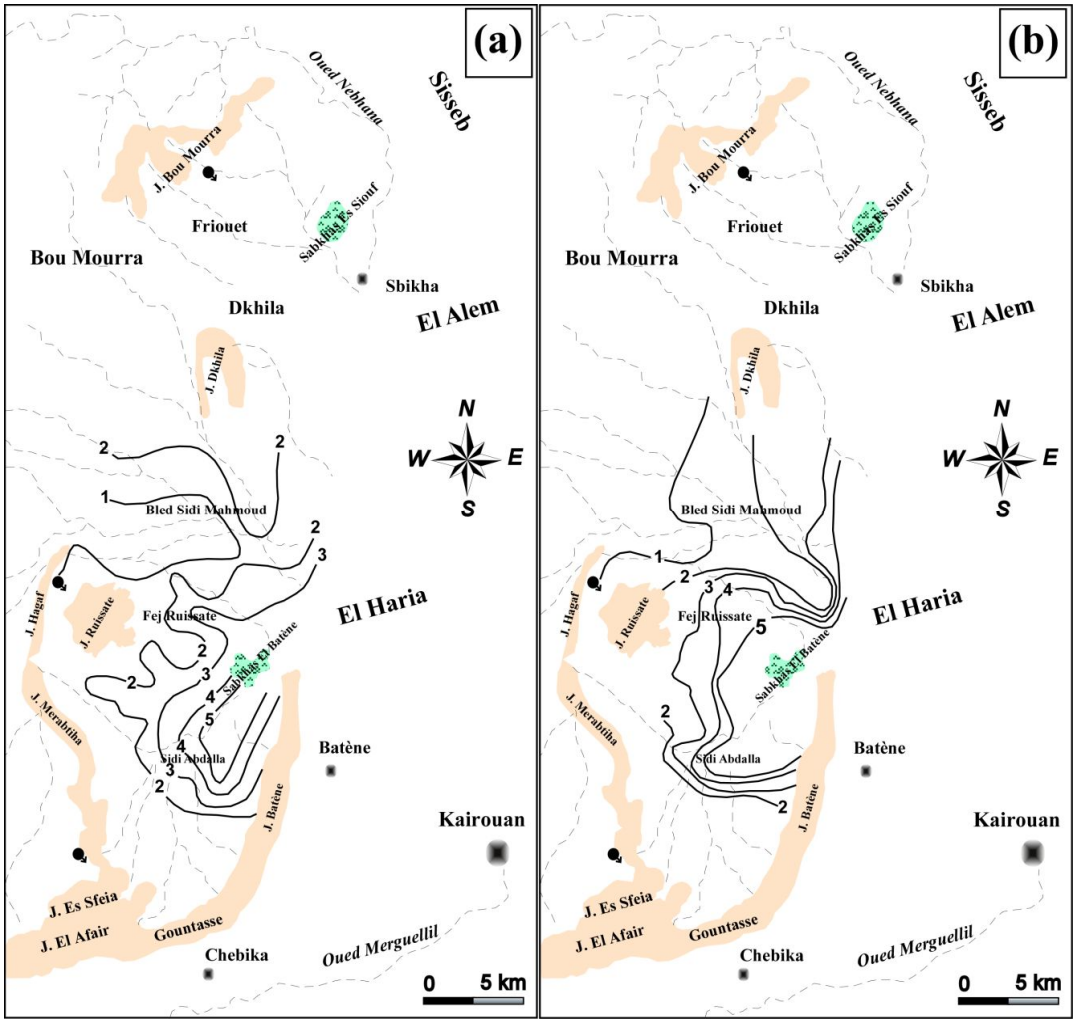


Figure V.5. *Répartition spatiale de la salinité des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya: (a) état 1976 (Amrhein, 1981), (b) état 1995 (CRDA Kairouan, 1995)*

La carte de la salinité établie en 1995 (CRDA, 1995) montre l'élargissement de la courbe d'iso-salinité 5 g/l vers l'Ouest et le Sud (Fig. V.5b). Ce mouvement reflète

l'avancement de l'interface eau salée/eau douce vers l'amont du bassin sous l'effet de la baisse piézométrique, causée par l'intensification du pompage.

Donc, l'étude comparative effectuée entre la carte de salinité réalisée lors de la présente étude et celles établies en 1976 (Amrhein, 1981) et en 1995 (CRDA, 1995) a permis de ressortir les remarques suivantes :

- A l'exception de la partie amont, la minéralisation des eaux souterraines atteste une évolution spatiale et temporelle très importante durant les trois dernières décennies;
- Les teneurs en résidu sec augmentent au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la zone d'alimentation (les reliefs des bordures du bassin) ;
- La construction des ouvrages hydrauliques en amont du bassin (entre 1993 et 2004) a contribué considérablement à la diminution des apports d'eau douces à la nappe ;
- L'interface eau salée/eau douce est très sensible aux variations piézométriques de la nappe en amont et au régime d'exploitation ;
- Le déplacement du front salé vers l'amont résulte de la modification du régime naturel de l'écoulement (inversion du gradient hydraulique).

Toutes ces constations requièrent une bonne connaissance du fonctionnement de la Sabkhas et ses éventuels mouvements saisonniers : la non constance des flux souterraines selon le régime hydrologique naturel peut changer la répartition de la minéralisation des eaux souterraines de l'aquifère exploité et également celles de la Sabkhas (Virrion *et al.,* 2008).

III.1.1.2. La nappe de la Sabkhas

La valeur de la salinité mesurée à partir d'un échantillon d'eau prélevé le 21/10/2010 à partir du piézomètre PZ1 captant la nappe quaternaire du Sabkhas El Batène (profondeur = 15,5 m) est de l'ordre de 99168 mg/l (Fig. V.6). Cette valeur est largement supérieure à celle de l'eau de mer, qui est d'environ 35000 mg/l (Hem, 1989) et elle pourrait être attribuée à une concentration par évaporation dans les argiles sableuses et/ou limoneuses très fines constituant la formation semi-perméable du bassin endoréique de la Sabkhas au cours des phases arides de l'Holocène (Amrhein, 1981).

Amrhein (1981) illustre que ce bassin est formé suite à une accumulation sédimentaire renfermant des dépôts évaporitiques très riches en sels de calcium, de magnésium et de sodium et contenant des eaux saumures. Ce bassin est périodiquement inondé, il fonctionne comme un bac d'évaporation, qui après assèchement, laisse apparaitre

une fine croûte efflorescente de sels dont la concentration est maximale au centre mais, elle diminue vers les périphéries.

La Sabkhas est drainée par plusieurs oueds qui coulent déjà lors de petites crues (< 1 m^3/s) et dont la salinité oscille entre 300 mg/l (en décrue) et 3000 mg/l d'après les données acquises dans le cadre du projet Tuniso-Allemand (Amrhein, 1981). D'ailleurs, l'eau de surface de la Sabkhas qu'on a prélevé à partir d'un étang stagnant en août 2009 est de l'ordre de 854 mg/l. Par conséquent, la forte salure des eaux du Sabkhas (captée à -11 m de profondeur) n'est pas liée directement à une infiltration des eaux ruisselantes de surface.

Pour identifier l'origine des saumures dans les eaux souterraines de cette dépression salée, quatre prélèvements ont été effectués en 1976 par Amrhein (1981) à partir du piézomètre PZ1. La figure V.6 montre des variations de forte amplitude dans la minéralisation des eaux souterraines de la Sabkhas. En effet, le résidu sec de ces eaux varie entre 88,4 g/l (échantillon prélevé le 06/07/1976) et 99,2 g/l (échantillon prélevé le 21/10/2010). Ainsi, durant 34 ans, la différence peut atteindre 10,8 g/l. Cette variation dans la charge minérale des eaux de la nappe du Sabkhas est liée essentiellement au régime d'écoulement et également au recyclage des sels dans cette Sabkhas (Yiechieli et Wood, 2002) (Fig. V.7).

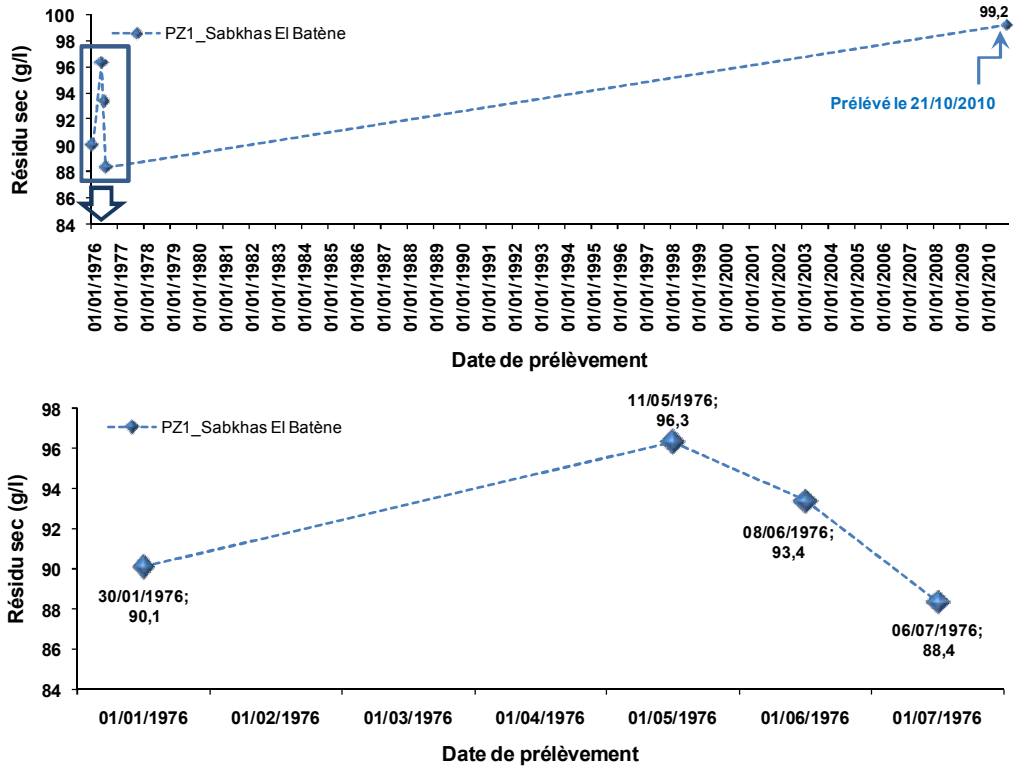


Figure V.6. *Evolution temporelle du résidu sec dans l'eau de la nappe du Sabkhas El Batène*

Il a été souvent pensé que les eaux superficielles (eaux continentales d'inondation) contenaient l'essentiel des ions en solutions pour former les cristaux de sels dans la matrice de la Sabkhas. En réalité, les eaux continentales souterraines profondes ressurgissent et constituent une source essentielle des ions (Yiechieli et Wood, 2002).

Plusieurs études (Tejeda *et al.,* 2003; Tyler *et al.,* 2006; Yiechieli et Wood, 2002) ont discuté et modélisé le processus de déplacement des saumures dans les eaux souterraines des Sabkhas continentales. Les saumures denses produites à partir de l'évaporation de surface s'infiltrent vers les parties centrales de la Sabkhas favorisant ainsi la mise en place des cellules de circulation à grande échelle dans les eaux souterraines profondes. Ces cellules rejoignent la surface à travers les marges de la Sabkhas, où les saumures denses se mélangent avec les eaux souterraines fraîches qui viennent d'entrer (eaux de l'amont) (Fig. V.7).

Par ailleurs, Virrion *et al.* (2008) a prouvé que selon un calcul moyenné sur un ensemble d'échantillons prélèves en 07/2007 par l'équipe de l'IRD à partir des puits de surface captant la nappe superficielle de Chougafiya, l'eau de la Sabkhas pourrait correspondre à une eau de l'amont dont le volume se serait évaporé à 80 %. Ce chiffre élevé n'est pas surprenant du fait de l'endoréisme du bassin. L'évaporation pourrait ainsi occuper une place non négligeable dans le processus d'acquisition de la minéralisation de ces eaux. Cette hypothèse sera encore approuvée par les isotopes.

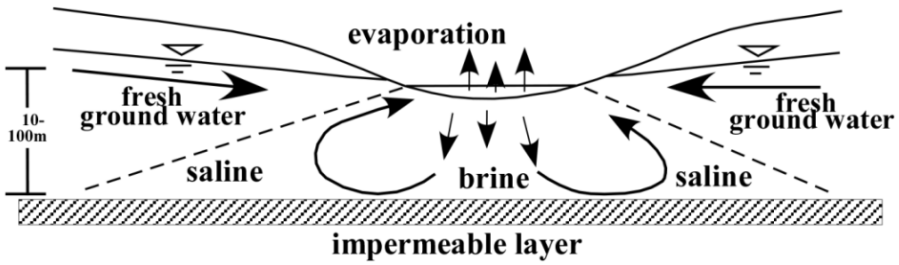


Figure V.7. *Coupe schématique montrant le régime d'écoulement et le recyclage des sels dans une Sabkhas continentale (Yiechieli et Wood, 2002)*

III.1.2. Classification des eaux

Tout au long de son cycle, l'eau est soumise à des processus successifs qui modifient sa composition chimique et affectent ainsi sa qualité. La composition initiale des eaux souterraines peut être modifiée (i) soit sous l'effet de l'évaporation ou (ii) suite à la

mise en solution des sels au cours du transit de la solution au contact des roches dans l'aquifère ou (iii) par un mélange avec des eaux souterraines ou encore (iv) par contact prolongé avec des minéraux argileux. Les argiles renferment dans leur structure des sites cristallographiques qui peuvent être occupés par d'autres ions à la faveur d'un processus d'échange.

Selon les processus auxquels elle est soumise, l'eau souterraine acquiert ainsi une signature géochimique particulière en fonction du milieu où elle se trouve et de ceux qu'elle a traversés le long de son parcours. Ces signatures permettent de retracer l'origine des eaux souterraines ainsi que l'histoire de leurs interactions.

Afin de comprendre les liens entre les processus géochimiques et hydrologiques intervenant dans les eaux de l'aquifère superficiel de la plaine de Chougafiya, on a préféré de regrouper les échantillons d'eau selon leurs teneurs en chlorures.

L'ion chlorure agit comme un élément fortement conservatif dans la plupart des processus hydrochimiques. Cet ion varie largement dans les eaux souterraines naturelles et peut être utilisé comme un excellent traceur pour étudier les interactions eau-roche (Edmunds *et al.,* 2002). Dans les régions arides, la plupart du chlorure provient de la dissolution de la halite et d'autres minéraux évaporitiques et des précipitations (Edmunds *et al.,* 2003; Ma *et al.,* 2009). Une forte concentration de cet élément dans les eaux souterraines se produit parfois par pollution, interaction avec l'eau de mer ou réaction avec des évaporites (Edmunds *et al.,* 2002). Dans la zone d'étude, les concentrations de Cl^- des eaux souterraines varient de 91,8 (N°1) à 5400 mg/l (N°82). En effet, les teneurs les plus faibles se trouvent dans les zones de recharge situées à l'amont du bassin (partie Ouest) (échantillons N°1 → 13), tandis que les fortes teneurs sont observées dans les puits (N°54 → 82) situés au voisinage du Sabkhas El Batène et dans les régions Fej Ruissate et Sidi Abdalla, témoignant de la présence d'un échange hydraulique entre les eaux de l'aquifère superficiel fortement exploité et les eaux saumures issues de l'aquifère semi captif de la Sabkhas. Généralement, les concentrations en chlorures dans la plupart des puits captant l'aquifère superficiel (N°14 → 82) dépassent la norme de potabilité tolérée par l'OMS (250 mg/l).

Les échantillons analysés peuvent être classés en quatre groupes basés essentiellement sur leurs teneurs en Cl (Gattacceca *et al.,* 2009 ; Kim *et al.,* 2003 ; Stigter *et al.,* 1998) (Fig. V.8). Néanmoins, d'autres paramètres (MDT, CE, Mg, Na, Br, Sr, les rapports molaires SO_4/Cl, HCO_3/Cl, Ca/HCO_3, Na/Cl, les caractéristiques hydrogéologiques, les directions d'écoulement des eaux souterraines et les profondeurs de

captage) sont également considérés pour obtenir une subdivision adéquate des eaux (Farid *et al.,* 2013a ; 2013b). Les compositions isotopiques ont été prises en compte dans la dernière partie de cette étude pour confirmer les résultats chimiques surtout que les isotopes sont des traceurs conservatifs et moins affectés par les constituants chimiques.

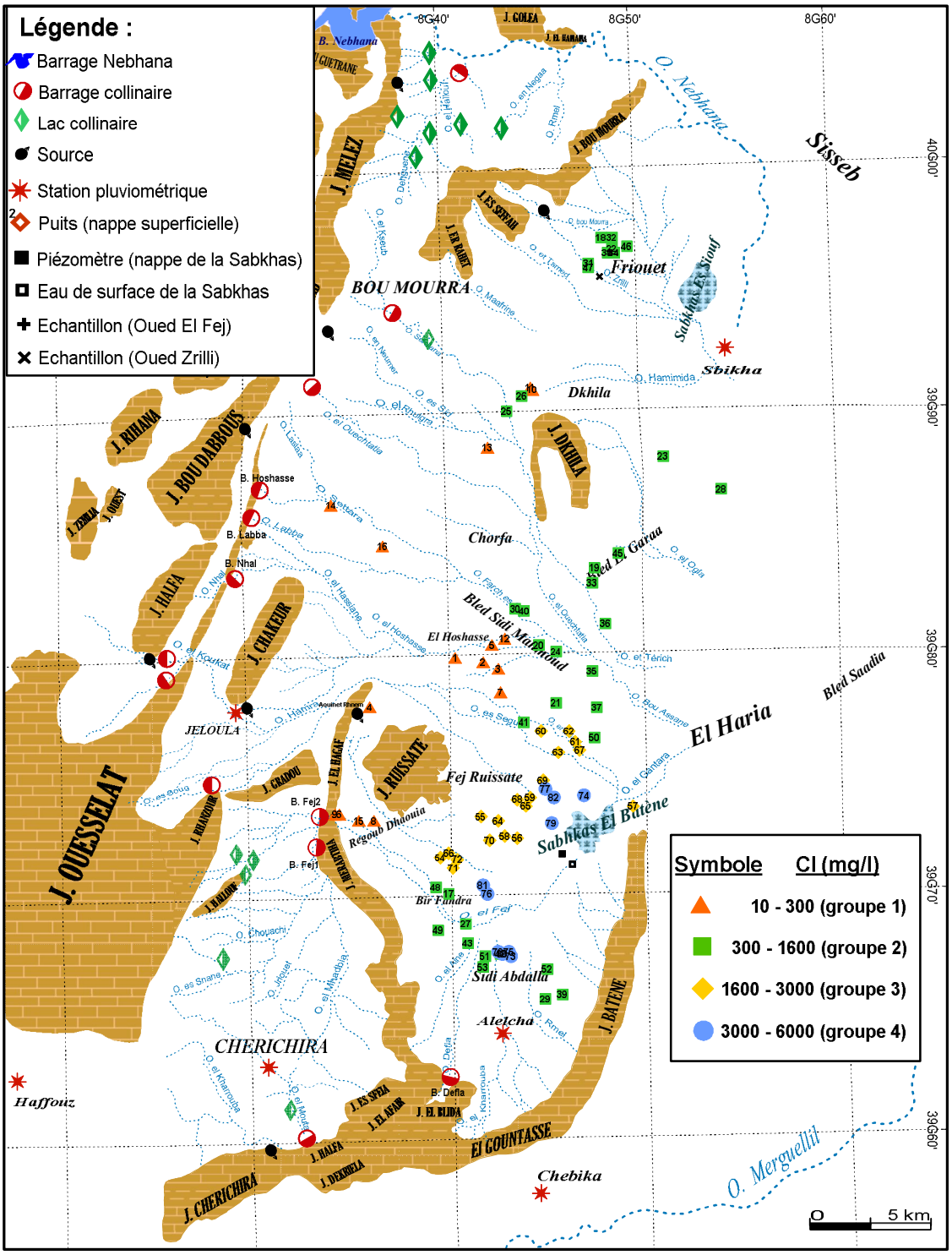


Figure V.8. *Répartition spatiale des teneurs en chlorures dans les eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya*

- Le groupe 1 (Cl = 90 – 300 mg/l), est formé par les points (N°1 → 16) de faibles salinités (MDT = 600 – 1200 mg/l) localisés dans les zones d'alimentation à l'amont du bassin (partie NO, Ouest et El Hoshasse) où le remplissage du Mio-plio-Quaternaire est caractérisé par une bonne perméabilité (lithologie grossière);
- Le groupe 2 (Cl = 300 – 1600 mg/l), est constitué par les points (N°17 → 53) situés dans les zones Nord (Friouet), Sud et Est du bassin caractérisées par une sédimentation à dominance argileuse. Ces eaux sont généralement de qualité médiocre (MDT = 2100 – 4250 mg/l). Par ailleurs, les fortes teneurs en chlorures de ce groupe (notamment dans les puits localisés à Bir Fandra ou Bled El Garaa) pourraient s'expliquer par des mélanges infiltrés de l'amont auxquels s'ajouterait une reprise évaporatoire et pas forcément une contamination de la Sabkhas (Virrion *et al.,* 2008);
- Le groupe 3 (Cl = 1600 – 3000 mg/l), englobe les eaux saumâtres de la partie centrale (MDT = 4200 – 6550 mg/l). Ces eaux (N°54 → 72) sont influencées par un mélange avec les eaux fortement minéralisées de l'aquifère adjacent de la Sabkhas suite à l'inversion du sens d'écoulement dans ces zones surexploitées. Les sols sont caractérisés par une faible transmissivité (sédimentation détritique très fine) ;
- Le groupe 4 (Cl = 3000 – 6000 mg/l), renferme les eaux salées (N°73 → 82) rencontrées dans les puits situés au voisinage de la Sabkhas (N°74, 77, 79 et 82) et à Enfidhet Chott (N°76 et 81). Ces zones sont dominées par une sédimentation argilo-limoneuse avec abondance de dépôts évaporitiques. Toutefois, à Sidi Abdalla (N°73, 75, 78 et 80), où la diminution du niveau statique est la plus importante, les terrains deviennent de plus en plus riches en sables et argiles sableux. L'augmentation notable de la concentration en ion chlorure dans les eaux de ce groupe (à l'exception des puits N°76 et 81) affirme la communication hydraulique qui existe entre la nappe superficielle et la nappe hyper-salée de la Sabkhas (Cl = 58471.8 mg/l). En fait, l'exploitation intensive de la nappe a provoqué le déplacement du biseau salé (zone de mélange entre les eaux fraîches de la nappe phréatique et les saumures de Sabkhas El Batène) vers l'amont du bassin et la diffusion des sels dans celle-ci (Fig. V.8).

III.1.3. Faciès chimique des eaux

L'analyse de la composition en ions majeurs et leurs distributions dans le diagramme de Piper (Piper, 1944) permettent de distinguer les principaux faciès chimiques des différentes types d'eau dans le bassin de Chougafiya.

Les points représentatifs des eaux analysées ont été reportés sur le diagramme de Piper (Fig. V.9). Ces points exhibent une grande variabilité spatiale de faciès chimique dont l'origine serait les variations latérales et verticales de la lithologie de la formation aquifère, les différences d'aires d'alimentation et de profondeur de captage, et enfin l'intercommunication qui existe entre la nappe phréatique exploitée et la nappe hyper-salée du Sabkhas. Cette communication dépend de l'évolution dynamique de la nappe superficielle en amont et au centre du bassin.

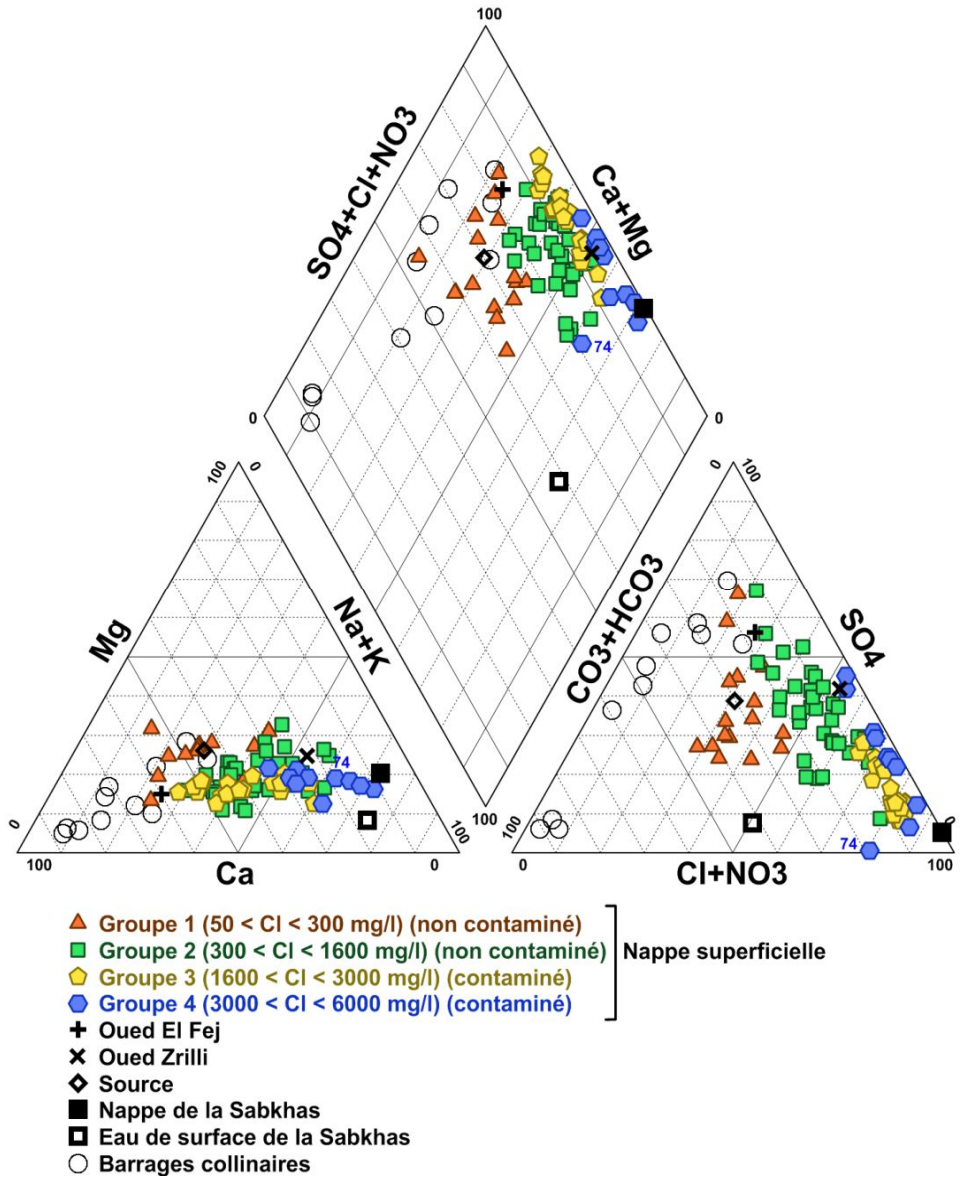


Figure V.9. *Diagramme de Piper des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya (les symboles sont identiques à ceux représentés dans la carte de la répartition spatiale des teneurs en chlorures, Fig. V.8)*

En général, les eaux de cette nappe (Mio-plio-Quaternaire) montrent une évolution nette entre un pôle chloruré sulfaté calcique pour les eaux les moins minéralisées de la partie occidentale, et un autre chloruré sodique pour les eaux les plus minéralisées dans le reste du bassin (Fig. V.9). La diversité de types de faciès reflète la variabilité des processus chimiques conduisant à la minéralisation des eaux souterraines observées.

L'analyse détaillée du diagramme révèle que :

- les eaux du groupe 1 sont de type Ca-Mg-Cl-SO_4 ;
- les eaux du groupe 2 sont de type Ca-Na-Mg-Cl-SO_4 ;
- les eaux du groupe 3 sont de type Ca-Na-Mg-Cl ;
- les eaux du groupe 4 (les plus salées) sont de type Na-Mg-Cl. Ce faciès caractérise également l'eau saumâtre de la nappe du Sabkhas El Batène où domine l'ion chlorure. En revanche, l'eau de surface de cette dépression présente un faciès de type Na-Mg-Cl-SO_4.

Les eaux des barrages collinaires Nhal, Labba et Hoshasse, situées sur les affleurements carbonatés de l'anticlinal Ouesselate-Halfa-Bou Dabbous, tendent vers un faciès bicarbonaté calcique. Cependant, les barrages Fej1 et Fej2 implantés au piémont du J. El Hagaf-Merabtiha se distinguent par un faciès chloruré sulfaté calcique (Fig. V.9).

D'ailleurs, les eaux d'oued El Fej et la source Aouinet Rhnem qui s'écoulent à partir de ce relief, montrent une dominance des ions calcium et sulfates. Ces eaux de surface jouent un rôle important dans l'alimentation des eaux du groupe 1.

III.1.4. Origine de la minéralisation

La minéralisation des eaux souterraines est acquise pendant leur transit dans la zone non saturée de l'aquifère ainsi que lors de l'écoulement souterrain au sein même de la nappe par dissolution de certains minéraux contenus dans la formation aquifère et encore par échange de base avec certains minéraux argileux. Les argiles renferment dans leur structure des sites cristallographiques qui peuvent être occupés par d'autres ions à la faveur d'un processus d'échange. L'interaction eau-roche produit un changement de concentration en éléments dissous dans l'eau qui peut être utilisé pour distinguer différents stades de leur évolution le long des lignes d'écoulement dans les formations aquifères.

III.1.4.1. Indices de saturation

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

géochimie, il est souvent utile de déterminer le degré de solubilité d'un minéral dans l'eau. Pour cela, on calcule l'indice de saturation (IS) dans cette eau, vis-à-vis du minéral considéré (Sacks et Tihansky, 1996). Il est exprimé par l'expression suivante :

$$IS = \log (PAI / Ks)$$

Avec : PAI : Le produit de l'activité ionique des ions concentrés ;
Ks : Le produit de solubilité du minéral considéré.

L'eau est en équilibre avec un minéral lorsque IS est nul (PAI = Ks), elle est sous-saturée lorsque IS est inférieur à 0 (PAI < Ks) et sur-saturée lorsque IS est supérieur à 0 (PAI > Ks). Néanmoins, l'imprécision de la mesure de pH, l'erreur dans les analyses chimiques se traduit par une imprécision dans le calcul de IS (Sacks et Tihansky, 1996). Par conséquent, il est recommandé de considérer que la saturation est obtenue dans un domaine plus large tel que $-0,5 < IS < 0,5$.

Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dissous dans l'eau a été mené en utilisant le sous programme PhreeqC existant dans le logiciel DIAGRAMMES (Simler, 2006).

Les résultats des calculs des indices de saturation des eaux analysées vis-à-vis de certains minéraux sont représentés sur la Fig. V.10. Les observations suivantes peuvent être dégagées :

- L'ensemble des points analysés montrent une sous-saturation vis-à-vis de la halite, le gypse et l'anhydrite. Seuls, les eaux qui présentent des teneurs très élevées en SO_4^{2-}, sont saturées par rapport aux minéraux sulfatés, on cite: le point N°81 situé dans les sols argilo-gypseux de la zone Enfidhet Chott et le point représentant l'eau souterraine de la Sabkhas (Fig. V.10b, c).
- Si l'on excepte les eaux bicarbonatées calciques des barrages Labba et Hoshasse qui présentent une sous-saturation vis-à-vis des minéraux carbonatés (calcite, aragonite et dolomite), la majorité des échantillons prélevés du bassin Chougafiya sont saturés à sursaturés vis-à-vis de ces minéraux, traduisant un équilibre avec la matrice (Fig. V.10d, e et f). La sursaturation est atteinte particulièrement pour les eaux les plus chargées en sulfate dans le bassin étudié.

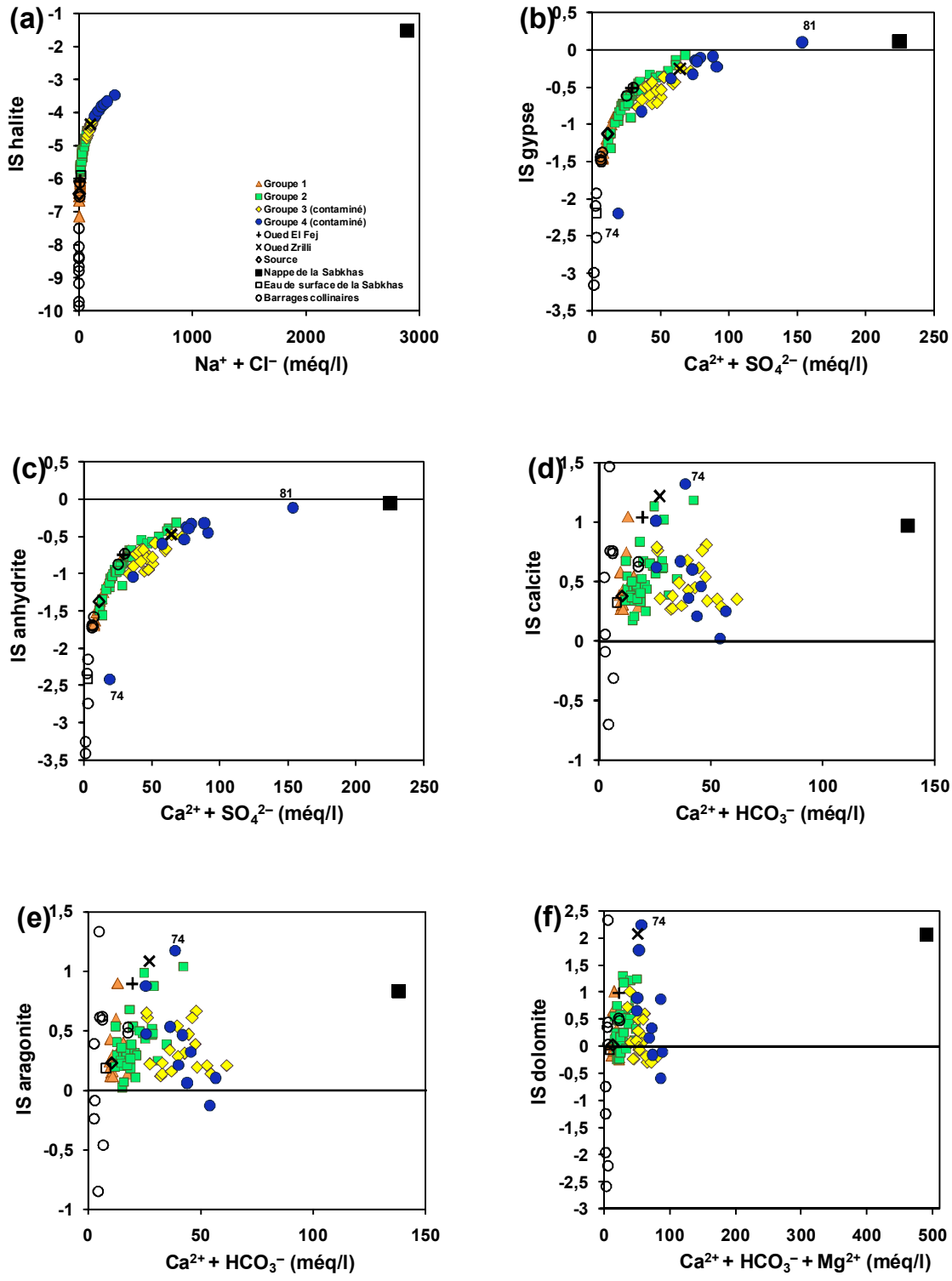


Figure V.10. *Relations IS Halite vs. Na+Cl (a), IS Gypse vs. Ca+SO_4 (b), IS Anhydrite vs. Ca+SO_4 (c), IS Calcite vs. Ca+HCO_3 (d), IS Aragonite vs. Ca+HCO_3 (e) et IS Dolomite vs. Ca+HCO_3+Mg (f) des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya*

III.1.4.2. Origine et comportement de quelques éléments majeurs

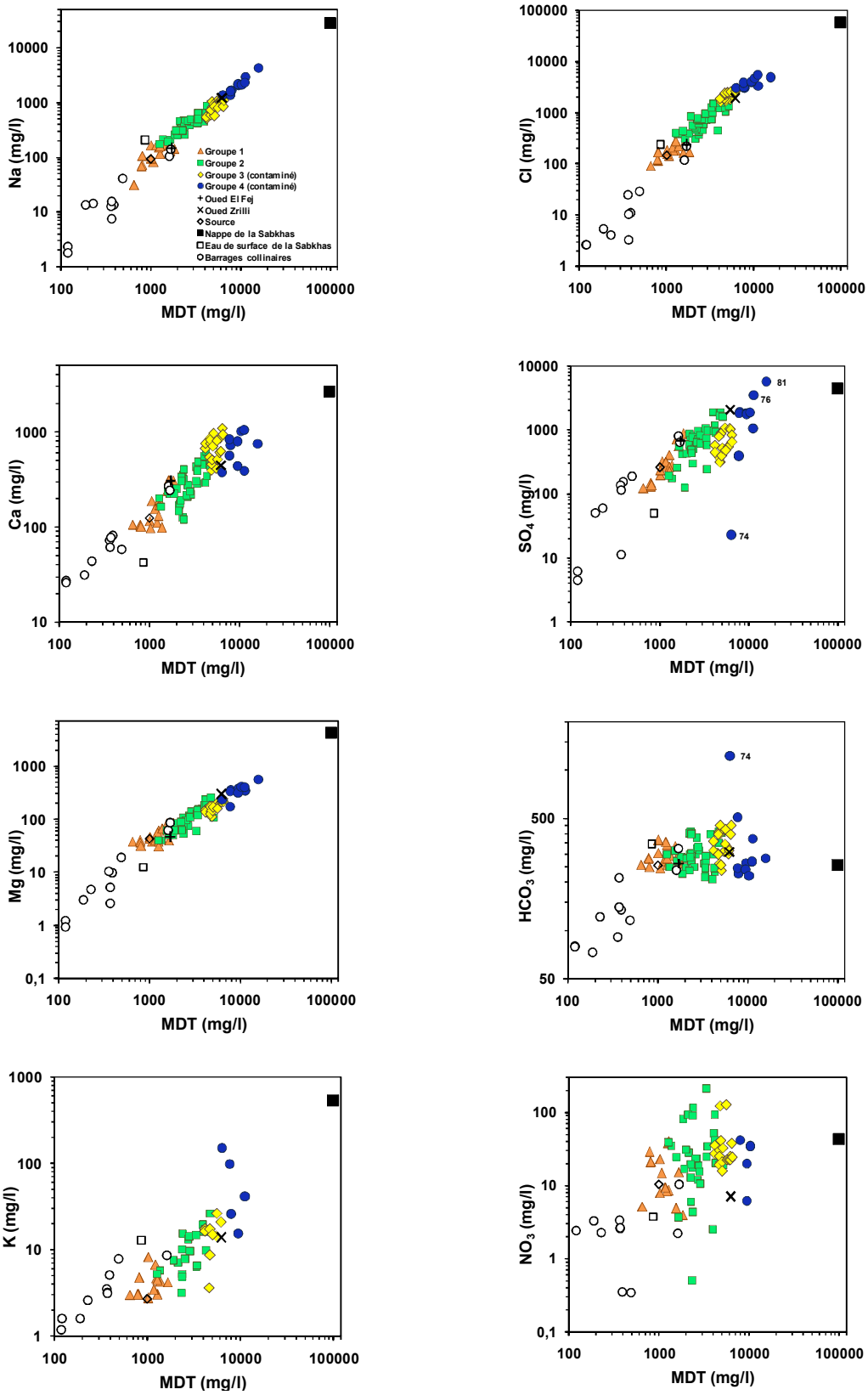


Figure V.11. *Evolution des éléments chimiques majeurs avec la minéralisation dans les eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya*

Afin de remonter à l'origine et les principaux processus d'acquisition de la minéralisation des eaux analysées, une première approche consiste à présenter les relations entre les principaux éléments majeurs (Ca^{2+}, Na^{+}, Mg^{2+}, K^{+}, Cl^{-}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-} et NO_3^{-}) et le résidu sec (RS) ou la matière dissoute totale (MDT).

Il est également nécessaire d'examiner le comportement des éléments dérivant d'une même origine et leurs évolutions spatio-temporelles dans le système hydrogéologique étudié.

Les différents diagrammes établis illustrant l'évolution des concentrations en éléments majeurs contenus dans l'eau en fonction de la MDT (Fig. V.11) montrent que la minéralisation des eaux analysées est essentiellement régie par les teneurs en chlorures, sodium, calcium, magnésium et sulfates.

- **Les chlorures**

D'après les figures V.8 et V.9, il découle que les ions Cl^{-} sont les plus dominants dans les eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya. La corrélation Na^{+} vs. Cl^{-} (Fig. V.12) montre que :

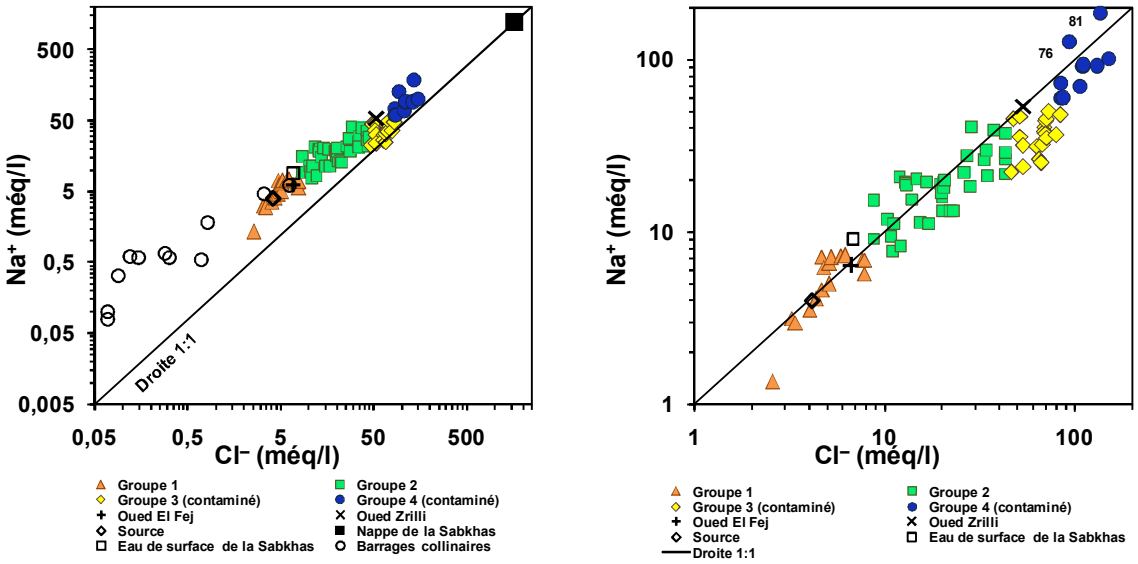


Figure V.12. *Corrélation Na^{+} vs. Cl^{-} des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya*

- Les points dont le rapport molaire Na^{+}/Cl^{-} est égal ou proche de l'unité (situés sur la droite de pente 1) suggèrent que l'origine de chlorures est le résultat de la dissolution de la halite ;

- Les points dont le rapport molaire Na^+/Cl^- est inférieur ou supérieur à l'unité sont influencés par d'autres processus outre que la mise en solution de la halite. En effet, l'excès en Na^+ par rapport aux ions Cl^- pourrait être lié aux réactions d'échange de base avec les minéraux argileux où les ions Na^+ sont libérés du complexe et sont remplacés par les ions Ca^{2+} selon l'équation suivante (Capaccioni *et al.,* 2005; Stigter *et al.,* 1998) (Fig. V.13):

$$Na^+ + ½\ Ca–X_2 \rightarrow Na–X + ½\ Ca^{2+} \text{ (X étant l'échangeur naturel)}$$

Cependant, le déficit en Na^+ pourrait être expliqué par un deuxième type d'échange cationique par lesquels les ions Ca^{2+} et/ou Mg^{2+} seront libérés dans l'eau et les ions Na^+ seront adsorbés en accordance avec l'équation suivante (Capaccioni *et al.,* 2005) (Fig. V.13):

$$½\ Ca^{2+} + Na–X \rightarrow ½\ Ca–X_2 + Na^+ \text{ (X étant l'échangeur naturel)}$$

Les eaux des groupes 3 et 4 (exception pour les puits situés à Enfidhet Chott : N°76 et 81), dont les teneurs en chlorures sont très élevées (Fig. V.8), sont en majorité au dessous de la droite de pente 1 (Fig. V.12). Cette tendance suggère une influence par un phénomène de mélange avec les saumures de la Sabkhas qui pourrait être favorisé par l'existence de niveaux piézométriques inférieurs à celui de la Sabkhas. Ce processus de mélange ou d'intrusion salée pourrait être couplé avec des réactions d'échange de base avec les minéraux argileux (type 2) (Fig. V.13).

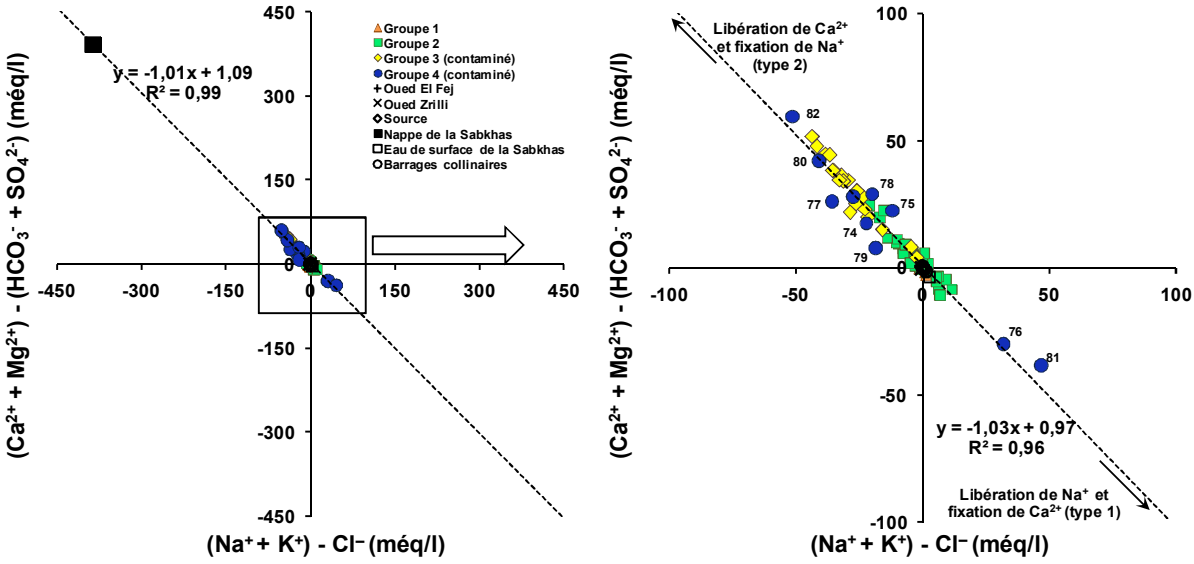


Figure V.13. *Relation [(Ca + Mg) – (SO_4 + HCO_3)] vs. [(Na +K) – Cl] des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya*

- **Les sulfates**

Les sulfates montrent un bon coefficient de corrélation avec la MDT, ce qui témoigne de la contribution de ces ions dans l'acquisition de la salinité des eaux analysées. Les teneurs en SO_4^{2-} des eaux de la nappe superficielle varient de 121,5 à 5600 mg/l (Fig. V.14). Ainsi, les concentrations les plus faibles sont rencontrées dans la région El Hoshasse à l'amont du Bled Sidi Mahmoud (puits N°1, 2, 3 et 5). Cependant, les plus fortes valeurs sont observées à Enfidhet Chott (puits N°76 et 81). Par ailleurs, les incrustations blanches à la surface du sol argilo-limoneux sont une indication directe de la salinisation de la nappe superficielle dans cet endroit. Ce dépôt blanc est un mélange de sels de calcium, de sodium et de magnésium (Amrhein, 1981).

De fortes teneurs en SO_4^{2-} sont également enregistrées à proximité du Sabkhas El Batène et dans les zones Nord (Friouet), Est (Bled El Garaa) et Sud (Sidi Abdalla) (Fig. V.14). En général, à l'exception des eaux de la zone NO et Bled Sidi Mahmoud, le reste de la plaine montre des teneurs en sulfates qui dépassent la norme de potabilité tolérée par l'OMS qui est de l'ordre de 500 mg/l.

Contrairement à la carte de la répartition des teneurs en chlorures (Fig. V.8) qui est en parfaite accordance avec la distribution de la salinité (Fig. V.3), la répartition des sulfates est plus aléatoire et semble dépendre des conditions locales (changement de faciès lithologique, dépôts de gypse, sources sulfatées…) (Fig. V.14). Par conséquent, la teneur en sulfate n'est pas un facteur révélateur de l'influence de la Sabkhas vu que la plaine de Chougafiya peut localement présenter des eaux sulfatées.

En outre, la forte salinité dans la zone Enfidhet Chott ne semble pas être liée à une contamination par les eaux saumures de la Sabkhas surtout que le niveau piézométrique du puits N°81 (MDT = 15900 mg/l) est supérieur à celui de cette dépression salée.

La teneur en SO_4^{2-} de ce puits (N°81) est de 5600 mg/l, dépasse celle de la nappe salée de la Sabkhas (4372 mg/l). L'augmentation de la concentration en sulfates ou de la charge saline dans cette zone est expliquée par le fait qu'en période d'irrigation et/ou de pluies, il se produit un lessivage des sols (argilo-gypseux) et une dissolution des solutés suivant leurs degrés de solubilités. L'eau lessivée diffuse en profondeur pour atteindre la nappe. Ce phénomène s'appelle l'infiltration. Le recyclage de ces solutés contribue à l'augmentation de la salinité ou la salinisation est dite secondaire (Schoeller, 1964).

Généralement, les ions SO_4^{2-} proviennent de la dissolution du gypse ($CaSO_4$) ou de l'anhydrite ($CaSO_4$-$2H_2O$) selon l'équation suivante :

$$CaSO_4 \rightarrow Ca^{2+} + SO_4^{2-}$$

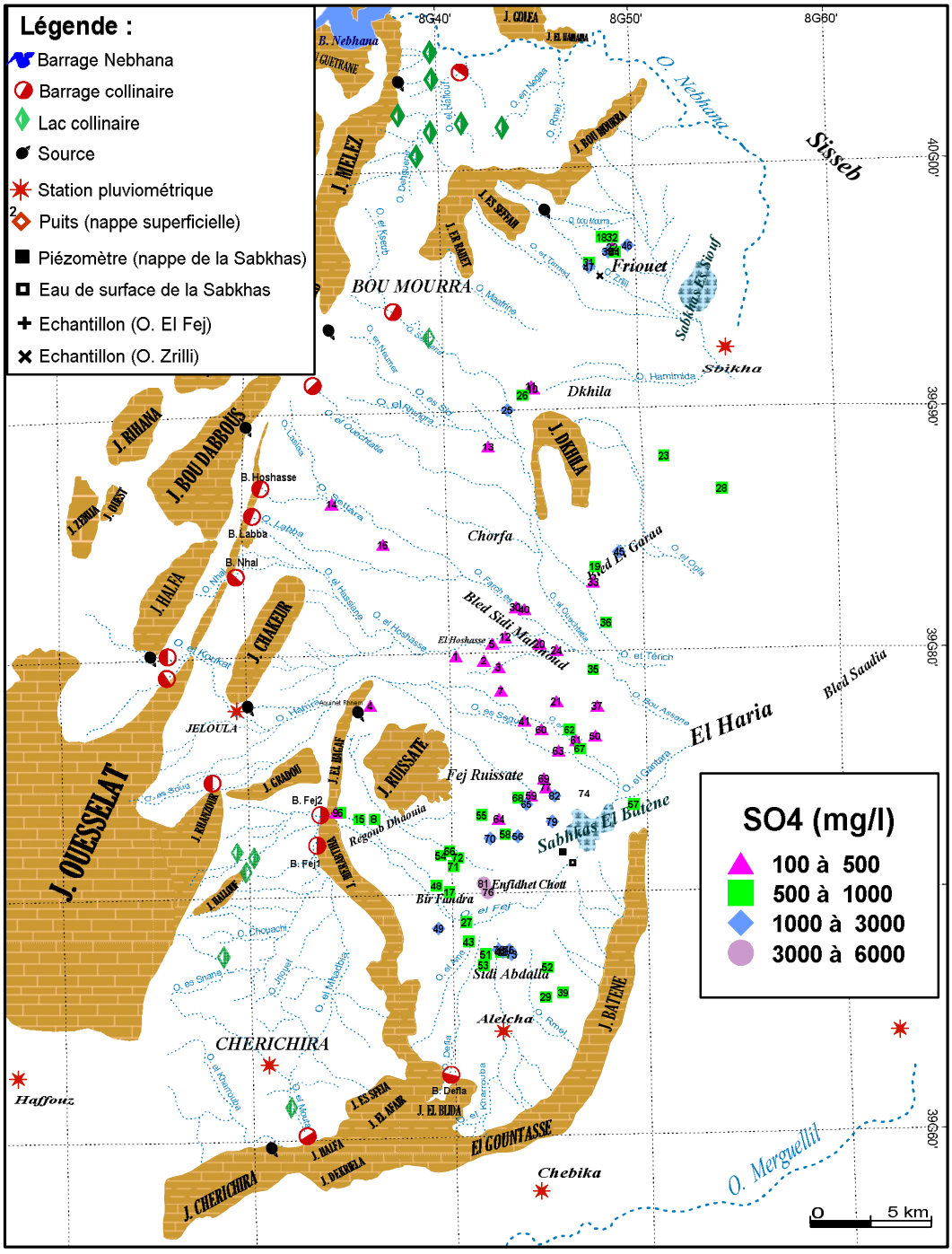


Figure V.14. *Répartition spatiale des teneurs en sulfates des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya*

La figure V.15 montre l'existence d'une corrélation proportionnelle entre les ions Ca^{2+} et SO_4^{2-}. En effet, les points dont le rapport molaire Ca^{2+}/SO_4^{2-} est proche ou égal à 1, traduisent une même origine de ces deux éléments qui pourrait être la mise en solution du gypse et/ou de l'anhydrite. Cependant, l'excès en sulfates par rapport au calcium observé pour quelques points (surtout du groupe 2) pourrait être liée soit à une précipitation des

minéraux carbonatés ou à un phénomène d'échange de base avec les minéraux argileux (type 1) favorisant une fixation des ions Ca^{2+} contre une libération des ions Na^{+} sachant que ces derniers montrent une plus grande affinité pour l'échange (Fig. V.13).

La figure V.15 révèle que la majorité des eaux souterraines se situent au dessus de la droite de pente 1 indiquant que la dissolution des minéraux sulfatés a été perturbée par d'autres processus géochimiques. Cet excès en ions Ca^{2+} par rapport aux ions SO_4^{2-} pourrait être lié à l'intervention de plusieurs processus géochimiques :

- une dissolution des carbonates caractérisant les eaux bicarbonatées calciques des barrages Nhal, Labba et Hoshasse et aussi quelques points du groupe 1 qui sont situés dans la zone de recharge en amont du bassin. Ces eaux subissent une recharge par les eaux pluviales fraîches à travers le remplissage alluvionnaire caractérisé par une forte perméabilité dans cette zone. Cette dissolution est confirmée par Fig. V.16a ;

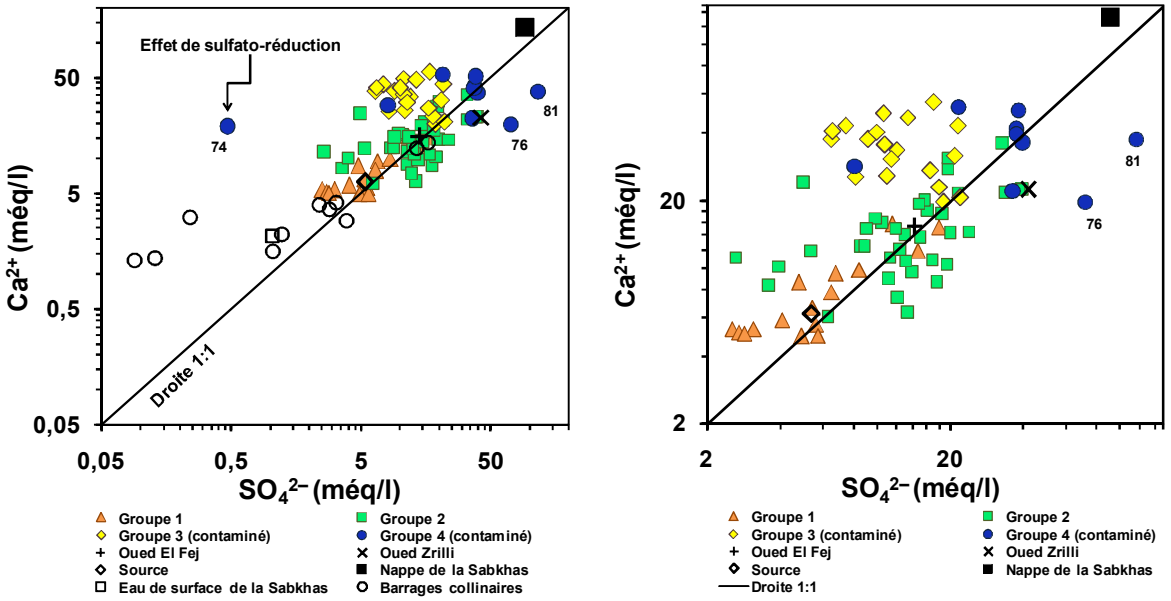


Figure V.15. *Corrélation Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya*

- un échange cationique (type 2) associé à un phénomène de mélange avec les eaux souterraines de la Sabkhas (Fig. V.13). En fait, les eaux salées des groupes 3 et 4, montrent un excès des cations Ca^{2+} et Mg^{2+} par rapport aux anions SO_4^{2-} et HCO_3^{-} (Fig. V.17), suggérant que le processus du mélange avec l'eau hyper-salée de la Sabkhas pourrait se dérouler simultanément avec la réaction d'échange ionique (type 2) (Capaccioni *et al.,* 2005 ; Stigter *et al.,* 1998). En fait, la matrice argileuse ou argilo–sableuse de l'aquifère superficiel pourrait jouer le rôle d'échangeur de cations. Ce phénomène explique le faible

rapport Na^+/Cl^- observé dans les échantillons les plus minéralisés. De plus, les indices de saturation calculés pour ces points vis-à-vis des minéraux carbonatés sont proches ou supérieurs à 0 (Fig. V.10), confirmant que l'enrichissement de Ca^{2+} est due principalement à l'échange de base (type 2) et non pas à la dissolution des carbonates (De Montety *et al.,* 2008).

- une réduction du sulfate dans un milieu anaérobique caractérisant le puits N°74 (Clark et Fritz, 1997 ; Last, 1990). Ce phénomène est déjà justifié par l'odeur désagréable liée à la présence de sulfure d'hydrogène (H_2S) dans l'eau prélevée. Ce puits abandonné contient une eau stagnante. La teneur très faible en sulfates (22,6 mg/l) reflète vraisemblablement l'effet des bactéries sulfato–réductrices engendrant l'oxydation de la matière organique. Cette réaction de sulfato–réduction s'accompagne d'une libération de H_2S ainsi que la formation de bicarbonates d'origine organique (concentration de HCO_3^- est de 1220 mg/l). Cette réaction s'exprime comme suit (Clark et Fritz, 1997 ; De Montety *et al.,* 2008):

$$SO_4^{2-} + 2\times 1/n\ (CH_2O)_n \rightarrow H_2S + 2\ HCO_3^-$$ (avec CH_2O: la matière organique)

- **Les bicarbonates**

La corrélation Ca^{2+} vs. HCO_3^- (Fig. V.16a) montre qu'à l'exception de quelques points représentant les eaux du groupe 1 en amont du bassin (zone d'alimentation) et les eaux des retenues Nhal, Labba et Hoshasse qui sont situés sur la droite de la dissolution des carbonates, la majorité des échantillons analysés montrent un rapport molaire Ca^{2+}/HCO_3^- supérieur à 1. Cet excès en Ca^{2+} par rapport aux ions HCO_3^- traduit l'existence d'autres sources de calcium qui pourraient être : (i) l'échange cationique (types 1 et 2), (ii) la dissolution incongruente de la dolomite accompagnée d'une précipitation simultanée de la calcite et/ou (iii) la précipitation des carbonates contrôlée par la dissolution des minéraux sulfatés.

Fig. V.11 illustre que l'évolution des teneurs en bicarbonates semble être indépendante de la répartition de la salinité comme elle ne permet pas de distinguer l'influence d'une éventuelle contamination depuis la Sabkhas.

Les eaux souterraines présentent des teneurs en bicarbonates qui sont globalement homogènes et qui s'échelonnent entre 207,9 et 506,3 mg/l. Cette homogénéité indique que le HCO_3^- provient du sol agricole et est en équilibre avec une pression du CO_2 voisine de celle de ce sol (Schoeller, 1964).

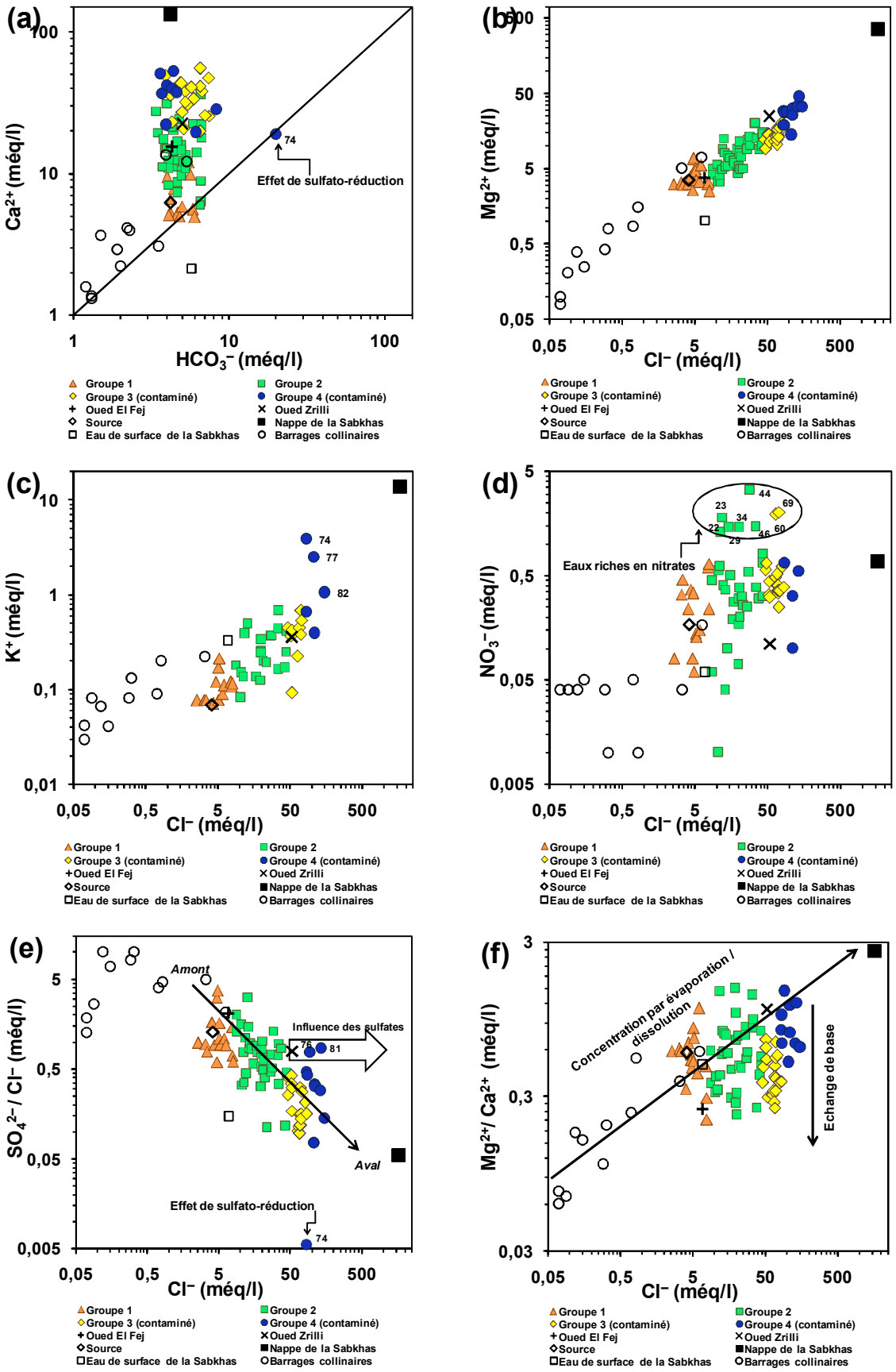


Figure V.16. *Etude de quelques rapports ioniques des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya*

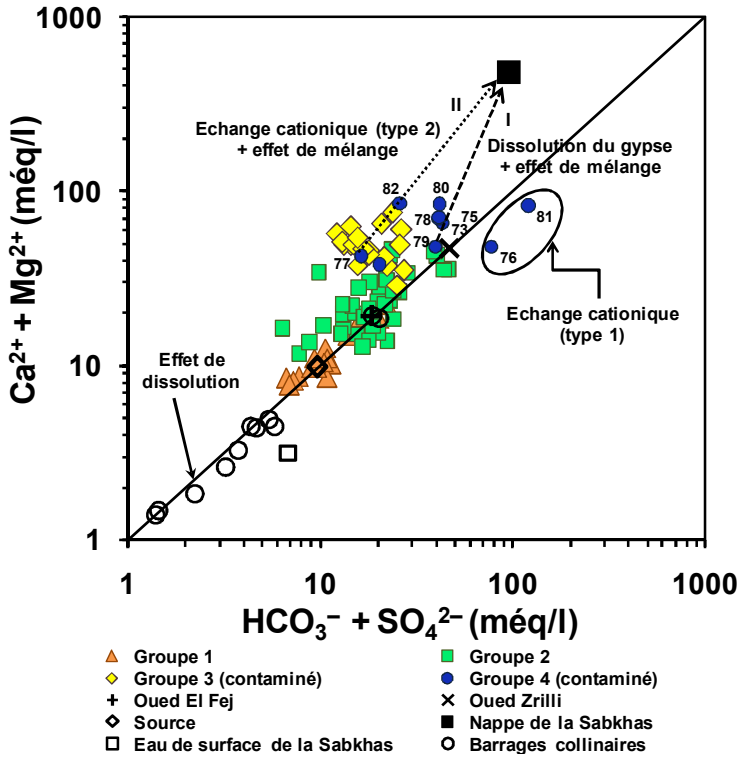


Figure V.17. *Corrélation (Ca + Mg) vs. (SO_4 + HCO_3) dans les eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya*

Les eaux de surface prélevées à partir des retenues collinaires montrent des teneurs qui oscillent entre 73,2 et 323 mg/l. En fait, les valeurs relativement faibles (< 100 mg/l) (en raison de leur contact avec l'air atmosphérique) sont enregistrées dans les eaux des barrages Nhal, Labba et Hoshasse qui ont été collectées juste après les crues.

Comme il a été démontré dans le chapitre IV, ces ouvrages sont implantés sur les calcaires fracturés favorisant ainsi une infiltration rapide des eaux. Cependant, les plus fortes valeurs (> 230 mg/l) sont observées dans les eaux de la retenue du barrage Fej2 où le temps de séjour est plus important.

L'eau superficielle de la Sabkhas collectée d'une flaque d'eau temporaire qui s'est formée après la pluie présente une teneur en bicarbonates plus élevée (347,7 mg/l), car elle se charge du CO_2 exhalé par le sol. En revanche, la concentration en bicarbonates de l'eau de la nappe de la Sabkhas est de 256,2 mg/l.

Schoeller (1956) montre que dans certains bassins fermés à forte évaporation en particulier lorsque le Ca précipite, on peut observer des valeurs de 80 à 12000 mg/l de HCO_3^-.

- **Le magnésium**

Les teneurs en Mg^{2+} des échantillons analysés sont bien corrélées avec la MDT (Fig. V.11) et le Cl^- (Fig. V.16b). Fig. V.16b montre une évolution linéaire et proportionnelle avec le sens d'écoulement témoignant que l'ion Mg^{2+} contribue d'une manière significative à la salinisation des eaux.

Les concentrations en Mg^{2+} de la nappe superficielle du bassin Chougafiya sont très variables et oscillent entre 30,7 et 551,6 mg/l. Les valeurs les plus fortes sont enregistrées dans les eaux du groupe 4. L'ensemble des échantillons sont placés entre deux pôles : les eaux douces des barrages collinaires et l'eau saumure de la Sabkhas. Cette grande variabilité indique que cet élément est impliqué dans divers processus géochimiques :

✧ L'échange cationique (types 1 et 2) ;

✧ La dissolution incongruente de la dolomite. Il est à remarquer que la sous-saturation d'un ensemble d'échantillons vis-à-vis de la dolomite pourrait entraîner un gain des ions Mg^{2+} (Fig. V.10f) ;

✧ Le mélange avec les saumures de la Sabkhas (concentration en Mg^{2+} est de 4291 mg/l) pouvant entraîner un apport supplémentaire des ions Mg^{2+} dans les eaux des groupes 3 et 4. Ce mélange pourrait se dérouler conjointement avec les réactions d'échange ionique (type 2) (Figs. V.13, V.17).

- **Le potassium**

Figs. V.11 et V.16c montrent une évolution linéaire et corrélative des teneurs en K^+ avec celles du Cl^- et de la MDT indiquant que l'ion K^+ participe à la minéralisation des eaux du bassin d'étude.

Les concentrations en K^+ de la nappe superficielle du bassin Chougafiya présentent une large gamme de variation. En fait, les plus faibles valeurs (< 9 mg/l) sont rencontrées dans les eaux des puits du groupe 1 (zone de recharge). Toutefois, les valeurs extrêmes (> 40 mg/l) sont enregistrées dans les eaux des puits (N°74, 77 et 82) situés au voisinage de la Sabkhas.

L'augmentation progressive des teneurs en K^+ avec celles du Cl^- est susceptible de refléter soit l'occurrence de réactions denses d'échange cationique surtout pour les eaux à long temps de séjour ou la présence d'anciens dépôts évaporitiques (Custodio et Bruggeman, 1987) d'autre part.

De plus, les valeurs élevées observées dans les eaux souterraines du groupe 4 suggèrent fortement une influence de la Sabkhas où on a enregistré la plus forte concentration en K^+ (540 mg/l).

- **Les nitrates**

Les concentrations en nitrates des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya s'échelonnent entre 0 et 206,2 mg/l. Généralement, les teneurs sont élevées dans la région Friouet au Nord du bassin (échantillons N°22, 23, 34, 44 et 46), et peuvent ponctuellement dépasser 50 mg/l (≈ 0,8 méq/l) (Fig. V.16d). Cette valeur représente la norme de la concentration maximale de NO_3 dans l'eau d'alimentation fixée par l'OMS (organisation mondiale de la santé) en 1971.

Les eaux riches en nitrates semblent être liées aux modes d'utilisation du sol. En fait, l'utilisation des techniques rurales traditionnelles basées sur l'irrigation par inondation aussi bien que l'application exagérée des engrais à base azotée dans les zones à forte activité agricole mènent à la lixiviation accrue des nitrates. Par conséquent, la région Friouet reflète la dominance du phénomène de retour des eaux d'irrigation. Ce phénomène, constituant un risque à long terme de contamination des eaux souterraines, résulte de l'utilisation excessive des engrais et des pesticides.

Dans le reste de la plaine, les teneurs en nitrates sont relativement faibles (Fig. V.16d) témoignant que cette nappe ne marque pas une contamination importante par les apports azotés (engrais chimiques, fertilisants…).

- **Le rapport SO_4/Cl**

La corrélation SO_4/Cl vs. Cl (Fig. V.16e) montre que ce rapport diminue avec le sens d'écoulement, ceci est corroboré par la carte de la répartition des teneurs en chlorures (Fig. V.8). Cette figure montre que les eaux de la nappe phréatique passent de la salinisation sulfatée en amont dans la zone de recharge, à une salinisation chlorurée en aval du bassin.

Dans ce graphique, les eaux de l'aquifère superficiel sont arrangées entre deux pôles :

✧ Les eaux douces des retenues de surface dont le rapport SO_4/Cl est relativement élevé vu que le lessivage des terrains débarrasse plus facilement le Cl que le SO_4 (Schoeller, 1964) ;

✧ L'eau saumure de la nappe de la Sabkhas caractérisée par un très faible rapport SO_4/Cl (0,06) vu que l'évaporation concentre le chlore plus que le SO_4 qui présente une solubilité relativement faible. En général, dans les dépressions salées, les concentrations par évaporation ou par dissolution font baisser le rapport SO_4/Cl (Schoeller, 1964).

En effet, la diminution graduelle du rapport SO_4/Cl de l'amont vers l'aval (Fig. V.16e) se produit lorsque le contenu en chlorure augmente soit (i) lors de dissolution de la halite (Pulido-Lebœuf *et al.,* 2003; Schoeller, 1964) ou (ii) au cours du mélange éventuel avec les saumures de la Sabkhas suite à la perturbation piézométrique dans cette zone (Farid *et al.,* 2013a).

Cependant, dans le cas des points N°76 et 81 (SO_4 = 5600 mg/l) situés dans la région Enfidhet Chott caractérisée par des sols argilo-gypseux, on n'observe pas cette baisse graduelle du rapport SO_4/Cl avec l'écoulement de la nappe qui se produirait fréquemment lorsque les terrains ne sont pas chargées en SO_4 (Schoeller, 1964). Etant donné que ces puits présentent des teneurs plus élevées en sulfates qu'en chlorures, ceci tend à indiquer qu'une source de sulfate autre que l'eau de la Sabkhas doit exister, la source la plus probable étant la dissolution des évaporites qui sont très abondants dans cette zone.

Selon Schoeller (1964), le rapport SO_4/Cl ne semble pas dépendre de la nature des terrains si l'on fait exception des roches gypseuses et des roches salines. Il est surtout affecté par des phénomènes secondaires tels que la réduction des sulfates par les microorganismes associés à la matière organique peut le faire descendre jusqu'à 0. Ceci est bien observé dans l'échantillon (N°74) qu'on a prélevé à partir d'un puits abandonné où l'eau stagnante présente une très faible teneur en SO_4 (22,6 mg/l) et un rapport SO_4/Cl de l'ordre de 0,01 (Figs. V.15, V.16e).

- **Le rapport Mg/Ca**

La corrélation Mg/Ca vs. Cl (Fig. V.16f) indique que la majorité des échantillons prélevés, présentent un rapport Mg/Ca inférieur à 1. Cependant, l'eau souterraine de la Sabkhas présente un rapport Mg/Ca élevé (≈ 2,6).

En accordance avec Schoeller (1964), le rapport Mg/Ca est généralement inférieur à 1 dans les roches sédimentaires (exception pour les roches magnésiennes ou gypseuses) étant donnée la prédominance du Ca sur le Mg dans ces roches. Cependant, ce rapport est souvent élevé dans les dépressions fermées tel que les Sabkhas vu que l'évaporation prévient une augmentation aussi rapide de la concentration du Ca que celle du Mg. Cela

tient à la solubilité relativement faible du $CaCO_3$ et du $CaSO_4$. C'est ce même processus qui amène une augmentation du rapport Mg/Ca lorsque les eaux souterraines se concentrent par évaporation ou par dissolution. On voit souvent ce rapport augmenter de l'amont à l'aval d'une nappe libre située à faible profondeur, en particulier dans les régions arides où l'évaporation est intense. Dans la plaine de Chougafiya, les fractions argileuses sont dominantes (à l'exception du secteur NO) pouvant donner un aspect parfois semi captif à captif à l'aquifère superficiel et les profondeurs de captages varient de 5 à 100 m. Pour cette raison, ce processus (cité ci-dessus) est souvent voilé par un échange de Ca du sol contre du Na de l'eau ou un échange inverse (type 2). Ainsi, le rapport Mg/Ca de l'eau, dépend non seulement de la roche, mais également des facteurs qui règlent les zonalités climatique et verticale (Schoeller, 1964).

- **L'échange de base**

Les échanges de base ou échanges cationiques constituent un processus déterminant dans la minéralisation des eaux souterraines, particulièrement lorsque les minéraux argileux sont relativement abondants dans le bassin de Chougafiya. Généralement, ces minéraux argileux tendent à équilibrer leur charge électrostatique à travers la fixation des cations monovalents, en particulier, le Na^+ et K^+ et la libération des cations bivalents, notamment le Ca^{2+} et Mg^{2+} ou vise versa.

Les processus de salinisation sont souvent liés aux réactions d'échange cationique (Appelo et Postma, 1993). Ces réactions pourraient se produire lors des interactions entre l'eau salée et la matrice de l'aquifère, en particulier, lorsque l'eau salée d'une Sabkhas/d'une mer pénètre dans un aquifère d'eau douce (Nadler *et al.,* 1985). En conséquence, la composition chimique des eaux souterraines pourrait être modifiée.

Selon Ben Hassine (2006), les sols du Nord Ouest et du centre Tunisien, dérivent la plupart du temps des apports alluviaux ou des débris d'altération des roches carbonatées argileuses. L'extraction de la fraction argileuse de ces sols a permis de mettre en évidence la présence des minéraux argileux suivants: kaolinite, illite, smectite, chlorite, ainsi qu'un interstratifié illite-smectite, qui est identifié dans les horizons profonds du sol. Ces argiles assurent aux sols la majorité de leur capacité d'échange cationique. C'est grâce à ces argiles ayant comme cations échangeables Ca^{2+}, Mg^{2+} et K^+ que, la fertilité de ces sols est acquise.

Pour vérifier l'hypothèse que l'échange de base affecte de manière significative la composition chimique des eaux souterraines de Chougafiya, la relation entre [(Na + K) -

Cl)] et [(Ca + Mg) - (SO_4 + HCO_3)] est examinée dans la figure V.13. Le paramètre [(Na + K) - Cl)] (méq/l) représente la quantité de Na gagnée ou perdue par rapport à celle fournie par la dissolution de la halite, tandis que le paramètre [(Ca + Mg) - (SO_4 + HCO_3)] (méq/l) représente la quantité de Ca et Mg gagnée ou perdue par rapport à celle fournie par la dissolution du gypse, la calcite et la dolomite (Stephen Fisher et Mullican, 1997). Si les réactions d'échange cationique contribueraient efficacement à la minéralisation des eaux souterraines, la relation entre ces deux paramètres devrait être linéaire avec une pente de -1 (Stephen Fisher et Mullican, 1997). Comme témoigne Fig. V.13, l'ensemble des échantillons prélevés du bassin Chougafiya s'alignent selon une droite de pente -1,015 (R^2 = 0.99), indiquant que les cations Na^+, Ca^{2+} Mg^{2+} et K^+ participent dans les réactions d'échange ionique. En cas d'absence de ces réactions d'échange, tous les points représentatifs des échantillons doivent se placer près du point d'origine (0).

III.1.4.3. Origine et comportement de quelques éléments traces

Afin d'appuyer notre argumentation concernant les origines de la salinité des eaux de surface et souterraines (aquifère superficiel) du bassin Chougafiya, nous avons eu recours à quelques éléments traces. Le strontium et le brome sont considérés comme des outils géochimiques précieux car ils peuvent confirmer l'existence d'une intrusion d'eau salée d'une mer ou d'une Sabkhas continentale et révéler une contamination évaporitique (Kim *et al.,* 2003).

- **Le strontium**

L'évolution des teneurs en strontium peut fournir des informations sur les processus de mélange des eaux et de l'interaction eau-roche (Kim *et al.,* 2003; Pulido-Leboeuf *et al.,* 2003).

Les teneurs en Sr^{2+} des eaux de la nappe superficielle varient de 1,1 à 19 mg/l (Fig. V.18). Ainsi, les concentrations les plus faibles (< 2 mg/l) sont rencontrées au NO du bassin (zone de recharge). Cependant, les plus fortes valeurs (> 8 mg/l) sont observées dans les eaux des groupes 3 et 4 situées à proximité de la Sabkhas, à Sidi Abdalla et au centre du bassin. Ces données confirment que l'augmentation de la salinité dans ces puits est due à un éventuel mélange avec l'eau saumure de la Sabkhas (Sr = 58 mg/l). Ce mélange entrainerait un apport supplémentaire en Sr dissous (Farid *et al.,* 2013b).

Malgré que les deux puits situés à Enfidhet Chott (puits N°76 et 81) présentent respectivement les plus fortes salinités de la nappe superficielle de Chougafiya (11400

mg/l et 15900 mg/l), leur teneur en strontium est relativement faible (4 mg/l) par rapport aux eaux des groupes 3 et 4 (contaminées par la Sabkhas). Ceci révèle que l'origine des ions Sr^{2+} dans ces eaux est lié probablement à la dissolution des minéraux sulfatés.

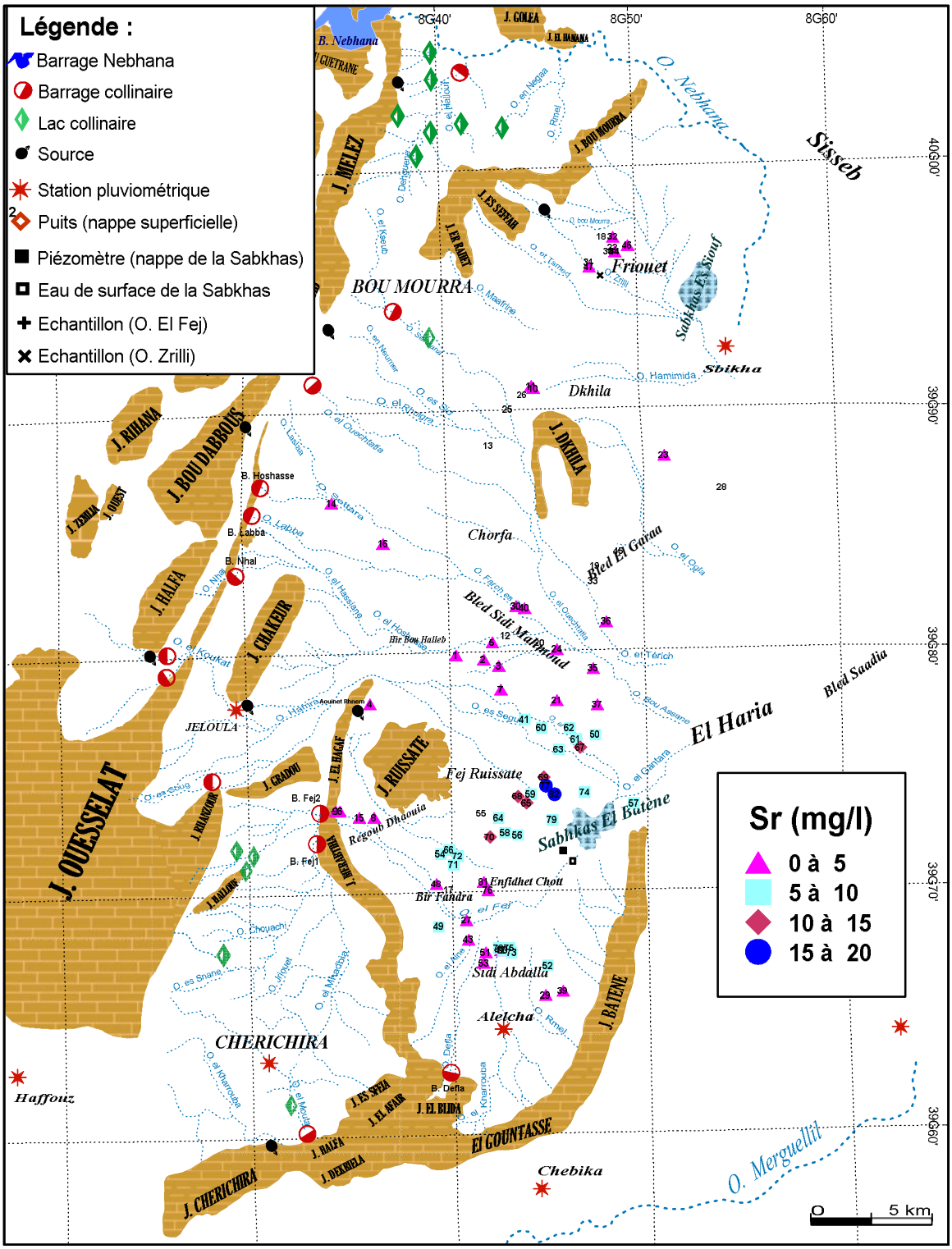


Figure V.18. *Répartition spatiale des teneurs en strontium dans les eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya*

D'autre part, l'abondance des sédiments argileux dans la plaine pourrait justifier l'augmentation des teneurs en Sr^{2+}, dans la plupart des échantillons de groupes 2, 3 et 4 suite aux processus d'échange ionique (Gimenez et Morell, 1997).

Le diagramme présenté dans la figure V.19 montre une augmentation linéaire des teneurs en Sr et Cl des échantillons entre deux extrêmes :

✧ Les eaux douces des retenues de surface caractérisées par de très faibles teneurs en Sr qui ne sont pas toujours bien corrélées avec le Cl, suggérant que l'origine des ions Sr^{2+} dans les eaux des barrages collinaires (situés sur les affleurements des calcaires éocènes) est liée probablement aux carbonates ;

✧ L'eau saumure de la nappe de la Sabkhas, où la forte teneur en Sr (58 mg/l) indique que l'origine des ions Sr^{2+} est attribuable essentiellement à la dissolution et/ou la précipitation du gypse, d'ailleurs cette eau est saturée vis-à vis des minéraux sulfatés (Fig. V.10b, c).

L'évolution linéaire des concentrations en Sr et Cl avec l'écoulement (Figs. V.18, V.19) depuis l'amont (groupe 1) vers l'aval (groupe 4) témoigne que les eaux souterraines gagnent le Sr dissous au cours de l'infiltration depuis la zone de recharge et le long du trajet d'écoulement, par dissolution des minéraux ou par échange ionique avec des minéraux argileux (Kim *et al.,* 2003).

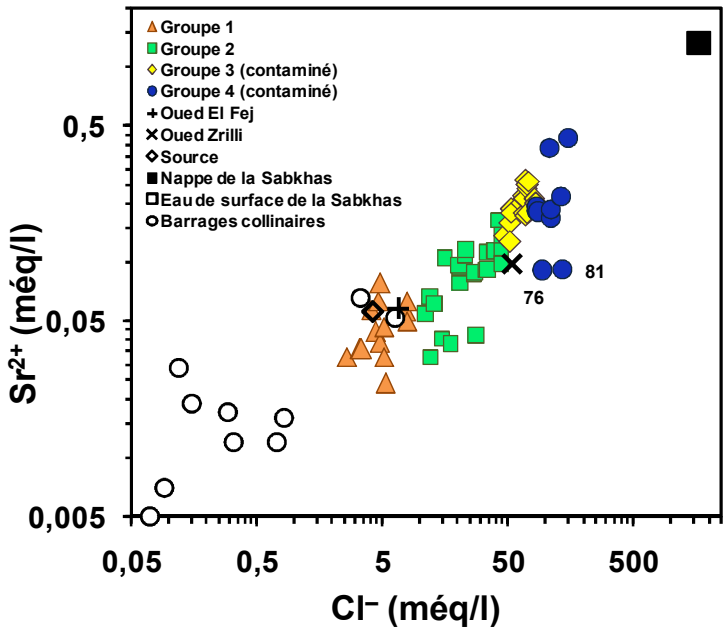


Figure V.19. *Relation Sr vs. Cl dans les eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya*

Pour les eaux des groupes 3 et 4, l'augmentation brutale des ions Sr^{2+} évoquent une possibilité de mélange avec les saumures de la Sabkhas. En général, dans le cas d'un mélange simple eau salée-eau douce, les teneurs en Sr^{2+} augmentent proportionnellement avec celles de chlorures (Kim *et al.,* 2003). Toutefois, quelques points présentent des concentrations en Sr^{2+} élevées comparées à leur contenu en Cl, et d'autres plus minéralisées montrent des teneurs plus faibles (Fig. V.19). Ceci indique que le contenu en Sr pourrait être affecté par d'autres processus liés à la dissolution et/ou la précipitation des minéraux évaporitiques associés au temps de contact eau-matrice minérale. En fait, les eaux souterraines se caractérisant par un temps de résidence long, peuvent être enrichies en strontium indépendamment de la minéralisation suite à l'interaction eau-roche (Edmunds, 1996).

- **Les bromures**

En raison de leur comportement géochimique et leur activité chimique plus faible, le brome et le chlore sont toujours associés afin d'identifier les origines de salinisation et les effets de mélange entre les eaux. Ces halogénures sont considérés des traceurs conservatifs pouvant migrer avec l'eau de surface et les eaux souterraines avec une interaction minimale avec les substrats (Richer et Kreitler, 1993).

En général, la teneur en brome dans l'eau souterraine est faible. Néanmoins, une forte concentration de cet élément se produit parfois dans les eaux souterraines soit par (i) pollution, (ii) interaction avec l'eau de mer/Sabkhas ou (iii) réaction avec des dépôts d'évaporites (Richer et Kreitler, 1993).

Les teneurs en Br^- des eaux de la nappe superficielle varient de 0,4 à 18 mg/l (Fig. V.20). Ainsi, les concentrations les plus faibles (< 1 mg/l) sont rencontrées dans la région El Hoshasse (zone de recharge). Cependant, les plus fortes valeurs (> 10 mg/l) sont observées dans les eaux salées du groupe 4 et la plupart des eaux saumâtres du groupe 3, particulièrement à proximité du Sabkhas El Batène et dans la région Sidi Abdalla. Ceci suggère que l'origine probable de ces concentrations élevées en Br pourrait être liée à un processus de mélange avec l'eau hyper-salée de la nappe du Sabkhas où la teneur en brome est de l'ordre de 106 mg/l (Farid *et al.,* 2013b). Selon des auteurs (Yiechieli et Wood, 2002), le brome peut se concentrer dans les saumures au cours de la précipitation de la halite sous l'effet de l'évaporation.

Fig. V.20 montre que les teneurs en bromures augmentent proportionnellement avec celles de chlorures depuis l'amont vers l'aval de la plaine. Ceci indique que la dissolution des évaporites, notamment la halite est à l'origine de l'augmentation de la salinité des eaux de la nappe phréatique. En fait, les points sont placés entre les eaux du groupe 1 rechargées à l'amont de la plaine et les eaux des groupes 3 et 4 contaminées par une invasion salée à partir de l'aquifère de la Sabkhas, comme le suggérerait la piézométrie perturbée (Fig. III.13).

Toutefois, quelques points présentent des concentrations en Br^- élevées comparées à leur contenu en Cl, et d'autres plus minéralisées montrent des teneurs plus faibles. Ceci suggère une source potentielle de Br, probablement d'origine anthropique (Kim *et al.,* 2003).

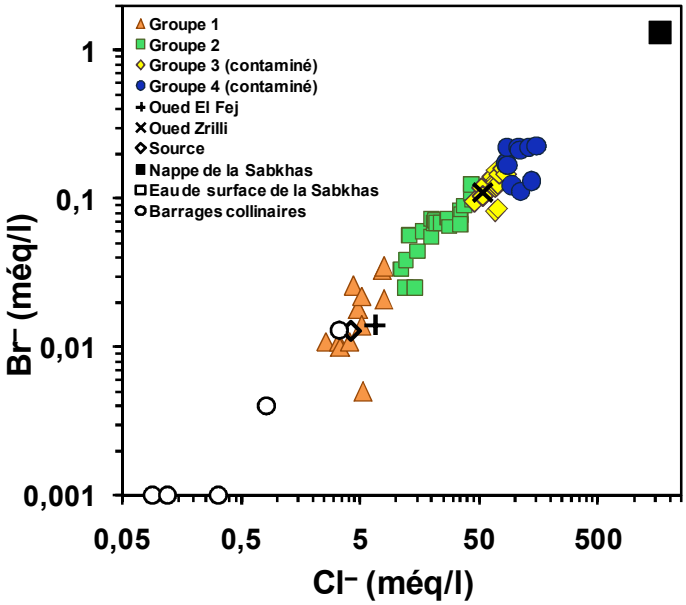


Figure V.20. *Relation Br vs. Cl dans les eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya*

- **Le fluor**

Dans le bassin de Chougafiya, le fluor est présent dans tous les échantillons analysés. En effet, les teneurs en fluor varient respectivement de 0,45 à 1,45 mg/l et de 0,49 à 2,09 mg/l dans des les eaux de la nappe superficielle et les barrages collinaires (Fig. V.21a). Seul le barrage Hoshasse (N°94) qui montre une valeur qui dépasse la norme tunisienne NT09.14.

Fig. V.21b montre que toutes les eaux analysées sont sous-saturées vis-à-vis de la fluorite. Généralement, l'existence du fluor dans l'eau pourrait être le résultat de la

dissolution de la fluorite (CaF_2). Ce minéral est présent en association avec la calcite, la dolomite, le gypse ou le quartz (Sracek et Hirata, 2002).

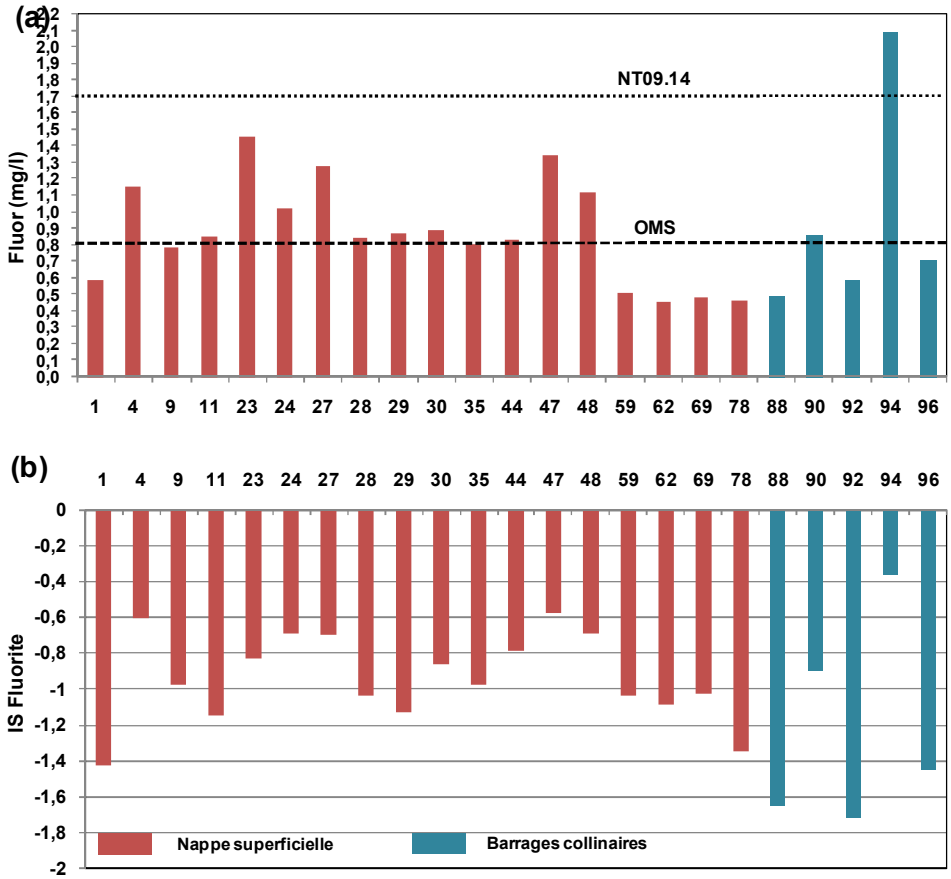


Figure V.21. *Répartition des teneurs en fluor (a) et des indices de saturation de la fluorite (b) dans les eaux de la nappe superficielle et des barrages collinaires du bassin Chougafiya*

III.1.5. Quantification de l'invasion de l'eau de la nappe de la Sabkhas

Il est possible d'estimer le taux d'invasion de la saumure du Sabkhas en se basant sur l'équation de conservation des chlorures (De Montety *et al.,* 2008; Kim *et al.,* 2003; Pulido-Leboeuf *et al.,* 2003):

$$X = \frac{Cl_{échantillon} - Cl_{douce}}{Cl_{Sabkhas} - Cl_{douce}} \times 100$$

Avec : X : Taux de mélange avec la saumure du Sabkhas exprimé en % ;

$Cl_{échantillon}$: la concentration de Cl des eaux échantillonnées ;

Cl_{douce} : la concentration de Cl de l'eau souterraine la plus douce de la nappe superficielle (échantillon N°1);

$Cl_{Sabkhas}$: la concentration de Cl de la saumure du Sabkhas.

Dans l'application de cette équation, on n'a considéré que les points non affectés par la dissolution de la halite (rapport molaire Na/Cl < 1). Les taux de mélange avec la saumure du Sabkhas calculés varient de 2,6 à 9,1 % et indiquent nettement que la proportion la plus élevée (9,1 %) est enregistrée dans le puits (N°82) situé auprès du Sabkhas El Batène.

Ces résultats prouvent également que l'interface eau salée - eau douce a avancé 5 km vers les régions Sidi Abdalla et Fej Ruissate et 1 km en direction NO de la Sabkhas.

D'autre part, les profondeurs de captage des puits N°73, 75, 78 et 80 situés à Sidi Abdalla et les puits N°74 et 77 situés au voisinage de la Sabkhas semblent être positivement corrélées avec les taux d'intrusion d'eau salée calculés (Fig. V.22). Néanmoins, l'échantillon (N°82) qui est le plus proche de la Sabkhas ne suit pas cette tendance. Malgré la contribution la plus élevée (9,1 %), la profondeur de ce puits est relativement plus faible que les autres puits contaminés. Ceci suggère que l'évolution de l'interface eau salée - eau douce semble être contrôlée par le gradient hydraulique ainsi que la distance à la Sabkhas.

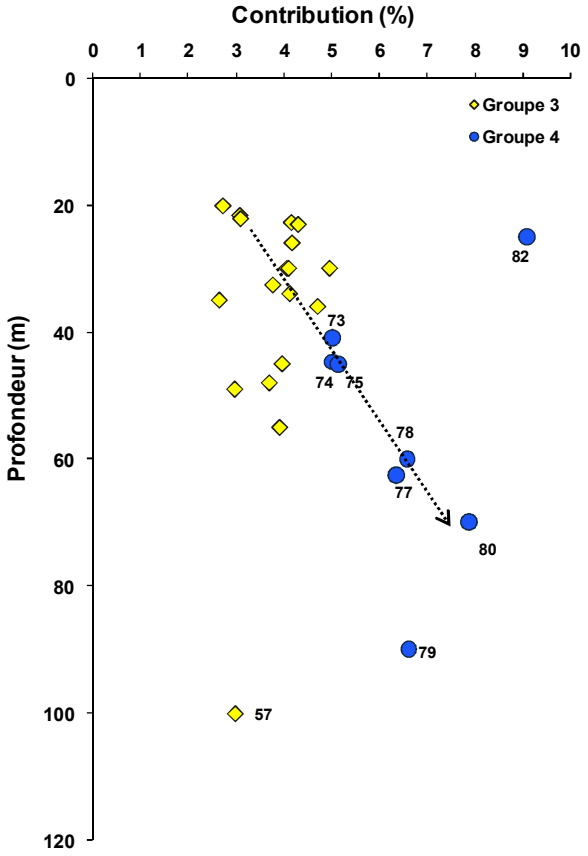


Figure V.22. *Relation entre la profondeur de captage et le taux d'invasion salée dans les eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya (groupes 3 et 4)*

Ainsi, cette intrusion salée a engendré des problèmes sérieux dans la région Sidi Abdalla et la partie centrale de la zone d'étude. Elle a provoqué non seulement une dégradation qualitative des eaux des puits captant l'aquifère superficiel, mais aussi une chute de la production agricole de certaines parcelles (oliviers infectés). La qualité médiocre de cette eau indique que l'exploitation agricole dans ces zones devient de plus en plus menacée. Cela a conduit à l'abandon de plusieurs puits. Au-delà de cette étude, il faudra néanmoins conserver à l'esprit que seul un suivi régulier et à long terme devrait être établi pour assurer le suivi des changements brusques des niveaux piézométriques et de la qualité de l'eau (données géochimiques) afin d'avoir une décision claire pour la protection et la gestion de l'eau de cette nappe.

III.2. Les nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya

III.2.1. Répartition spatiale de la minéralisation

La carte de la répartition spatiale de la salinité des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya (Fig. V.23) montre une grande variation qui est principalement en relation avec l'activité tectonique, et la variation de la nature lithologique (changements de faciès) de la formation aquifère captée. Généralement, la salinité de ces nappes montre une évolution assez complexe et qui ne suit pas l'écoulement général des eaux souterraines.

Dans l'ensemble, les salinités les plus faibles sont observées dans les aquifères de l'Éocène inférieur et du Mio-pliocène au Sud de la zone, tandis que, les salinités les plus élevées sont enregistrées dans les aquifères du Crétacé supérieur, Paléocène et Oligocène.

La minéralisation totale de la nappe crétacée est fortement hétérogène. Elle varie entre 1242 (N°1) et 10718 mg/l (N°24). Les faibles valeurs ont été observées aux piémonts NW et SW du J. Ruissate qui constituent les zones de recharge de cet aquifère. Ainsi, l'infiltration des eaux pluviales dans ces régions permet la dilution des eaux souterraines. Les eaux les plus minéralisées caractérisent les forages captant les parties captives et faiblement rechargées. La forte salinité de ces eaux semble résulter de l'activité tectonique mettant en contact les séries des calcaires campaniennes en face des formations marno–calcaires ou de marnes riches en gypse et en matière organique, le long d'une série d'accidents qui se relaient. Ces accidents N-S (notamment la faille profonde de Ruissate) ont engendré une diminution du degré de fracturation des calcaires et des marno-calcaires et donc un ralentissement de l'écoulement des eaux de cette nappe. Ainsi, la majorité des

forages captant les sections captives ont été abandonnés à cause de la forte salinité et la présence de sulfure d'hydrogène (H_2S) dans les eaux souterraines.

La nappe du Paléocène, n'est captée que par deux puits (N°25 et 26) rencontrés localement au centre du bassin à des profondeurs de 42 et 53 m. Ces puits affichent des salinités de 3720 et 10004 mg/l (Fig. V.23). Par conséquent, la qualité médiocre et la présence de fortes teneurs en sulfure d'hydrogène (H_2S) dans ces eaux étaient à l'origine de l'abandon de ces puits. En fait, la génération de ce biogaz (H_2S) est le résultat des échanges de sulfates provenant des lentilles de gypses avec la matière organique existante dans les marnes paléocènes.

Au SE du bassin (piémont du J. Es Sfeia), deux puits (profondeur totale = 80 m) captant les calcaires de l'Eocène inférieur présentent des salinités faibles de l'ordre de 561 mg/l (N°28) et 678 mg/l (N°27). Cette nappe s'alimente par infiltration des eaux pluviales à travers les affleurements carbonatés du Jebel Es Sfeia (Fig. V.23).

Au piémont oriental du J. Batène, les puits captant les alternances de grès et de marnes gypsifères de la formation Oligocène affichent des salinités qui fluctuent entre 1773 et 9730 mg/l. En fait, la plus faible valeur est enregistrée dans le puits (N°32). Cependant, les fortes salinités sont observées surtout dans les puits N°29 et N°31 (Fig. V.23). L'augmentation de la minéralisation dans ces puits est liée à (i) une variation lithologique latérale mise en évidence dans cette nappe et (ii) une contamination locale par des affleurements de marnes gypseuses attribuées à l'Eocène supérieur. Donc, le lessivage de ces terrains au cours du ruissellement va permettre à l'eau d'accuser une certaine élévation de la salinité en cours et après son infiltration.

Au Sud de la plaine, la nappe profonde du Mio-pliocène montre une minéralisation totale qui oscille entre 270 (N°41) et 1572 mg/l (N°34). En fait, les faibles valeurs (< 500 mg/l) sont observées au piémont SE des collines d'El Gountasse. Ces eaux douces se rechargent à partir de l'infiltration des oueds Rmel et El Kharrouba à travers les affleurements sableux de bordure. Néanmoins, les plus fortes valeurs (> 1000 mg/l) sont enregistrées au Sud Ouest (Fig. V.23). La variation de la salinité de cette nappe est régie par plusieurs facteurs :

-d'ordre structural : présence des accidents transversaux de directions SE-NO et SO-NE (Borgi et Andrieu, 1979) ;

-d'ordre anthropique : la construction du barrage Defla en 1998 sur O. Defla est à l'origine de la diminution des apports des eaux de ruissellement vers la nappe dans la zone Sud Ouest ;

-d'ordre hydrodynamique : la circulation lente des eaux de cette nappe profonde. Ce comportement hydrodynamique est lié à la présence des horizons imperméables qui ont diminué la transmissivité de cet aquifère ;

-d'ordre lithologique : variation latérale des lentilles argileuses ou sablo-argileuses du SE vers le SO ;

-d'ordre hydrochimique : évolution de la composition chimique des eaux douces du SE vers des eaux légèrement saumâtres du SO par l'intermédiaire des réactions de substitutions cationiques, qui se produisent suite au contact des minéraux argileux présents à l'intérieur de la formation réservoir.

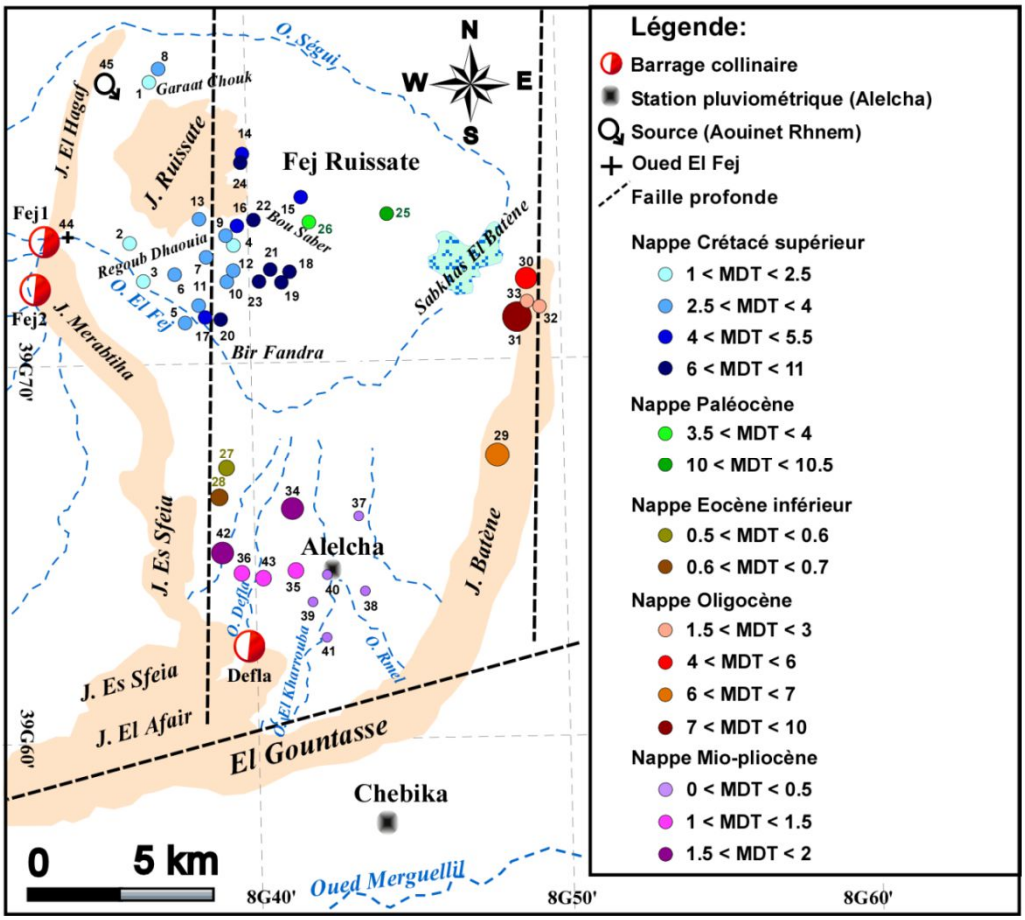


Figure V.23. *Répartition spatiale de la minéralisation des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

III.2.2. Faciès chimique des eaux

Les compositions chimiques des échantillons analysés ont été reportées sur le diagramme de Piper présenté dans Fig. V.24. Les eaux souterraines présentent différents

types de faciès chimiques reflétant la variabilité des processus géochimiques qui gouvernent la minéralisation des eaux de ce bassin.

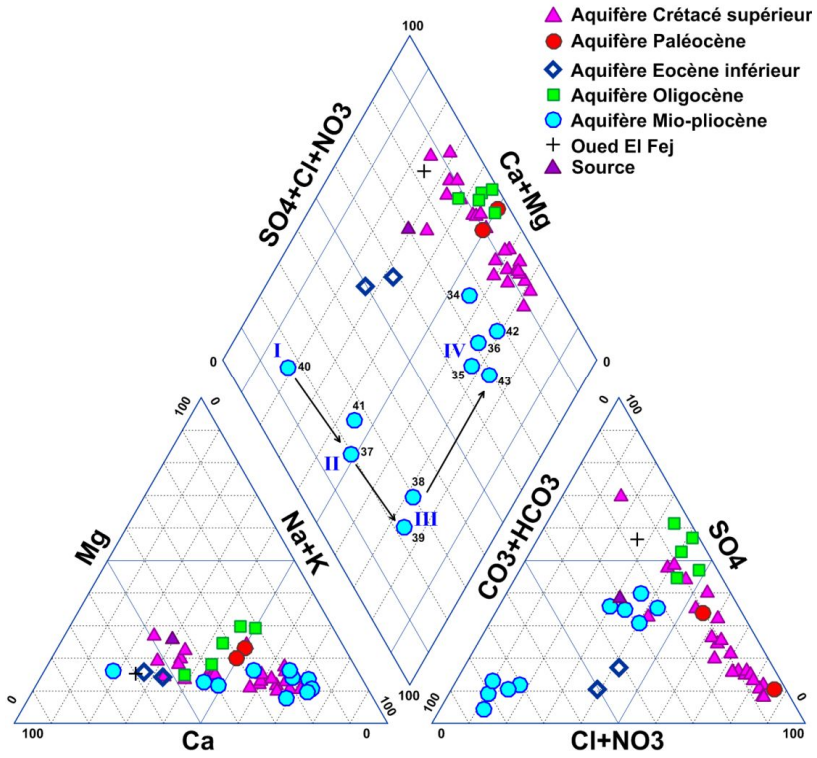


Figure V.24. *Diagramme de Piper des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

- Les eaux de l'aquifère du Crétacé supérieur montrent deux types d'eau : Ca–Mg–Cl–SO_4 pour les eaux les moins minéralisées de la partie occidentale, et Na–Mg–Cl pour les eaux les plus minéralisées. Il existe également des faciès intermédiaires: Ca–Na–Mg–Cl et Na–Mg–Cl–SO_4. Cette transition d'un faciès à un autre souligne la complexité des processus hydrogéochimiques qui gouvernent la salinité de cette nappe.
- Les eaux de l'aquifère Paléocène sont dominées par le type Ca-Na-Mg-Cl-SO_4 avec des concentrations variables en chlorures et sulfates.
- Les eaux de l'aquifère Eocène inférieur se distinguent par un faciès géochimique mixte de type: Ca-Mg-Cl-SO_4-HCO_3. La dominance des ions Ca^{2+}, Mg^{2+} et HCO_3^-, et les faibles teneurs en ions Na^+ et K^+ dans la composition ionique majeure est en quelque sorte typique des environnements karstiques, où la dissolution du minéraux carbonatés pourrait se produire lors de l'infiltration (Bajjali *et al.,* 1997).
- Les eaux de l'aquifère Oligocène sont de type Ca-Na-Mg-Cl-SO_4 et elles sont généralement dominées par les ions Ca^{2+} et SO_4^{2-}. Les eaux saumâtres et salées de cet

aquifère sont enrichies en sulfates à la suite de la dissolution des minéraux évaporitiques présents dans les intercalations des marnes gypsifères et du grès affleurant à J. Batène.

- Les eaux du Mio-pliocène présentent quatre types d'eau: Ca-Mg-HCO_3, Ca-Na-Mg-HCO_3, Na-Mg-HCO_3 et Na-Mg-Cl-SO_4. Toutefois, la composition de l'eau dans un aquifère est souvent dans un état transitoire résultant de divers processus opérant à différentes échelles du temps (Anderson *et al.,* 2005). Ainsi, l'évolution du type I au type IV (Fig. V.24) indique probablement des interactions très développées entre les eaux souterraines et les minéraux argileux en raison des substitutions isomorphes et les processus d'échange cationique et/ou l'altération des silicates (Montoroi *et al.,* 2002; Huneau *et al.,* 2011). Ce phénomène est lié au temps de séjour de l'eau souterraine dans la nappe. Selon Schofield et Jankowski (2004) et Maduabuchi *et al.* (2006), ces types de faciès (I, II, III et IV) se produisent dans de nombreux systèmes où le caractère des eaux souterraines, présentant des concentrations en chlorures modérées à fortes, varie de douce à salé et d'alcalin à acide.

III.2.3. Origine de la minéralisation

III.2.3.1. Indices de saturation

Afin de maintenir l'hypothèse de l'interaction entre l'eau souterraine et la matrice de l'aquifère (phase minérale), on a eu recourt aux calculs des équilibres chimiques à travers les indices de saturation.

- ***Saturation vis-à-vis des minéraux évaporitiques***

Tous les points d'eaux échantillonnés montrent une sous-saturation vis-à-vis de la halite, le gypse et l'anhydrite (Fig. V.25a, b et c). Donc, une dissolution de ces minéraux évaporitiques est assez probable. Seules les eaux de l'aquifère Oligocène présentent une évolution d'un état de sous-saturation à un état de saturation vis-à-vis du gypse et de l'anhydrite. Ceci prouve que ces eaux sont déjà chargées en sulfate et ne peuvent plus dissoudre les minéraux sulfatés (Fig. V.25b et c).

- ***Saturation vis-à-vis des minéraux carbonatés***

La quasi-totalité des eaux prélevées sont saturées à sursaturées vis-à-vis de la calcite (Fig. V.25d). En revanche, l'examen du graphique f de la figure V.25 montre que la plupart des échantillons prélevés des aquifères Crétacé supérieur, Eocène inférieur et Mio-pliocène montre une sous-saturation à saturation vis-à-vis de la dolomite.

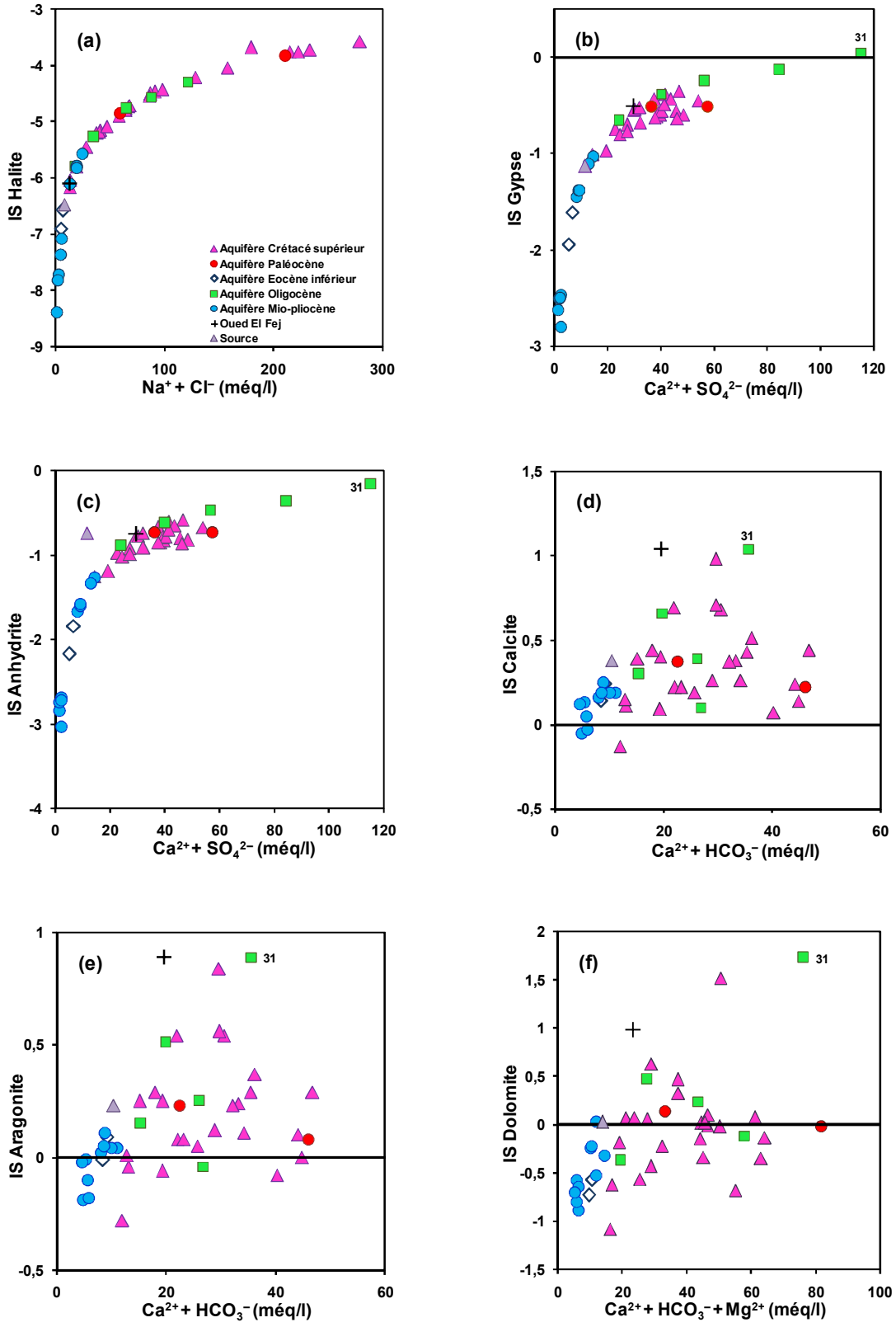


Figure V.25. *Relations IS Halite vs. Na+Cl (a), IS Gypse vs. Ca+SO_4 (b), IS Anhydrite vs. Ca+SO_4 (c), IS Calcite vs. Ca+HCO_3 (d), IS Aragonite vs. Ca+HCO_3 (e) et IS Dolomite vs. Ca+HCO_3+Mg (f) des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

III.2.3.2. Etude de quelques rapports ioniques

III.2.3.2.1. Eléments majeurs

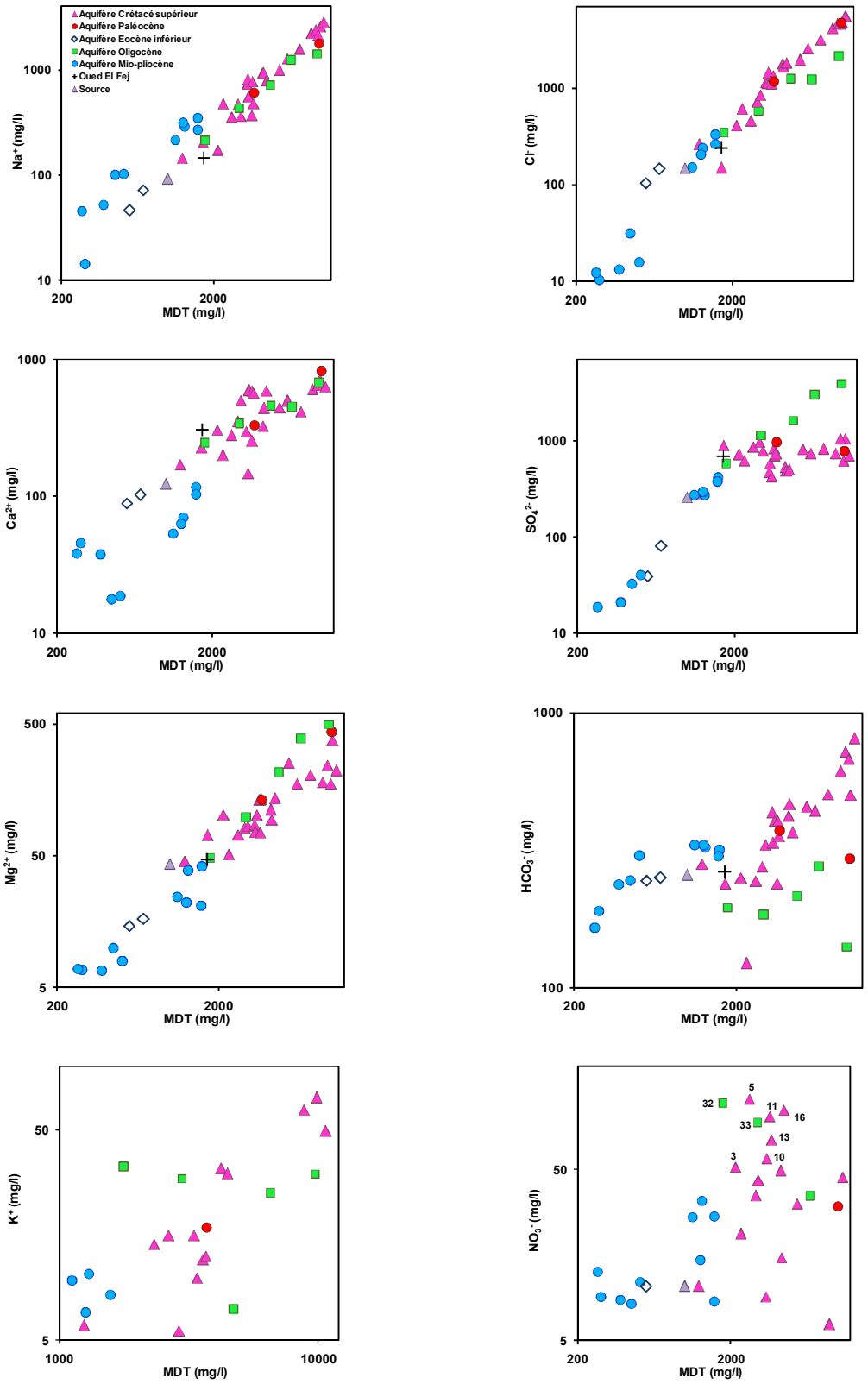


Figure V.26. *Evolution des éléments majeurs avec la minéralisation dans les eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

Les corrélations établies entre la concentration de chaque élément majeur et la minéralisation totale (MDT) des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya montrent que les teneurs en Na^+, Ca^{2+}, SO_4^{2-}, Cl^- et Mg^{2+} augmentent proportionnellement avec la charge saline et sont donc déterminants dans la minéralisation des eaux analysées (Fig. V.26).

Les teneurs en HCO_3^- semblent évoluer indépendamment de la charge saline. Toutefois, ces ions montrent une certaine corrélation avec la MDT des eaux de quelques points appartenant aux aquifères du Crétacé supérieur, Eocène inférieur et Mio-pliocène. Ceci indique que les bicarbonates interviennent dans le mécanisme de l'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines (Fig. V.26).

Afin de mettre en évidence les différents mécanismes contribuant à la minéralisation des eaux souterraines analysées, quelques relations entre les principaux éléments majeurs ont été présentées.

La corrélation Na^+ vs. Cl^- (Fig. V.27a) montre un groupe de points situé sur la droite de la dissolution de la halite (pente 1:1). Ces données plaident pour le rôle de la dissolution de ce minéral comme un processus majeur contribuant à la minéralisation des eaux souterraines dans les zones semi-arides (Appelo et Postma, 1993). La dissolution de ce minéral, si elle existe, elle pourrait être masquée par d'autres processus de minéralisation.

En fait, les eaux de la nappe Mio-pliocène présentent majoritairement des rapports molaires Na^+/Cl^- supérieurs à 1 traduisant un excès en Na^+ par rapport au Cl^- (Fig. V.27a). Cet excès pourrait être expliqué soit, par des réactions d'échange ionique (Fig. V.27b) où les ions Na^+ sont libérés du complexe et sont remplacés par les ions Ca^{2+} (type 1) ou par des réactions de silicates provenant essentiellement de l'altération des sables (Montoroi *et al.,* 2002). Néanmoins, les points représentant la nappe du Crétacé supérieur, montrent des rapports molaires Na^+/Cl^- inférieurs à 1. Ce déficit en Na^+ par rapport aux ions Cl^- peut être lié à un deuxième type d'échange cationique par lesquels les ions Ca^{2+} et/ou Mg^{2+} seront libérés dans l'eau et les ions Na^+ sont adsorbés (Fig. V.27b) (Appelo et Postma, 1993).

Dans la zone d'étude, les concentrations de Cl^- des eaux échantillonnées varient généralement de 10,3 à 5516 mg/l. Les teneurs les plus élevées sont observées dans les eaux salées de la nappe Crétacé supérieur (échantillons N°18→24) suggérant que le chlorure provient très probablement d'une saumure résiduelle piégée dans les séries

sédimentaires des marno-calcaires ou des marnes de la formation Crétacé supérieur (Bajjali *et al.,* 1997).

Généralement, les teneurs en chlorures dans la plupart des nappes (exception pour les eaux douces des aquifères éocène et mio-pliocène) dépassent la norme de potabilité suggérée par l'OMS (250 mg/l).

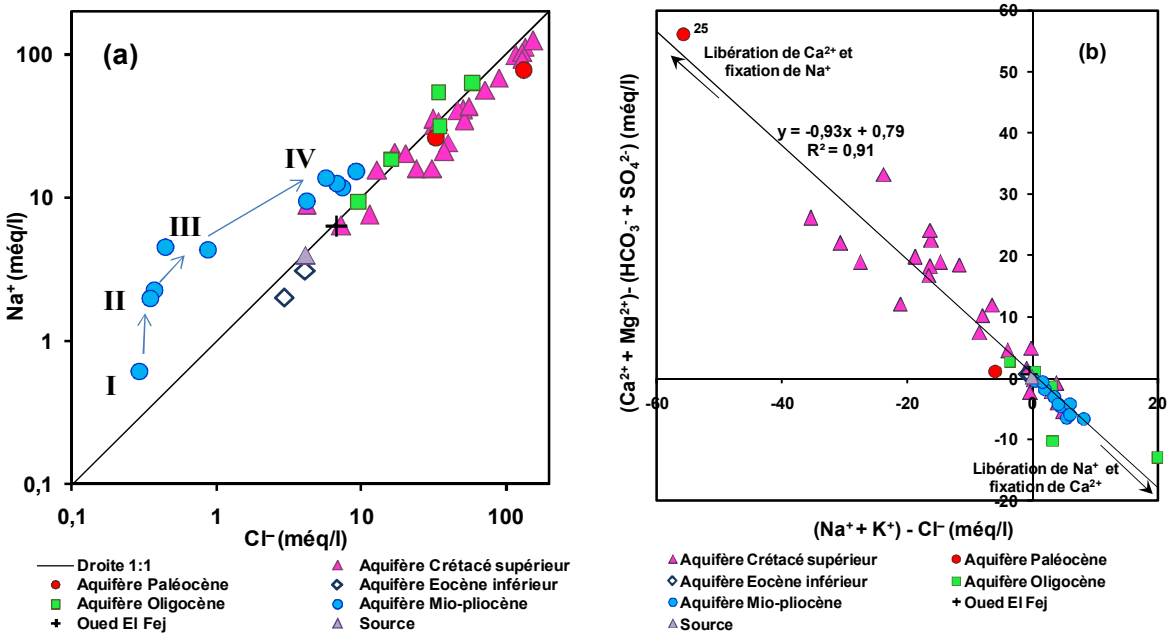


Figure V.27. *Corrélations Na^+ vs. Cl^- (a) et [(Ca + Mg) – (SO_4 + HCO_3)] vs. [(Na +K) – Cl] (b) des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

La corrélation Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} (Fig. V.28a) permet de distinguer trois groupes :

- Le premier groupe renferme les points s'alignant selon une droite de pente proche de l'unité, indiquent une origine commune de calcium et de sulfate qui est probablement la mise en solution du gypse et/ou l'anhydrite. La dissolution de ces minéraux est, d'ailleurs, témoignée à travers les diagrammes b et c de la figure V.25 qui montrent une évolution linéaire des indices de saturation lorsqu'ils sont corrélés en fonction de la somme des ions (Ca + SO_4) issus de l'éventuelle dissolution des minéraux mentionnés.
- Le deuxième groupe est formé par les points dont les rapports molaires Ca^{2+}/SO_4^{2-} sont inférieurs à l'unité. Ce déficit en calcium par rapport au sulfate pourrait être lié d'une part à la perte des ions Ca^{2+} au dépens des ions Na^+ au cours des réactions d'échange cationique (type 1) (Fig. V.27b) et à la précipitation de la calcite (la plupart des eaux sont saturées à sursaturées vis-à-vis de la calcite) contrôlée par la dissolution des minéraux sulfatés, d'autre part (Fig. V.25).

- Le troisième groupe englobe surtout les échantillons dont les rapports molaires Ca^{2+}/SO_4^{2-} sont supérieurs à l'unité.

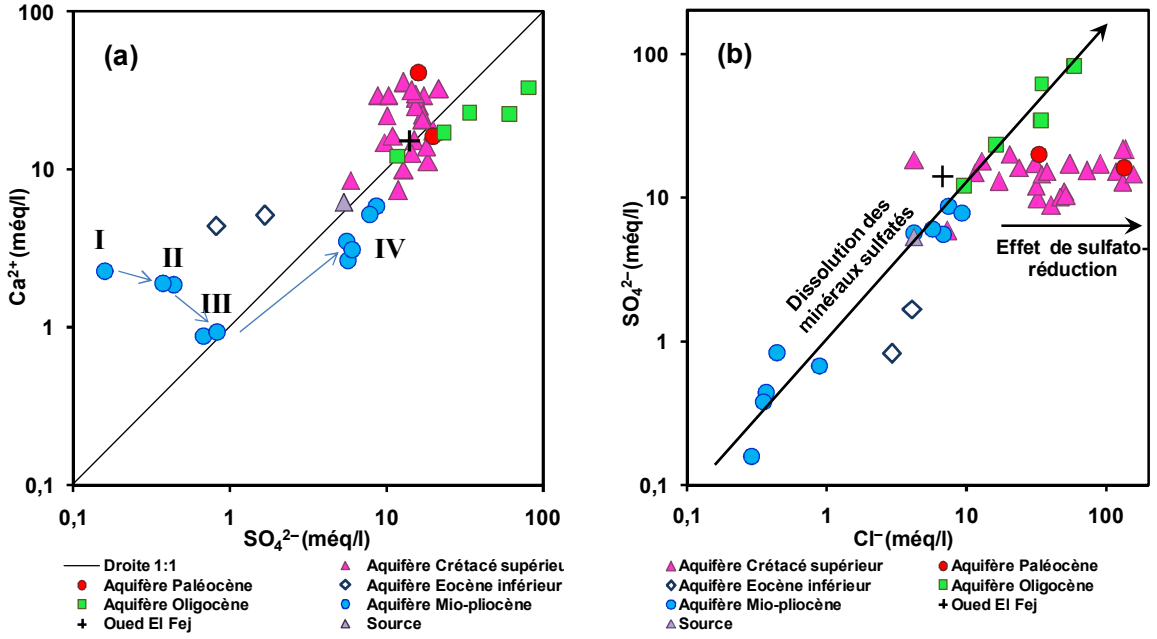


Figure V.28. *Corrélations Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} (a) et SO_4^{2-} vs. Cl^- (b) des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

Il est important de noter que l'augmentation des concentrations de Ca^{2+} dans les eaux salées (▲) captant les sections captives de la nappe du Crétacé supérieur (échantillons N°18→24) n'est pas accompagnée par une élévation des teneurs en SO_4^{2-} (Fig. V.28a). Egalement, l'examen de Fig. V.28b montre que les ions sulfates de ces eaux ne sont pas bien corrélés avec les teneurs en Cl^-. Ces teneurs déficitaires en sulfates indiquent que la dissolution du gypse et/ou de l'anhydrite a été perturbée par d'autres processus géochimiques (phénomènes modificateurs) à savoir :

♣ L'échange cationique (type 2) (Fig. V.27b);

♣ La réduction des sulfates, reflétant vraisemblablement l'effet des bactéries sulfato–réductrices engendrant l'oxydation de la matière organique et la réduction du SO_4^{2-} dans un milieu anaérobique (Clark et Fritz, 1997). Pour cette raison, les eaux salées (N°18→24) se caractérisent par une odeur désagréable liée à la présence de sulfure d'hydrogène (H_2S) dans l'eau. De plus, elles montrent des teneurs élevées en bicarbonates, variant entre 421 et 805 mg/l et des valeurs de pH qui sont inférieures à 7 ;

♣ La dissolution incongruente de la dolomite et du gypse accompagnée d'une précipitation simultanée de la calcite (Cardenal *et al.,* 1994). Ce processus est confirmé par la saturation ou la sursaturation des eaux vis-à-vis de la calcite (Fig. V.25). Par ailleurs, les

indices de saturation des eaux salées (N°18→24) couvrent l'intervalle [0.07 - 0.44] pour la calcite et [–0,68 – 0,1] pour la dolomite (Figs. V.25d, f).

Comme il a été signalé préalablement, tous les échantillons d'eau sont sous-saturés vis-à-vis des minéraux sulfatés. Donc, une dissolution de ces minéraux évaporitiques est assez probable. Cette dissolution va engendrer par la suite une augmentation des teneurs en Ca^{2+} et par conséquent, la sursaturation du milieu vis-à-vis de la calcite conduisant ainsi à sa précipitation. Cette précipitation aboutit à un appauvrissement de plus en plus important en ions HCO_3^- générant ainsi un état de sous-saturation des eaux souterraines vis-à-vis de la dolomite. Pour compenser ce déficit en HCO_3^-, la dissolution incongruente de la dolomite (dissolution au cours de laquelle un produit solide persiste) s'est déclenchée (Edmunds *et al.,* 1982). Ce processus connu sous le nom de la dédolomitisation, s'accompagne également d'un accroissement des teneurs en Mg^{2+} et la formation d'un autre type de calcite ayant une structure cristalline similaire à celle de la dolomite connue sous le nom de dedolomite (Marfia *et al.,* 2004). L'équation complète de la dédolomitisation est la suivante :

$$CaMg(CO_3)_2(s) + CaSO_4.2H_2O(s) + H^+ \rightarrow CaCO_3(s) + Ca^{2+} + Mg^{2+} + SO_4^{2-} + HCO_3^- + 2H_2O$$

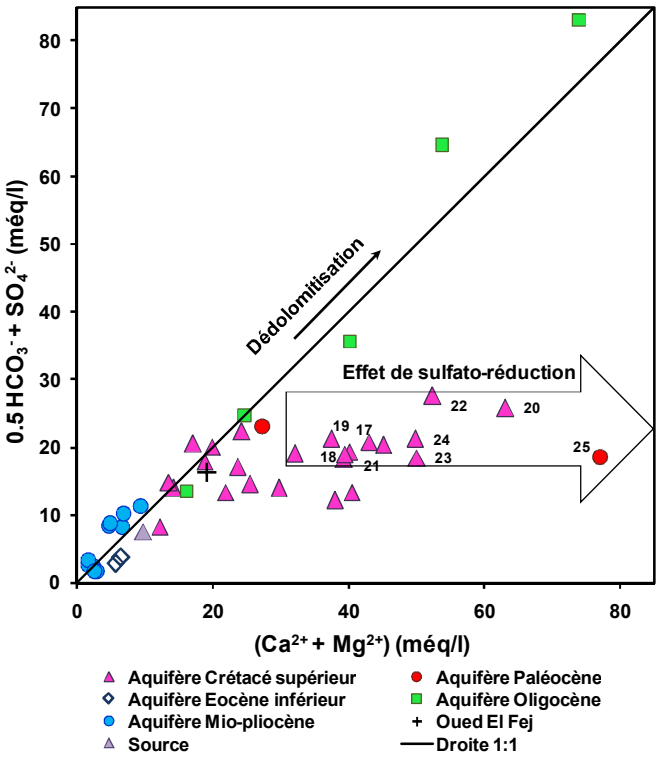


Figure V.29. *Corrélation (Ca + Mg) vs. (SO_4 + 0.5HCO_3) des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

Ce processus est mis en évidence à travers la corrélation (Ca + Mg) vs. (SO_4 + 0,5HCO_3), dans laquelle la majorité des échantillons s'organisent selon une droite de pente 1 (Fig. V.29). Cependant, le décalage de la majorité des eaux des nappes du Crétacé supérieur et du Paléocène est dû essentiellement au déficit en SO_4^{2-} causé par la sulfato-réduction ;

♣ La précipitation des carbonates, contrôlée par la dissolution des minéraux sulfatés (Fig. V.25). Ce phénomène se produit selon les équations suivantes (Cardenal *et al.,* 1994):

$$Ca^{2+} + 2\ HCO_3^- \leftrightarrow CaCO_3 + CO_2 + H_2O$$

$$Ca^{2+} + Mg^{2+} + 4\ HCO_3^- \leftrightarrow CaMg(CO_3)_2 + 2CO_2 + 2H_2O$$

D'autre part, l'excès en ions Ca^{2+} par rapport aux ions SO_4^{2-} observé particulièrement dans les eaux bicarbonatées calciques des nappes de l'Eocène (◊) et du Mio-pliocène (●) est lié principalement à la dissolution des minéraux carbonatés (Fig. V.28a). Ce phénomène est confirmé par Fig. V.30a illustrant la corrélation Ca^{2+} vs. HCO_3^- qui montre que ces points sont situés sur la droite de la dissolution des carbonates. Tout le reste des échantillons analysés montre des rapports molaires Ca^{2+}/HCO_3^- supérieurs à 1. Cet excès en Ca^{2+} par rapport aux ions HCO_3^- pourrait provenir soit des échanges de base avec les minéraux argileux, soit de la dissolution des minéraux sulfatés.

Mercado (1980) a suggéré que la dissolution du $CaCO_3$ peut augmenter la teneur en Ca^{2+} dans l'eau qui est ensuite échangée avec les ions Na^+, provoquant ainsi une augmentation du rapport molaire Na/Cl (Fig. V.27a). Comme mentionné, l'aquifère Mio-pliocène est formé par des sédiments détritiques (sables, argiles, sables argileux…) et ne contient pas généralement de roches carbonatées. Néanmoins, les ions Ca^{2+} et HCO_3^- dissous pourraient être fournis par l'hydrolyse du ciment calcaire qui forme la matrice des sables ou des grès de cet aquifère (Jirakova *et al.,* 2010).

Fig. V.30a montre que les eaux de type III (Na-Mg-HCO_3) (échantillons N°38 et 39) de la nappe Mio-pliocène présentent des concentrations faibles (< 20 mg/l) en Ca^{2+} par rapport aux ions HCO_3^-. Ce déficit en Ca^{2+} pourrait être expliqué par deux processus: (1) la précipitation de la calcite et (2) l'échange cationique. En fait, HCO_3 peut être continuellement fourni par l'hydrolyse des silicates et peut induire donc, une précipitation de la calcite et une élimination des ions Ca^{2+} dans l'eau. Alternativement, les ions Ca^{2+} provenant de la dissolution de la calcite peuvent être également éliminés de l'eau par échange cationique avec le sodium des minéraux silicatés secondaires, tels que la kaolinite (Gi-Tak *et al.,* 2006).

En ce qui concerne l'aquifère Eocène, l'abondance de roches carbonatées (affleurements de calcaires marneux d'âge Eocène inférieur) au Sud Ouest du bassin suggère que la dissolution de minéraux carbonatés peut ajouter potentiellement des quantités importantes en ions Ca^{2+} et Mg^{2+} à l'eau de cette nappe. D'ailleurs, le rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} de ces eaux est maintenu à environ 0,27. Ces valeurs sont typiques de solutions saturées par rapport à la calcite et sous-saturées vis-à-vis de la dolomite (Appelo et Postma, 1993) (Figs. V.25d, f).

Fig. V.30b révèle que les fortes teneurs en HCO_3^- (variant entre 421 et 805 mg/l) des eaux salées captant les sections captives de la nappe Crétacé supérieur (N°18→24) augmentent proportionnellement avec celles de Cl^-. Cette évolution témoigne le bicarbonate organique, formé au cours de la réaction de sulfato–réduction, participe à l'augmentation de la salinité de ces eaux. Cette réaction s'exprime comme suit (Clark et Fritz, 1997 ; De Montety *et al.,* 2008):

$SO_4^{2-} + 2\times1/n\ (CH_2O)_n \rightarrow H_2S + 2\ HCO_3^-$ (avec CH_2O: la matière organique)

En général, la production du CO_2 d'origine organique est fonction d'abord de la présence et de l'abondance de la matière organique et ensuite de la vitesse de combustion chimique et biologique de celle-ci, c.à.d. la vitesse d'arrivée de l'oxygène et ensuite de la température. La profondeur des couches, le climat jouent donc un certain rôle (Schoeller, 1964; Clark et Fritz, 1997).

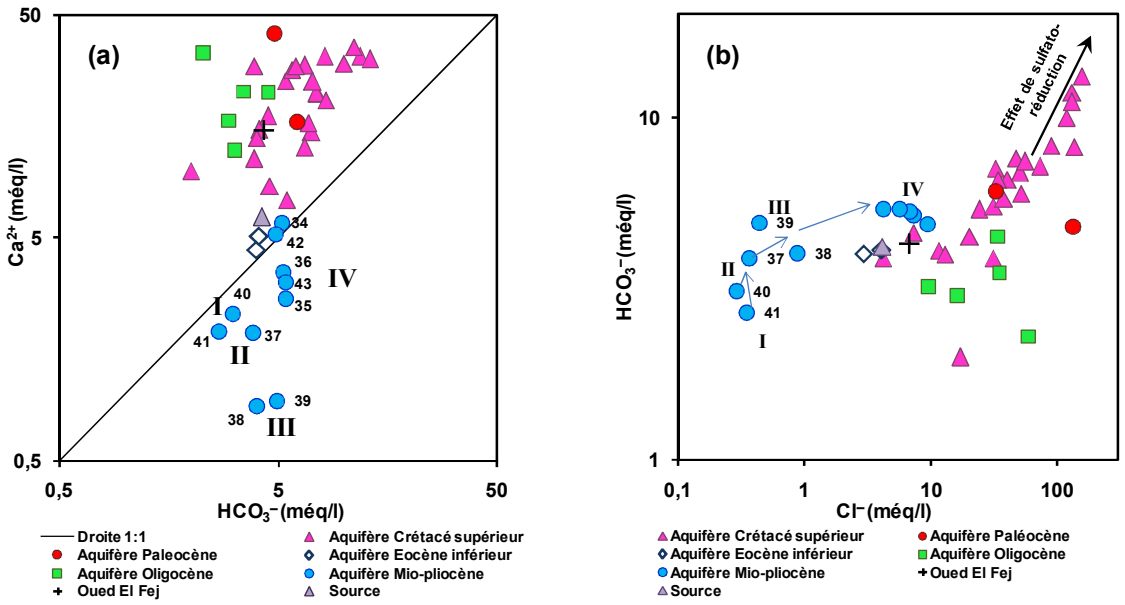


Figure V.30. *Corrélations Ca^{2+} vs. HCO_3^- (a) et HCO_3^- vs. Cl^- (b) des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

Les diagrammes présentés dans Fig. V.26 et Fig. V.31a montrent que les teneurs en Mg^{2+} de la majorité des échantillons analysés sont bien corrélées avec la MDT et le Cl^{-}. Ceci indique que les ions Mg^{2+} contribuent de manière significative à la salinisation des eaux souterraines.

L'examen des diagrammes a et b de Fig. V.31 révèle que la grande variation des teneurs en Mg^{2+} pourrait être liée soit à : (i) l'échange cationique, ou (ii) à la dissolution incongruente de la dolomite. Un tel processus est évidemment justifié par Fig. V.25f qui indique un état de sous-saturation des eaux souterraines vis-à-vis de la dolomite.

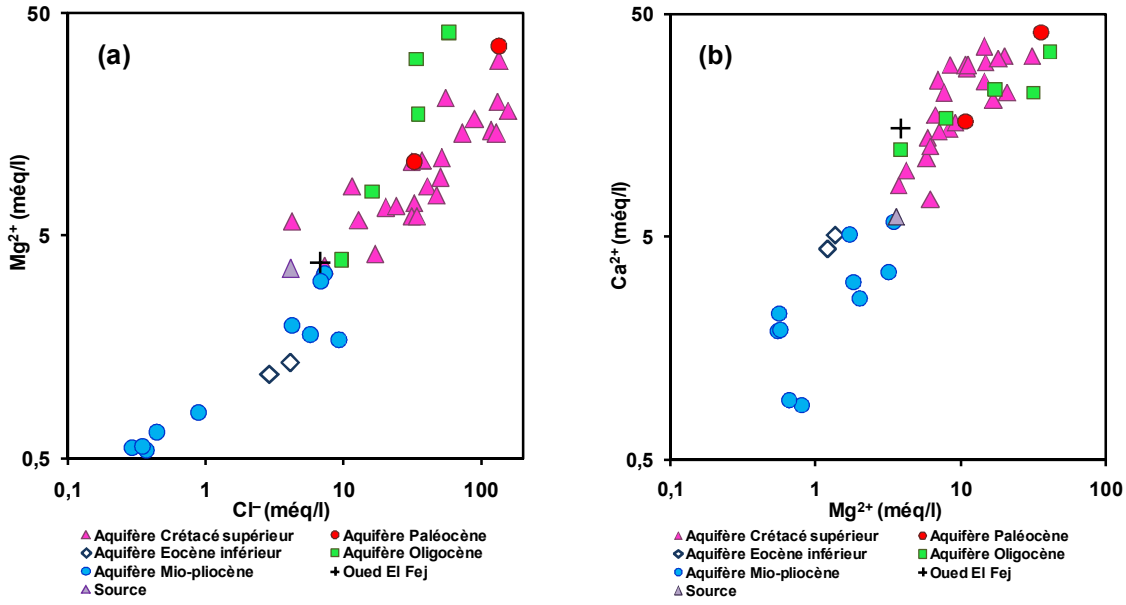


Figure V.31. *Corrélations Mg^{2+} vs. Cl^{-} (a) et Ca^{2+} vs. Mg^{2+} (b) des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

La corrélation SO_4/Cl vs. Cl (Fig. V.32) peut donner un aperçu sur l'interaction naturelle « eau-roche ». Ces données ont été utilisées surtout pour délimiter les sources de sulfates à l'échelle régionale. Selon Fig. V.32, deux tendances différentes ont pu être identifiées :

- La première tendance révèle une disposition des échantillons avec des rapports molaires SO_4/Cl élevés et des concentrations variables en Cl reflétant une influence des sulfates. Cette aptitude soutient l'hypothèse que la salinité de ces eaux est principalement régie par la dissolution du gypse issue du lessivage des sédiments évaporitiques. Ceci pourrait être à l'origine des teneurs élevées en SO_4 pourvues par la circulation des eaux souterraines au sein des couches de marnes gypsifères renfermées dans l'aquifère Oligocène (Sanchez Martos *et al.,* 1998).

- La deuxième tendance indique que l'évolution hydrochimique des eaux de la nappe Crétacé supérieur a eu lieu le long du trajet d'écoulement avec une augmentation en Cl et SO_4. Fig. V.32 montre un arrangement des points depuis les eaux les moins salées (Ca–Mg–Cl–SO_4) situées dans la zone de recharge et caractérisées par des rapports SO_4/Cl élevés en raison de l'effet de dilution par l'infiltration des eaux de pluie, vers les eaux les plus salées (Na–Mg–Cl) situées dans les secteurs confinés, avec des rapport SO_4/Cl très faibles (Farid *et al.,* 2015).

En fait, la diminution progressive du rapport molaire SO_4/Cl des eaux de cette nappe s'est produite lorsque le contenu en Cl augmente lors de : (i) la dissolution de la halite, (ii) réaction avec les dépôts évaporitques ou (iii) des processus de ré-concentration par évaporation (Shoeller, 1964; Edmunds *et al.,* 2002 ; Pulido-Leboeuf *et al.,* 2003).

D'autre part, les faibles rapports SO_4/Cl (0,09 à 0,21) calculés pour les eaux salées des aquifères du Crétacé supérieur (N°18→24) et du Paléocène (N°25) pourraient être rattachés au phénomène de sulfato-réduction et au temps de séjour relativement long de ces eaux.

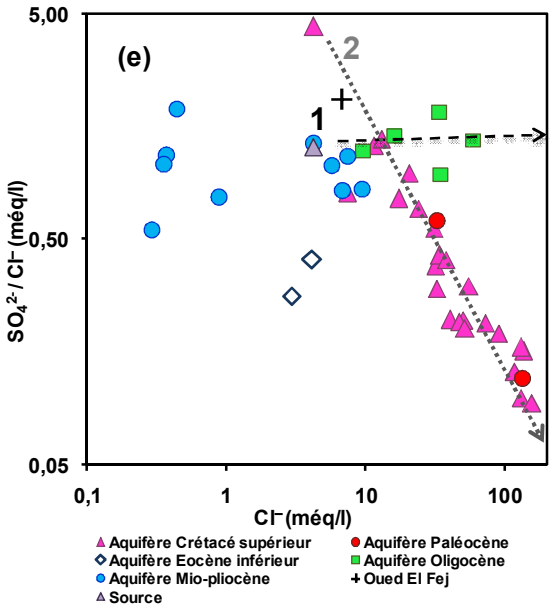


Figure V.32. *Corrélation SO_4^{2-}/Cl^- vs. Cl^- des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

Les teneurs en nitrates dans les eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya sont généralement faibles à modérées (< 40 mg/l). Seulement six échantillons (N°3, 5, 10, 11, 13 et 16) captant l'aquifère Crétacé supérieur à Regoub Dhaouia (Fig. V.23) et deux autres captant l'aquifère Oligocène (N°32 et 33) présentent des

concentrations en nitrates (> à 50 mg/l) dépassant la valeur maximale (50 mg/l) recommandée pour l'eau potable par l'OMS (OMS, 2006) (Fig. V.26). Ces teneurs élevées pourraient être liées aux modes d'application des engrais azotés utilisées dans les terres agricoles. Dans la région Regoub Dhaouia (Fig. V.23), où l'irrigation par inondation est appliquée à grande échelle, l'excès de l'eau d'irrigation subit un enrichissement excessif en nitrates à la surface du sol. L'influence potentielle des engrais est reflétée dans les zones agricoles où une grande quantité des engrais azotés est utilisée sous la forme de MTK (fertilisants riches en N, P, K) et des engrais organiques (Stigter *et al.,* 1998). L'utilisation abusive des engrais peut entraîner des concentrations élevées en nitrates dans les terres agricoles.

III.2.3.2.2. Eléments traces

Dans plusieurs cas, les ions traces comme le strontium et éventuellement le brome représentent des indicateurs potentiellement utiles pour le traçage de l'origine de la salinité dans les eaux souterraines (Edmunds *et al.,* 2003).

- **Strontium**

L'évolution du contenu en strontium est utilisée pour fournir des informations sur les processus de l'interaction eau-roche intégrés lors du trajet d'écoulement des eaux (Kim *et al.,* 2003; Pulido-Leboeuf *et al.,* 2003).

Les analyses effectuées sur les eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya (Fig. V.33) montrent des teneurs en Sr relativement élevées dans les eaux des aquifères Crétacé supérieur (2,7 < Sr < 15,9 mg/l), Paléocène (6,5 < Sr < 11,7 mg/l) et Oligocène (3,8 < Sr < 8,8 mg/l). Cependant, les plus faibles concentrations sont enregistrées dans les eaux douces des nappes Eocène (Sr = 0,5 mg/l) et Mio-pliocène (0,3 < Sr < 1,2 mg/l).

Fig. V.33 montre que les teneurs en Sr des eaux échantillonnées à partir des aquifères Crétacé supérieur, Paléocène et Oligocène augmentent proportionnellement avec celles de Cl. Cette évolution linéaire implique que la dissolution de minéraux sulfatés (gypse/anhydrite) pourrait être la principale source de Sr dans ces aquifères (Edmunds *et al.,* 2003). De plus, l'influence possible de l'échange cationique avec les minéraux argileux pourrait être aussi énoncée pour expliquer ces teneurs assez élevées en Sr surtout dans les aquifères du Crétacé supérieur et du Paléocène.

Néanmoins, les échantillons des autres aquifères (Éocène inférieur et Mio-Pliocène) dont les teneurs en Sr sont faibles (< 1,5 mg/l), ne suivent pas la tendance générale (décrite ci-dessus). Ces résultats indiquent que l'évolution du contenu en Sr^{2+} de ces eaux pourrait être liée au temps de séjour des eaux et/ou aux réactions d'échanges ioniques, également, elle pourrait être en liaison avec les carbonates surtout dans le cas de l'aquifère Éocène inférieur.

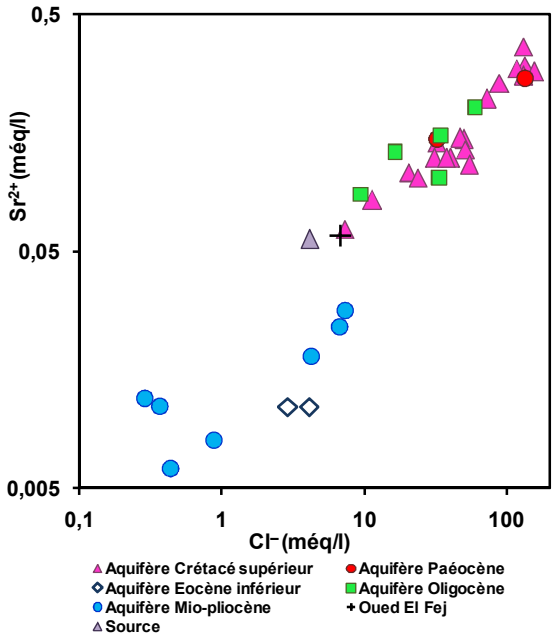


Figure V.33. *Relation Sr vs. Cl des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

Bromures

L'hydrochimie des bromures a été fréquemment appliquée aux eaux saumâtres et salées qui ont été enrichies en brome au cours de la précipitation de la halite (Kim *et al.,* 2003; Richer et Kreitler, 1993). L'appauvrissement ou l'enrichissement en brome peut être donc utilisé comme indicateur de la contribution des évaporites pauvres en Br ou des sédiments carbonatés riches en Br (Richer et Kreitler, 1993).

Fig. V.34 affiche une bonne corrélation entre Br et Cl. En fait, l'augmentation progressive du contenu en Br avec celui de Cl indique des réactions progressives avec des fluides dérivant de la dissolution de minéraux évaporitiques (Katz *et al.,* 2011).

En général, les teneurs en Br les plus faibles sont enregistrées dans les eaux douces de la nappe Mio-pliocène (0,16 < Br < 0,41 mg/l), tandis que les concentrations les plus élevées (7 < Br < 20,4 mg/l) sont rencontrées dans les eaux salées de l'aquifère carbonaté du Crétacé supérieur. Il est évident donc, que l'enrichissement en bromures par rapport aux

chlorures dans ces eaux minéralisées se produit au cours de l'infiltration, et que ceci peut être dû à la décomposition de la matière organique qui est sélectivement enrichie en Br (Edmunds, 1996).

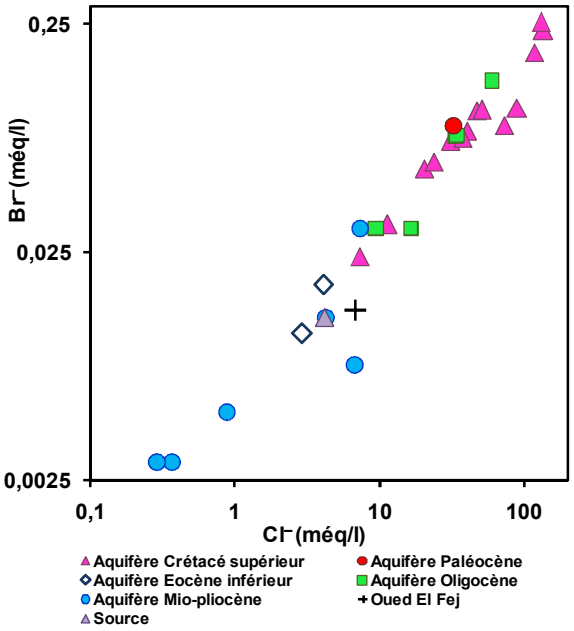


Figure V.34. *Relation Br vs. Cl des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

Fluor

Les teneurs en fluor dans les eaux des nappes anté-quaternaires sont grossièrement élevées. Elles varient respectivement de 0,86 à 0,9, de 0,88 à 1,37 et de 0,93 à 3,13 mg/l dans les eaux des nappes du Crétacé supérieur, Oligocène et Mio-pliocène (Fig. V.35a).

Toutes ces concentrations dépassent la norme préconisée par l'OMS (0,8 mg/l) et même la norme tunisienne (1,7 mg/l) dans le cas des forages (N°35 et 36) captant les formations sableuses et/ou sablo-argileuses du Mio-pliocène. En milieu agraire, où les habitations ne sont pas toutes desservies par le réseau de la SONEDE ou le GR (Génie Rural), les gens consomment les eaux pompées de leurs propres forages dont les fortes teneurs en fluor constituent une menace pour la santé.

Apparemment, la variation des teneurs en fluor des eaux suggèrent la présence de plusieurs origines de cet élément dont la plus probable est la dissolution de la fluorite. La sous-saturation des eaux des différentes nappes vis-à-vis de la fluorite plaide en faveur de cette hypothèse (Fig. V.35b).

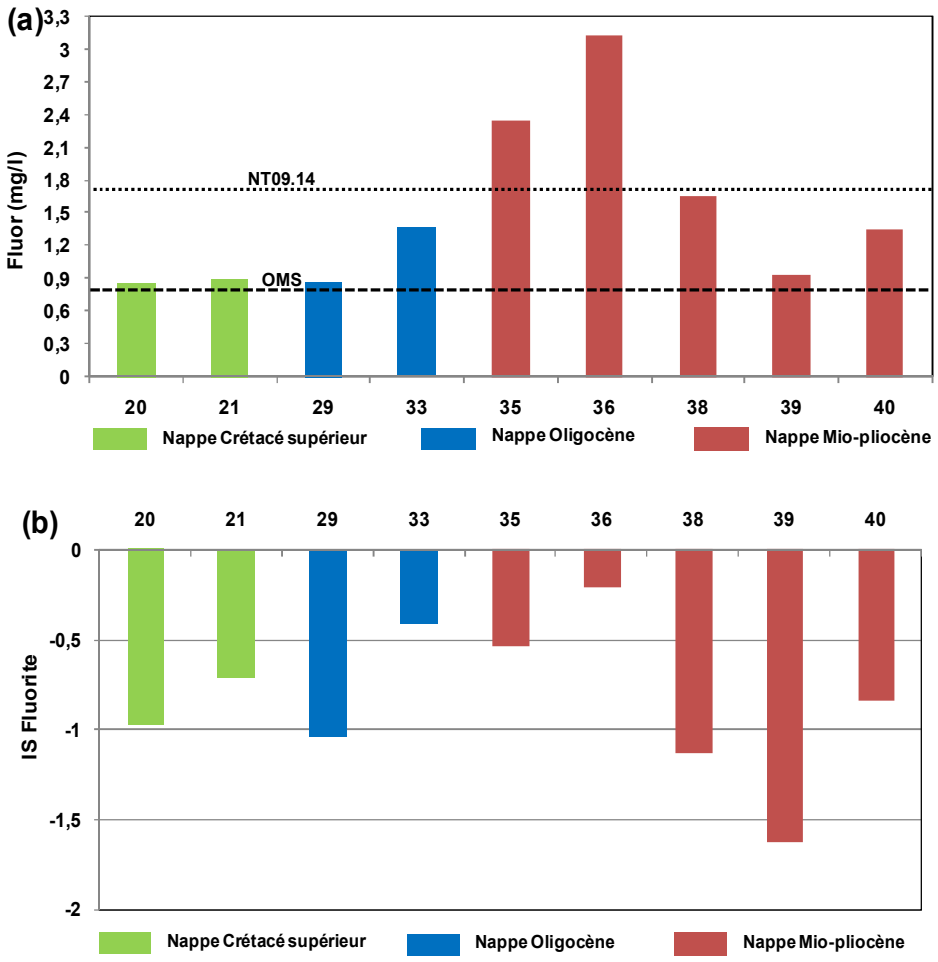


Figure V.35. *Répartition des teneurs en fluor (a) et des indices de saturation de la fluorite (b) dans les eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

III.3. Les eaux des barrages collinaires

Les études chimiques précédemment réalisées (Gay, 2004; Montoroi *et al.,* 2000) avaient mises en évidence qu'on ne peut pas faire une identification qualitative d'une eau de surface à l'échelle ponctuelle. Un suivi temporel de la qualité des eaux était nécessaire pour comprendre le fonctionnement des retenues à l'échelle saisonnière. C'est dans cette optique que différentes missions ont été effectuées sur les retenues collinaires du bassin et ont permis de réaliser une caractérisation spatiale de la signature chimique des eaux de surface à différentes périodes de l'année et démontrer sa variation avec le temps.

Il nous a semblé intéressant que les retenues choisies aient le même contexte climatique, c'est-à-dire qu'elles soient géographiquement proches l'une de l'autre et qu'il n'y ait pas de différence d'altitude importante (Fig. V.1). La qualité géochimique de la pluie (fonction d'entrée) sera alors la même.

On dispose des chroniques de pluie des différentes stations pluviométriques du bassin d'étude, mais, les chroniques de remplissage des barrages ne sont pas toujours disponibles.

III.3.1. Faciès chimique des eaux

Les échantillons prélevés des barrages collinaires ont été placés sur le diagramme triangulaire de Piper. Fig. V.36 montre que les eaux des retenues sont décernées en plusieurs faciès chimiques qui varient largement durant la période d'échantillonnage. On peut distinguer :

- Un faciès Ca–HCO_3 (type 1) caractérisant les eaux des barrages Nhal, Labba et Hoshasse, implantés dans les barres calcaires éocènes de l'anticlinal Ouesselat-Halfa-Bou Dabbous ;
- Un faciès qui évolue d'un pôle Ca–HCO_3 vers un pôle Ca–Cl–SO_4 (type 2) caractérisant les eaux des barrages Fej1 et Defla. Les eaux de ces retenues se différencient principalement par les proportions des anions et des cations dominants ;
- Un faciès Ca–Mg–Cl–SO_4 (type 3) caractérisant les eaux du barrage Fej2.

La diversité des faciès chimiques des eaux des retenues reflète une forte variabilité spatiale et temporelle de la composition chimique des eaux.

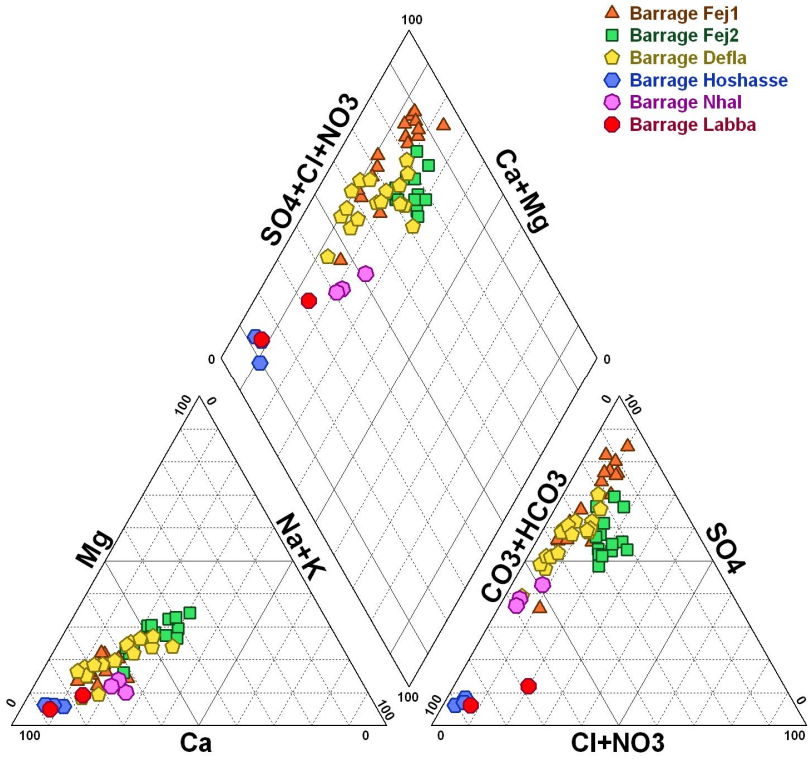


Figure V.36. *Diagrammes de Piper des eaux des barrages collinaires*

III.3.2. Salinité

Les mesures de la salinité ont été réalisées de façon saisonnière sur l'ensemble des retenues collinaires au cours de la période (2006-2010) et ont permis de voir la variation de la salinité entre la période de sécheresse et la période d'apports.

Les valeurs du résidu sec s'échelonnent entre 119 (échantillon collecté à partir du barrage Hoshasse en avril 2009) et 1843 mg/l (échantillon collecté à partir du barrage Fej2 en mars 2009) (Tab. V.3 en annexe). Dans l'ensemble, les faibles valeurs de salinité sont observées dans les eaux bicarbonatées calciques (type 1). Cependant, les teneurs les plus élevées sont rencontrées dans les eaux sulfatées bicarbonatées calciques du barrage Fej2 (type 3).

III.3.2.1. Evolution de la salinité des eaux des retenues en fonction des dates de prélèvements

Le suivi temporel de la qualité des eaux des barrages collinaires montre des variations saisonnières de la minéralisation (Fig. V.37). Apprécier sans équivoque l'évolution de la salinité ou la géochimie des eaux de surface nécessitera de disposer des mesures régulières.

A l'échelle locale, les eaux du barrage Fej1 (type 2) sont relativement peu minéralisées. Entre 2006 et 2010, les valeurs de résidu sec ont varié de 290 (05/2009) à 830 mg/l (01/2007).

Les eaux du barrage Fej2 (type 4), malgré qu'elles soient en communication avec celles du barrage Fej1, présentent des compositions chimiques très distinctes. Le premier barrage recueille essentiellement les eaux de pluie d'un micro-bassin et alimente le second par débordement. Le second reçoit également de nombreuses sources. A la période estivale, les sources dont le niveau d'émergence est au dessus du plan d'eau sont à sec et nous n'avons pas pu les prélever. Les teneurs en sels dissous de ce barrage fluctuent entre 1113 (04/2010) et 1843 mg/l (03/2009) (Fig. V.37).

Plus au Sud, les eaux du barrage Defla (type 2) sont caractérisées par une minéralisation autour de 204 (04/2010) et 530 mg/l (10/2006).

Les eaux à dominante bicarbonatée calcique des barrages Nhal, Labba et Hoshasse (type 1), implantés sur les affleurements carbonatés à l'Ouest de la zone d'étude, correspondent aux eaux d'apports les moins chargées. Malgré que les retenues de ces ouvrages soient toujours asséchées vu qu'elles connaissent des difficultés de gestion liées

aux fuites (voir chapitre IV), on a réussi à prélever occasionnellement quelques échantillons d'eau après le remplissage de ces retenues par l'eau de la pluie. Pour cette raison, la minéralisation totale de ces eaux n'a dépassé guère 500 mg/l durant la période d'échantillonnage.

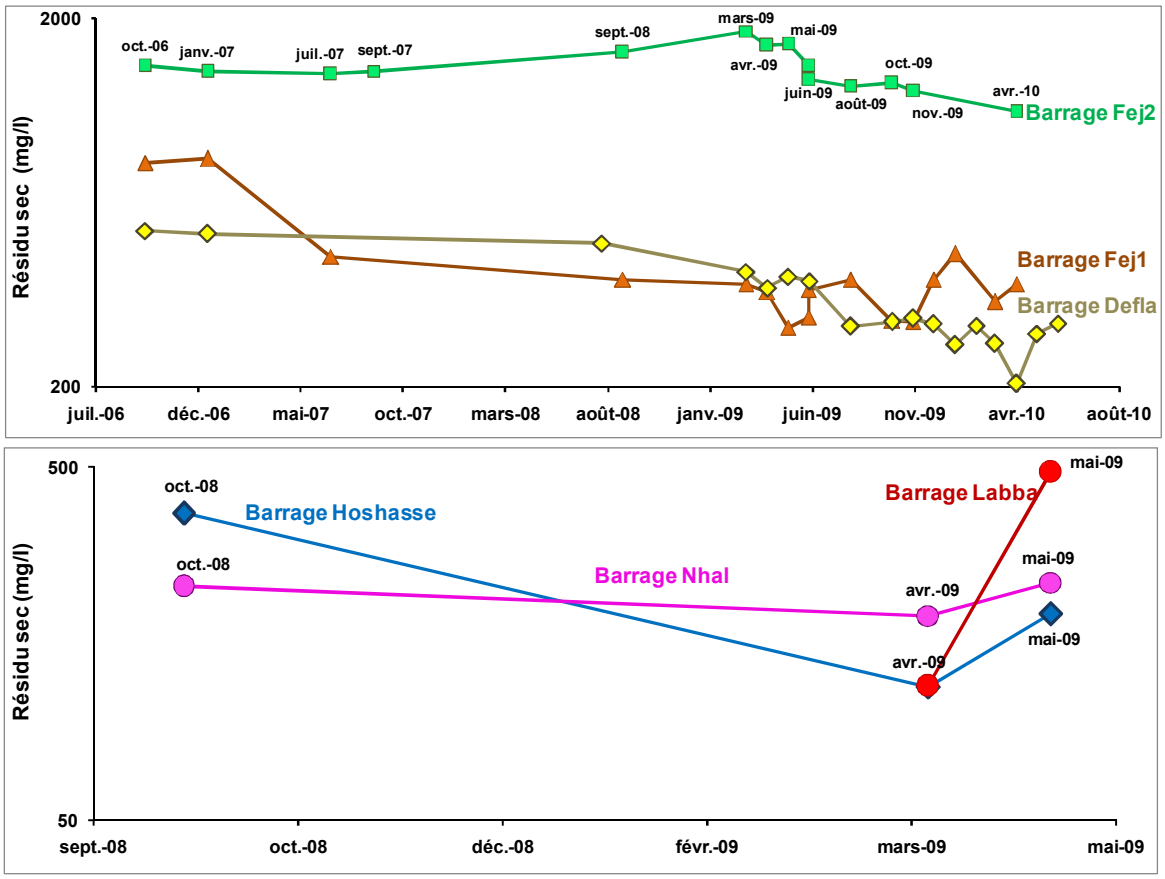


Figure V.37. *Evolution du résidu sec des eaux des barrages collinaires en fonction des dates de prélèvements*

En fait, les teneurs en résidu sec s'échelonnent respectivement entre 119 (04/2009) et 370 mg/l (10/2008), entre 190 (04/2009) et 236 mg/l (10/2008) et entre 120 (04/2009) et 485 mg/l (05/2009), dans les eaux des barrages Hoshasse, Nhal, et Labba.

Ces données sont en bon accord avec celles fournies par Rahaingomanana (1998) dans son étude sur la variabilité de la salinité des lacs collinaires situés à l'Ouest de Kairouan (environnement géologique et climatique similaire) pendant la période 1994-1996.

III.3.2.2. Evolution des concentrations chimiques des eaux des retenues en fonction des dates de prélèvement et des volumes d'eau stockée

Les ions présents dans l'eau des retenues ont des origines diverses, ils peuvent provenir :

- Des eaux de pluie ;
- Des écoulements de surface ;
- Des écoulements hypodermiques provenant de l'horizon superficiel perméable des sols ;
- Des eaux souterraines.

Les eaux de pluie sont en général très peu chargées en sels. La charge dissoute des eaux d'écoulement dépend de la présence de sels dans les sols du bassin versant et des interactions entre l'eau et les roches. Ces dernières augmentent avec le temps du contact sol-eau, elles sont donc plus importantes dans le cas des eaux qui s'infiltrent que pour les eaux de ruissellement. Dans le cas des écoulements de surface, les apports en sels peuvent aussi venir du transport solide. L'importance et la vitesse des différents types d'écoulement dépendent du fonctionnement hydrologique des bassins versants (Gay, 2004). Le degré de minéralisation des eaux d'apport est donc très dépendant de diverses caractéristiques du bassin versant (nature et propriétés physiques des sols, géomorphologie, et état de la surface).

Les sorties de sels des retenues résultent essentiellement de l'infiltration, les autres causes de pertes en sels sont les vidanges, les prélèvements et les déversements. Les pertes d'eau par évaporation ne concernent que la masse hydrique et sont donc le moteur de la concentration des sels dans les retenues. Cependant, au cours du processus, en fonction de la composition chimique initiale et du degré de concentration des eaux, la précipitation géochimique des sels influe sur l'évolution de la composition de la concentration des eaux dans la mesure où les ions mis en jeu dans la formation des minéraux sont soustraits de la masse hydrique. Ils s'accumulent au fond des retenues et peuvent être à nouveau dissous, en particulier si le milieu se dilue (Gay, 2004).

Lors de cette étude, les différentes phases d'échantillonnage réalisées durant la période septembre 2008-juillet 2010 nous permettent d'avoir connaissance sur l'évolution des teneurs en éléments chimiques des eaux analysées des barrages collinaires en fonction des dates de prélèvement et des volumes d'eau stockée. En fait, les figures V.38, V.39 et V.40 permettent de ressortir plusieurs constations :

Le suivi temporel des eaux des barrages Nhal, Labba et Hoshasse (type 1) montre des variations saisonnières remarquables dans les teneurs en sels dissous et également en

ions majeurs. Ces résultats révèlent la prédominance de HCO_3 et du Ca dans les eaux du type 1 caractérisant les barrages implantés dans les barres calcaires.

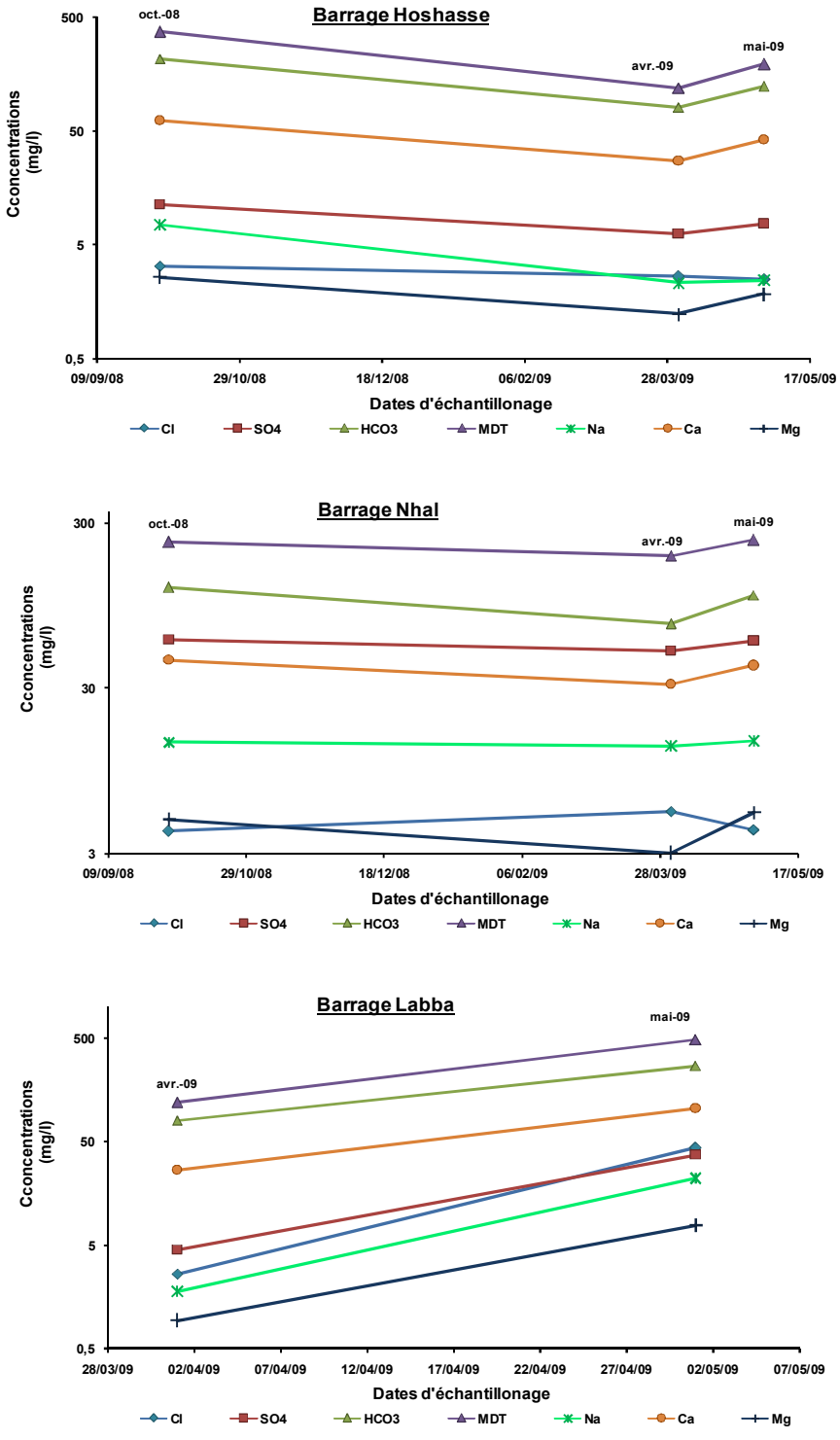


Figure V.38. *Evolution de la concentration des éléments majeurs des eaux des barrages collinaires (type 1) avec le temps*

En fait, les concentrations les plus basses sont observées en avril 2009 (fin de la saison humide) suite au remplissage des retenues par l'eau de pluie (effet de dilution). Néanmoins, les teneurs les plus fortes sont enregistrées en octobre 2008 (fin de la saison sèche).

On peut noter une augmentation des teneurs en éléments majeurs en mai 2009 qui pourrait être imputable soit (i) à une diminution du volume d'eau dans les retenues vu l'importance des pertes à travers les fractures des bancs calcaires ou (ii) à une concentration par évaporation.

L'amplitude de variation de la salinité au barrage Labba est supérieure à × 4 entre avril et mai de l'année 2009, témoignant que ce barrage présente une baisse de volume rapide liée à l'importance des infiltrations.

Les résultats présentés dans Fig. V.39 font apparaître la prédominance de SO_4, HCO_3 et Ca dans les eaux du type 2. Donc, la minéralisation de ces eaux semble être dépendante essentiellement de l'évolution de la concentration de ces éléments.

Il a été démontré dans Fig. V.36, que les eaux (type 2) s'étalent entre un faciès bicarbonaté calcique et sulfaté calcique, ce qui correspond sans doute à différentes phases d'évaporation. Rahaingomanana (1998) a montré que les eaux des retenues fraîchement remplies sont essentiellement bicarbonatées calciques, tandis que les eaux des retenues en phase évaporatoire évoluent vers des faciès chlorurés ou sulfatés calciques et sodiques. L'évolution géochimique des eaux préfigurées par ce schéma est celle de la voie saline neutre (précipitation des carbonates au cours de la concentration).

Fig. V.39 révèle effectivement une augmentation des teneurs en bicarbonates et une diminution des teneurs en sulfates lors du remplissage des retenues surtout en mars, avril et novembre de l'année 2009 et janvier 2010. Toutefois, lorsque le volume d'eau stockée dans les retenues diminue notamment en été et les eaux deviennent donc plus sensibles à l'évaporation (processus qui tend à accumuler les sels dans la retenue), on remarque bien que les teneurs en SO_4 et également du Ca, Cl, Na et Mg augmentent. Cette dynamique explique bien le changement ou les variations saisonnières du faciès chimique d'un pôle $Ca–HCO_3$ vers un pôle $Ca–SO_4$ dans les eaux du type 2.

Pour le barrage Fej1, on remarque que durant octobre et novembre 2009, les teneurs en SO_4^{2-} ont diminué suite aux fortes crues de l'automne qui ont contribué à la dilution des eaux stockées. Il a été attendu que pendant les mois de décembre 2009 et janvier 2010, les teneurs en SO_4^{2-} seront plus bas, mais ceci n'a pas été observé vu que les sels accumulés

au fond de la retenue sont à nouveau dissous suite à la dilution par les apports d'eau pluviale et de ruissellement causant cette élévation des teneurs (Fig. V.39).

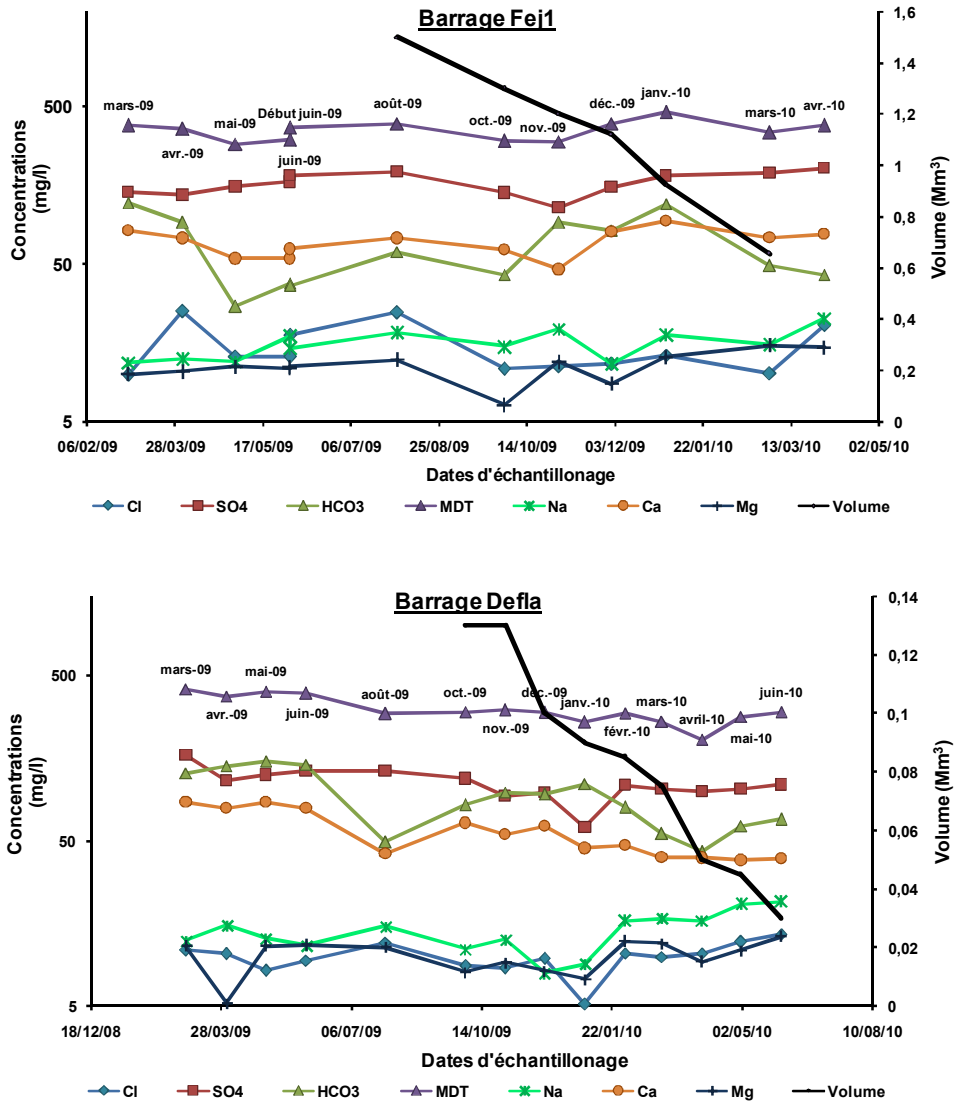


Figure V.39. *Evolution de la concentration des éléments majeurs des eaux des barrages collinaires (type 2) avec le temps*

Contrairement aux eaux (type 2) des barrages Fej1 et Defla, les eaux à dominante sulfatées bicarbonatées calciques (type 3) du barrage Fej2 ne présentent pas une notable évolution saisonnière de la matière dissoute totale (MDT) ou des constituants chimiques (Fig. V.40). D'ailleurs, l'examen de Fig. V.36 montre que le faciès chimique des eaux du barrage Fej2 ne varie pas beaucoup durant la période d'échantillonnage. Ce fait est du à l'importance des pertes d'eau qui évitent l'accumulation des sels dans la retenue. Ces

pertes se produisent par vidange de la retenue ou déversement où l'eau n'est plus endiguée, elle se déverse directement vers l'aval dans l'oued El Fej où une dizaine de motopompes sont installées sur la rive de cet oued et refoulent l'eau pour subvenir aux besoins agricoles.

L'évolution des teneurs en sulfates est en bonne accordance avec celle de la MDT. Ces éléments sont en grande partie acquis par dissolution des roches encaissantes. Leurs concentrations peuvent augmenter au cours des processus évaporatoires, tandis qu'elles peuvent diminuer lorsque l'eau est diluée.

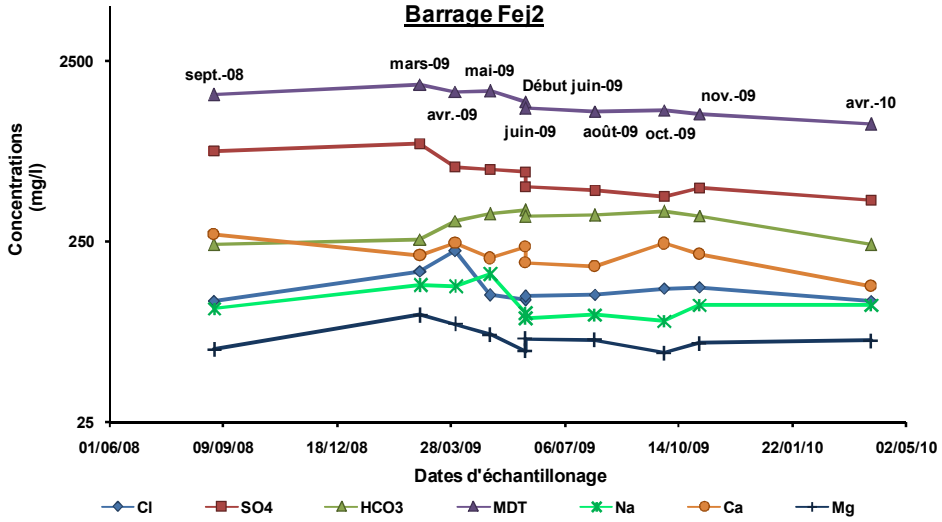


Figure V.40. *Evolution de la concentration des éléments majeurs des eaux du barrage collinaire (type 3) avec le temps*

III.3.3. Origine de la minéralisation

III.3.3.1. Indices de saturation

Lors de la présente investigation hydrochimique, les conditions de minéralisation des eaux des barrages collinaires seront abordées à travers le calcul des indices de saturation. Les diagrammes présentés dans Fig. V.41 permettent de mettre en évidence que :

- La quasi-totalité des eaux des retenues prélevées montrent une sous-saturation vis-à-vis de la halite, le gypse et l'anhydrite (Fig. V.41a, b et c). Donc, une dissolution de ces minéraux évaporitiques est assez probable.
- Ces eaux montrent une sous-saturation, saturation et sursaturation vis-à-vis des minéraux carbonatés (Fig. V.41d, e et f).

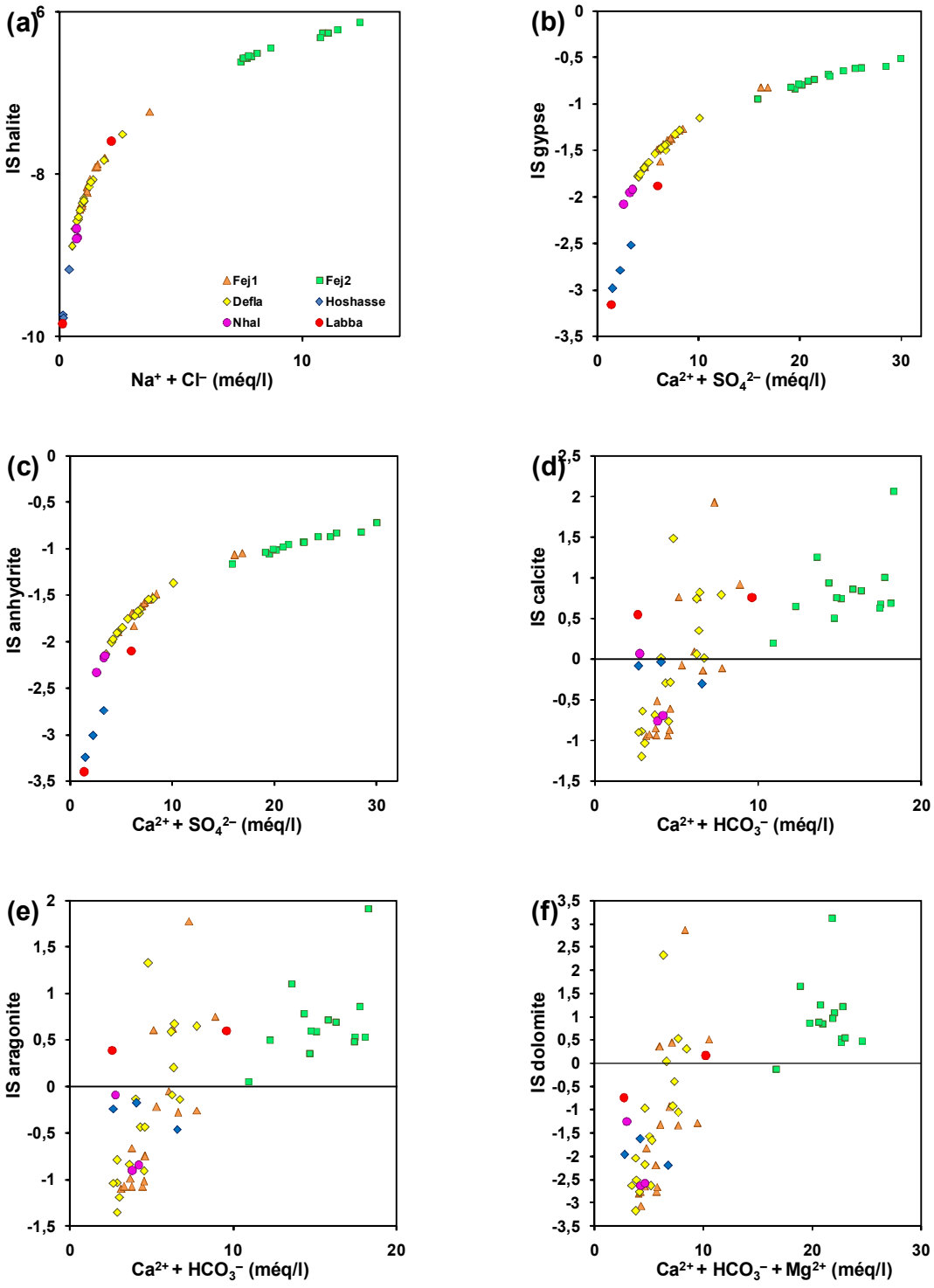


Figure V.41. *Relations IS halite vs. Na+Cl (a), IS gypse vs. Ca+SO_4 (b), IS anhydrite vs. Ca+SO_4 (c), IS calcite vs. Ca+HCO_3 (d), IS aragonite vs. Ca+HCO_3 (e) et IS dolomite vs. Ca+HCO_3+Mg (f) des eaux des barrages collinaires*

III.3.3.2. Etude de quelques rapports ioniques

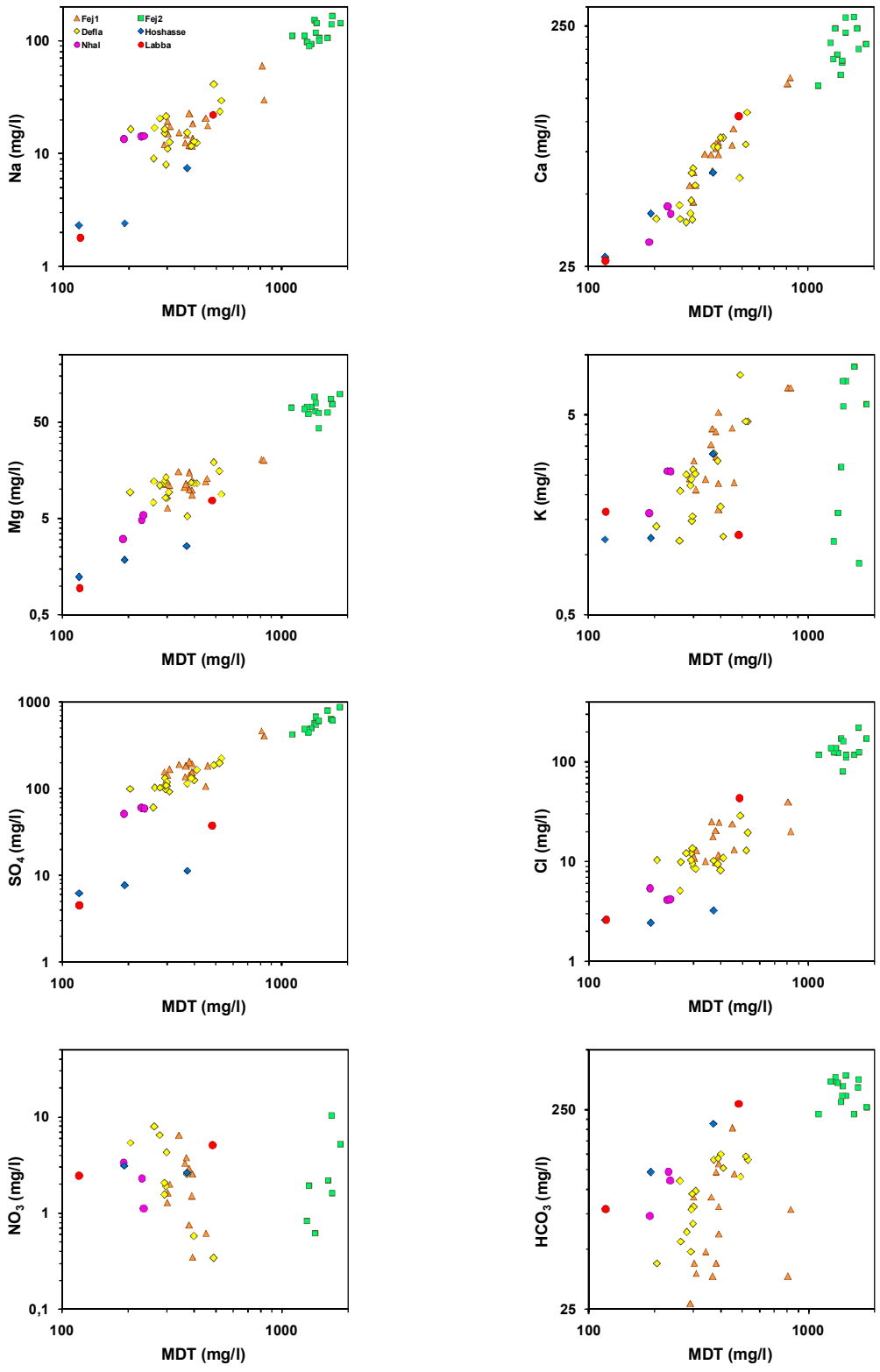


Figure V.42. *Evolution des éléments majeurs avec la minéralisation des eaux des barrages collinaires*

Pour déterminer l'origine de la salinité des eaux des retenues collinaires du bassin d'étude, des corrélations entre les différents éléments analysés ont été présentées. L'examen de Fig. V.42 montre que la minéralisation est liée surtout aux ions calcium, sodium, magnésium, sulfates et chlorures.

La corrélation observée entre les ions Na^+ et Cl^- (Fig. V.43a) montre un ensemble de points situés sur la droite de la dissolution de la halite, et d'autres situés au dessus.

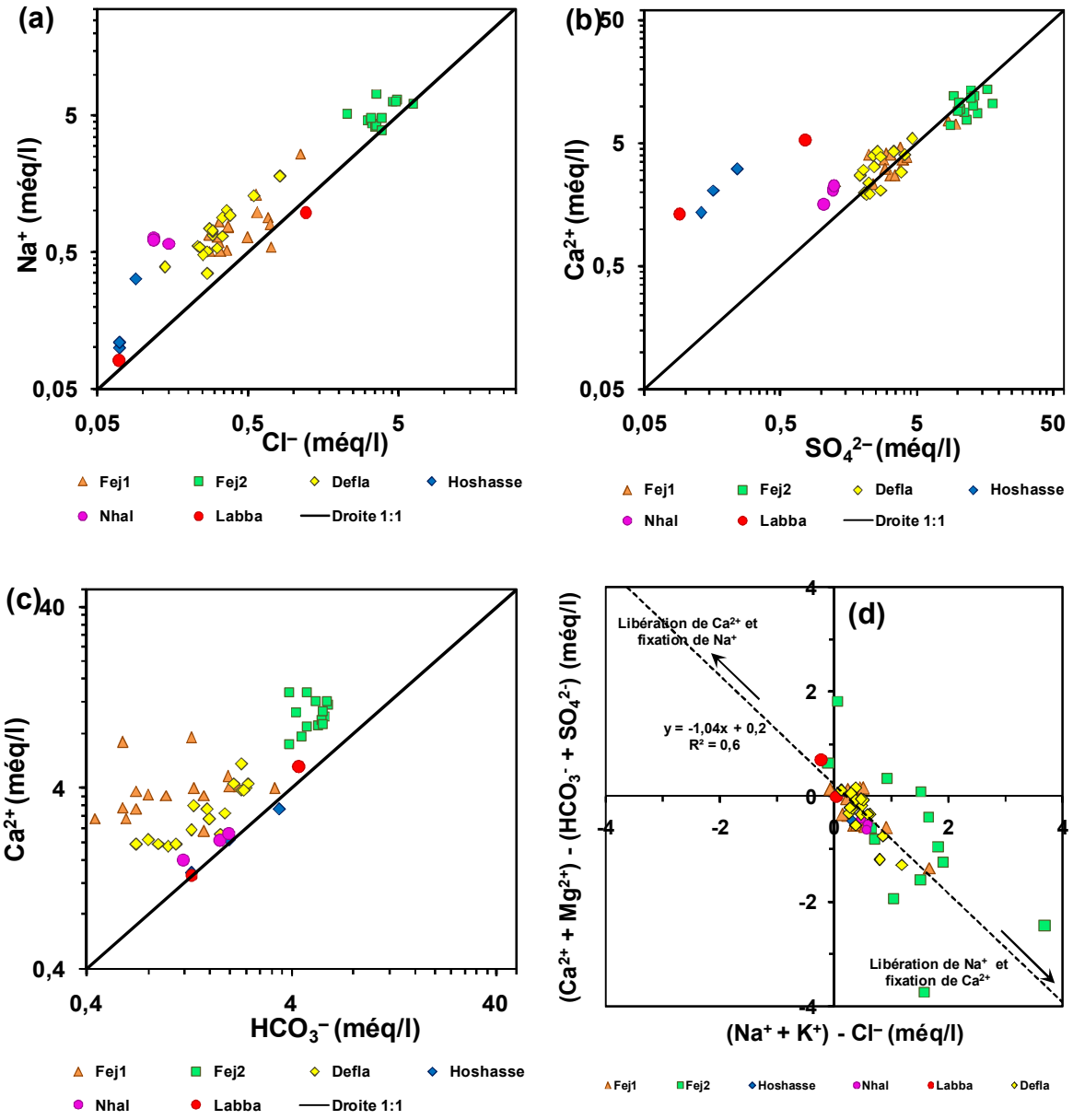


Figure V.43. *Etude de quelques rapports ioniques des eaux des barrages collinaires*

En fait, l'excès en Na^+ observé est lié aux réactions d'échange cationique qui s'opèrent au sein des minéraux silicatés par libération de Na^+ et fixation de Ca^{2+} et/ou Mg^{2+}, comme témoigne Fig. V.43d.

Au contraire, l'excès en Na^+ observé pour les eaux bicarbonatées calciques du type 1 est lié à la dissolution des carbonates pouvant engendrer une élévation de la concentration de Ca^{2+} dans l'eau qui est par la suite échangé avec des ions Na^+, provoquant ainsi une augmentation du rapport molaire Na/Cl (Mercado, 1980).

Sur un graphique Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} (Fig. V.43b), la plupart des échantillons prélevés des barrages Fej1, Fej2 et Defla se situe sur la droite de la dissolution du gypse et/ou de l'anhydrite indiquant que la dissolution des minéraux sulfatés intervient de manière significative dans l'acquisition de la minéralisation des eaux.

Cependant, un déficit en Ca^{2+} par rapport aux ions SO_4^{2-} est observé pour quelques échantillons. Ce déficit peut s'expliquer par le fait qu'au fur et à mesure que du gypse est dissous, il y a précipitation de calcite secondaire. Il peut s'agir également d'échanges cationiques sur les argiles (Fig. V.43d).

D'autre part, les eaux du type 1 (faciès Ca–HCO_3) présentent un excès en ions Ca^{2+} par rapport aux ions SO_4^{2-} qui semble être liée à la dissolution des minéraux carbonatés comme il a été justifié par la corrélation Ca^{2+}/HCO_3^- (Fig. V.43c) qui montre que ces points se placent sur la ligne de la dissolution des carbonates. Etant donné le caractère essentiellement carbonaté de l'encaissant, on peut supposer que la dissolution des minéraux constitutifs apporte des quantités significatives de Ca et Mg aux eaux de surface (type 1). La réaction de dissolution de la calcite donne un rapport molaire de 1 Ca^{2+} pour 2 HCO_3^-. En méq, la droite de dissolution de la calcite est donc une droite de pente 1 (Mercado, 1980).

Fig. V.43c montre que tous les autres points présentant un excès en ions Ca^{2+} par rapport aux ions HCO_3^- indiquent une dissolution des minéraux sulfatés contenus dans les marnes et les argiles. La bonne corrélation entre les ions Ca^{2+} et SO_4^{2-} (Fig. V.43b) tend à la confirmer.

IV. Conclusion

La présente étude hydrochimique a pu offrir de nouvelles données permettant d'évaluer qualitativement les différents types d'eau (surface et souterraine) du bassin

d'étude et de mettre en évidence les principaux processus responsables de leur minéralisation.

L'étude géochimique des eaux de la nappe superficielle (Mio-plio-Quaternaire) du bassin Chougafiya, basée sur les diagrammes binaires des éléments majeurs et traces, révèle que l'origine principale de la minéralisation des eaux souterraines est liée à la dissolution des minéraux évaporitiques, dissolution/précipitation des minéraux carbonatés et l'échange cationique. Cependant, la composition chimique des eaux saumâtres situées dans la partie centrale et méridionale (Sidi Abdalla) de la plaine est particulièrement influencée par un processus de mélange avec les saumures de la nappe du Sabkhas El Batène (99,2 g/l) suite à l'avancement de l'interface eau salée - eau douce vers l'amont du bassin sous l'effet de la baisse piézométrique. Par ailleurs, la répartition spatiale de la minéralisation montre une large variabilité et un fort gradient à proximité de la Sabkhas (11,4 g/l) et à Sidi Abdalla (10,4 g/l) par rapport à l'amont hydraulique (0,6 g/l), qui plaide en faveur d'une inversion du sens d'écoulement de la nappe, et d'un certain échange hydraulique des eaux phréatiques avec les eaux hyper-salées de la Sabkhas (99,2 g/l). Les proportions de mélange déduites à partir d'un bilan de masse de chlorure varient de 2,6 à 9,1 %. Ce mélange est d'autant plus important que les prélèvements soient intensifs. Ces résultats prouvent également que le front salé a avancé 5 km vers les régions Sidi Abdalla et Fej Ruissate et 1 km en direction NO de la Sabkhas. Ainsi, l'évolution de ce front semble être contrôlée par le gradient hydraulique (variation du niveau piézométrique) ainsi que la distance à la Sabkhas.

Les données chimiques des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya ont montré des variations complexes de la salinité et du faciès hydrochimique qui pourraient être imputables à l'activité tectonique et la variation de la nature lithologique de la formation aquifère captée. L'évolution géochimique des eaux souterraines étudiées est dominée par plusieurs processus: (i) la dissolution des minéraux évaporitiques et carbonatés, (ii) les réactions d'échange cationique causées par l'interaction avec les minéraux argileux, (iii) la réduction des sulfates sous des conditions anaérobiques, (iv) la dissolution incongruente des minéraux carbonatés couplée avec la dissolution du gypse et la précipitation de la calcite, et (v) les réactions d'altération des silicates.

La géochimie des eaux de surface (barrages collinaires) montre que les interactions des eaux avec les formations encaissantes sont le moteur principal de l'évolution des différents faciès chimiques. Les principaux phénomènes intervenant dans l'acquisition de la charge saline sont : (i) la dissolution des minéraux évaporitiques (l'halite, le gypse et

l'anhydrite), (ii) la dissolution/précipitation des minéraux carbonatés (calcite, aragonite et dolomite), (iii) l'évaporation et (iv) l'échange cationique.

Le suivi temporel de la minéralisation et de la composition ionique des eaux des barrages collinaires a montré de larges variations saisonnières. Les résultats obtenus confirment effectivement que la dynamique de l'évolution des concentrations des eaux de surface analysées est évidemment dépendante des fluctuations du volume d'eau stockée dans les retenues, du régime pluviométrique, de l'évaporation et de la nature et la variabilité des matériaux pédologiques et géologiques du bassin.

Chapitre VI. ETUDE ISOTOPIQUE DES EAUX DU BASSIN D'ETUDE

I. Introduction

Les isotopes représentent un outil indispensable pour l'étude des ressources en eau. Ils fournissent des informations fondamentales outre que l'hydrogéologie et la géochimie. De ce fait, ces nouvelles techniques sont utilisées pour aborder certains problèmes à savoir (Fontes, 1976):

- La reconnaissance de l'origine, l'âge des eaux et l'histoire de leur mouvement en surface et en profondeur ;
- L'estimation des vitesses d'écoulement, le taux de recharge et le temps de résidence des eaux ;
- La localisation des zones de recharge et des zones de décharge ;
- La mise en évidence des mélanges entre les masses d'eaux ;
- La détermination de l'origine de la minéralisation.

La présente étude vise à mieux comprendre le fonctionnement hydrodynamique et géochimique du bassin Chougafiya ainsi que les interactions entre les différents compartiments du système hydrologique (eaux de pluie, eaux de surface et eaux souterraines). Ainsi, un grand nombre d'analyses isotopiques sur les échantillons d'eau prélevés des puits de surface, des forages, des barrages collinaires, des oueds, des sources et du Sabkhas a été effectué.

Les marqueurs isotopiques employés pour l'étude des eaux analysées :

- Les isotopes stables de la molécule d'eau, à savoir l'oxygène ^{18}O et le deutérium ^{2}H. Ces isotopes représentent des marqueurs intrinsèques de la molécule d'eau ayant un caractère « conservatif » ;
- Les isotopes radioactifs tel que le carbone-14 utilisé pour la datation des eaux souterraines dont l'âge varie entre l'actuel et 35 ka. Le tritium, isotope radioactif de la molécule d'eau, est aussi utilisé pour l'étude des temps de transit inférieurs à 60 ans (Fontes, 1976) ;
- Le carbone-13 est considéré comme un excellent traceur de l'évolution des carbonates dans les eaux souterraines. Il est utilisé en tant qu'indicateur des échanges isotopiques entre les différents réservoirs (Fontes, 1976).

II. Caractérisation isotopique des eaux

II.1. Echantillonnage et analyses

II.1.1. Les eaux de pluie

L'étude des eaux de surface et souterraines nécessite au préalable une bonne connaissance du signal isotopique véhiculé par la pluie. C'est dans cette optique que nous avons entrepris un suivi de précipitations journalières sur quelques stations pluviométriques du bassin étudié, à raison d'un prélèvement par évènement pluvieux (Fig. V.1).

Un total de 279 échantillons d'eau de pluie a été recueilli auprès des pluviomètres sur quatre stations pluviométriques de la région (Alelcha, Sbikha, Chérichira et Ain Jeloula) par des observateurs météorologiques locaux. Les échantillons sont répartis comme suit:

- 130 événements ont été recueillis à partir de la station Ain Jeloula du 30/03/2009 au 04/02/2012;
- 85 événements ont été recueillis à partir de la station Sbikha du 02/04/2009 au 23/02/2012;
- 57 événements ont été recueillis à partir de la station Alelcha du 13/02/2010 au 22/02/2012;
- 07 événements ont été collectés à partir de la station Chérichira du 03/04/2009 au 23/04/2009.

La hauteur de la pluie a été mesurée à la fin de chaque événement et l'échantillon a été immédiatement versé dans une bouteille. Après chaque collecte, l'échantillon a été stocké dans un endroit frais pour minimiser l'évaporation.

Tous les événements ont fait l'objet des analyses isotopiques. Les teneurs en isotopes stables ont été mesurées par un spectromètre Laser LGR (Penna *et al.,* 2010) au laboratoire de Radio-Analyses et Environnement (LRAE) de l'ENIS. Les mesures sont exprimées en δ (‰) par rapport au standard international V–SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) qui représente la composition moyenne des eaux océaniques.

Huit (08) échantillons ont fait l'objet d'analyse du contenu en tritium (^3H) au LRAE. Les teneurs en ^3H ont été mesurées par compteur à scintillation liquide suite à un enrichissement par électrolyse des échantillons d'eau (Taylor, 1976). Ces teneurs s'expriment en unité de tritium (UT).

II.1.2. Les eaux de surface et souterraines du bassin d'étude

Lors de la présente étude, 163 échantillons prélèves du bassin d'étude (Figs. V.1, V.2 et V.3) ont fait l'objet d'analyses en isotopes stables (^{18}O, ^{2}H).

Les analyses de l'isotope radioactif (^{3}H) ont concerné 57 échantillons collectés à partir de 16 eaux de surface et 41 eaux souterraines.

Les analyses du carbone-14 ont concerné 38 échantillons d'eau souterraine (prélevés à partir des puits et des forages). Les activités en ^{14}C ont été mesurées par scintillation liquide sur des précipités de carbonates de baryum préparés sur le terrain. Ces activités s'expriment en % de carbone moderne (pcm) (Stuiver et Polach, 1977). L'ensemble des analyses isotopiques (^{18}O, ^{2}H, ^{3}H et ^{14}C) ont été effectuées au LRAE de l'ENIS.

Les teneurs isotopiques en carbone-13 (^{13}C) ont été réalisées sur 38 échantillons au Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon, France.

Les incertitudes analytiques sur les mesures sont de ± 0,2 ‰ pour l'oxygène-18 et le carbone-13, ± 0,3 ‰ pour le tritium et de ± 2 ‰ pour le deutérium.

Les résultats des analyses isotopiques sont présentés dans l'annexe de ce mémoire.

II.2. Résultats et interprétations

II.2.1. Etude isotopique des eaux de pluie

Les précipitations constituent la fonction « entrée » des aquifères. L'étude de leurs compositions isotopiques est donc fondamentale pour interpréter les valeurs mesurées dans les eaux souterraines.

Les teneurs en isotopes stables observées dans les pluies dépendent des processus physiques qui entraînent des variations spatiales et temporelles en fonction des conditions hydrométéorologiques. Ces variations résultent des processus successifs du fractionnement isotopique à chaque changement de phase de l'eau durant son cycle atmosphérique (Jouzel *et al.,* 2000). Elles dépendent de plusieurs facteurs, incluant la saisonnalité, les sources d'humidité, la quantité de pluie et les conditions météorologiques durant l'évaporation, la condensation et la précipitation (Darling *et al.,* 2006; Hughes et Crawford, 2012). Par conséquent, la composition isotopique des précipitations locales est principalement contrôlée par des processus à l'échelle régionale: elle est fortement influencée par la provenance des masses d'air humides, les trajectoires de la vapeur d'eau transportée sur les

continents et leur éventuelle condensation partielle dans les zones continentales (Merlivat et Jouzel, 1979 ; Rozanski *et al.,* 1982).

En Tunisie, l'examen des données isotopiques recueillies par le réseau de surveillance mondiale des précipitations (GNIP : Global Network for Isotopes in Precipitation) des stations côtières de Tunis-Carthage et Sfax a été réalisé respectivement par Zouari *et al.* (1985) et Maliki (2000). Plus tard, Celle-Jeanton *et al.* (2001) a essayé d'établir une caractérisation globale des eaux de pluie de la Tunisie en se basant sur les chroniques fournies par le GNIP et géré par l'AIEA (Agence Internationale de l'Energie Atomique) des deux stations mentionnées ci-dessus (Tunis-Carthage et Sfax).

En fait, ces stations sont situées sur la frange côtière de la Tunisie où les conditions climatiques sont très différentes du reste du pays. Cependant, le bassin d'étude est situé au centre de la Tunisie. Cette zone est marquée par une grande variabilité du climat qui le bascule, selon les années, dans un système méditerranéen ou dans un système saharien (voir chapitre I). Les précipitations, dont les plus importantes restent tributaires des coulées polaires méditerranéennes, sont sujettes à une grande variabilité spatiale et temporelle (Henia, 1993; El Melki, 1996). Il semble donc intéressant d'entreprendre une étude isotopique des pluies locales même si ces résultats sont d'ordre qualitatif.

II.2.1.1. Variabilité spatiale des teneurs isotopiques des précipitations

Les teneurs en isotopes stables à l'échelle de l'événement de 279 échantillons d'eau de précipitation analysé présentent des variations très importantes. Sur l'ensemble des stations, les teneurs en ^{18}O varient entre -13,14 et +8,78 ‰ vs. SMOW et celles en ^{2}H varient entre -92,0 et +34,2 ‰ vs. SMOW.

Les teneurs en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ à la station Ain Jeloula sont comprises respectivement entre -12,82 et +5,62 ‰ vs. SMOW et entre -89,9 et +21,9 ‰ vs. SMOW. A Sbikha, les valeurs de $\delta^{18}O$ s'étalent de -11,39 à +8,78 ‰ vs. SMOW. Celles de $\delta^{2}H$ s'échelonnent de -87,2 à +34,2 ‰ vs. SMOW. A Alelcha, les teneurs en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ des eaux pluviales fluctuent respectivement entre -13,14 et +0,72 et entre -92,0 et +7,5 ‰. A Chérichira, les teneurs isotopiques oscillent de -11,29 à +2,06 ‰ pour l'oxygène-18 et de -81,1 à +3,7 ‰ pour le deutérium.

Dans le diagramme qui met en relation les teneurs en $\delta^{18}O$ et en $\delta^{2}H$ (Fig. VI.1), les points représentatifs de tous les échantillons montrent une grande dispersion caractéristique des régions arides et indiquent que les conditions météorologiques ayant donné naissance aux précipitations dans la région sont probablement différentes.

En fait, les variations de la composition isotopique observées dans Fig. VI.1 pourraient être liées à plusieurs effets, notamment l'effet de masse.

Fig. VI.1 montre que les points représentatifs des pluies sont en partie situés sur la droite météorique mondiale (DMM) (Craig, 1961). La pente 8 caractérisant cette ligne est liée au fait que les précipitations interviennent à saturation, c'est-à-dire à l'équilibre. L'ordonnée à l'origine, appelé excès en deutérium, d, est de 10 ‰. Ce paramètre varie en fonction de l'origine de la vapeur qui condense.

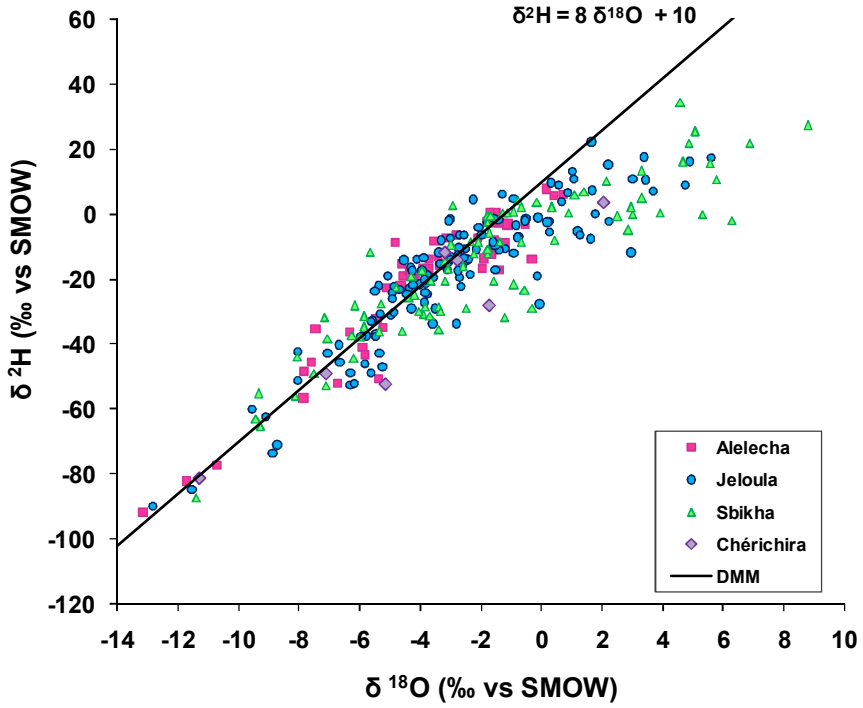


Figure VI.1. *Diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$ des précipitations aux stations de la zone d'étude*

Les points représentatifs des pluies situés en dessus de la droite de Craig indiquent qu'elles n'ont subi aucune modification après les condensations qui les ont générées. Cependant, les points situés sous cette droite, correspondent dans la plupart des cas à des averses de faibles volumes (inférieures à 5 mm) et traduisent une évaporation des gouttelettes d'eau en cours de chute ou dans le bidon collecteur lors du stockage des échantillons.

Fig. VI.2 montre que les pluies les plus importantes présentent grossièrement des teneurs plus appauvries en oxygène-18 et inversement, les pluies les plus faibles montrent des teneurs isotopiques plus enrichies. L'appauvrissement en isotopes lourds avec l'augmentation de la quantité de pluie correspond à un effet de masse. A l'échelle de l'averse, on distingue deux phénomènes à l'origine de cet effet en relation avec la durée et

l'intensité des précipitations (Blavoux, 1978 ; Celle, 2000). D'une part, l'enrichissement des petites pluies est lié à l'évaporation des gouttes de pluie dans l'atmosphère sous-saturée sous la base des nuages. Lorsque, en cours de pluie, l'atmosphère atteint un état proche de la saturation, le processus d'échange devient prédominant. La composition isotopique de la pluie correspond alors à celle de la vapeur avec laquelle elle est en équilibre. D'autre part, lors d'une grosse averse, les stades de condensation successifs font appel à des parties de plus en plus hautes du nuage jusqu'en milieu d'averse où l'intensité est maximale. La température diminuant avec l'altitude, les pluies sont donc de plus en plus appauvries (Blavoux, 1978; Celle, 2000).

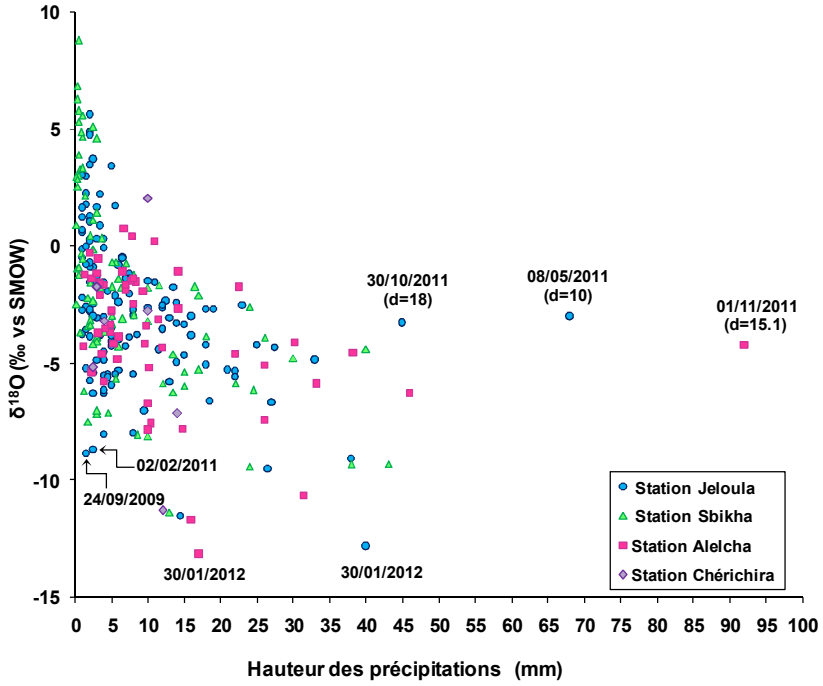


Figure VI.2. *Teneurs en oxygène-18 en fonction de la hauteur des précipitations aux stations de la zone d'étude*

Taupin *et al.* (2000) suggère que cette tendance reste globale et n'affecte pas toutes les précipitations. De faibles pluies peuvent ne pas subir d'évaporation en cours de chute, et contrairement, de fortes pluies peuvent être évaporées. Les faibles pluies non évaporées résultent d'un effet de température liée à l'ascendance des masses d'air et les fortes précipitations présentant des teneurs isotopiques élevées sont en rapport avec le recyclage continental des masses d'air. En début et en fin d'épisode, les basses couches nuageuses sollicitées contribuent à produire une pluie enrichie.

Fig. VI.2 montre effectivement que pour certains événements, l'effet de masse ne se prononce pas. En effet, les précipitations du 24/09/2009 et 02/02/2011 montrent des

teneurs isotopiques appauvries ($\delta^{18}O$ < -8 ‰) pour des hauteurs n'excédant pas 3 mm. Au contraire, les précipitations du 08/05/2011 (68 mm), 30/10/2011 (45 mm) et 01/11/2011 (92 mm) sont caractérisées par un léger enrichissement isotopique par rapport à leurs quantités de pluie qui sont relativement abondantes, sans toutefois montrer de caractère évaporé.

Dans le premier cas (averses : 24/09/2009 et 02/02/2011), l'appauvrissement en isotopes lourds des précipitations de faible hauteur (< 5 mm) suppose que leur chute se fait dans un profil atmosphérique à saturation, ce qui ne semble pas aberrant, car ces averses se situent en saisons pluvieuses (septembre et février).

Dans le deuxième cas (averses : 08/05/2011, 30/10/2011 et 01/11/2011), le léger enrichissement isotopique, observé pour les épisodes les plus pluvieux, est probablement du soit, à une condensation à basse altitude lors de la formation des nuages soit, au début d'une vidange partielle du réservoir vapeur d'eau.

II.2.1.2. Variabilité temporelle des teneurs isotopiques des précipitations

Plusieurs études ont démontré que la composition isotopique des précipitations peut varier sur de larges échelles temporelles (Darling *et al.,* 2006). Les variations saisonnières de $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sont intimement liées à la température. On observe ainsi des teneurs enrichies au cours des périodes estivales, plus chaudes, et des teneurs appauvries en hiver. Par ailleurs, ces variations isotopiques saisonnières sont également influencées par les variations du taux d'évapotranspiration qui modifient la composition isotopique des vapeurs continentales recyclées, les changements de l'origine de la vapeur et du trajet des masses d'air au cours de l'année (Rozanski *et al., 1993*; Darling *et al.,* 2006).

Dans la zone d'étude, la variation saisonnière de l'oxygène-18 peut être bien observée à l'échelle de l'événement. Fig. VI.3 illustre cette variabilité.

L'évolution des teneurs en $\delta^{18}O$ des pluies à travers l'ensemble de la période d'observation décrit une sinusoïde, avec des valeurs plus négatives en automne et en hiver qu'en été (Fig. VI.3).

Les teneurs moins négatives des mois de juin, juillet et août sont la conséquence à la fois de faibles volumes précipités en été et de l'évaporation des gouttes de pluie en cours de leur chute dans une atmosphère très sèche. Il semble donc y avoir une thermo-dépendance du signal isotopique se traduisant par un enrichissement des précipitations en période chaude et un appauvrissement en hiver.

En outre, les problèmes de fractionnement par évaporation induits lors du processus de l'échantillonnage sont très probables surtout dans les échantillons dont la hauteur de précipitation est faible (< 5 mm) (Hughes et Crawford, 2012).

Les précipitations les plus pauvres en isotopes lourds sont issues de l'intrusion des flux polaires méridiens en hiver surtout en altitude : les teneurs en $\delta^{18}O$ peuvent alors atteindre -13,14 ‰ *vs* SMOW à la station Alelcha le 30/01/2012 (17 mm) et -12,82 ‰ *vs* SMOW à la station Jeloula le 29/01/2012 (40 mm). Ces précipitations ne correspondent pas dans tous les cas aux hauteurs de pluie les plus importantes. En fait, les maximas des hauteurs sont enregistrés en automne.

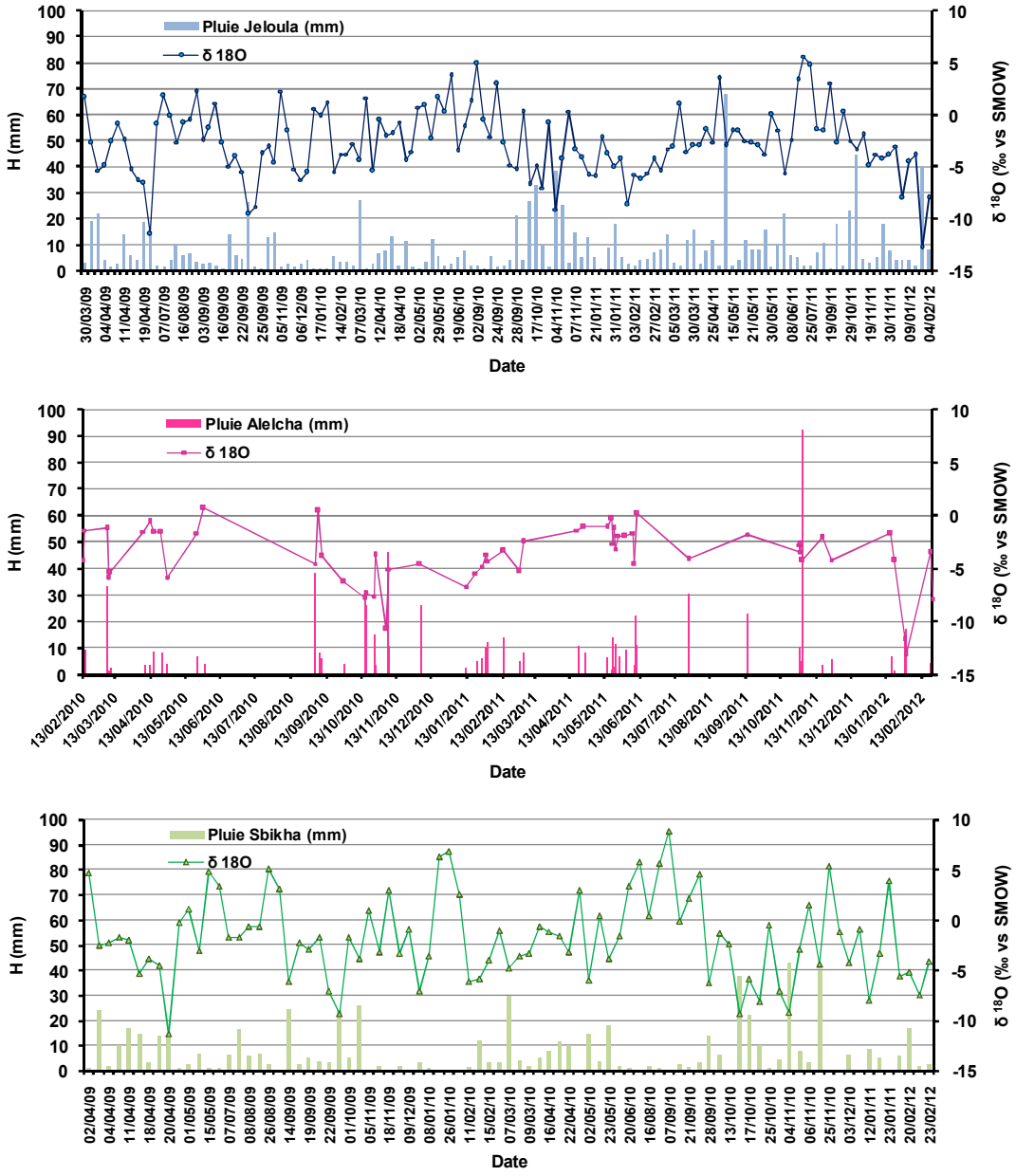


Figure VI.3. *Variabilités temporelles de la hauteur des pluies H (en mm) et des teneurs en oxygène-18 des événements pluvieux dans les stations locales*

II.2.1.3. Teneurs moyennes pondérées

Les teneurs isotopiques pondérées par rapport aux hauteurs de pluie sont calculées à partir de la formule de Yurtsever et Gat (1981) :

$$\delta 18\mathrm{Op} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \mathrm{Pi} \times \delta 18\mathrm{Oi}}{\sum_{i=1}^{n} \mathrm{Pi}}$$

Où $\delta^{18}O_p$: composition isotopique moyenne pondérée par rapport aux précipitations (‰ *vs* SMOW) ;

P_i : précipitations enregistrées pendant la période i (en mm) ;

$\delta^{18}O_i$: teneurs en oxygène-18 des précipitations de la période i (‰ *vs* SMOW).

La composition moyenne pondérée des trois stations pour l'ensemble des averses est de l'ordre de -4,67 ± 0,39 ‰ en $\delta^{18}O$ et -27,3 ± 2,5 ‰ en $\delta^{2}H$. Cette valeur est appauvrie par rapport à celle de la station côtière de Sfax-ENIS (-3,54 ± 0,42 ‰ pour $\delta^{18}O$ et -18,1 ± 2,4 ‰ pour $\delta^{2}H$). En fait, l'appauvrissement des pluies des stations continentales caractérisant le bassin d'étude par rapport aux pluies de Sfax peut s'expliquer par le long trajet des masses d'air au-dessus du continent. Il en résulte des pluies faibles et négatives en raison de l'appauvrissement de la masse nuageuse au cours de son parcours par effet de continentalité.

D'autre part, en excluant les événements inférieurs à 5 mm, la moyenne pondérée des trois stations sera -4,95 ‰ pour $\delta^{18}O$ et -28,26 ‰ pour $\delta^{2}H$. Cette valeur est corroborée par les teneurs isotopiques mesurées dans les eaux souterraines en Tunisie centrale (Montoroi *et al.,* 2002; Gay, 2004; Ben Ammar *et al.,* 2006; Leduc *et al.,* 2007; Jeribi *et al.,* 2012; Belhaj Salem *et al.,* 2012; Farid *et al.,* 2013b ; 2013c ; 2013d ; 2014 ; 2015).

II.2.1.4. Droite météorique locale

Les droites météoriques locales (DML) sont contrôlées par des facteurs climatiques tels que la température, l'humidité de l'air, la vitesse du vent, l'origine et la trajectoire des masses d'air. L'évaporation au cours de la chute des gouttes de pluie, la saisonnalité des précipitations et la variation des situations météorologiques peuvent, de plus, induire des modifications de cette relation par rapport à la DMM. Ainsi, on observe, en fonction de la situation géographique et climatique des stations, des valeurs plus ou moins éloignées de la DMM (Rozanski *et al., 1993*; Darling *et al.,* 2006).

La droite météorique locale, obtenue en se basant sur des données mensuelles pondérées calculées à partir des données journalières (événements > 5 mm) des trois

stations (Jeloula, Alelcha et Sbikha) (Fig. VI.4), présente l'équation suivante : $\delta\ ^{2}H$ (‰) = 7,4 $\delta\ ^{18}O$ + 8,55 (r = 0,94 ; n = 47).

En imposant une pente théorique de 8 reflétant les conditions d'équilibre thermodynamique lors de la condensation (Craig, 1961), on obtient : $\delta\ ^{2}H$ (‰) = 8 $\delta\ ^{18}O$ + 11,86. L'excès en deutérium de 11,86 ‰ est considérablement plus faible que celui déterminé à l'échelle de la Méditerranée occidentale (+13,7) (Celle, 2000). Cette valeur est relativement proche de 10 ‰. Comme nous l'avons déjà signalé, les pluies estivales représentent une part importante du volume précipité. Ces pluies ont des excès en deutérium très faibles qui influencent la moyenne pondérée de d. Si l'on considère uniquement les pluies automnales et hivernales contribuant à la recharge des aquifères, on observe alors des excès compris entre 10 et 14 ‰.

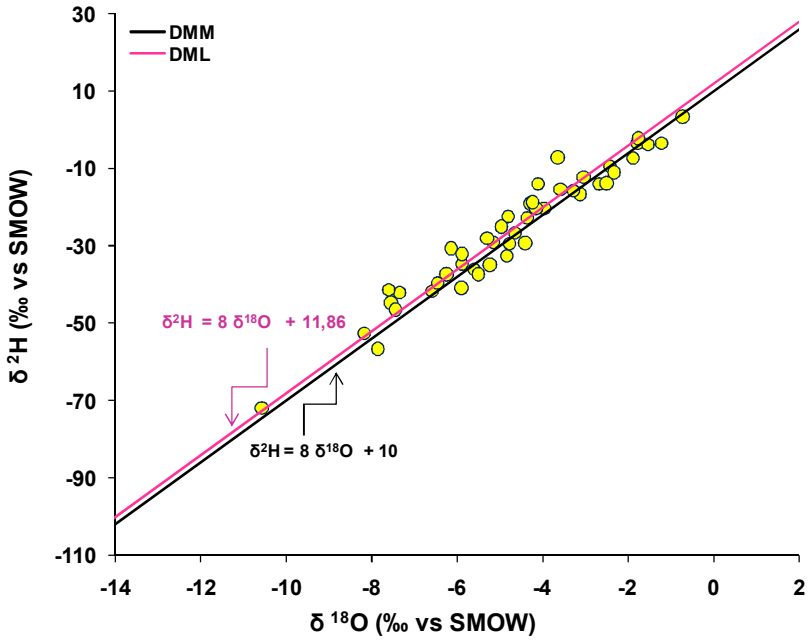


Figure VI.4. *Droite météorique locale définie pour les stations de la zone d'étude en se basant sur les données mensuelles pondérées*

II.2.2. Etude isotopique des eaux du bassin d'étude

II.2.2.1. La nappe superficielle du bassin Chougafiya

II.2.2.1.1. Traçage des eaux par le couple $^{18}O/^{2}H$

- **<u>Les eaux de surface</u>**

Les teneurs en isotopes stables eaux des barrages collinaires (Fej1, Fej2, Defla, Nhal, Labba et Hoshasse) exhibent une large gamme de variation durant les deux

campagnes de prélèvements (aout-septembre-octobre 2008 et avril 2009). En effet, les teneurs en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ s'échelonnent respectivement entre -5,31 et 7,87 et entre -31,23 et 23,89.

Sur le diagramme standard $\delta^{2}H/\delta^{18}O$ (Fig. VI.5), les points placés sur les droites météoriques correspondent aux échantillons prélevés quelques jours après la pluie en octobre 2008 ou en avril 2009. Cependant, les points situés sous la DMM et dont les teneurs sont extrêmement enrichies en isotopes stables forment une ligne droite d'équation: $\delta^{2}H = 4,03\ \delta^{18}O - 7,5$ ($R^2 = 0,95$, Fig. VI.5). Cette droite peut correspondre à une droite d'évaporation locale. La reprise évaporatoire est alors clairement visible dans les points collectés à la fin de la saison estivale. Les dates de prélèvements (été 2008) et la taille limitée des retenues expliquent l'ampleur du marquage isotopique de l'évaporation.

- **Les eaux souterraines**

Les teneurs en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ des eaux de l'aquifère superficiel varient respectivement entre -6,1 et -3,04 ‰ avec une moyenne de -4,95 et entre -37,62 et -22,4 ‰ avec une moyenne de -31,16. Les puits N°74 et 81 sont des puits abandonnés où l'eau stagnait, il est donc très probable que les teneurs isotopiques observées ici ne soient pas représentatives de la nappe.

Généralement, la composition isotopique moyenne des eaux souterraines échantillonnées est similaire à celle de la moyenne pondérée des précipitations locales enregistrées aux stations Ain Jeloula, Sbikha et Alelcha. Cette similitude indique que les eaux souterraines proviennent de l'infiltration des précipitations modernes.

La répartition des points représentatifs de l'aquifère superficiel sur le diagramme standard $\delta^{2}H/\delta^{18}O$ par rapport aux droites météoriques : DMM et DML (Figs. VI.5, VI.7) permet de définir les principaux phénomènes qui interviennent dans le fonctionnement hydrodynamique et géochimique de l'aquifère.

La figure VI.5, mettant en relation les teneurs en $\delta^{2}H$ avec celles de $\delta^{18}O$ des eaux classées précédemment dans le chapitre V (concentrations en chlorure inférieures à 1600 mg/l, Fig. V.8), indique deux groupes distincts :

-Un premier groupe formé par les points situés sur les droites météoriques. Ces eaux sont rechargées par des eaux de pluie s'étant infiltrées rapidement sans que l'évaporation n'ait le temps de significativement modifier leur composition isotopique. Ceci confirme le processus de recharge épisodique de l'aquifère superficiel suite à des crues courtes et violentes, selon le schéma habituel des zones semi-arides et arides.

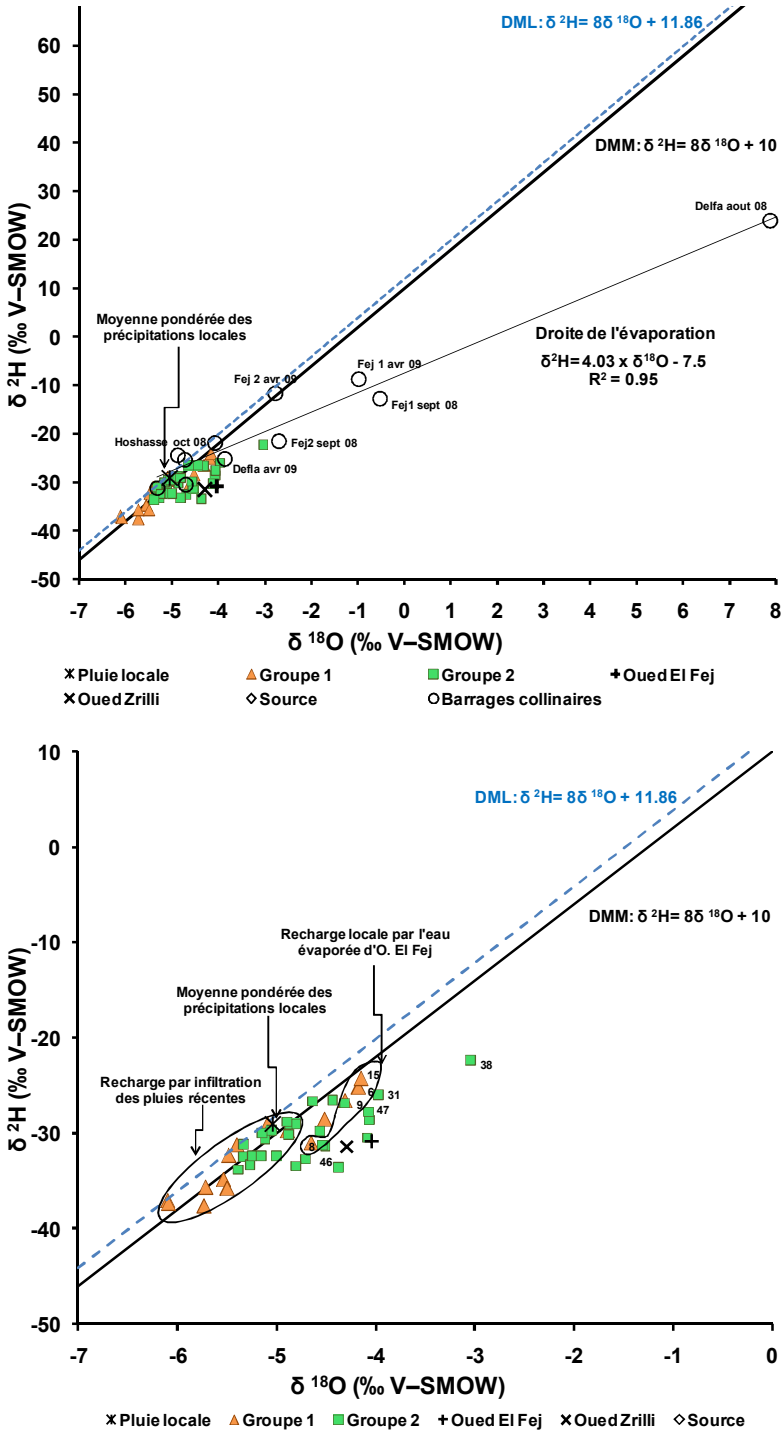


Figure VI.5. *Diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$ des eaux de la nappe superficielle (groupes 1 et 2) et des eaux de surface du bassin Chougafiya*

La figure VI.6 représente la répartition spatiale des teneurs en oxygène-18 dans les eaux de la nappe superficielle. Cette carte montre que les teneurs les plus appauvries correspondent aux eaux les plus douces (MDT < 1000 mg/l) situées dans la région El Hoshasse (N°1, 2, 3, 5, 7, 14 et 16) caractérisée par une forte perméabilité (remplissage

alluvionnaire grossier). Donc, l'alimentation de la nappe par les eaux de pluie est à l'origine de la diminution de la salinité des eaux dans ces puits, ceci est en parfaite concordance avec les données piézométriques et hydochimiques.

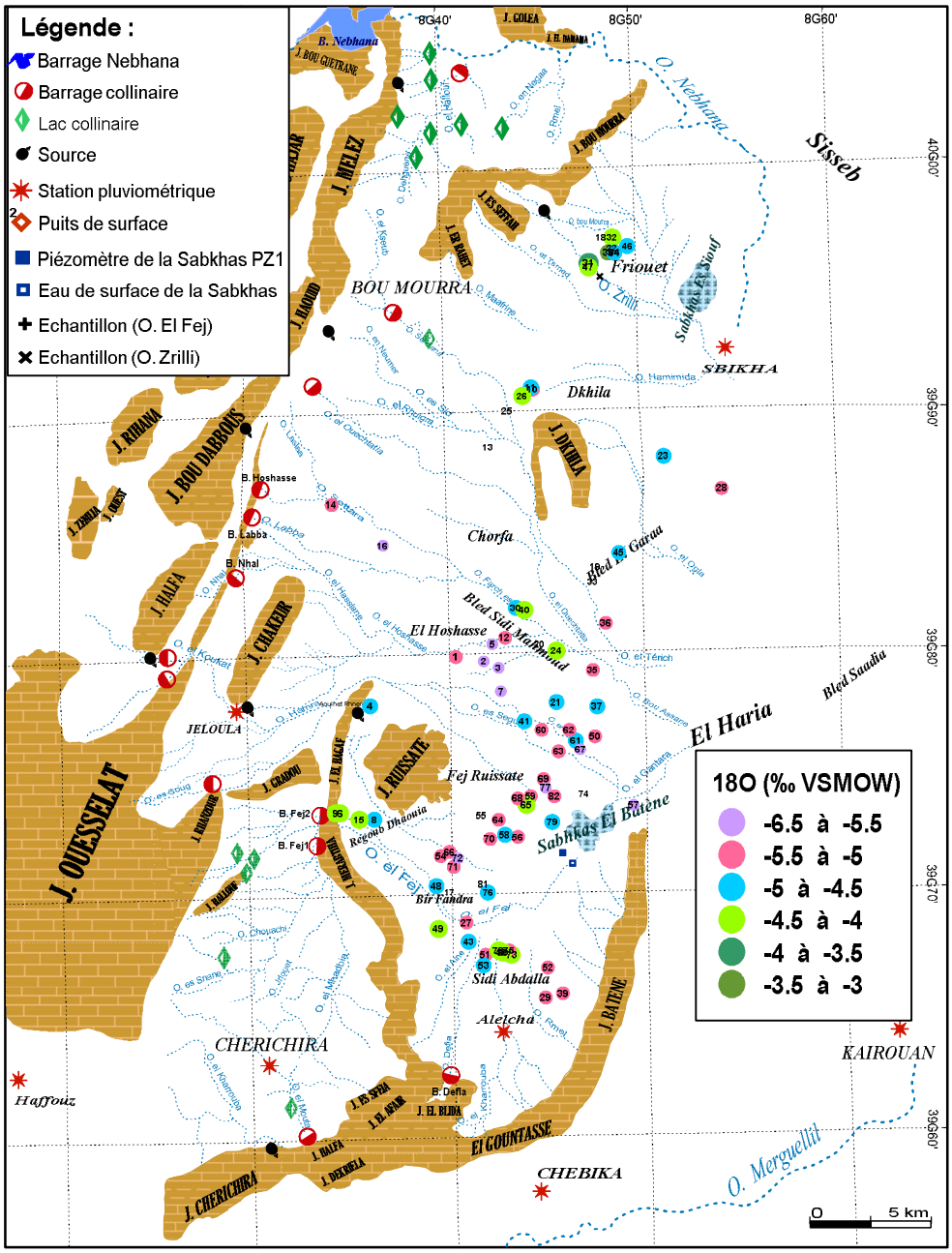


Figure VI.6. *Carte de répartition spatiale des teneurs en oxygène-18 des eaux souterraines de la nappe superficielle du bassin Chougafiya*

-Un deuxième groupe comporte les eaux situées sous la DMM, ce qui suggère que la nappe est alimentée localement par des eaux évaporées (Fig. VI.5). Ce caractère évaporé est surtout prononcé au niveau des eaux des puits de la région Friouet au Nord de la plaine (Fig. VI.6). Ceci est lié (i) aux faibles profondeurs de captage des puits dans cette zone qui

ne dépassent pas 20 m, (ii) à une recharge par les eaux d'irrigation, comme il a été démontré dans le chapitre V par la présence des teneurs élevées en nitrates, et (iii) à une alimentation par les eaux évaporées d'Oued Zrilli (–4,29 ‰ pour $\delta^{18}O$/–31,48 ‰ pour $\delta^{2}H$) (Fig. VI.6).

De même, les puits localisés au piémont du J. Merabtiha (Fig. VI.6), dans la région de Regoub Dhaouia (N°6, 8, 9 et 15), présentent des teneurs enrichies vu qu'elles sont rechargées récemment par les eaux de ruissellement évaporées d'O. El Fej (–4,04 ‰ pour $\delta^{18}O$/–30,83 ‰ pour $\delta^{2}H$). Une recharge par infiltration des eaux des barrages Fej1 et Fej2 semble être tout à fait soupçonnée. On a remarqué d'après Fig. VI.5, que les eaux des barrages n'ont pas induit de modification sensible du cachet isotopique des eaux souterraines. Les eaux infiltrées sous ou à l'aval de ces barrages ne représentent donc pas un volume important en comparaison du volume d'eau stocké dans l'aquifère superficiel et du volume continuant à recharger la nappe ailleurs selon le schéma classique des zones semi arides. Dans la plaine de Chougafiya, un bilan hydrologique des barrages permettrait de confirmer la faiblesse des pertes par infiltration (Virrion *et al.,* 2008).

Des teneurs enrichies sont observées à l'Est du bassin (Bled El Garaa). Cette eau évaporée pourrait résulter d'une infiltration lente des eaux de ruissellement suite à la faible perméabilité de la nappe à l'aval de la plaine (sédimentation à dominance argileuse).

D'une façon générale, les teneurs en $\delta^{18}O$ de la nappe superficielle présentent une hétérogénéité spatiale très importante (Fig. VI.6). On a remarqué que seulement à Bled Sidi Mahmoud, où les eaux s'enrichissent globalement depuis l'amont (zone El Hoshasse) vers l'aval de la plaine sous l'influence des apports évaporées de subsurface au niveau des alluvions des oueds. Cette reprise évaporatoire n'est pas observée dans les autres parties de la plaine. En fait, les eaux de la partie centrale et en bordure de la Sabkhas, malgré une minéralisation élevée (MDT > 5000 mg/l ; Cl > 1600 mg/l), ne montrent aucun indice d'évaporation. Trois hypothèses sont à prendre en considération :

1- Soit que les eaux souterraines de cette zone proviennent d'un écoulement entièrement souterrain depuis l'amont hydraulique de l'aquifère. Néanmoins, la profondeur relativement élevée de la nappe sous la surface du sol limite cette reprise à une valeur faible (inférieure à 2 mm/an dès que l'on dépasse 10 m de profondeur) (Virrion *et al.,* 2008). Dans ce cas, la forte augmentation de la minéralisation implique la rencontre d'une matrice sédimentaire évaporitique.

2- Soit que les eaux souterraines de cette zone dérivent de l'infiltration de fortes crues ayant atteint le sol très salé de la Sabkhas. En fait, seules les crues les plus fortes sont

capables de créer un flux traversant toute la zone non saturée et subséquemment de lessiver les sels du sol. Les eaux de ces crues, dont la composition isotopique est similaire à celle de la pluie locale, ont une masse infiniment supérieure à l'eau présente dans la zone non saturée caractérisée par une signature isotopique très évaporée. Pour cette raison, les données isotopiques de ces eaux ne montrent pas de reprise évaporatoire identifiable. Il est important de noter que la dynamique des crues est modifiée et les plus violentes d'entre elles, qui étaient les plus importantes pour la recharge de la nappe, sont désormais lissées après la construction des barrages collinaires en amont de la plaine.

3- Soit que les eaux souterraines de cette zone sont affectées par un mélange très partiel avec les eaux hyper-salées de la nappe de la Sabkhas suite à la diminution intensive du niveau piézométrique. Mais, puisque le phénomène de diffusion est généralement lent dans les milieux liquides, et aussi la profondeur de la nappe sous la surface du sol est relativement importante, ceci explique l'absence du marquage isotopique par l'évaporation.

Toutes ces hypothèses devraient être confrontées avec le bilan hydrodynamique : si les flux horizontaux sont nettement plus forts que les flux verticaux, la reprise évaporatoire ne peut significativement affecter la minéralisation de la nappe.

Il a été démontré dans le chapitre V que la composition chimique des eaux saumâtres et salées (groupes 3 et 4) situées dans la partie centrale et méridionale (région Sidi Abdalla) de la plaine est particulièrement influencée par un processus de mélange avec les saumures de la nappe du Sabkhas El Batène (99,2 g/l) suite à l'avancement de l'interface eau salée - eau douce vers l'amont du bassin sous l'effet de la baisse piézométrique. Cependant, Figs. VI.6 et VI.7 montrent que la majorité de ces eaux minéralisées présentent des teneurs entre -6 et -5 ‰. Seuls quelques points localisés dans la région Sidi Abdalla (N°73, 78 et 80) et à proximité de la Sabkhas (N°65 et 79) qui montrent des teneurs relativement enrichies et s'alignent, sous la DMM, selon une droite de pente égale à 5,17, entre un pôle non évaporé (formé par les points issus de l'infiltration rapide des pluies récentes non évaporées) et un pôle évaporé (l'eau souterraine de la Sabkhas : 6,06 ‰ pour $\delta^{18}O$ et 22,75 ‰ pour $\delta^{2}H$) (Fig. VI.7).

Cette droite peut correspondre donc soit à une droite de mélange, d'ailleurs, ces points sont caractérisées par des salinités élevées (MDT > 7000 mg/l) et des niveaux piézométriques inférieurs à celui du Sabkhas ou une droite d'évaporation (Farid *et al.,* 2013b). Ce dernier processus concerne surtout les deux points N°74 et 81 qui ont été prélevés des eaux stagnantes des puits abandonnés (Fig. VI.7).

Pour évaluer le degré d'intrusion des saumures de la nappe de la Sabkhas dans la nappe superficielle, on s'est basé sur l'équation de mélange binaire (Clark et Fritz, 1997) :

$$X = \frac{\delta^{18}O_{éch} - \delta^{18}O_2}{\delta^{18}O_1 - \delta^{18}O_2} \times 100$$

Avec, X : taux de mélange avec la saumure du Sabkhas exprimé en % ;

$\delta^{18}O_{éch}$: la composition isotopique de l'échantillon ;

$\delta^{18}O_1$: la composition isotopique de l'eau souterraine de la Sabkhas (6,06 ‰ vs V-SMOW) qui a été mesurée sur un échantillon d'eau prélevé le 21/10/2010 à partir du piézomètre PZ1 captant l'aquifère semi captif du Sabkhas El Batène (profondeur = 15,5 m). On a supposé que cet échantillon est représentatif de toute la nappe de la Sabkhas ;

$\delta^{18}O_2$: la composition isotopique moyenne des eaux non affectées ni par le mélange ni par l'évaporation égale à -5,35 ‰ vs V-SMOW.

Les taux d'intrusion calculés à partir de cette équation sont tout à fait en accord avec ceux calculés en utilisant le bilan de chlorures, et varient entre 6,6 et 11,7 %. La valeur la plus élevée est observée dans la région Sidi Abdalla (puits N°80).

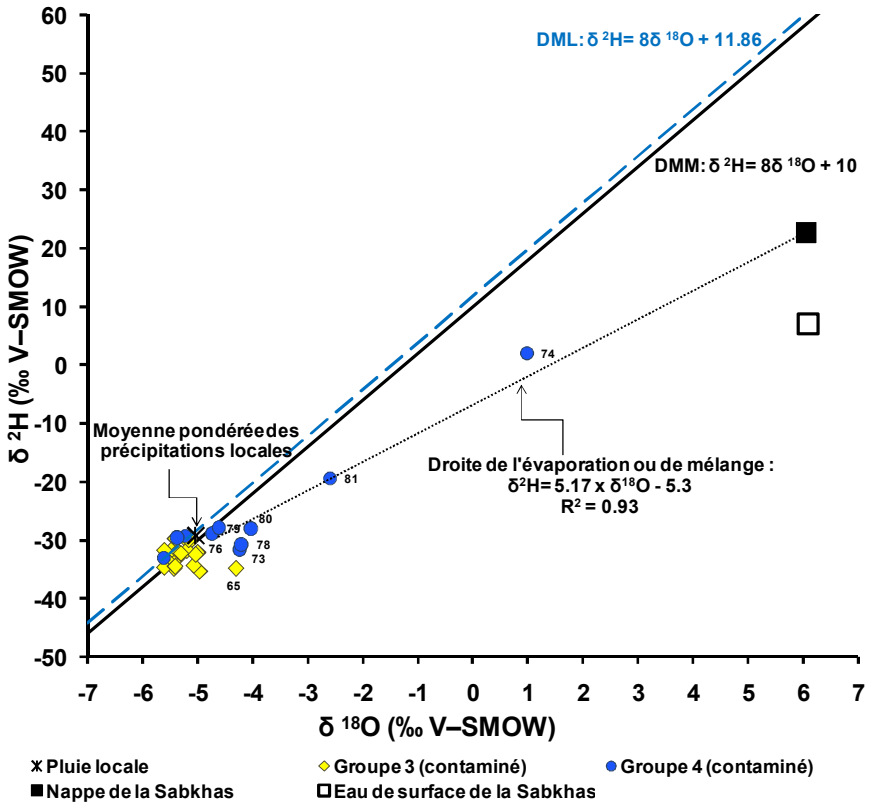


Figure VI.7. *Diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$ des eaux de la nappe superficielle (groupes 3 et 4) du bassin Chougafiya*

Pour mettre en évidence les mécanismes de la minéralisation dans les eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya, on a reporté sur la figure VI.8, les teneurs en oxygène-18 en fonction des teneurs en chlorures (Farid *et al.,* 2013b).

En général, l'utilisation de l'isotope oxygène-18 en hydrogéologie fournit des informations sur l'origine et le mouvement des eaux souterraines. Elle peut offrir une évaluation des processus physiques affectant les masses d'eau, tels que l'évaporation et le mélange. En fait, les isotopes stables peuvent être utilisés avec succès pour évaluer l'origine de la salinité et identifier les mécanismes de la minéralisation des eaux souterraines (IAEA, 1981; 1983). En général, l'approche isotopique est basée sur le concept que la salinisation dérivée de la dissolution des sels et des minéraux n'est pas accompagnée de changements importants dans la composition isotopique de l'eau souterraine, et donc la salinité reste indépendante de la composition isotopique (IAEA, 1981 ; 1983). Au contraire, la composition isotopique de l'eau soumise à un processus de mélange et / ou d'évaporation est nécessairement accompagnée de changements sensibles dans sa composition en isotopes stables (IAEA, 1983).

En se basant sur les données disponibles, trois processus de salinisation dans la nappe superficielle peuvent être distingués : (i) la dissolution, (ii) le mélange et, (iii) l'évaporation (Fig. VI.8).

En fait, le premier processus intéresse surtout les points issus de l'infiltration rapide des pluies récentes non évaporées, où les teneurs en $\delta^{18}O$ des eaux souterraines ne montrent pas de changement remarquable en fonction de la teneur croissante en chlorures. Ceci suggère que ces eaux acquièrent leur minéralisation par dissolution des minéraux comme il a été démontré précédemment par les analyses hydrochimiques (chapitre V).

Le deuxième processus concerne particulièrement les points localisés dans la région Sidi Abdalla (N°73, 78 et 80) et ceux en bordure de la Sabkhas (N°65 et 79). Ces eaux salées (MDT > 7000 mg/l) se placent sur une droite de mélange entre deux pôles : les eaux saumâtres non évaporées (groupes 3 et 4), et l'eau évaporée de la nappe du Sabkhas (Farid *et al.,* 2013b).

Le troisième processus illustre un effet d'évaporation. Dans ce cas, les teneurs en $\delta^{18}O$ des échantillons sont relativement corrélées avec les teneurs en chlorures. Ce processus touche notamment les eaux des barrages collinaires, les eaux stagnantes collectées des puits abandonnés, les eaux souterraines rechargées par des eaux de ruissellement évaporées (Oued El Fej, Oued Zrilli…) et l'eau de surface de la Sabkhas.

En effet, Fig. VI.8 montre que l'eau de surface de la Sabkhas qu'on a prélevé à partir d'un étang stagnant en août 2009 est caractérisée par des teneurs isotopiques assez enrichies (6,10 ‰ pour $\delta^{18}O$ et 7,09 ‰ pour $\delta^{2}H$). Ces valeurs sont typiques d'une évaporation à ciel ouvert sous des conditions de faible humidité relative et caractéristiques des régions semi arides (Clark et Fritz, 1997). En effet, l'infiltration lente de cette eau évaporée à travers les sables et les limons argileux très fins de la Sabkhas aurait exposé une grande partie de l'eau de la nappe à l'évaporation, résultant donc en une composition assez enrichie de l'eau souterraine de la Sabkhas (6,06 ‰ pour $\delta^{18}O$ et 22,75 ‰ pour $\delta^{2}H$).

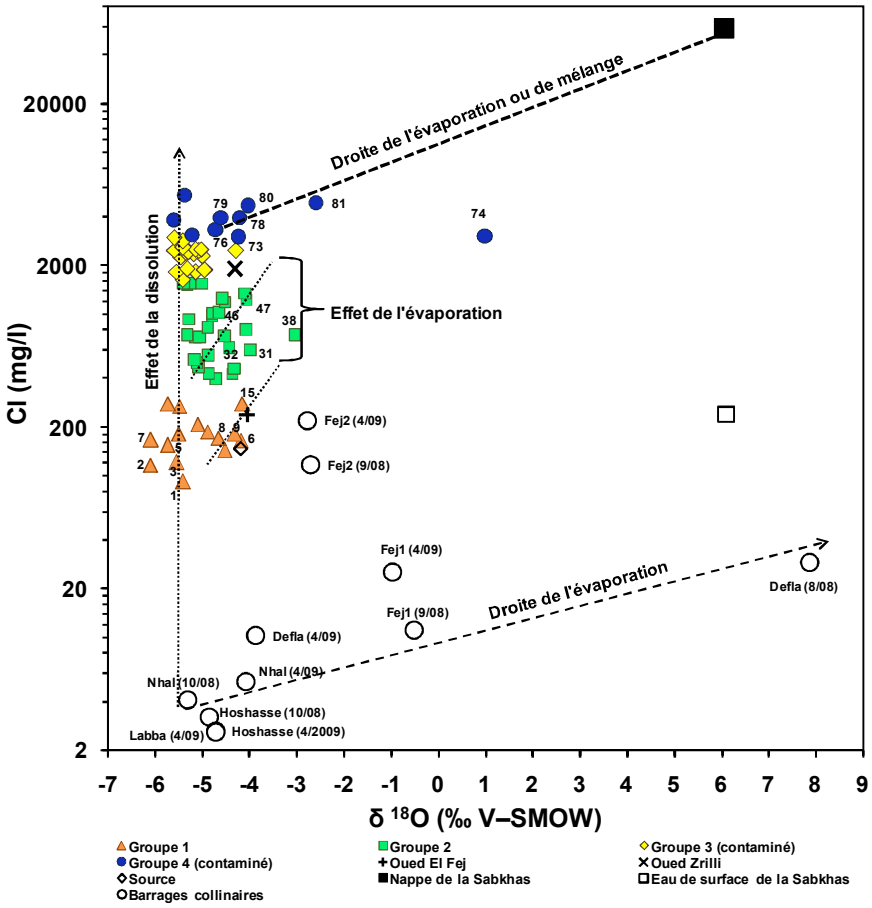


Figure VI.8. *Relation chlorures vs $\delta^{18}O$ des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya*

II.2.2.1.2. Traçage des eaux par le tritium

Le tritium (^{3}H) est largement appliqué dans notre bassin d'étude vu qu'il représente un traceur très utile pour l'identification des eaux modernes.

- **<u>Les eaux de surface</u>**

Les teneurs en ^{3}H dans les eaux des barrages collinaires sont raisonnablement similaires à celles mesurées dans les pluies locales de la station Sbikha et Jeloula (Fig. VI.9), et exhibent une variation saisonnière considérable. En fait, les eaux collectées des barrages collinaires à la fin de la saison sèche de l'année 2008 varient entre 3,2 et 4,9 UT. Ceux collectées en avril 2009 (fin de la saison humide) oscillent entre 2,4 et 5,7 UT.

- **Les eaux souterraines**

Les eaux analysées de la nappe superficielle affichent des valeurs en ^{3}H variant de 0 à 3,5 UT (Fig. VI.9). La carte de la répartition spatiale du tritium montre que les teneurs diminuent dans le sens naturel d'écoulement de la nappe (Fig. VI.10). Ceci est d'ailleurs en bon accord avec les données hydrogéologiques et géochimiques.

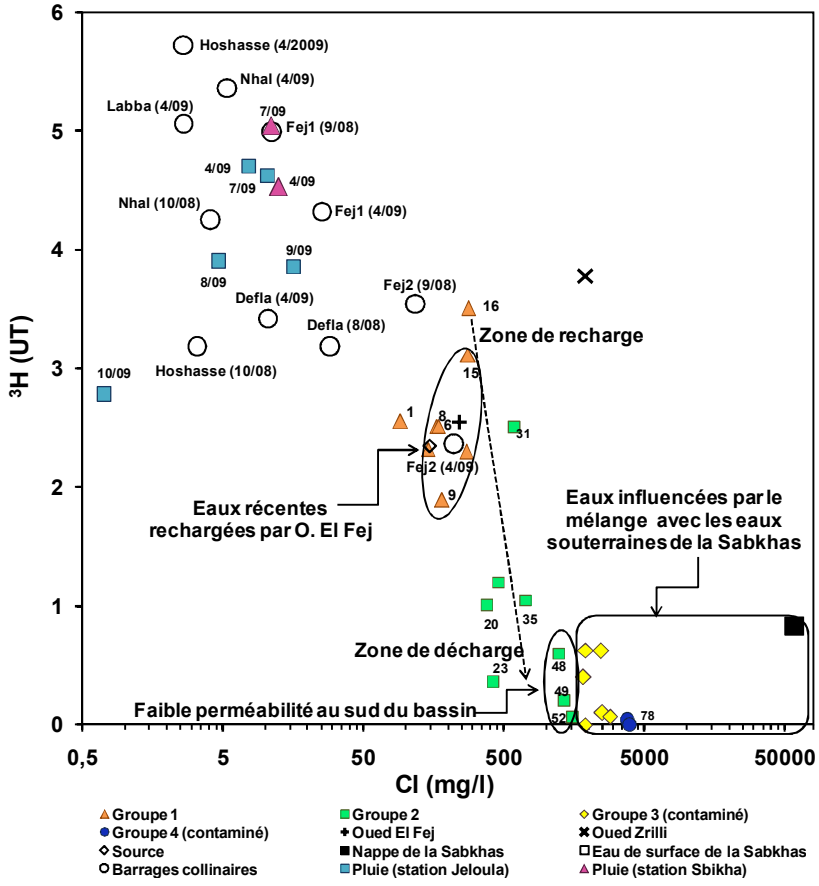


Figure VI.9. *Relation tritium vs chlorures des eaux de surface et souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya*

En fait, l'évolution conjointe des concentrations de ^{3}H et des chlorures (Fig. VI.9) suggère que le transport des eaux tritiées pourrait se produire souvent selon le sens général de l'écoulement (NO–SE). Cette évolution témoigne d'un apport considérable d'eau

contemporaine à la recharge de la nappe dans les secteurs Nord, Nord-Ouest et Ouest (^3H > 2 UT) caractérisés par une forte transmissivité (lithologie grossière). Cette recharge s'effectue préférentiellement le long des berges des oueds et aux piémonts des reliefs de la bordure occidentale du bassin.

D'ailleurs, les échantillons (N°6, 8, 9 et 15) situés au piémont du J. Merabtiha montrent des teneurs variant entre 1,9 et 3,1 UT indiquant que ces eaux reçoivent une recharge locale à partir de l'eau ruisselante d'O. El Fej (^3H ~ 2,6 UT) (Figs. VI.9, VI.10).

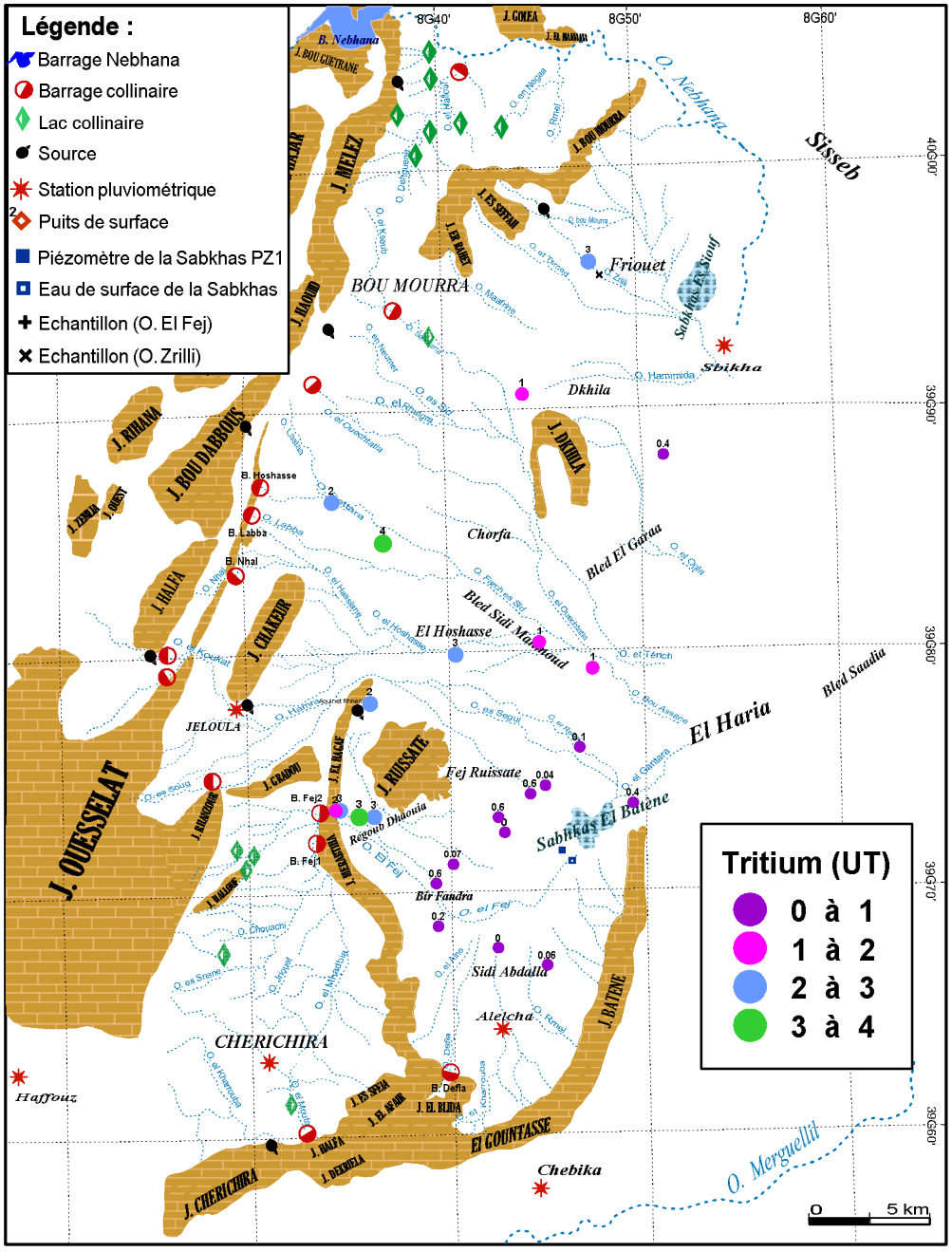


Figure VI.10. *Carte de répartition spatiale des teneurs en tritium des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya*

Cependant, les faibles teneurs (^3H < 0,5 UT) sont enregistrées au centre, au Sud et à l'Est du bassin suggérant des temps de séjours moyens prolongés et une infiltration antérieure à 1952, date de début des essais thermonucléaires (Mazor, 1991).

Ces zones présentent une lithologie peu perméable (sédimentation de texture fine formée par des argiles, des argiles sableuses et limoneuses et des sables argileux) et un faible gradient hydraulique qui est du à l'augmentation de l'épaisseur du Mio-plio-Quaternaire (130 m). Ces arguments plaident en faveur d'un écoulement très lent de la nappe dans ces zones, qui est accentué par l'anthropisation :

- La mise en place des barrages collinaires en amont de la nappe qui ont limité les apports de surface ;
- La forte exploitation de la nappe par les puits de surface engendrant une perturbation piézométrique qui a rendu les eaux de la nappe phréatique vulnérables à une invasion des eaux hyper-salées de la nappe de la Sabkhas (^3H ~ 0,8 UT).

Pour valider ces données, une étude de datation par le carbone-14 s'avère très importante.

II.2.2.1.3. Traçage des eaux par le carbone

Les isotopes du carbone ont été déterminés dans les eaux du système aquifère afin d'obtenir plus d'informations sur le taux de renouvellement des ressources en eaux souterraines et pour caractériser les processus du mélange d'eau ainsi que les réactions chimiques au sein du système C (Noseck *et al.,* 2009).

II.2.2.1.3.1. Répartition spatiale des activités carbone-14

Contrairement au tritium, le carbone-14 présente une demi-vie relativement longue, de l'ordre de 5730 ans, permettant ainsi de dater les eaux souterraines jusqu'à un âge de 35000 ans. Cette technique repose sur l'incorporation du carbone-14 atmosphérique aux eaux percolant vers la nappe. Au cours de cette infiltration, la teneur en carbone-14 de l'atmosphère se trouve dans un premier temps influencée par le CO_2 du sol, puis au fil de l'écoulement par dives phénomènes d'échanges avec la matrice carbonatée de l'aquifère (Clark et Fritz, 1997).

Les activités carbone–14 mesurées sur les eaux de la nappe superficielle sont représentées sur la figure VI.11. L'intérêt de telle carte est de préciser les conditions d'alimentation actuelle et les caractéristiques générales de l'écoulement. Les teneurs en ^{14}C fluctuent entre 17 et 100 pcm.

Dans les secteurs Nord et Nord–Ouest de la plaine, où la nappe est captée à de faibles profondeurs (< 30 m), les eaux des niveaux superficiels sont bien rechargées, elles affichent des activités variant entre 80 et 100 pcm.

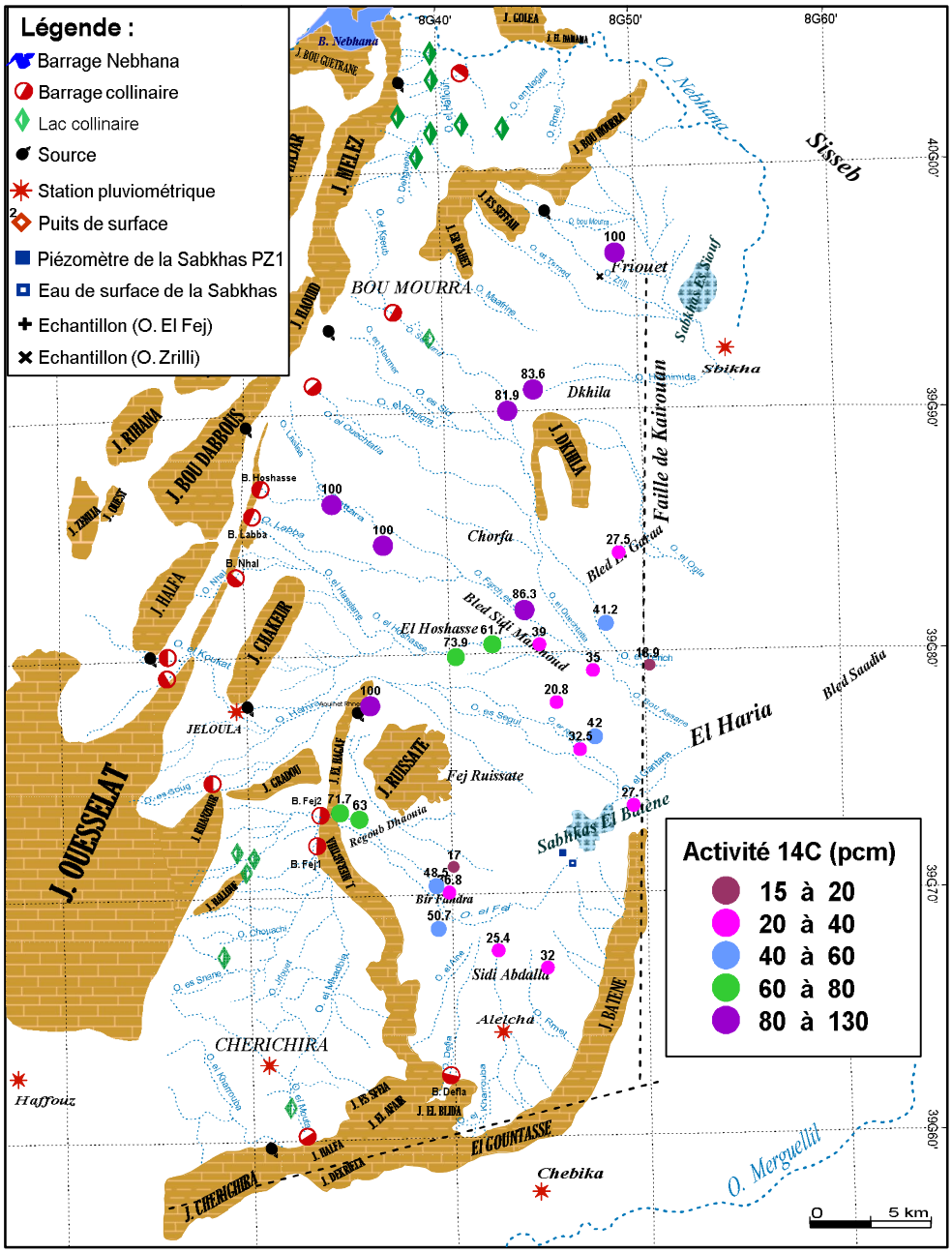


Figure VI.11. *Carte de répartition spatiale des activités en carbone-14 des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya*

En outre, dans la région El Hoshasse (caractérisée par de bonnes propriétés hydrodynamiques) et la région Regoub Dhaouia, les eaux présentent des activités autour de 60 et 80 pcm. Ces données indiquent l'existence d'une eau jeune et laissent supposer une

alimentation récente à l'amont de la plaine, au niveau des reliefs bordiers et à proximité des lits des oueds qui constituent l'axe de recharge de la nappe.

En passant vers le centre, le Sud et la limite orientale, les activités ^{14}C diminuent graduellement en liaison avec la variation de la perméabilité du remplissage Mio-plio-Quaternaire qui est essentiellement grossier en amont et plus fin vers l'aval. Cette décroissance est en parfaite concordance avec la carte piézométrique (Fig. III.13) et celle du tritium (Fig. VI.10). En fait, les puits localisés dans ces zones présentent des activités ^{14}C qui oscillent entre 17 et 40 pcm. Ceci est lié essentiellement à la très faible perméabilité de ces zones, formées essentiellement par les sols argileux et limoneux. La plaine est limitée dans sa partie Est par un seuil qui bloque la circulation des eaux en mettant en face des couches à faible perméabilité. Cette structure est liée à la présence de la faille profonde de Kairouan qui joue le rôle d'une barrière hydraulique.

La corrélation entre les teneurs en chlorures et les activités carbone-14 (Fig. VI.12) montre que les fortes activités ($A^{14}C$ > 60 pcm) intéressent particulièrement les eaux du groupe 1 (Cl = 90 – 300 mg/l), localisées à l'amont de la plaine et les eaux du groupe 2 (Cl = 300 – 1600 mg/l) situées dans les régions Friouet, Dkhila et Chorfa au Nord de la plaine.

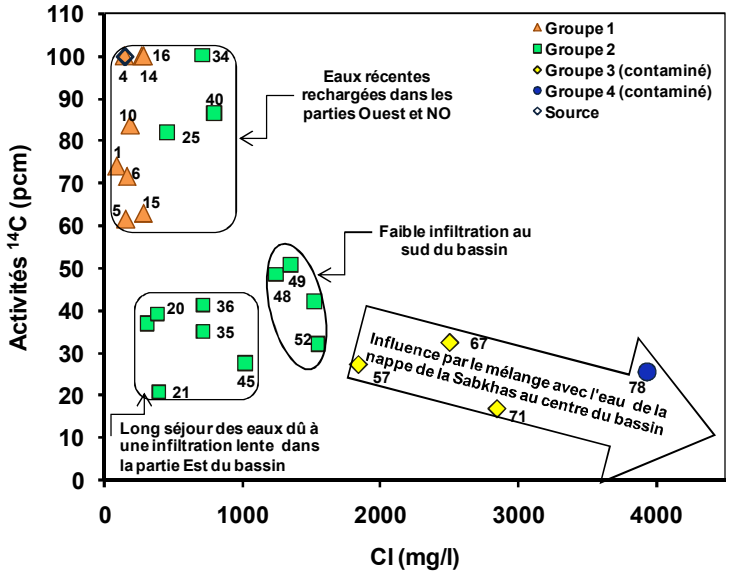


Figure VI.12. *Relation activités ^{14}C vs chlorures des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya*

Au contraire, les faibles activités ($A^{14}C$ < 50 pcm) concernent surtout (i) les eaux du groupe 2, observées dans les parties Sud et Est du bassin et reflètent un long séjour des eaux suite à une infiltration lente dans ces zones et (ii) les eaux saumâtres du groupe 3 et 4 (Cl > 1600 mg/l). En fait, l'absence d'une relation nette entre les teneurs en carbone–14 et

les chlorures indique que la contribution de la recharge récente à la signature isotopique des eaux salées est faible.

II.2.2.1.3.2. Teneurs en ^{13}C du CITD des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya

Les teneurs en $\delta^{13}C$ du CITD des eaux souterraines varient de –11,87 ‰ à –4,82 ‰ vs. PDB avec une moyenne de –9,08 ‰ vs. PDB. (Tab. VI.1 en annexe, Fig. VI.13). L'échantillon collecté de la source Aouinet Rhnem est caractérisé par une teneur de -11 ‰.

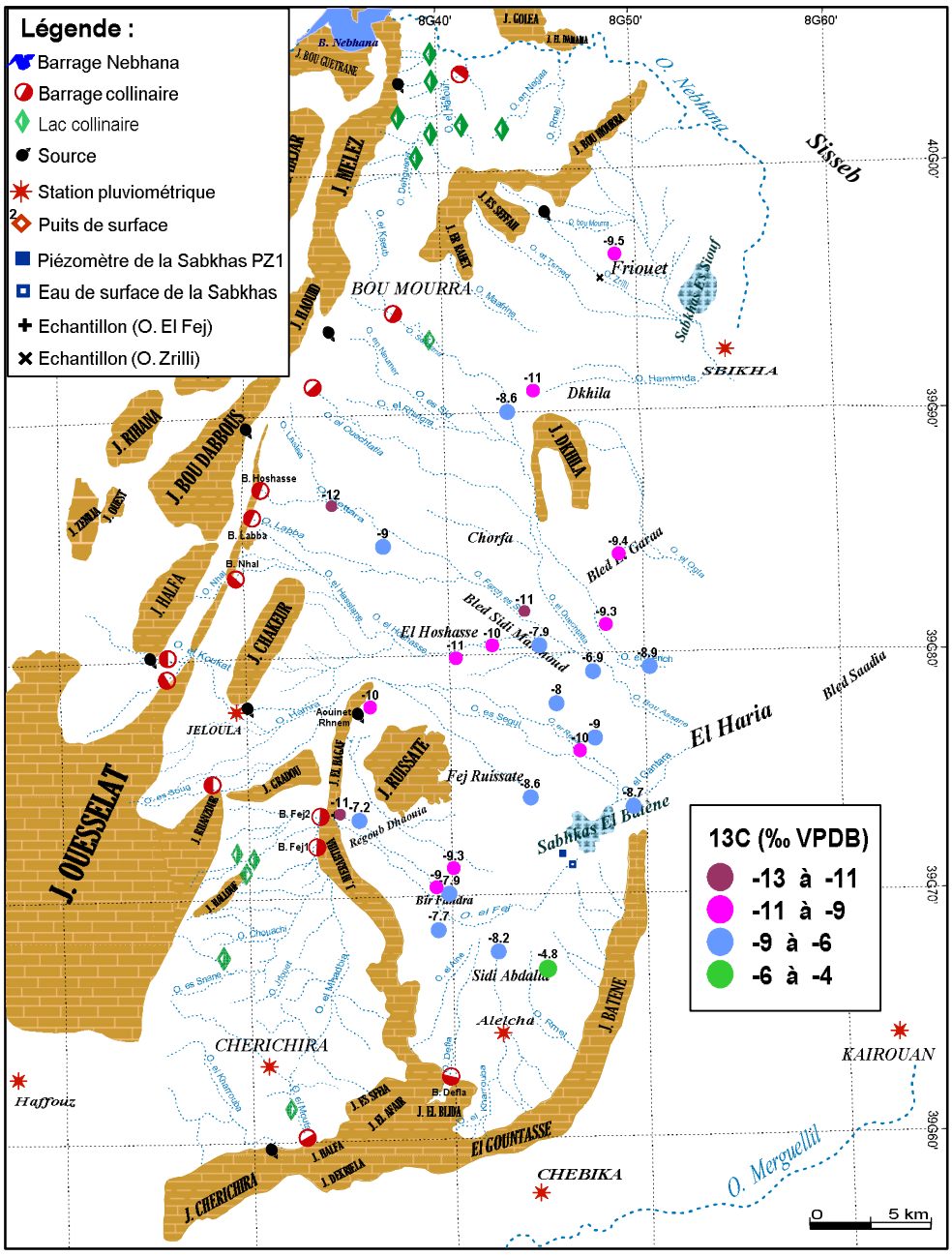


Figure VI.13. *Carte de répartition spatiale des teneurs en carbone-13 des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya*

Cette grande variation des teneurs en $\delta^{13}C$ suggère la présence de plusieurs sources de carbone.

La répartition spatiale des teneurs en $\delta^{13}C$ (Fig. VI.13) indique une différence claire entre la zone d'alimentation de l'aquifère, et les zones peu transmissives. Ainsi, on observe des teneurs relativement appauvries variant entre -12 et -9 ‰ au NO et à l'Ouest de la plaine, et des teneurs enrichies entre -9 et -6 ‰ dans les autres zones. La valeur la plus enrichie est observée dans la région Sidi Abdalla au Sud de la plaine. En fait, ces teneurs sont liées à la dominance des lentilles argileuses plus ou moins épaisses dans les zones centrales, orientales et méridionales qui donnent à l'aquifère superficiel un caractère semi captif à captif.

Sur le tableau VI.1, on a reporté les résultats des mesures d'activité ^{14}C et de $\delta^{13}C$ effectuées sur les échantillons représentatifs de la nappe superficielle ainsi que les résultats du calcul du $\delta^{13}C$ du gaz équilibrant pour évaluer l'ouverture du système.

Les données ont été réparties en trois familles classées selon l'ouverture du système, classement suggéré par les teneurs en $\delta^{13}C$ équilibrant calculées. Ainsi, il est possible de distinguer :

- Les eaux issues d'une évolution en système ouvert sur le CO_2 du sol, dont les teneurs en $\delta^{13}C$ équilibrant sont comprises entre -20 à -17,5 ‰ vs. PDB avec une moyenne de -18,3 ‰. Ces valeurs sont donc proches de la signature isotopique du CO_2 du sol, c'est-à-dire proches de -22 ‰. Les activités ^{14}C des eaux sont élevées (> 60 pcm) et les teneurs en $\delta^{13}C$ du CMTD sont comprises entre -11,87 et -9 ‰.

- Les eaux issues d'une évolution en système fermé dont les teneurs en $\delta^{13}C$ équilibrant varient entre -14,4 et -11,8 ‰ vs. PDB avec une moyenne de -13,7 ‰. Ces valeurs sont enrichies par rapport au $\delta^{13}C$ du CO_2 biogénique du sol. Ceci indique la participation de la matrice carbonatée ($\delta^{13}C \sim 0$ ‰) à la teneur isotopique du $\delta^{13}C$ du CMTD. Les activités ^{14}C des eaux sont faibles (< 35 pcm); ce qui atteste d'un long temps de séjour dans l'aquifère. Les teneurs en $\delta^{13}C$ du CMTD fluctuent entre -9,32 et -4,82 ‰.

- Les eaux dont les teneurs sont intermédiaires entre les deux groupes précédents peuvent avoir évolué sous des conditions mixtes ou bien encore résulter de mélanges.

II.2.2.1.3.3. Corrélation $^{14}C/^{13}C$

L'utilisation conjointe des isotopes du carbone (^{14}C et ^{13}C) permet d'identifier l'origine du carbone et comprendre le schéma du fonctionnement de la nappe étudiée.

Nous avons reporté sur la figure VI.14, les activités ^{14}C du CMTD en fonction des teneurs en $\delta^{13}C$ en distinguant le degré d'ouverture du système étudié.

La répartition des échantillons sur ce diagramme montre une linéarité entre le pôle isotopique initial de l'eau et le pôle de la matrice. L'évolution isotopique est donc fonction d'un mélange chimique et isotopique entre la teneur initiale du CMTD de l'eau et la matrice, et non pas d'une évolution dépendante de la seule décroissance radioactive (Fig. VI.14).

Les eaux correspondant à une évolution en système ouvert présentent une teneur moyenne en carbone-13 de -10,6 ‰ vs PDB pour des activités carbone-14 situées entre 60 et 100 pcm. Cette teneur en $\delta^{13}C$, proche du pôle isotopique initial de l'eau lors de son infiltration dans la zone non saturée, est semblable à celle mesurée (-10,5 ‰ vs PDB) dans les eaux souterraines de la nappe Mio-pliocène de Wadi-Rhir en Algérie (Guendouz *et al.*, 2003). Ce groupe d'eau serait en équilibre isotopique avec le CO_2 biogénique du sol.

Les eaux provenant d'un système fermé ont une signature isotopique en carbone-13 enrichie et des faibles activités carbone-14.

Les eaux intermédiaires se trouvent logiquement entre ces deux pôles et sont marquées à la fois par l'influence du $\delta^{13}C$ du CO_2 du sol et par la signature isotopique de l'encaissant carbonaté.

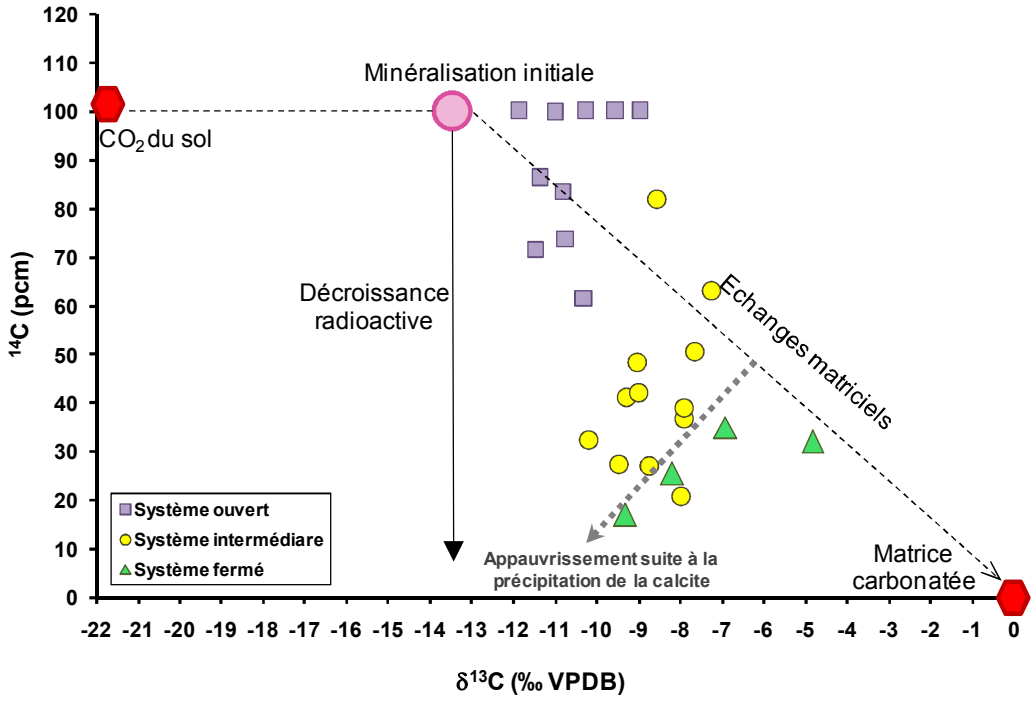


Figure VI.14. *Relation ^{14}C vs $\delta^{13}C$ des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya*

Fig. VI.14 montre une tendance vers l'appauvrissement en $\delta^{13}C$ dans la plupart des eaux des systèmes intermédiaire et fermé. Il semble que les échanges isotopiques particuliers suite à la présence de la calcite secondaire dans la matrice carbonatée puissent expliquer cette translation des échantillons vers un pôle plus appauvri (Noseck *et al.,* 2009). En fait, la précipitation de la calcite a pour effet de diminuer la proportion de l'isotope lourd du carbone de l'eau, et conduit ainsi à un appauvrissement des eaux souterraines en $\delta^{13}C$ (Noseck *et al.,* 2009). Cette cimentation secondaire a été favorisée par l'augmentation des teneurs en Ca^{2+} et HCO_3^- qui a continué jusqu'à atteindre un état de saturation à sursaturation dans les eaux souterraines (Fig. V.10d).

II.2.2.1.3.4. Estimation du temps de résidence

L'estimation du temps de séjour des eaux dans l'aquifère est un préalable nécessaire dans toute étude hydrogéologique visant à apprécier le renouvellement de la ressource en eau.

L'interprétation des activités ^{14}C du CITD des eaux souterraines en termes d'âge radiométrique nécessite l'utilisation des modèles d'estimation de l'activité initiale du ^{14}C du carbone dissous. Ces modèles de correction se basent sur des processus de mélanges différents :

- Les modèles de mélange chimique (Tamers, 1975) et isotopique du CITD entre deux sources (le CO_2 du sol et les carbonates de la matrice aquifère) tel que proposé par Ingerson et Pearson (1964) ;
- Les modèles de mélange chimique avec phénomène d'échange isotopique entre le CITD de la phase gazeuse et la matrice carbonatée (Mook, 1972 ; Evans *et al.,* 1979 ; Fontes et Garnier, 1979 ; Salem *et al.,* 1980 ; Eichinger, 1983).

Pour l'application de ces modèles, nous avons considéré les paramètres suivants :

- L'activité ^{14}C du CITD des échantillons (mesurée)
- L'activité ^{14}C du gaz du sol (A $^{14}C_g$ = 100 pcm)
- L'activité ^{14}C de la matrice (A $^{14}C_m$ = 0 pcm)
- La teneur en ^{13}C du CITD des échantillons ($\delta^{13}C_{CITD}$)
- La teneur en ^{13}C du gaz du sol ($\delta^{13}C_g$ = -22 ‰ vs PDB)
- La teneur en ^{13}C de la matrice ($\delta^{13}C_m$ = 0 ‰ vs PDB)
- Les paramètres physico-chimiques : la température, le pH et l'alcalinité.

Sur le tableau VI.1, on a reporté les datations proposées par les modèles précédemment citées conjointement avec les activités ^{14}C, $\delta^{13}C$, $\delta^{13}C$ du gaz équilibrant et du tritium effectuées sur les échantillons représentatifs de la nappe superficielle.

D'après Tab. VI.1, il s'est révélé que le modèle de Tamers qui se base dans le calcul uniquement sur les processus de dilution chimique, surestime les activités initiales et par la suite fournit des âges surestimés.

Les modèles de Pearson, Fontes et Garnier (F&G), Evans et Eichinger donnent tous des valeurs très proches mais ils sous-estiment les âges.

Les modèles de Mook et de l'AIEA qui tiennent en compte dans le calcul des processus d'échanges isotopiques donnent systématiquement des âges cohérents et adéquats avec les teneurs en tritium. Le premier modèle suppose un échange isotopique entre le carbone dissous, la phase gazeuse et la matrice carbonatée (Mook, 1972). Le deuxième considère deux étapes : un équilibre entre bicarbonates et CO_2 gazeux suivi par une dissolution des carbonates de la matrice (Salem *et al.,* 1980).

Tableau VI.1. *Temps de résidence des eaux de la nappe superficielle du bassin Chougafiya*

N°	Type d'eau	^{3}H	^{14}C	^{13}C	^{13}C gaz éq.	Tamers	Pearson	Mook	F. & G.	AIEA	Evans	Eichinger	Age brut	Système
		(UT)	(pcm)	(‰)	(‰)	(ans BP)	(ans BP)	(ans BP)	(ans BP)	(ans BP)	(ans BP)	(ans BP)	(ans BP)	
1	Groupe 1	2,55	73,9	-10,72	-17,7	actuel	actuel	254	actuel	108	actuel	actuel	2480±118	Ouvert
4	Groupe 1	2,32	100	-10,27	-18,0	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	Actuel	
5	Groupe 1		61,7	-10,29	-17,8	actuel	actuel	1601	actuel	1623	actuel	actuel	3880±328	
6	Groupe 1	2,51	71,7	-11,48	-18,8	actuel	actuel	970	actuel	1483	actuel	actuel	2668±139	
10	Groupe 1		83,6	-10,82	-18,6	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	1402±10	
14	Groupe 1	2,30	100	-11,87	-20,0	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	472±101	
16	Groupe 1	3,50	100	-8,96	-17,7	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	888±147	
34	Groupe 2		100	-9,53	-17,6	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	Actuel	
40	Groupe 2		86,3	-11,37	-18,5	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	1185±159	
85	Source	2,35	99,8	-11	-18,8	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	Actuel	
15	Groupe 1	3,11	63	-7,23	-14,5	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	3736±283	Intermédiaire
17	Groupe 2		36,8	-7,9	-15,1	3054	actuel	4160	actuel	3403	actuel	actuel	8039±212	
20	Groupe 2	1	39	-7,89	-15,4	2413	actuel	3812	actuel	2981	actuel	actuel	7556±304	
21	Groupe 2		20,8	-7,96	-15,0	8078	4577	8689	4389	8289	3933	3300	12605	
25	Groupe 2		81,9	-8,55	-17,1	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	1601±135	
36	Groupe 2		41,2	-9,29	-16,7	2623	204	3930	95	4032	actuel	actuel	7108±333	
45	Groupe 2		27,5	-9,45	-16,8	5678	3687	7621	3601	7521	3259	2863	10360±370	
48	Groupe 2	0,6	48,5	-9,03	-16,5	985	actuel	2652	actuel	2540	actuel	actuel	5809±187	
49	Groupe 2	0,2	50,7	-7,65	-15,9	235	actuel	1581	actuel	1048	actuel	actuel	5455±187	
50	Groupe 2		42	-9	-16,3	2283	actuel	3727	actuel	3702	actuel	actuel	7006±293	
57	Groupe 3	0,4	27,1	-8,73	-15,7	6130	3153	6928	3018	7007	2670	1943	10477±723	
67	Groupe 3	0,1	32,5	-10,2	-17,0	4823	2937	6398	2867	6917	2618	1991	9067±265	
35	Groupe 2	1,05	35	-6,90	-14,0	3949	actuel	3278	actuel	3006	actuel	actuel	8378±445	Fermé
52	Groupe 2	0,06	32	-4,82	-11,8	4673	actuel	1798	actuel	690	actuel	actuel	9232±696	
71	Groupe 3	0,07	17	-9,32	-14,4	11316	7548	9907	7372	11422	7127	5079	14242±993	
78	Groupe 4	0,00	25,4	-8,19	-14,4	7243	3160	6426	2975	7087	2662	1138	11005±520	

Les âges obtenus par ces modèles semblent le mieux convenir au contexte géochimique de l'aquifère superficiel. Ces résultats ont permis de classer les eaux de la nappe superficielle de Chougafiya en deux groupes distincts (Tab. VI.1) : le premier groupe englobe les eaux dont l'âge varie entre l'actuel et 2500 ans BP (before present). Ceci témoigne d'une origine récente liée principalement à la forte contribution des précipitations à la recharge de la nappe phréatique au Nord et à l'amont de la plaine. Le deuxième groupe, comprend les eaux ayant un âge corrigé allant de 2500 à 11422 ans BP. Ceci indique une origine relativement ancienne et un long séjour des eaux dans la zone non saturée engendrée par une infiltration lente à travers le remplissage alluvionnaire caractérisé par une faible perméabilité dans les zones centrale, méridionale et orientale de la plaine. D'autre part, certains échantillons de ce groupe dont les âges sont inférieurs à 6000 ans BP peuvent refléter éventuellement un effet de mélange entre les eaux récentes et celles relativement anciennes.

II.2.2.2. Les nappes anté-quaternaires

II.2.2.2.1. Traçage des eaux par le couple $^{18}O/^{2}H$

Les teneurs en isotopes stables des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya présentent une large gamme de variation.

La composition isotopique des eaux de l'aquifère Crétacé supérieur varie respectivement de -5,91 à -4,45 ‰ *vs* SMOW et de -33,6 à -25,1 ‰ *vs* SMOW pour $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$.

Les teneurs en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ des eaux de l'aquifère Paléocène fluctuent respectivement entre -4,98 et -4,85 ‰ *vs* SMOW et entre -30,2 à -28,2 ‰ *vs* SMOW.

Les teneurs en $\delta^{18}O$ des eaux de l'aquifère Eocène inférieur oscillent entre -5,64 et -5,51 ‰ *vs* SMOW, et celles de ^{2}H varient entre -33,3 et -32,4 ‰ *vs* SMOW.

Les eaux de l'aquifère Oligocène sont caractérisées par des teneurs qui s'échelonnent entre -5,56 et -4,26 ‰ *vs* SMOW pour l'oxygène-18 et des teneurs qui oscillent entre -34,1 et -25,9 ‰ *vs* SMOW pour le deutérium.

La composition isotopique des eaux de l'aquifère Mio-pliocène varie entre -6,13 et -4,88 ‰ *vs* SMOW pour l'oxygène-18 et entre -39,2 et -28,7 ‰ *vs* SMOW pour deutérium.

Globalement, la composition isotopique moyenne des eaux prélevées des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya est semblable à la moyenne pondérée des

précipitations locales. Cette similitude indique que les eaux souterraines analysées proviennent de l'infiltration des précipitations modernes.

Sur le diagramme δ^2H *vs* $\delta^{18}O$, on a reporté les teneurs isotopiques des eaux des nappes étudiées. Cette représentation graphique permet d'avancer plusieurs constations (Fig. VI.15):

-les points placés sur les droites météoriques mondiale et locale indiquent la présence d'une recharge (saisonnière) par infiltration rapide des eaux de pluie à travers les affleurements de la plaine. Par ailleurs, les masses de vapeur qui sont à l'origine de ces eaux non évaporées ont probablement une origine mixte (océanique et méditerranéenne) comme en témoignant leur excès en deutérium entre 10,08 et 12,02 ‰.

-les points situés au-dessus de la DML suggèrent que ces eaux souterraines ont été rechargées par précipitation issue d'une condensation directe sur la Méditerranée (Gat *et al.,* 2003). L'excès en deutérium calculé pour ces eaux oscille entre 13,3 et 14,9 ‰ traduisant une participation non négligeable d'origine méditerranéenne en masses de vapeurs condensantes.

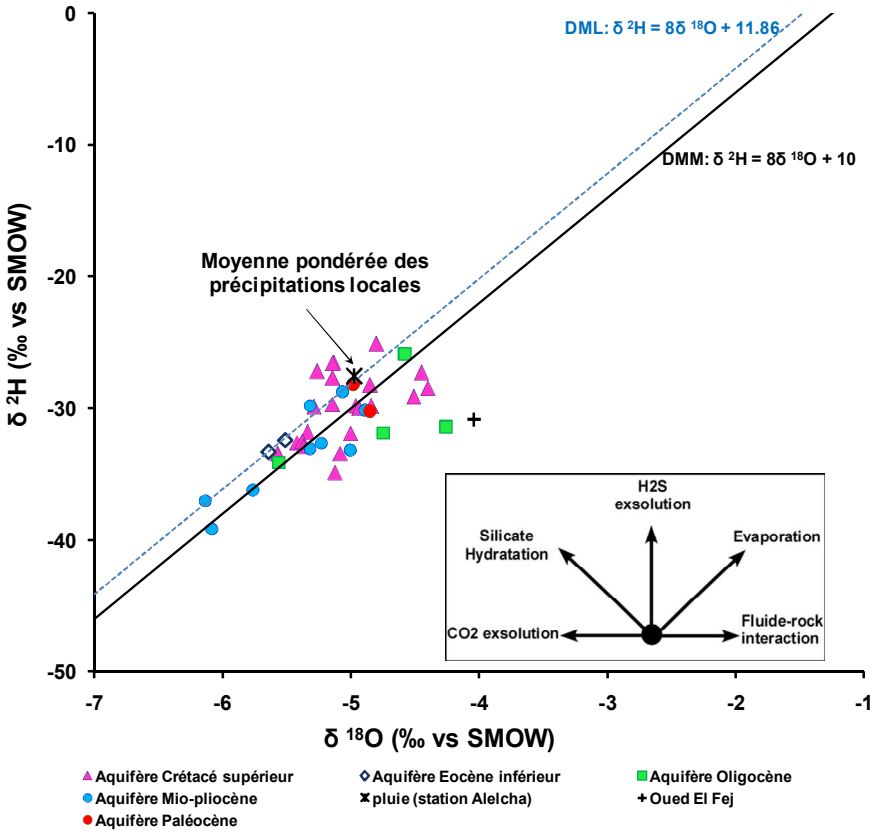


Figure VI.15. *Diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$ des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

-les points placés en dessous de la DMM reflètent un caractère évaporé des eaux récentes qui alimentent ces eaux. Ce processus d'évaporation, pourrait se produire avant infiltration ou dans la zone non saturée, est lié probablement (i) aux faibles profondeurs de captage qui ne dépassent pas 20 m pour les puits captant les grès marneux de l'Oligocène (■) et, (ii) au phénomène de retour des eaux d'irrigation comme il est suggéré par la présence des taux élevés en nitrates dans les eaux de la nappe du Crétacé supérieur (▲). En fait, ces eaux enrichies ont été prélevées de la région Regoub Dhaouia (Fig. V.2), où l'activité agricole est basée essentiellement sur l'application des techniques d'irrigation par inondation. Les eaux d'irrigation subissent alors une évaporation excessive dans les parcelles irriguées et au niveau des canaux d'irrigation superficiels, avant d'atteindre la nappe (Farid *et al.,* 2015).

II.2.2.2.2. Traçage des eaux par le tritium

En raison de la désintégration radioactive du tritium, et sa demi-vie de 12,4 ans, les eaux souterraines qui ont été rechargées avant les tests nucléaires (pré-1952) doivent avoir une teneur en tritium ne dépassant pas 0,65 UT (Clark et Fritz, 1997).

Les nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya sont caractérisées par des teneurs assez variables en tritium allant respectivement de 0,3 à 2,6 UT, de 0,2 à 0,9 UT, de 0 à 1,7 UT dans les eaux des nappes Crétacé supérieur, Oligocène et Mio-pliocène. L'échantillon N°28 captant la nappe de l'Eocène inférieur affiche une valeur de 0,3 UT.

La corrélation établie entre les teneurs en tritium et celles des chlorures a permis de classer les eaux analysées en deux groupes (Fig. VI.16):

- les eaux disposant de faibles concentrations en tritium (< 0,65 UT), suggèrent vraisemblablement la présence d'une recharge pré-nucléaire. Ces eaux sont observées non seulement dans les eaux salées N°20 et 21 (Cl > 4000 mg/l) situées dans la partie confinée de la nappe Crétacé supérieur, mais aussi dans les autres aquifères (Eocène inférieur, Oligocène et Mio-pliocène) ;
- les eaux présentant des concentrations (> 0,65 UT) indiquent une recharge contemporaine provenant des précipitations des deux ou trois dernières décennies. En fait, la présence de concentrations mesurables en tritium (1,4 - 2,6 UT) dans les eaux captant l'aquifère Crétacé supérieur (N°3, 6, 7, 10, 11 et 16) confirme la présence d'une infiltration d'eau moderne dans les parties libres de cette formation. Cette alimentation pourrait se produire soit par une infiltration récente des eaux de crue d'oued El Fej (^3H ~ 2,6 UT), ou par les eaux

d'irrigation. Cette hypothèse est suggérée par des fortes teneurs en nitrates (> 50 mg/l) (Farid *et al.,* 2015).

L'examen de Fig. VI.16 suggère que la diminution des teneurs en ^{3}H dans les eaux de l'aquifère Crétacé supérieur est accompagnée par une augmentation des concentrations en chlorures le long de la ligne d'écoulement générale (NO-SE). Cette tendance pourrait refléter une augmentation du temps de résidence des eaux souterraines.

La présence de niveaux confinés dans l'aquifère crétacé prolongera le contact eau-roche, conduisant ainsi à (i) une longue dissolution des minéraux présents dans les couches de l'aquifère et, (ii) un apport additionnel des éléments chimiques (Edmunds *et al.,* 2002).

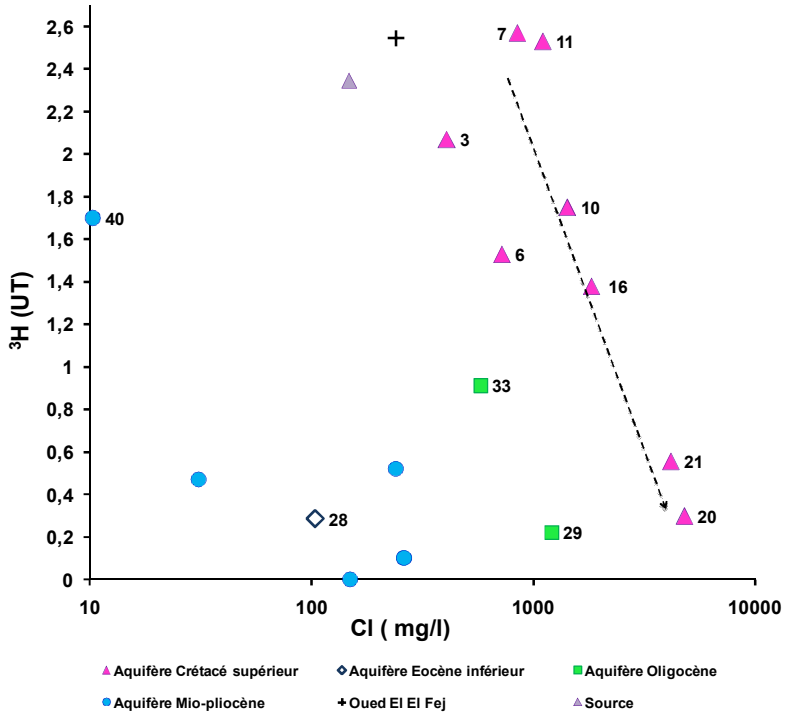


Figure VI.16. *Relation tritium vs chlorures des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

II.2.2.2.3. Traçage des eaux par le carbone

II.2.2.2.3.1. Répartition spatiale des activités carbone-14

Les activités ^{14}C mesurées varient respectivement de 7,4 à 92,4 pcm, de 37,6 à 67,3 pcm, et de 12,5 à 51,9 pcm dans les eaux captant les aquifères Crétacé supérieur, Oligocène et Mio-pliocène. L'échantillon N°28 captant la nappe Éocène affiche une activité de 45,5 pcm.

Sur la figure VI.17, on a reporté les activités ^{14}C, reflétant le temps de séjour des eaux souterraines, et la salinité (exprimée en MDT). Cette relation met en évidence le degré de l'interaction eau-roche dans les aquifères étudiés.

Dans le cas de l'aquifère carbonaté du Crétacé supérieur, on peut remarquer que le résidu sec augmente avec la diminution de l'activité. On peut ainsi distinguer trois zones (Fig. VI.17):

- Au piémont NO du J. Ruissate (Fig. V.2), l'échantillon N°1 affiche une activité de 92 pcm et une salinité de 1242 mg/l. Ceci indique que cette zone reçoit une alimentation par infiltration des eaux pluviales à travers les fractures du flanc NO du J. Ruissate ;
- Dans la région Bir Fandra (Fig. V.2) où les calcaires campaniens sont recouverts par les marnes noires du Paléocène (73 m), et forment ainsi un aquifère captif, les échantillons N°20 et 21 montrent de faibles activités (< 15 pcm), des salinités élevées (~ 10000 mg/l) et de fortes concentrations en H_2S. Ces données témoignent de la présence de la matière organique et du gypse dans les bancs de marno-calcaires ou de marnes noires sus-jacentes. Pour cette raison, cette nappe n'est plus exploitée dans cette zone. De plus, les faibles activités mesurées témoignent d'un long séjour des eaux de la nappe ;
- Dans la région Regoub Dhaouia, située au piémont SO du J. Ruissate (Fig. V.2) où les calcaires du Crétacé supérieur sont sub-affleurants ou sont parfois surmontés par une mince couche de dépôts alluvionnaires du Mio-plio-Quaternaire dont l'épaisseur allant de 3 à 16 m, les échantillons N°3, 11 et 16 présentent des activités de l'ordre de 40 pcm et des salinités autour de 2147 et 4457 mg/l. Ces eaux reçoivent une alimentation par les eaux d'irrigation comme témoignent leurs teneurs en tritium (entre 1,4 et 2,5 UT) et en nitrates (entre 51,7 et 111,6 mg/l). Généralement, cette zone est caractérisée par l'extension de plusieurs périmètres irrigués, elle est fortement exploitée par les forages illicites.

Concernant l'aquifère du Mio-pliocène caractérisé par une lithologie sableuse à argilo-sableuse, l'activité la plus forte (51,9 pcm) est observée dans l'échantillon N°40. Cette eau est caractérisée par une faible salinité (285 mg/l), un faciès Ca-HCO_3 (type I) et une teneur en ^3H de 1,7 UT. Ces données suggèrent que cette eau reçoit une recharge contemporaine (après 1952). Néanmoins, l'activité la plus faible est enregistrée dans l'échantillon N°35 (12,5 pcm). Cette eau est caractérisée par une salinité de l'ordre de 1118 mg/l), un faciès Na-Mg-Cl-SO_4 (type IV) et une teneur en ^3H ~ 0 UT.

D'une façon générale, l'évolution géochimique observée dans les eaux de la nappe Mio-pliocène du type I (douce) au type IV (saumâtre) (Figs. V.24, VI.17) indique probablement des interactions eau-roche assez prolongées et développées au sein de

l'aquifère Mio-pliocène comprenant principalement la dissolution la calcite, l'hydrolyse des silicates et l'échange cationique. Ces processus pourraient expliquer les changements observés dans les concentrations de HCO_3 ou du CITD (Gi-Tak *et al.,* 2006; Huneau *et al.,* 2011). De plus, ces phénomènes sont liés au temps de séjour de l'eau dans la nappe et aux variations lithologiques latérales (Farid *et al.,* 2015).

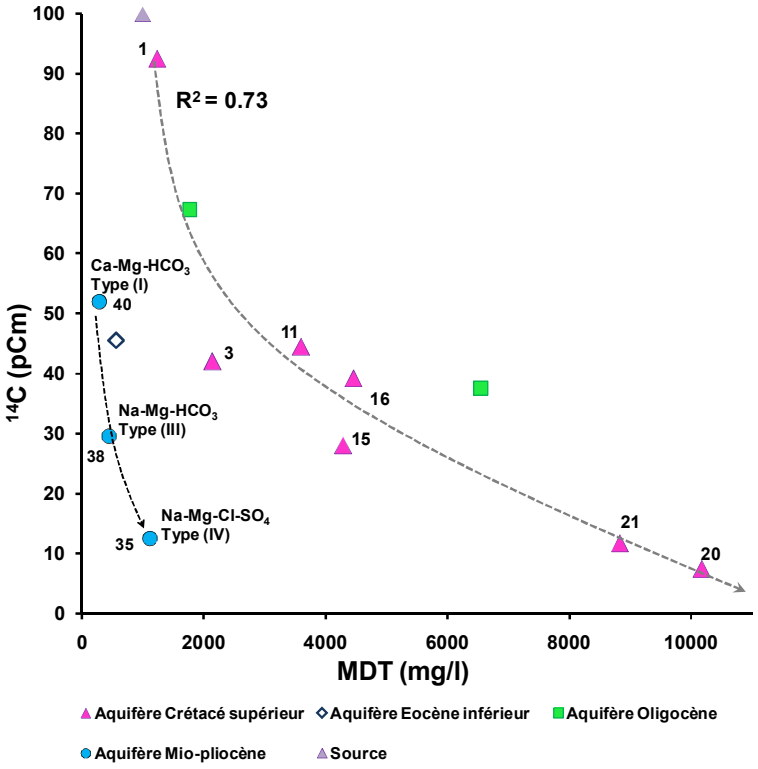


Figure VI.17. *Relation ^{14}C vs MDT des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

II.2.2.2.3.2. Teneurs en ^{13}C du CITD des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya

Les teneurs en $\delta^{13}C$ du carbone inorganique total dissous (CITD) mesurées varient respectivement de -9,5 à -5,2, de -9 à -7,6 et de -9,2 à -7,5 ‰ *vs* PDB dans les eaux captant les aquifères Crétacé supérieur, Oligocène et Mio-pliocène. L'échantillon N°28 captant la nappe Éocène présente une teneur de -10,8 ‰.

Cette grande variation des teneurs en $\delta^{13}C$ dans les eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya suggère la présence de plusieurs sources de carbone tels que le CO_2 biogénique et la dissolution des carbonates. Cette hypothèse est tout à fait en accord avec les concentrations élevées de HCO_3^- dans les eaux de la nappe du Crétacé qui pourraient être engendrées soit par l'oxydation de la matière organique, la dissolution des

carbonates et / ou par la réaction incongruente de la matrice carbonatée (Huneau *et al.,* 2011).

Comme la montre la figure VI.18, l'augmentation des concentrations de HCO_3^- est accompagnée par un enrichissement des teneurs en $\delta^{13}C$ le long de la ligne d'écoulement de la nappe crétacé. Ceci suggère que certains processus de la dissolution de la calcite doivent avoir lieu dans cet aquifère. Néanmoins, l'accroissement des concentrations de HCO_3^- dans les eaux pourrait dériver d'autres processus tels que la dégradation de la matière organique ou la réduction des sulfates (Bajjali *et al.,* 1997).

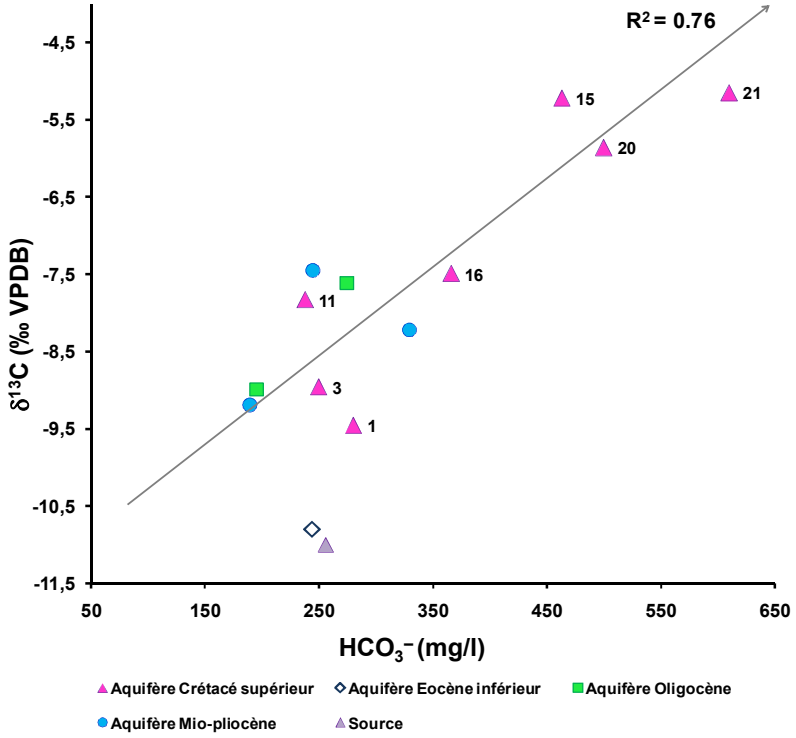


Figure VI.18. *Relation $\delta^{13}C$ vs HCO_3^- des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

II.2.2.2.3.3. Corrélation $^{14}C/^{13}C$

Représentées sur le diagramme ^{14}C vs. $\delta^{13}C$ (Fig. VI.19), les eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya montrent un enrichissement en $\delta^{13}C$ en fur et à mesure de l'augmentation du temps de séjour des eaux. Cet enrichissement peut être attribué au phénomène de la dissolution des minéraux carbonatés qui enrichie les eaux souterraines en isotope lourd du carbone (Mook et De Vries, 2000). Cette dissolution est illustrée par l'augmentation des concentrations en Ca^{2+} et HCO_3^- en fonction de la salinité (MDT) (Fig.

V.26), et par des indices de saturation qui montrent un état de saturation à sous saturation de ces eaux vis-à-vis des minéraux carbonatés (Fig. V.25d, e, f).

Il semble de la discussion présentée dans la section III.2.3.2.1 du chapitre V que le processus de la dissolution incongruente de la dolomite et du gypse accompagnée d'une précipitation simultanée de la calcite représente la source supplémentaire la plus probable du carbone C dans le système étudié. Ce processus dispose d'un grand potentiel pour la modification substantielle de la signature de l'isotope C du réservoir CID (Bajjali *et al.,* 1997). Cette hypothèse est clairement suggérée par les variations importantes des rapports molaires Mg^{2+}/Ca^{2+} des échantillons d'eau analysés (Farid *et al.,* 2015).

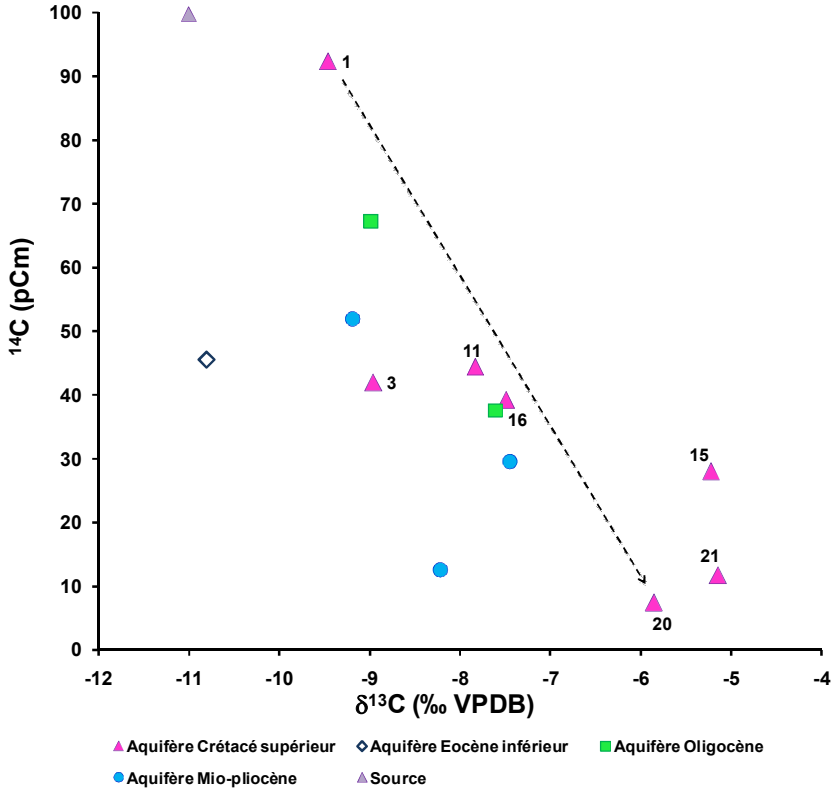


Figure VI.19. *Relation ^{14}C vs $\delta^{13}C$ des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

Généralement, les valeurs de ^{14}C et $\delta^{13}C$ mesurées sur les eaux des aquifères étudiés sont très peu nombreux pour permettre l'élaboration des interprétations approfondies. Par conséquent, nous allons focaliser principalement sur les données de l'aquifère du Crétacé supérieur.

Le diagramme ^{14}C vs. $\delta^{13}C$ (Fig. VI.19) illustre une évolution graduelle depuis la zone d'alimentation vers la zone confinée de l'aquifère du Crétacé supérieur. Ainsi, en

tenant compte des teneurs en $\delta^{13}C_{gas\ eq.}$ (Clark et Fritz, 1997), des teneurs en $\delta^{13}C$ et des activités ^{14}C (Tab. VI.2), deux pôles peuvent être distingués :

– Le premier pôle est formé par une eau (N°1) caractérisée par une forte activité ^{14}C (92,4 pcm) qui est à l'origine d'une alimentation récente par les pluies à travers les fractures du flanc Nord du J. Ruissate (caractérisé par une couverture végétale très faible). Mais, sa teneur en $\delta^{13}C$ (–9,5 ‰) n'indique pas que cette eau est largement influencée par un apport de la matière organique du sol ou par un échange avec le CO_2 atmosphérique. Cette teneur suggère la présence de sources de C inactif qui peuvent influencer la géochimie du carbone de cet aquifère, tel que la dissolution des carbonates (concentration de HCO_3^- est 281 mg/l). De plus, la série sédimentaire du Crétacé supérieur est formée particulièrement par des alternances de calcaires, marnes, marno–calcaires, calcaires marneux, évaporites et dolomies qui peuvent limiter le contact avec le CO_2 atmosphérique.

– Le deuxième pôle comprend les eaux (N°20 et 21) caractérisées par des faibles activités ^{14}C (< 15 pcm) témoignant d'un long séjour dans l'aquifère et présentent une signature isotopique enrichie en $\delta^{13}C$ (valeur moyenne de –5,5 ‰). Les valeurs enrichies en $\delta^{13}C$ mesurées dans ces eaux confirment la présence d'un échange de carbone entre les eaux souterraines et le ^{13}C de la matrice carbonatée durant la dissolution ou la re–précipitation des carbonates sous les conditions d'un système fermé (Clark et Fritz, 1997). D'autre part, l'enrichissement des teneurs en $\delta^{13}C$ dans cette zone coïncide avec la partie captive de la nappe au centre du bassin, où le confinement de l'aquifère est assurée par les marnes noires du Paléocène.

– Les eaux intermédiaires (N°3, 11 et 16) se trouvent entre ces deux pôles, et donc, ces eaux seront marquées à la fois par l'influence du $\delta^{13}C$ du CO_2 du sol et par la signature isotopique de l'encaissant carbonaté (Clark et Fritz, 1997). Ceci explique en partie l'enrichissement progressif des teneurs en $\delta^{13}C$ du CMTD avec la décroissance de l'activité (Farid *et al.,* 2015).

II.2.2.2.3.4. Estimation du temps de résidence

Les temps de séjour des eaux souterraines ont été estimés en utilisant sept modèles de correction adoptées. Il est prévu que les âges proposés par Ingerson et Pearson (1964), Evans *et al.* (1979) et Fontes et Garnier (1979) sont globalement en bon accord et offrent des solutions très similaires mais sous-estimées. Le modèle de Tamers (Tamers, 1975) a tendance à donner des surestimations du temps de séjour des eaux souterraines. Ce modèle

est basé sur les concentrations initiales et finales des carbonates et suppose des conditions d'un système complètement fermé, dans lesquels aucun échange avec le CO_2 du sol ne se produit pendant la dissolution de la calcite (Huneau *et al.,* 2011). Par conséquent, ce modèle ne peut pas être pris en compte, puisque les teneurs en $\delta^{13}C$ des eaux analysées deviennent de plus en plus enrichies le long de la ligne d'écoulement, ce qui suggère un échange isotopique entre le CITD et les carbonates de la matrice à travers le temps (Fig. VI.19).

Tableau VI.2. *Temps de résidence des eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

N°	Type d'eau	^{14}C	^{13}C	^{13}Ceq	Age	Age	Age	Age	Age	Age	Age	Age
					[Tamers]	[Pearson]	[Mook]	[F&G]	[AIEA]	[Evans]	[Eichinger]	Brut
		(pcm)	(‰)	(‰)	(ans BP)							
1	Aquifère Crétacé sup.	92,4	–9,5	–16,3	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	653
3	Aquifère Crétacé sup.	42,0	–9	–16,2	2262	actuel	3706	actuel	3632	actuel	actuel	7172
11	Aquifère Crétacé sup.	44,4	–7,8	–14,7	2188	actuel	1957	actuel	2098	actuel	actuel	6712
15	Aquifère Crétacé sup.	28,0	–5,2	–12,7	5672	actuel	3407	actuel	2672	actuel	actuel	10524
16	Aquifère Crétacé sup.	39,2	–7,5	–13,8	3537	actuel	2327	actuel	2708	actuel	actuel	7742
20	Aquifère Crétacé sup.	7,4	–5,9	–10,6	18239	10588	13269	9972	14176	9438	3115	21525
21	Aquifère Crétacé sup.	11,7	–5,2	–9,5	14995	5733	5978	5228	9829	4918	actuel	17738
28	Aquifère Eocène inf.	45,5	–10,8	–18,0	1555	628	4326	589	4417	281	6	6510
29	Aquifère Oligocène	37,6	–7,6	–14,2	3680	actuel	3013	actuel	3158	actuel	actuel	8086
32	Aquifère Oligocène	67,3	–9	–16,4	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	3274
35	Aquifère Mio-pliocène	12,5	–8,2	–15,7	11951	9052	13390	8908	12796	8459	8111	17191
38	Aquifère Mio-pliocène	29,5	–7,5	–15,2	4645	1140	5857	965	4923	470	194	10092
40	Aquifère Mio-pliocène	51,9	–9,2	–16,9	87	actuel	2442	actuel	2040	actuel	actuel	5422
45	Source Aouinet Rhnem	99,8	–11	–18,8	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	17

Les modèles de l'AIEA (Salem *et al.,* 1980) et de Mook (Mook, 1972), basés sur les échanges isotopiques, suggèrent des âges relativement cohérents et semblables.

Le tableau VI.2 résume les âges obtenus pour 14 échantillons, en utilisant sept approches de correction. En se basant donc sur les modèles de l'AIEA (Salem *et al.,* 1980) et de Mook (Mook, 1972), les âges des eaux souterraines calculés pour l'aquifère Crétacé supérieur oscillent entre l'actuel et 14200 ans BP. Les eaux situées dans les parties libres représentées par les flancs Nord (N°1) et Ouest (N°3, 11, 15 et 16) du J. Ruissate sont modernes et rechargées par l'infiltration des eaux récentes, comme il est indiqué par la relation tritium/chlorures (Fig. VI.16). Cependant, les eaux souterraines situées dans la partie confinée (N°20 et 21) présentent des âges autour de 9900 et 14200 ans BP et proposent une recharge prévalant durant la dernière période de déglaciation.

L'eau de la nappe Eocène montre un âge de l'ordre de 4400 ans BP.

Les âges calculés pour les eaux de l'aquifère Oligocène varient entre l'actuel et 3200 ans BP.

Le modèle de correction appliquée aux eaux souterraines de la nappe Mio-pliocène, suggère des âges variant entre 2000 et 12800 ans BP. Ceci prouve que la recharge de cet aquifère a eu lieu principalement durant l'Holocène.

II.2.2.3. Les barrages collinaires

Pour caractériser la signature géochimique des eaux de surface, différentes phases d'échantillonnage ont été réalisées entre octobre 2006 et juillet 2010. Ainsi, un suivi temporel des teneurs isotopiques était nécessaire pour nous permettre d'avoir connaissance sur les variations de la composition isotopique des eaux des barrages collinaires en période sèche et période humide.

II.2.2.3.1. Traçage des eaux par le couple $^{18}O/^{2}H$

Les teneurs isotopiques des eaux des barrages collinaires présentent une large gamme de variation et fluctuent entre -5,31 et 7,87 ‰ pour $\delta^{18}O$ et entre -31,23 et 23,89 ‰ pour $\delta^{2}H$.

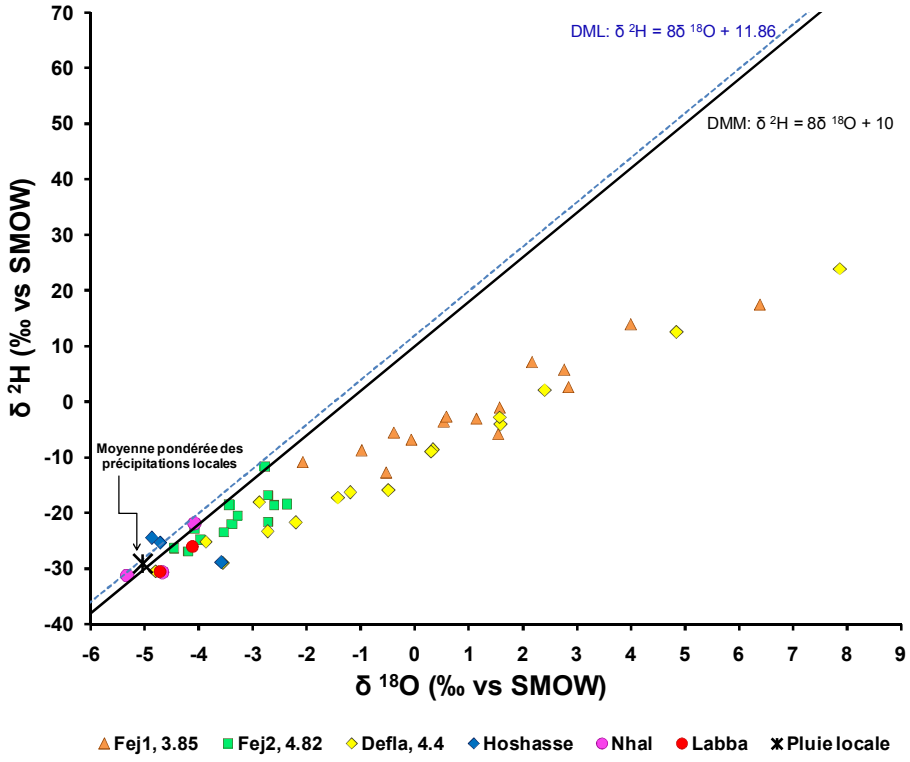


Figure VI.20. *Diagramme $\delta^{2}H$ vs $\delta^{18}O$ des eaux des barrages collinaires*

Dans un diagramme de corrélation $\delta^{18}O/\delta^{2}H$, les points analytiques représentatifs des barrages se situent globalement sous la droite météorique mondiale (Fig. VI.20). Ces

points s'alignent le long des droites de pentes inférieures à 8 et correspondent ainsi à des droites d'évaporation locales (DEL). Les pentes de ces droites varient de 3,85 à 4,82 et suggèrent que l'évolution des teneurs isotopiques des eaux des retenues est donc en grande partie contrôlée par l'évaporation qui affecte les eaux durant leur stockage.

Pour une même retenue, la variation le long d'une DEL est importante d'une saison à l'autre. Il est donc difficile de se faire une idée de la situation sans étudier les chroniques d'évolution des teneurs isotopiques des eaux de ces barrages.

II.2.2.3.1.1. Evolution des teneurs en $\delta^{18}O$ des eaux des barrages collinaires en fonction des dates de prélèvements

Le traçage naturel des eaux de surface par les isotopes stables (^{18}O, ^{2}H) est basé sur l'étude des chroniques d'évolution des teneurs isotopiques des retenues. En fait, Fig. VI.21 révèle que les eaux des barrages présentent des faciès isotopiques très variables dans le temps.

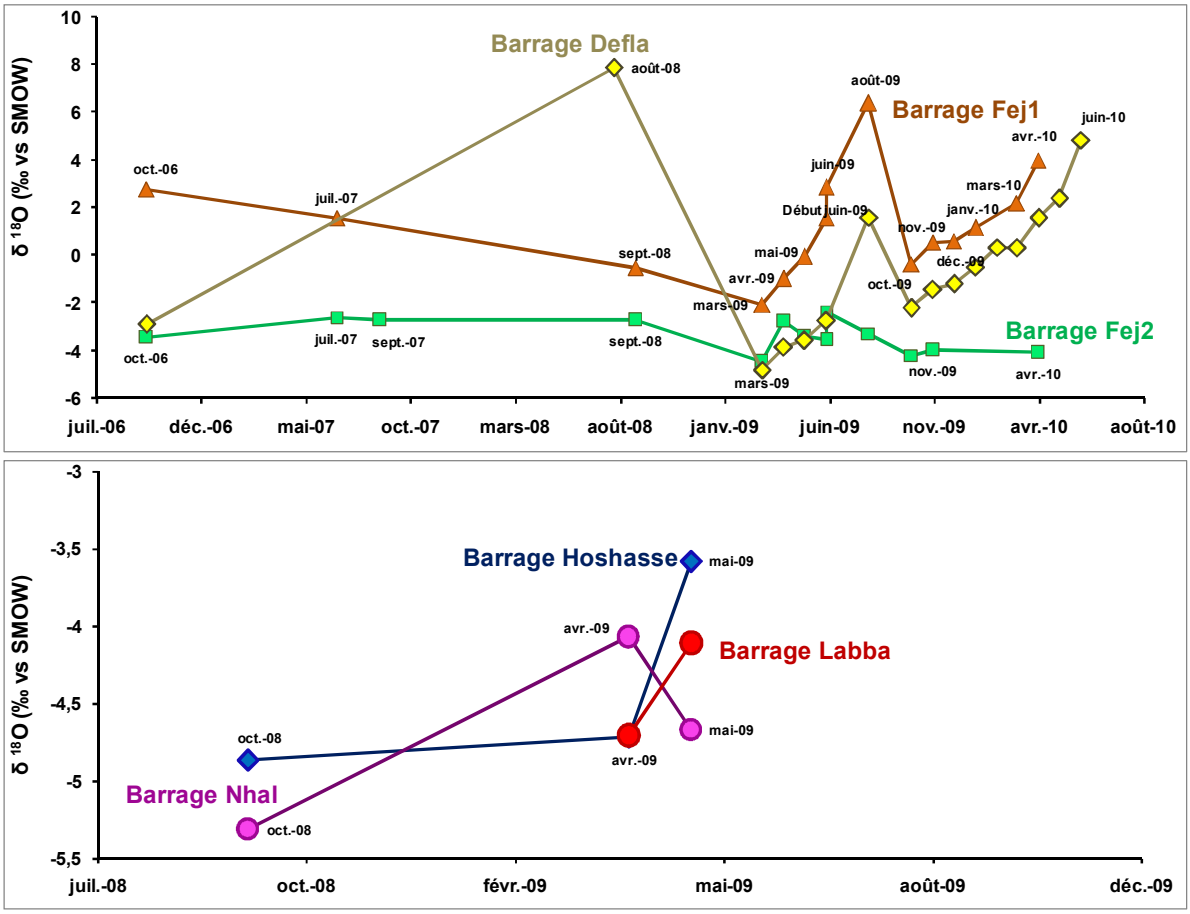


Figure VI.21. *Evolution des teneurs en $\delta^{18}O$ des eaux des barrages collinaires en fonction des dates de prélèvements*

Entre 2006 et 2010, les eaux du barrage Fej1 présentent des teneurs isotopiques qui s'échelonnent entre -2,07 et 6,39 ‰ pour $\delta^{18}O$ et entre -12,77 et 17,49 ‰ pour $\delta^{2}H$.

Les teneurs en $\delta^{18}O$ et en $\delta^{2}H$ des eaux du barrage Fej2 oscillent respectivement entre -4,45 et -2,36 ‰ et entre -26,98 et -11,73 ‰.

Plus au Sud, les eaux du barrage Defla sont caractérisées par des teneurs comprises entre -4,8 et 7,87 ‰ pour $\delta^{18}O$ et entre -30,5 et 23,89 ‰ pour $\delta^{2}H$.

Les eaux des barrages Nhal, Labba et Hoshasse, implantés sur les affleurements carbonatés à l'Ouest de la zone d'étude, correspondent aux eaux les moins enrichies vu qu'elles ont été prélevées après un temps très court de la pluie.

En fait, les eaux du barrage Hoshasse présentent des teneurs fluctuant entre -4,86 et -3,58 ‰ pour $\delta^{18}O$ et entre -28,92 et -24,46 ‰ pour $\delta^{2}H$.

Les eaux du barrage Nhal présentent des teneurs variant entre -5,31 et -4,07 ‰ pour $\delta^{18}O$ et entre -31,23 et -21,99 ‰ pour $\delta^{2}H$.

Les eaux du barrage Labba présentent des teneurs comprises entre -4,71 et -4,11 ‰ pour $\delta^{18}O$ et entre -30,59 et -26,08 ‰ pour $\delta^{2}H$.

Les retenues de ces barrages s'assèchent souvent vu que l'eau s'échappe rapidement à travers les calcaires fissurés (elle ne reste que deux ou trois jours dans la retenue). D'ailleurs, l'emplacement de la majorité des points représentatifs de ces barrages sur les droites météoriques témoigne du faible temps de séjour des eaux dans les retenues (Fig. VI.20).

Pour tous les échantillons prélevés, les teneurs les plus faibles sont enregistrées à la fin de la saison humide. Cependant, les valeurs les plus enrichies sont observées pendant la période estivale quand à la hauteur de l'eau est très faible et même nulle dans certaines retenues. Ces fortes teneurs marquent une signature saisonnière importante de l'évaporation qui affecte les eaux des retenues durant leurs séjours. Le degré d'enrichissement dépend essentiellement de la balance des eaux dans les retenues.

La comparaison des courbes représentées sur Fig. VI.21 permet de constater une grande variabilité des teneurs en $\delta^{18}O$ des eaux de surface. Ceci indique que les retenues ont des comportements différents. Ces retenues ont pourtant les mêmes conditions climatiques et sont de tailles comparables (Tab. IV.1 en annexe) ; en particulier, elles ont le même rapport volume/surface. Elles subissent donc le même effet de l'évaporation. Deux hypothèses expliquent donc ces variations : (i) les fuites et (ii) la disponibilité des aménagements hydrauliques sur le bassin versant qui peuvent limiter le ruissellement.

II.2.2.3.1.2. Evolution des teneurs en $\delta^{18}O$ des eaux des barrages collinaires en fonction des dates de prélèvements et des volumes d'eau stockée

Lors de cette étude, les différentes phases d'échantillonnage effectuées nous permettent d'avoir connaissance sur l'évolution des teneurs en oxygène-18 des eaux des barrages collinaires en fonction des dates de prélèvement (période humide et période sèche) et des volumes d'eau stockée. En fait, Figs. VI.21, VI.22 et VI.23 permettent de ressortir plusieurs constations :

Le suivi temporel des teneurs en oxygène-18 des eaux analysées montre des variations saisonnières remarquables (Fig. VI.21). On peut noter une augmentation des teneurs en oxygène-18 dans les eaux des barrages Labba et Hoshasse en mai 2009, qui est imputable à une diminution du volume d'eau dans les retenues.

Généralement, la composition isotopique de l'eau d'un lac peut changer de façon saisonnière, en particulier dans les régions tempérées ou boréales, mais surtout dans les zones semi-arides soumises à des sécheresses et des inondations périodiques. L'ampleur des changements en $\delta^{18}O$ varie généralement de 1 à 2 ‰ dans les régions tempérées, et > 10 ‰ pour certains lacs Méditerranéens et tropicaux. Ce changement correspond à une perte d'environ 25 % d'eau (Darling *et al.,* 2006).

Fig. VI.21 montre que les variations des teneurs en oxygène-18 causées par l'évaporation dans les eaux des barrages Nhal, Labba et Hoshasse, sont relativement faibles (0,6 – 1,3 ‰) et correspondent à une perte d'eau de l'ordre de ~ 1,5 – 3,2 %. Ceci témoigne que ces barrages présentent une baisse de volume rapide liée à l'importance des pertes par infiltration à travers les fissures des calcaires.

Les résultats discernés dans les graphiques de Fig. VI.22 montrent que les valeurs extrêmes (maximale et minimale) sont enregistrées respectivement en période sèche (aout 2009-juin 2010) et printanière (mars 2009). Par conséquent, les eaux des retenues des barrages Fej1 et Defla présentent une forte amplitude de variation des teneurs en oxygène-18 qui sont respectivement de l'ordre de 8,5 et 9,6 ‰. Ces changements, causés principalement par l'évaporation, correspondent donc à une perte du volume d'eau de l'ordre de 21,2 % et 24,1 %.

Cette tendance montre que l'évaporation pourrait jouer un rôle primordial dans l'évolution du volume de l'eau de la retenue, et dans les variations qualitatives des eaux. Ce facteur dépend de la profondeur maximale de la retenue et également de la forme de la

cuvette. C'est essentiellement la superficie du miroir d'eau qui joue sur l'intensité de l'évaporation (Laraque, 1991).

Gay (2004) suggère que le volume des lacs et la composition isotopique des eaux de surface sont soumis à des fluctuations imposées par la saisonnalité des paramètres climatiques (température, humidité, fluctuation des flux entrants/sortants des eaux). Cependant, Rozanski et Chmura (2008) révèlent que le paramètre clé contrôlant le degré d'enrichissement isotopique est la fraction restante de l'eau dans le lac. D'autres facteurs tels que la température, l'humidité relative, ou l'amplitude du fractionnement cinétique jouent des rôles mineurs.

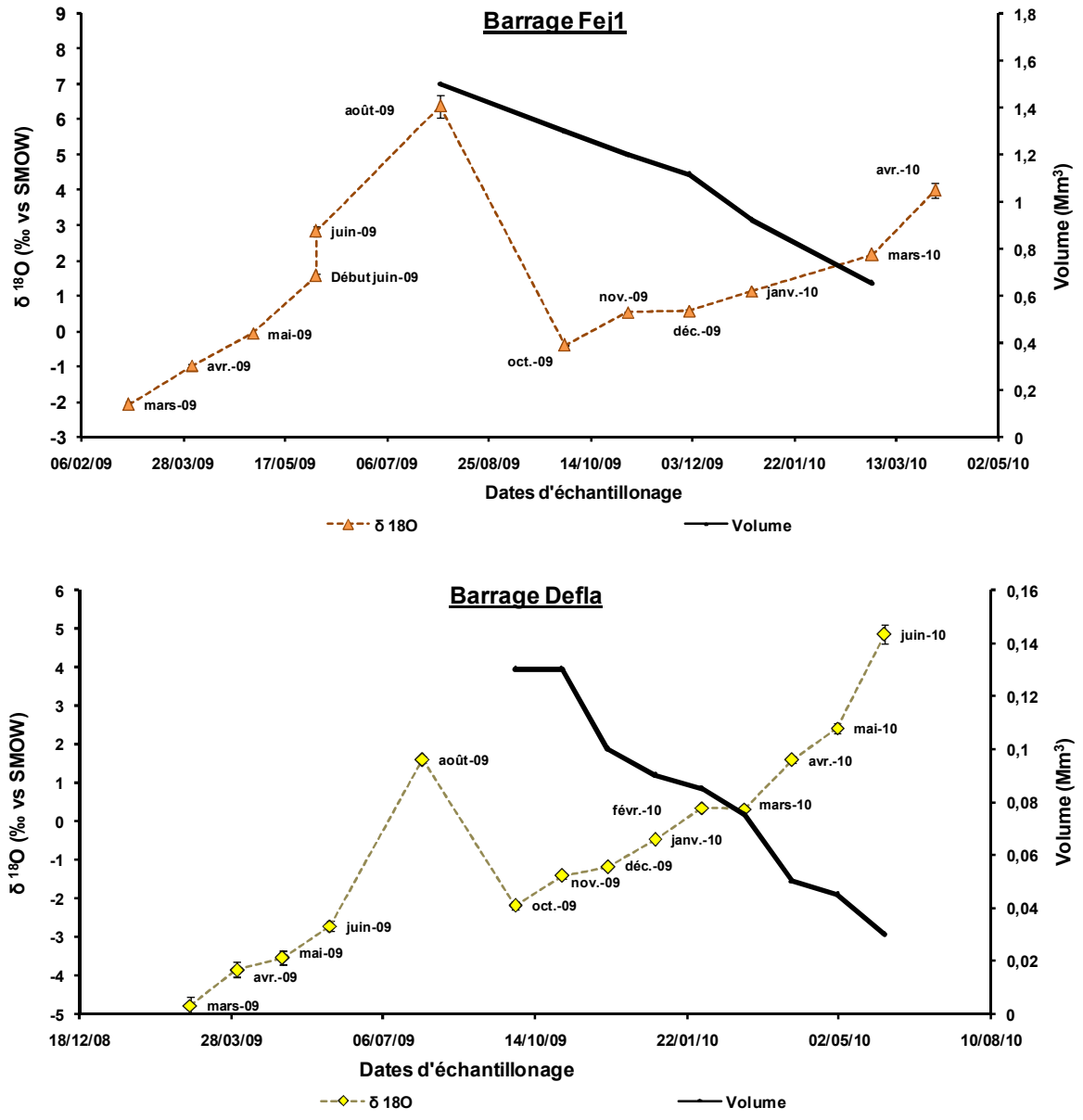


Figure VI.22. *Evolution des teneurs en $\delta^{18}O$ des eaux des barrages Fej1 et Defla en fonction des dates de prélèvements et des volumes d'eau stockée*

Les expériences de l'évaporation établies par ces auteurs ont démontré que pour une perte de ~ 1 % de la masse d'eau stockée dans des conteneurs à ciel ouvert, on peut avoir une augmentation des teneurs isotopiques de cette eau par ~ 0,35 ‰ pour $\delta^{18}O$ et 1,1 ‰ pour $\delta^{2}H$.

La figure VI.22 fait apparaître deux tendances d'enrichissement dans les eaux des barrages Fej1 et Defla qui pourraient être liées à deux phases d'évaporation : de mars 2009 à août 2009 et d'octobre 2009 à juin 2010. Ainsi, l'augmentation des teneurs en oxygène-18 des eaux durant ces périodes est intimement liée à la diminution du volume de l'eau stockée dans les retenues par rapport à la surface évaporante. Dans ce cas, l'eau de la retenue devient très sensible à l'évaporation.

L'examen de Fig. VI.23 montre que le faciès isotopique des eaux du barrage Fej2 varie de façon sinusoïdale durant la période d'échantillonnage. Ceci reflète bien des fluctuations du volume d'eau stockée qui correspondent généralement à l'intermittence des phases de remplissage et des phases d'évaporation. Par conséquent, les teneurs isotopiques peuvent augmenter au cours des processus évaporatoires, tandis qu'elles peuvent diminuer lorsque l'eau est diluée.

L'évolution spatio-temporelle de la signature isotopique des eaux du barrage Fej2 révèle la prédominance de faibles teneurs dans le cas des hautes eaux surtout pendant la période des apports et l'apparition des teneurs maximales parmi les basses eaux notamment durant la période sèche.

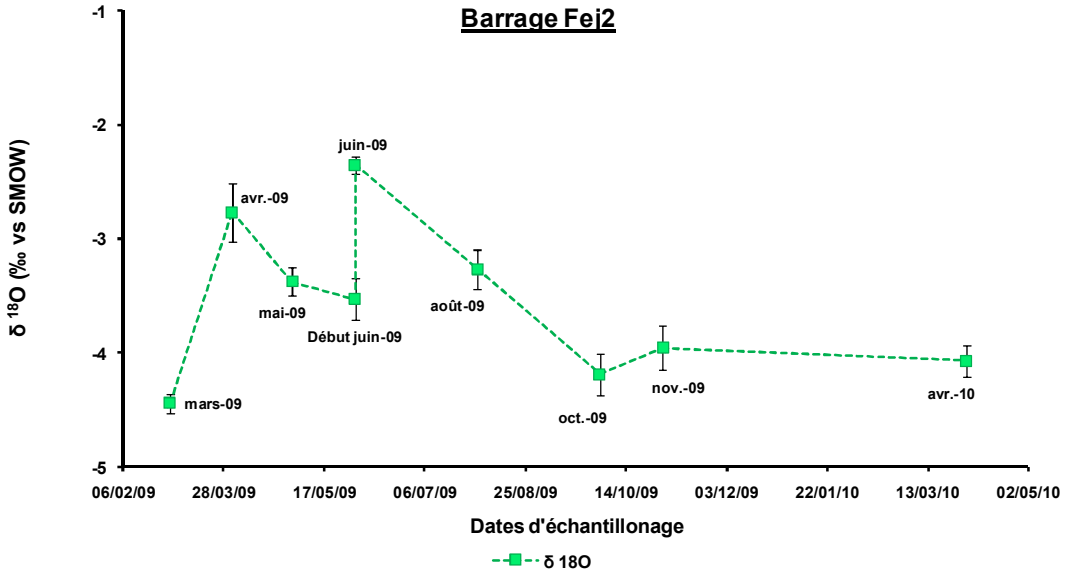


Figure VI.23. *Evolution des teneurs en $\delta^{18}O$ des eaux du barrage Fej2 en fonction des dates de prélèvements*

En général, on remarque des variations modestes des teneurs en $\delta^{18}O$ des points échantillonnés du barrage Fej2 au cours du temps. Ce fait est du à l'importance des pertes d'eau dans cette retenue. En effet, ce barrage est alimenté par débordement à partir des eaux du barrage Fej1. Mais, puisque la vanne de fond du barrage est colmatée, l'eau n'est plus endiguée, elle se déverse directement vers l'aval dans Oued El Fej où une dizaine de motopompes sont installées sur la rive de cet oued et refoulent l'eau pour subvenir aux besoins agricoles.

II.2.2.3.2. Traçage des eaux des barrages collinaires par le tritium

Les teneurs en ^{3}H des eaux des barrages collinaires ont été mesurées pendant 2 saisons (septembre 2008 et avril 2009). En fait, les concentrations en ^{3}H mesurées au cours de la première campagne varient de 3,2 à 5 UT. Ceux mesurées durant la deuxième campagne oscillent entre 2,4 et 5,7 UT (Fig. VI.24).

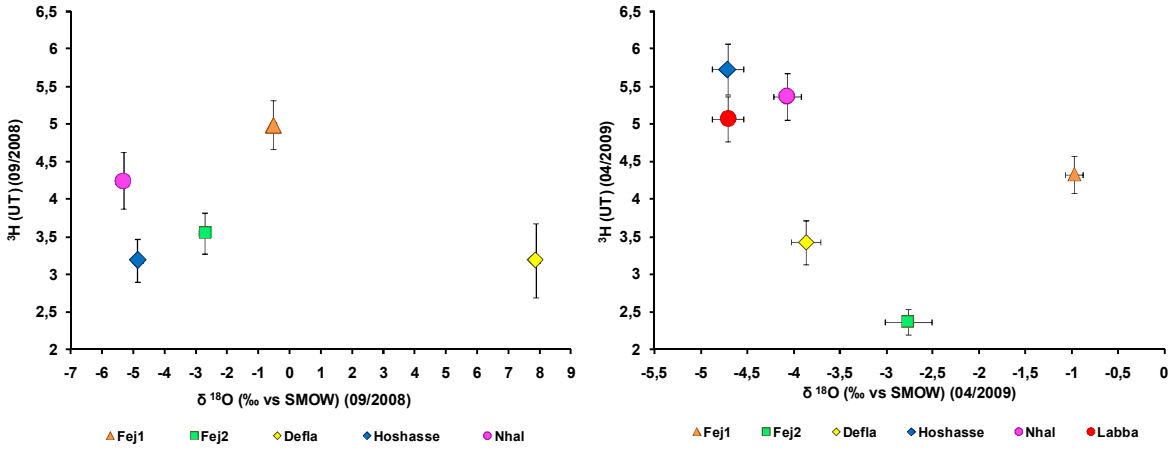


Figure VI.24. *Relation tritium vs $\delta^{18}O$ des eaux des barrages collinaires du bassin d'étude*

Généralement, ces concentrations sont semblables à celles mesurées dans les précipitations de la station Sbikha et Jeloula (Fig. VI.6) et suggèrent donc une variation saisonnière considérable. D'ailleurs, les graphiques présentés dans la figure VI.24 montrent que l'évolution conjointe des teneurs en $\delta^{18}O$ et ^{3}H des eaux des barrages en automne (septembre 2008) est largement différente de celle en printemps (avril 2009). Ceci prouve que ces eaux sont largement influencées par la saisonnalité.

III. Conclusion

L'étude isotopique des eaux des précipitations locales a permis de définir « la fonction entrée » du signal isotopique. Les différences observées dans les teneurs en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sont liées à l'effet de masse, l'effet saisonnier, l'évaporation et la variation des situations météorologiques.

La droite météorique établie en prenant en considération uniquement les événements (de hauteur supérieure à 5 mm) ayant un poids significatif dans l'infiltration efficace et en imposant une pente théorique de 8 est d'équation : $\delta^{2}H = 8\delta^{18}O + 11,86$. L'excès en deutérium, d, de 11,86 traduit une participation d'origine océanique et méditerranéenne en masses de vapeurs condensantes.

La fonction entrée est définie par les teneurs isotopiques moyennes pondérées par rapport aux hauteurs d'eau précipitée qui sont : –4,95 ‰ pour $\delta^{18}O$ et –28,26 ‰ pour $\delta^{2}H$.

L'application des outils isotopiques au bassin d'étude a permis d'apporter des informations fondamentales concernant l'origine, la recharge et le temps de résidence des eaux du bassin Chougafiya.

Le traçage par le couple oxygène–18/deutérium montre que la majorité des eaux souterraines du bassin proviennent de l'infiltration des précipitations modernes. On distingue généralement des eaux issues de l'infiltration rapide des pluies non évaporées et des eaux à caractère évaporé, reflétant la contribution d'un processus d'évaporation secondaire (avant leur infiltration ou dans la zone non saturée) liée probablement au phénomène de retour des eaux d'irrigation ou aux faibles profondeurs du captage.

Dans la nappe superficielle, les eaux (groupes 4) de la partie centrale et de la région Sidi Abdalla se distinguent par un caractère évaporé et s'alignent sur une droite de pente égale à 5,17, entre un pôle non évaporé et un pôle évaporé représentant l'eau souterraine de la Sabkhas. Cette droite peut correspondre donc soit à une droite d'évaporation ou à une droite de mélange. D'ailleurs, ces points sont caractérisées par des salinités élevées (MDT > 7000 mg/l) et des niveaux piézométriques inférieurs à celui du Sabkhas.

Les données du tritium (^{3}H) ont permis d'identifier différentes périodes de recharge : une recharge pré–nucléaire dans les nappes anté-quaternaires du système aquifère de Chougafiya et une recharge contemporaine dans les parties Nord, NO et Ouest de la nappe superficielle et la partie libre de la nappe du Crétacé supérieur (les flancs Nord et Ouest du J. Ruissate). Cette alimentation pourrait se produire soit par une infiltration récente des eaux de crue des oueds, ou par les eaux d'irrigation.

L'étude des isotopes du carbone a permis d'identifier les aires de recharge des différents aquifères situées généralement au niveau des reliefs bordiers et aux secteurs Nord et NO de la plaine. Les crues des oueds contribuent aussi d'une manière efficace à l'alimentation des nappes souterraines.

Le suivi temporel du contenu isotopique des eaux des retenues collinaires a montré de larges variations saisonnières. Ces résultats confirment bien que la signature géochimique de ces eaux de surface est largement contrôlée par la saisonnalité, les échanges atmosphériques (taux d'évaporations, apports pluviométriques…) et notamment les fluctuations du volume de l'eau dans la retenue.

SYNTHESE ET CONCLUSION GENERALE

L'étude multidisciplinaire portant sur les différentes composantes hydrologiques du bassin Chougafiya a abouti à plusieurs résultats concernant le fonctionnement hydrodynamique des nappes ainsi que les caractéristiques hydrochimiques et isotopiques.

L'étude géologique et hydrogéologique a montré que le bassin de Chougafiya est caractérisé par une complexité lithologique et structurale très importante permettant l'individualisation de plusieurs nappes disposant des propriétés hydrodynamiques différentes :

- Une nappe superficielle logée dans le remplissage alluvionnaire du Mio–plio–Quaternaire, qui s'étend sur toute la plaine. Cette nappe se recharge principalement à partir de l'infiltration des eaux de pluie au piémont des reliefs et à partir des eaux de ruissellement des principaux oueds provenant des synclinaux Ain Bou Mourra et Ain Jeloula. L'écoulement général se fait du NW vers le SE (dépressions El Haria et Sabkhas El Batène). Cependant, la forte baisse du niveau piézométrique au centre de la plaine et au niveau des régions Sidi Abdalla et Bled Sidi Mahmoud, causée par l'augmentation de l'exploitation, a engendré une inversion du sens d'écoulement. Cette situation a rendu l'aquifère superficiel vulnérable à une invasion des eaux hyper–salées de la nappe de Sabkhas El Batène localement dans les zones surexploitées. A la limite orientale de la plaine, la faille profonde de Kairouan a joué le rôle d'un seuil hydraulique négatif, ralentissant l'écoulement de la nappe en aval du bassin.
- Les nappes anté–quaternaires représentent des formations perméables à semi perméables attribuées au Campanien–Maastrichtien inférieur, Eocène inférieur, Oligocène et Mio–pliocène. Ces formations affleurent localement au piémont des reliefs et représentent donc, des aquifères indépendants et de très faible extension. Généralement, ces aquifères, qui ont épousé les structures tectoniques, sont caractérisés par une grande variation de lithologie et d'épaisseur. L'alimentation de ces nappes est assurée par l'infiltration des eaux météoriques sur les affleurements du bassin.

- ♣ L'aquifère de Sabkhas El Batène est constitué par les dépôts alluvionnaires très fins du Quaternaire ancien. Les fluctuations piézométriques de cette nappe sont très sensibles à celles de l'aquifère superficiel en amont du bassin.

Les données hydrogéologiques présentées lors de ce travail ont permis de confirmer l'absence de toute contribution des nappes des systèmes limitrophes (Ain Jeloula, Ain Bou Mourra, la plaine de Kairouan, la cuvette de Sisseb El Alem et Chérichira) à l'alimentation souterraine des nappes du système aquifère de Chougafiya. Cette hypothèse, suggérée par Amrhein (1981), prouve que le bassin hydrogéologique de Chougafiya dispose d'un système aquifère fermé au stade actuel.

L'analyse de l'état des ressources en eau souterraine a montré que la majorité des nappes du bassin d'étude présentent des bilans hydriques déficitaires. Ceci suggère qu'elles ont été soumises à une exploitation intensive surtout durant les dernières décennies. Cette exploitation était à l'origine d'un rabattement généralisé du niveau piézométrique pouvant engendrer une dégradation significative de la qualité chimique des eaux. Devant cette situation, plusieurs efforts ont été déployés pour la préservation des ressources hydriques dans la région notamment la mobilisation des eaux de surface du bassin.

La recharge artificielle a été adoptée comme solution pour atténuer l'effet de la forte surexploitation des nappes de la zone d'étude. De ce fait, ces nappes ont bénéficié de plusieurs campagnes de recharge artificielle pendant les années 1994–2007. Néanmoins, les faibles volumes lâchés n'arrivent pas à compenser le déficit hydrique, et donc à restaurer la baisse piézométrique causée par l'intensification du pompage et la multiplication des forages illicites.

Les informations apportées par les chroniques piézométriques des puits d'observation ou des piézomètres confirment la variabilité des comportements hydrodynamiques des nappes du bassin d'étude.

Malgré la variabilité des réactions entre les points de surveillance, on constate que les différentes nappes réagissent d'une manière vraisemblablement comparable à certaines conditions. Les réactions ou les fluctuations piézométriques sont directement liées aux apports pluviométriques, à la quantité d'eau mobilisée ou lâchée, à la distance du puits par rapport au cours d'eau (site d'injection), à la lithologie et à l'exploitation. Ainsi, pendant les périodes de recharge (qui coïncident généralement avec les périodes de hautes eaux), les enregistrements piézométriques des puits ou des piézomètres situés dans les zones

d'alimentation indiquent des remontées variables et non permanentes dans le temps. Cependant, durant les périodes déficitaires, ils marquent des baisses.

L'investigation hydrochimique menée sur ce bassin a pu offrir de nouvelles données permettant d'évaluer qualitativement les différents types d'eau (surface et souterraine) du bassin Chougafiya et de mettre en évidence les principaux processus responsables de leur minéralisation.

L'étude géochimique des eaux de la nappe superficielle (Mio–plio–Quaternaire), basée sur les diagrammes binaires des éléments majeurs et traces, révèle que l'origine principale de la minéralisation des eaux souterraines est liée à la dissolution des minéraux évaporitiques, dissolution/précipitation des minéraux carbonatés et l'échange cationique. Cependant, la composition chimique des eaux saumâtres situées dans la partie centrale et méridionale (Sidi Abdalla) de la plaine est particulièrement influencée par un processus de mélange avec les saumures de la nappe du Sabkhas El Batène (99,2 g/l) suite à l'avancement de l'interface eau salée – eau douce vers l'amont du bassin sous l'effet de la baisse piézométrique. Par ailleurs, la répartition spatiale de la minéralisation montre une large variabilité et un fort gradient à proximité de la Sabkhas (11,4 g/l) et à Sidi Abdalla (10,4 g/l) par rapport à l'amont hydraulique (0,6 g/l), qui plaide en faveur d'une inversion du sens d'écoulement de la nappe, et d'un certain échange hydraulique entre les eaux phréatiques avec les eaux hyper–salées de la Sabkhas (99,2 g/l). Les proportions de mélange déduites à partir d'un bilan de masse de chlorure varient de 2,6 à 9,1 %. Ce mélange est d'autant plus important que les prélèvements soient intensifs. Ces résultats prouvent également que le front salé a avancé 5 km vers les régions Sidi Abdalla et Fej Ruissate et 1 km en direction NO de la Sabkhas. Ainsi, l'évolution de ce front semble être contrôlée par le gradient hydraulique ainsi que la distance à la Sabkhas.

Les données chimiques des eaux des nappes anté–quaternaires du bassin Chougafiya ont montré des variations complexes de la salinité et du faciès hydrochimique qui pourraient être imputables à l'activité tectonique et la variation de la nature lithologique de la formation aquifère captée. L'évolution géochimique des eaux souterraines étudiées est dominée par plusieurs processus: (i) la dissolution des minéraux évaporitiques et carbonatés, (ii) les réactions d'échange cationique causées par l'interaction avec les minéraux argileux, (iii) la réduction des sulfates sous des conditions anaérobiques, (iv) la dissolution incongruente des minéraux carbonatés couplée avec la dissolution du gypse et la précipitation de la calcite, et (v) les réactions d'altération des silicates.

La géochimie des eaux de surface (barrages collinaires) montre que les interactions des eaux avec les formations encaissantes sont le moteur principal de l'évolution des différents faciès chimiques. Les principaux phénomènes intervenant dans l'acquisition de la charge saline sont : (i) la dissolution des minéraux évaporitiques (l'halite, le gypse et l'anhydrite), (ii) dissolution/précipitation des minéraux carbonatés (calcite, aragonite et dolomite), (iii) l'évaporation et (iv) l'échange ionique.

Le suivi temporel de la minéralisation et la composition ionique des eaux des barrages collinaires a montré de larges variations saisonnières. Les résultats obtenus confirment effectivement que la signature chimique des eaux de surface est largement contrôlée par la saisonnalité, les échanges atmosphériques (taux d'évaporation, apports pluviométriques…) et surtout les fluctuations du volume de l'eau dans les retenues.

L'étude isotopique a pu offrir de nouvelles données permettant de mieux comprendre le fonctionnement hydrodynamique, les processus de recharge et de mélange qui s'opèrent au sein du bassin d'étude ainsi que les interactions entre les différents compartiments du système hydrologique (eaux de pluie, eaux de surface et eaux souterraines).

L'application des outils isotopiques aux eaux des précipitations locales a montré de larges variations spatiales et temporelles des teneurs en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ qui pourraient être liées aux variations saisonnières de la température, du taux d'évapotranspiration qui modifient la composition isotopique des vapeurs continentales recyclées, les changements de l'origine de la vapeur et du trajet des masses d'air au cours de l'année.

L'effet de masse et l'effet saisonnier sont bien impliqués dans les différences observées dans les teneurs en $\delta^{18}O$.

L'évolution des teneurs en $\delta^{18}O$ des pluies à travers l'ensemble de la période d'observation révèle une thermo–dépendance du signal isotopique se traduisant par un enrichissement des précipitations en période chaude et un appauvrissement en hiver.

La fonction « entrée » du système aquifère étudié est définie par les teneurs isotopiques moyennes pondérées par rapport aux hauteurs d'eau précipitée qui sont : –4,95 ‰ pour $\delta^{18}O$ et –28,26 ‰ pour $\delta^{2}H$. Cette valeur est similaire aux teneurs moyennes observées localement dans les aquifères de la Tunisie centrale. La relation oxygène18–deutérium fournit la droite météorique régionale d'équation : $\delta^{2}H = 8\times\delta^{18}O + 11,86$ et

caractérise un milieu ouvert aux influences atlantiques et méditerranéennes. Cette droite servira de référence pour les études hydrogéologiques ultérieures en Tunisie centrale.

L'étude isotopique menée sur le système aquifère du bassin Chougafiya est en parfaite cohérence avec les données hydrogéologiques et géochimiques et a permis d'apporter des informations capitales concernant l'origine et le temps de résidence des eaux souterraines. Le traçage des eaux de la nappe superficielle par le couple oxygène–18 / deutérium a permis d'identifier deux pôles différents. Un pôle représentant les eaux non évaporées ($\delta^{18}O_{moy}$ = –5,35 ‰) et dérivant des pluies actuelles et un pôle caractérisant l'eau enrichie de la nappe du Sabkhas ($\delta^{18}O$ = 6,06 ‰). De plus, les diagrammes oxygène–18/deutérium et oxygène–18/chlorures ont révélé des eaux salées (groupe 4) à caractère évaporé, situées en position de mélange entre ces deux pôles. Ceci confirme la contamination des eaux situées à Sidi Abdalla et au centre du bassin par l'intrusion d'eau souterraine du Sabkhas en concordance avec les données chimiques et hydrodynamiques.

L'étude des isotopes radiométriques (tritium et carbone–14) des eaux de l'aquifère superficiel a montré que la recharge moderne est limitée dans le secteur d'étude. Ainsi, ces traceurs ont permis de mettre en évidence un fort contraste entre les zones de forte perméabilité (parties Nord, NO et Ouest) recevant une forte contribution d'eaux récentes ($A^{14}C$ > 60 pcm et ^{3}H > 2 UT) et les zones (le centre, le Sud et l'Est) de faible perméabilité ($A^{14}C$ < 35 pcm et ^{3}H < 1 UT).

La variation des teneurs en carbone–13 avec le carbone–14 indique des phénomènes d'échanges isotopiques avec la matrice carbonatée de l'aquifère.

La caractérisation isotopique des eaux des nappes anté–quaternaires du bassin Chougafiya au moyen des isotopes stables (^{18}O, ^{2}H) a permis de classer les eaux souterraines en (i) des eaux non évaporées témoignant d'une infiltration rapide des pluies récentes, et (ii) des eaux évaporées, reflétant la contribution d'un processus d'évaporation secondaire liée probablement au phénomène de retour des eaux d'irrigation ou aux faibles profondeurs de captage.

Les données du tritium (^{3}H) ont permis d'identifier différentes périodes de recharge : une recharge pré–nucléaire (avant les tests thermonucléaires des années 1960) (^{3}H < 0,65 UT) et une recharge contemporaine (^{3}H > 0,65 UT). Cette alimentation pourrait se produire soit par une infiltration récente des eaux de crue de l'Oued El Fej, ou par les eaux d'irrigation (fortes teneurs en nitrates).

La grande variation des teneurs en $\delta^{13}C$ dans les eaux des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya suggère la présence de plusieurs sources de carbone tels que le CO_2 biogénique et la dissolution des carbonates. Le processus de la dissolution incongruente de la dolomite et du gypse accompagnée d'une précipitation simultanée de la calcite représente la source supplémentaire la plus probable du carbone C dans le système étudié.

L'utilisation conjointe des isotopes du carbone (^{14}C et ^{13}C) permet de comprendre le schéma du fonctionnement des nappes étudiées. Une évolution graduelle depuis la zone d'alimentation de l'aquifère Crétacé supérieur vers la partie confinée peut être mise en évidence. D'ailleurs, les âges calculés varient entre l'actuel et 14200 ans BP. Les eaux situées dans les parties libres (les flancs Nord et Ouest du J. Ruissate) sont modernes et rechargées par l'infiltration des eaux récentes. Cependant, les eaux souterraines situées dans la zone captive présentent des âges autour de 9900 et 14200 ans BP et proposent une recharge prévalant durant la dernière période de déglaciation.

Les modèles de correction appliquées aux eaux des autres nappes anté-quaternaires, suggèrent une recharge qui a eu lieu principalement durant l'Holocène.

Ces nouveaux résultats seront d'une grande importance pour l'établissement d'un bilan hydrologique du système aquifère du bassin Chougafiya et pour la modélisation mathématique des écoulements.

En s'appuyant sur les analyses effectuées et les travaux publiés portant sur la caractérisation hydrogéologique et géochimique des bassins voisins : le bassin Chérichira (Farid *et al.,* 2013c), le bassin de Ain Jeloula (Farid *et al.,* 2014) et le bassin de Ain Bou Mourra (Farid *et al.* 2013d), nous pouvons être affirmatif quant à l'absence des relations hydrauliques entre les nappes du système aquifère de Chougafiya (Farid *et al.* 2013a ; 2013b ; 2015) et celles des bassins limitrophes.

Le suivi mensuel des teneurs isotopiques des eaux des barrages collinaires a montré de fortes amplitudes de variations. Les observations indiquent qu'en raison des échanges atmosphériques (précipitations et évaporation) et de la remontée et la descente du niveau de la retenue, la composition isotopique des eaux de surface varie de façon saisonnière.

Perspectives

Etant donné que très peu d'études ont été conduites jusqu'à présent sur le système hydrogéologique de Chougafiya, ce travail nous a permis de comprendre le mode de

fonctionnement hydrodynamique des nappes du bassin, ainsi que leurs relations hydrogéologiques avec les nappes des systèmes limitrophes.

Nous avons montré que la sollicitation de l'aquifère superficiel par pompages a provoqué une dégradation importante de la qualité des eaux souterraines suite à la forte baisse piézométrique. On peut dire donc qu'on pourrait avoir un grand problème de salinisation des eaux souterraines dans la plaine de Chougafiya à long terme, si la surexploitation des nappes continue avec des conditions climatiques sévères. On se trouve donc devant un besoin de plus en plus urgent pour alimenter la nappe.

A la lumière de ces résultats, il nous semble nécessaire d'examiner et d´étudier plus minutieusement les variantes du fonctionnement hydrodynamique, surtout l'exploitation intensive des ressources (nappes Mio-plio-Quaternaire, Crétacé supérieur et Mio-pliocène) et les possibilités de recharge artificielle et des aménagements CES.

Ce travail nécessite une étude et un suivi plus approfondi de la piézométrie. Pour cela, on propose de fortifier le réseau piézométrique surtout dans la partie méridionale (région Sidi Abdalla), centrale et orientale du bassin.

Compte tenu des temps de séjour moyen de l'eau dans l'aquifère et de son schéma de fonctionnement, il s'est avéré nécessaire de préserver les conditions d'alimentation en eau, et assurer une gestion durable des ressources en eau. Il convient de limiter à court terme les pompages dans la plaine, d'établir un schéma d'exploitation des eaux souterraines et d'examiner les possibilités de recharge artificielle dans les secteurs les plus vulnérables à l'intrusion salée.

La migration du front salé vers la nappe superficielle de Chougafiya sera mieux étudiée si on établit un modèle de transfert des solutés dans l'aquifère.

Dans le programme d'interconnexion des barrages, on propose de passer une conduite (brise de charge) pour alimenter la plaine de Chougafiya par les eaux du barrage Nebhana.

REFERENCES BIOBLIOGRAPHIQUES

Abbes, C., 2004. Structurations et évolutions tectono–sédimentaires Mésozoïques et Cénozoïques, associées aux accidents reghmatiques, à la jonction des marges téthysienne et Nord africaine (chaîne Nord–Sud – Tunisie Centrale). Thèse d'Etat, Faculté des sciences, Université de Tunis El Manar, Tunisie, 437p.

Alazard, M., 2013. Etude des relations surface-souterrain du système aquifère d'El Haouareb (Tunisie centrale) sous contraintes climatiques et anthropiques. Thèse de Doctorat. Université de Montpelier 2, France, 262p.

Amrhein, R., 1981. Etude hydrogéologique de la plaine de la Chougafiya, Tunisie. Project No. 6520/7 (coopération Tuniso – Allemande). Direction Générale des Ressources en Eau, Tunis, Tunisie, 60p.

Anderson, J.E., 1996. The Neogene structural evolution of the western margin of the Pelagian Platform, central Tunisia. J. Struct. Geol. 18(6), 819–833.

Anderson, M.S., Nyvang, V., Jakobsen, R., Postma, D., 2005. Geochemical processes and solute transport at the seawater/freshwater interface of a sand aquifer. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 3979–3994.

Appelo, C.A.J., Postma, D., 1993. Geochemistry, Groundwater and Pollution. A.A. Balkema, Rotterdam, 536p.

Armengol, J., Toja, J., Vidal, A., 1994. Seasonal rhythm and secular changes in Spanish reservoirs. In: Margalef, R. (Ed), Limonology now: a paradigm of planetary problems. Elsevier, Amesterdam, pp.237–253.

Bachta, M.S., Zaibet, L., Albouchi, L., 2005. Impact assessment of water resources development in the Merguellil Basin: Kairouan, Tunisia. Report for the Comprehensive Assessment of Water Management in Agriculture. International Water Management Institute: Colombo, Sri Lanka, 50p.

Bajjali, W., Clark, I.D., Fritz P., 1997. The artesian thermal groundwaters of northern Jordan: insights into their recharge history and age. *J. Hydrol.* 192, 355–382.

Belhaj Salem, S., Chkir, N., Zouari, K., Cognard-Plancq, A.L., Vallès, V., Marc, V., 2012. Natural and artificial recharge investigation in the Zeroud Basin, Central Tunisa: impact of Sidi Saad Dam storage. *Env. Earth Sci.* 66, 1099-1110.

Ben Ammar, S., Zouari, K., Leduc, C, M'Barek, J., 2006. Caractérisation isotopique de la relation barrage–nappe dans le bassin du Merguellil (Plaine de Kairouan, Tunisie centrale). *Hydrol. Sc. J.* 51 (2), 272–284.

Ben Hassine, H., 2006. Nature minéralogique et rôle nutritionnel des argiles de sols céréaliers en région subhumide à semi–aride (Tunisie). *C.R. Geosc. de surface (Pédologie)* 338, 329–340.

Blavoux, B., 1978. Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène-18 et du deutérium. Thèse d'Etat. Université Paris VI, 316p.

Borgi, M., Andrieu, A., 1979. Reconnaissance par prospection électrique de la plaine de Chougafiya. Technical Report, Direction Générale des Ressources en Eau, Tunis, Tunisie.

Boukadi, N., 1994. Structuration de l'Atlas de Tunisie : signification géométrique et cinématique des nœuds et des zones d'interférences structurales au contact de grands couloirs tectoniques. Thèse d'Etat, Université Tunis, Tunisie, 249p.

Bouzaine, S., Lafforgue, A., 1986. Monographie hydrologique des oueds Zeroud et Merguellil. DGRE, ORSTOM, Tunis, 1058 p.

Burollet, P.F., 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie Centrale. Annale des mines et de la géologie, 345p.

Capaccioni, B., Didero, M., Paletta, C., Didero, L., 2005. Saline intrusion and refreshening in a multilayer coastal aquifer in the Catania Plain (Sicily, Southern Italy): dynamics of degradation processes according to hydrochemical characteristics of groundwaters. *J. Hydrol.* 307, 1–16.

Cardenal, J., Benavente, J., Cruz–Sanjulian, J., 1994. Chemical evolution of groundwater in Triassic gypsum–bearing carbonate aquifers (las Alpujarras, southern Spain). *J. Hydrol.* 161, 3–30.

Castany, G., 1950. Remarques sur l'évolution structurale de quelques plis de la Tunisie orientale, 4 planches, 6p.

Castany, G., 1951. Etude géologique de l'Atlas Tunisien Oriental. Annale des mines et de la géologie.

Castany, G., Margat J., 1977. Dictionnaire français d'hydrogéologie. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Service géologique national. 249p.

Celle, H., 2000. Caractérisation des précipitations sur le pourtour de la Méditerranée occidentale. Approche isotopique et chimique. Thèse de Doctorat. Université d'Avignon et des Pays–de–Vaucluse, France, 222 p.

Celle–Jeanton, H., Zouari, K., Travi, Y., Daoud, A., 2001. Caractérisation isotopique des pluies en Tunisie. Essai de typologie dans la région de Sfax. *C. R. Acad. Sci.* Paris, série IIa (33), 625–631.

Chedly, B., Ayachi, M., 1997. Impact de la recharge des nappes de la Chougafiya (secteur Fej Ruissate) à partir des lâchers du barrage collinaire El Fej. Document interne N°55/76. DGRE, Tunisie.

Clark, I., Fritz, P., 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers, New York, 328p.

Coiffait P.F., 1974. Etude géologique de l'Atlas Tunisien à l'Ouest de Kairouan (Tunisie Centrale). Thèse de 3ème cycle, Paris VI, 131p.

Craig, H., 1961. Isotopic variation in meteoric water. *Science* 133, 1702–1703.

Custodio, E., Bruggeman, G.A., 1987. Groundwater Problems in Coastal Areas. Studies and Reports in Hydrology 45, UNESCO, Paris, France, 596p.

Darling, W.G., Bath, A.H., Gibson, J.J., Rozanski, K., 2006. Isotopes in water. In: Leng, M.J. (Eds.), Isotopes in Paleoenvironmental Research, Springer, Dordrecht, pp. 1–66.

De Montety, V., Radakovitch, O., Vallet–Coulomb, C., Blavoux, B., Hermitte, D., Valles, V., 2008. Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer. Case of the Rhône delta (Southern France). *Appl. Geochem.* 23, 2337–2349.

DG/ACTA, (Direction Générale de l'Aménagement et de la Conservation des Terres Agricoles, Kairouan, Tunisie), 2006. Etude d'impact des travaux de CES dans le gouvernement de Kairouan : Analyse des paramètres d'évaluation d'impact des travaux de CES et proposition de recommandations, Technical report. Tunisia, 195p.

Edmunds, W.M., Bath, A.H., Miles, D.L., 1982. Hydrochemical evolution of the East Midlands Triassic sandstone aquifer, England. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 2069–2081.

Edmunds, W.M., 1996. Bromine geochemistry of British groundwaters. *Mineral. Magaz.* 60, 275–284.

Edmunds, W.M., Carrillo–Rivera, J.J., Cadona, A., 2002. Geochemical evolution of groundwater beneath Mexico City. *J. Hydrol.* 258, 1–24.

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

Eichinger, E., 1983. A contribution to the interpretation of ^{14}C groundwater ages considering the example of partially confined sandstone aquifer. *Radiocarbon* 25, 347–356.

El Ghali, A., Ben Ayed, N., Gueddiche, M., 1997. Les déformations néotectoniques dans la vallée de l'Oued Chérichira (Tunisie centrale). pp.43-49.

El Melki, T., 1991. Contribution à l'étude des masses d'air sur la Tunisie Septentrionale à partir des radiosondages de Tunis–Carthage. Mémoire de C.A.R. Faculté des Sciences Humaines et Sociales. Université de Tunis I, 140p.

El Melki, T., 1996. Les masses d'air sur la Tunisie. Thèse de Doctorat 3ème cycle. Faculté des Sciences Humaines et Sociales. Université de Tunis I, 328p.

Emberger, L., 1930. La végétation de la région méditerranéenne, essais d'une classification des groupements végétaux. Rev. Gén. Bot., 42, 641-662 et 705-721.

Evans, G.V., Otlet, R.L., Downing, A., Monkhouse, R.A., Rae, G., 1979. Some problems in the interpretation of isotope measurements in United Kingdom aquifers. In: Isotope Hydrology, Vol. II, IAEA, Vienna, pp. 706–679.

Farid, I., 2007. Contribution à l'étude Hydrogéologique, Géochimique et Isotopique du système aquifère de Chougafiya et ses relations avec les nappes limitrophes. Tunisie Centrale. Master, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, Tunisie, 111p.

Farid, I., Trabelsi, R., Zouari, K., Abid, K., Ayachi, M., 2013a. Hydrogeochemical processes affecting groundwater in an irrigated land in Central Tunisia. *Environ. Earth Sci.* 68(5), 1215–1231.

Farid, I., Trabelsi, R., Zouari, K., Abid, K., Ayachi, M., 2013b. Deciphering the interaction between Quaternary and continental Sabkhas aquifers in Central Tunisia using hydrochemical and isotopic tools. *Environ. Earth Sci.* 70, 3289–3309.

Farid, I., Zouari, K., Abid, K., Ayachi, M., 2013c. Hydrogeochemical investigation of surface and groundwater composition in an irrigated land in Central Tunisia. *J. of African Earth Sci.*78, 16–27.

Farid, I., Trabelsi, R., Zouari, K., Beji, R., 2013d. Geochemical and isotopic study of surface and groundwaters in Ain Bou Mourra basin, Central Tunisia. *Quaternary Internat.* 303, 210-227.

Farid, I., Zouari, K., Trabelsi, R., Kallali, A., 2014. Application of environmental tracers to groundwater recharge study in a semi arid area in Central Tunisia. *Hydrol. Sc. J.* 59, 2072-2085.

Farid, I., Zouari, K., Rigane, A., Beji, R., 2015. Origin of the groundwater salinity and geochemical processes in detrital and carbonate aquifers: Case of Chougafiya basin (central Tunisia). *J. of Hydrol.* 530, 508–532.

Fersi, M., 1979. Estimation du ruissellement moyen annuel sur les BV du SW et Sahel sud, DGRE. Tunis.

Fontes, J.C., 1976. Isotopes du milieu et cycle des eaux naturelles : quelques aspects (Isotopes of the environment and natural water cycle : some aspects). Thèse de Doctorat, Univ. Paris VI, France, 208pp.

Fontes, J.C., Garnier, J.M., 1979. Determination of the initial ^{14}C activity of the total dissolved carbon. A review of the existing models and a new approach. *Water Resour. Res.* 12, 399–413.

Frigui, L., 1985. Note hydrologique sommaire sur les oueds de la région de la Chougafiya, Sbikha et Sud El Alem. Document interne. DGRE Tunis.

Gat, J.R., Klein, B., Kushnir, Y., Roether, W., Wernli, H., Yam, R., Shemesh, A., 2003. Isotope composition of air moisture over the Mediterranean Sea: an index of the air–sea interaction. *Tellus* 55B, 959–965.

Gattacceca, J.C., Vallet–Coulomb, C., Mayer, A., Claude, C., Radakovitch, O., Conchetto, E., Hamelin, B., 2009. Isotopic and geochemical characterization of salinization in the shallow

aquifers of a reclaimed subsiding zone: The southern Venice Lagoon coastland. *J. Hydrol.* 378, 46–61.

Gay, D., 2004. Fonctionnement et bilan de retenues artificielles en Tunisie: Approche hydrochimique et isotopique. Thèse de Doctorat, Université de Paris XI, France.

Giménez, E., Morell, I., 1997. Hydrogeochemical analysis of salinization processes in the coastal aquifer of Oropesa (Castllon, Spain). *Environ. Geol.* 29, 118–130.

Gi–Tak, C., Seong–Taek, Y., Kangjoo, K., Bernhard, M., 2006. Hydrogeochemistry of sodium–bicarbonate type bedrock groundwater in the Pocheon spa area, South Korea: water–rock interaction and hydrologic mixing. *J. Hydrol.* 321, 326–343.

Grünberger, O., Montoroi, J.P., Nasri, S., 2004. Quantification of water exchange between a hill reservoir and groundwater using hydrological and isotopic modelling (El Gouazine, Tunisia). *C.R. Geosc.* 336, 1453–1462.

Guendouz, A., Moulla, A.S., Edmunds, W.M., Zouari, K., Shand, P., 2003. Hydrogeochemical and isotopic evolution of water in the Complex Terminal aquifer in the Algerian Sahara. *Hydrogeol. J.* 11, 83-495.

Hamza, M., 1987. Etude des formations hydrogéologiques du Bled Jeloula. 119p. Document interne N° (55/53). DGRE Tunis.

Hem, J.D., 1989. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. Water–Supply paper 2254. US Geological survey, Reston, V.A.

Henia, L., 1993. Climat et bilan de l'eau en Tunisie: Essai de régionalisation climatique par les bilans hydriques. Doctorat d'Etat, Faculté des Sciences Humaines et Sociales. Université de Tunis I, Tunisie, 391p.

Hughes, C.E., Crawford, J., 2012. A new precipitation weighted method for determining the meteoric water line for hydrological applications demonstrated using Australian and global GNIP data. *J. of Hydrol.* 464–465, 344–351.

Huneau, F. Dakoure D., Celle–Jeanton, H., Vitvar, T., Ito, M., Traore, S., Compaore, N.F., Jirakova, H., Le Coustumer, P., 2011. Flow pattern and residence time of groundwater within the south–eastern Taoudeni sedimentary basin (Burkina Faso, Mali). *J. Hydrol.* 409, 423–439.

IAEA, 1981. Stable Isotope Hydrology, Deuterium and Oxygen–18 in the Water Cycle. Technical Report Series No. 210. IAEA, Vienna, 340 p.

IAEA, 1983. Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology. Technical Report Series No. 91. IAEA, Vienna, 439 p.

Ingerson, E., Pearson, F.J., 1964. Estimation of age and rate of motion of groundwater by the ^{14}C method. In: Miyake, Y., Koyama, T., (eds.), Recent Researches in the Field of Hydrosphere, Atmosphere and Nuclear Geochemistry, Tokyo, Maruzen, pp. 263–283.

Jeribi Derwich, L., Zouari, K., Michelot, J.L., 2012. Recharge and paleorecharge of the deep groundwater aquifer system in the Zeroud Basin (Kairouan plain, Central Tunisia). *Quaternary Internat.* 257, 56–63.

Jirakova, H., Huneau, F., Hrkal, Z., Celle–Jeanton, H., Le Coustumer, P., 2010. Carbon isotopes to constrain the origin and circulation pattern of groundwater in the north–western part of the Bohemian Cretaceous Basin (Csech Republic). *Appl. Geochem.* 25, 1265–1279.

Jouzel, J., Hoffmann, G., Koster R.D., Masson, V., 2000. Water isotopes in precipitation: data/model comparison for present–day and past climates. *Quaternary Sci. Rev.* 19, 363–379.

Kacem, A., 2008. Gestion des ressources en eau du bassin Sisseb El Alem. Impact des aménagements hydrauliques sur la recharge des nappes. Thèse de Doctorat, Faculté des Sciences, Sfax, Université de Sfax, Tunisie.

Katz, B.G., Eberts, S.M., Kauffman, L.J., 2011. Using Cl/Br ratios and other indicators to assess potential impacts on groundwater quality from septic systems: A review and examples from principal aquifers in the United States. *J. Hydrol.* 397, 151–166.

Kim, Y., Lee, K.–S., Koh, D.–C., Lee, D.–H, Lee, S.–G., Park, W.B., Koh, G.–W., Woo, N.–C., 2003. Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island, Korea. *J. Hydrol.* 270, 282–294.

Khomsi, S., Bédir, M., Ben Jemia, G., Zouari, H., 2004. Mise en évidence d'un nouveau front de chevauchement dans l'Atlas tunisien oriental de Tunisie par sismique réflexion. Contexte structural régional et rôle du Trias salifère. *C.R. Géosc.* 336, 1401-1408.

Kingumbi, A., Besbes, M., Bourges, J., Garetta, P., 2004. Evaluation des transferts entre barrage et aquifères par la méthode de bilan d'une retenue en zone semi-aride. Cas d'El Haouareb en Tunisie Centrale. *Rev. Sci. de l'Eau* 17 (2), 213-225.

Laraque, A., 1991. Comportements hydrochimiques des açudes du Nordeste brésilien; Evolutions et prévisions pour un usage en irrigation. Thèse de Doctorat en Hydrologie, Thèse, USTL, 324 p.

Last, W.M., 1990. Lacustrine dolomite an overview of modern, Holocene, and Pleistocene occurrences. *Earth Sci. rev.* 27, 221–263.

Leduc, C., Calvez, R., Beji, R., Nazoumou, Y., Lacombe, G., Aouadi, C., 2004. Evolution de la ressource en eau dans la vallée du Merguellil (Tunisie centrale). Séminaire WADEMED Rabat 19/21 avril 2004: "La modernisation de l'agriculture irriguée dans les pays du Maghreb".

Leduc, C., Ben Ammar, S., Favreau, G., Beji, R., Virron, R., Lacombe, G., Tahrouni, J., Aouadi, C., Zenati, C.B., Jebnoun, N., Oi, M., Michelot, J.L., Zouari, K., 2007. Impacts of hydrological changes in the Mediterranean zones: environmental modifications and rural development in the Merguellil catchment, Central Tunisia. *Hydrol. Sc. J.* 52 (6), 1162–1178.

Le Goulven, P., Leduc, C., Bachta, M.S., Poussin, JC., 2009. Sharing scarce resources in a Mediterranean river basin: Wadi Merguellil in central Tunisia. River Basins: Trajectories, Societies, Environments. Vol. 8. Comprehensive Assessment of Water Management in Agriculture. Molle F et Wester P ed., IMWI and CABI editions: 147-170.

Ma, J., Ding, Z., Edmunds, W.M., Gates, J.B., Huang, T., 2009. Limits to recharge of groundwater from Tibetan plateau to the Gobi desert, implications for water management in the mountain front. *J. Hydrol.* 364, 128–141.

Maalel, F., Essid, Ben Yarou, 1986. Périmètres de sauvegarde de la plaine de Chougafiya et la zone d'El Ouamria. Document interne N°63/148. DGRE Tunis.

Maduabuchi, C., Faye, S., Maloszewski, P., 2006. Isotope evidence of paleorecharge and paleoclimate in the deep confined aquifers of the Chad basin, NE Nigeria. *Sci. Tot. Environ.* 370, 467–479.

Maliki, M.A., 2000. Etude hydrogéologique, hydrochimique et isotopique de la nappe profonde de Sfax. Thèse Doctorat en géologie, Fac. Sc. Université de Tunis. 300p.

Marc, V., Travi, Y., Pichon, A., 1996. Reconnaissance des mécanises hydrologiques sur un petit bassin versant méditerranéen. Approche par le traçage chimique et isotopique naturel de l'eau. *C. R. Acad. Sci.* Paris 323, IIa, 57–64.

Marfia, A.M., Krishnamurthya, R.V., Atekwanab, E.A., Pantonc, W.F., 2004. Isotopic and geochemical evolution of ground and surface waters in a karst dominated geological setting: a case study from Belize, Central America. *Appl. Geochem.* 19, 937–946.

Mazor, E., 1991. Applied chemical and isotopic groundwater hydrology. Buckingham: Open Univ. Press, 282p.

Mercado, R.S., 1980. Timber Production and Marketing in the Brazilian Amazon. Michigan State University, Unpublished Ph.D. Dissertation.

Merlivat, L., Jouzel, J., 1979. Global climatic interpretation of the deuterium–oxygen 16 relationship for precipitation. *J. of Geophys. Res.* 84 (C8), 5029–5033.

Montoroi, J.P., Grünberger, O., Nasri, S., 2002. Groundwater geochemistry of a small hill reservoir catchment in Central Tunisia. *Appl. Geochem.* 17,1047–1060.

Mook, W.G., De Vries, J.J., 2000. Environmental isotopes in the hydrological cycle: principles and applications. IHP–V no. 39, Paris, UNESCO.

Nadler, A., Magaritz, M., Major, E., 1985. Chemical reactions of seawater with rocks and freshwater: experimental and field observations on brackish waters in Israel. *Geochem Cosmochim Acta* 44, 879–886.

Noseck, U., Rozanski, K., Dulinski, M., Havlova, V., Sracek, O., Brasser, T., Hercik, M., Buckau, G., 2009. Carbon chemistry and groundwater dynamics at natural analogue site Ruprechtov, Czech Republic: Insights from environmental isotopes. *Appl. Geochem.* 24(9), 1765–1776.

ONM, 2002. Office Nationale des Mines (service Cartographie). Cartes géologiques N°48 (Jebibina) et 55 (Ain Jeloula) réalisées par MM. Turki, R. Karray et M. Saadi.

Penna, D., Stenni, B., Wrede, S., Bogaard, T.A., Gobbi, A., Borga, M., Fischer, B.M.C., Bonazza, M., Charova, Z., 2010. On the reproducibility and repeatability of laser absorption spectroscopy measurements for δ^2H and $\delta^{18}O$ isotopic analysis. *Hydrol. Earth Syst.Sci.* 7, 2975–3014.

Piper, A.M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. Trans American Geophys. Union 25, 914–923.

Prinz, D., 1999. Water harvesting techniques in the Mediterranean region. In: R. Berndtsson (Ed), Rain water harvesting and management if small reservoirs in arid and semi arid areas, ORSTOM/Hydromed–SAREC–NFR–Lund Univ., Lund, Sweden, Report 3222, 151–163.

Pulido–Leboeuf, P., Pulido–Bosch, A., Calvache, M.L., Vallejos, A., Andreu, J.M. 2003. Strontium, SO_4/Cl and Mg/Ca^{2+} ratios as tracers for the evolution of sea water into coastal aquifers: The example of Castell de Ferro–aquifer. *C.R. Geosci.* 335, 1039–1048.

Rabhi, M., 1999. Contribution à l'étude stratigraphique et analyse de l'évolution géodynamique de l'Axe Nord-Sud et des structures avoisinantes (Tunisie centrale). Thèse Doct. Univ. Tunis II, Tunisie.

Rahaingomanana, N., 1999. Water chemistry characteristics in small reservoirs of semiarid Tunisia. In: R. Berndtsson (Ed.), Rain water harvesting and management of small reservoirs in arid and semiarid areas, ORSTOM/Hydromed–SCARECNFR–Lund Univ., Lund, Sweden, Report 3222, 95–106.

Remini, B., Leduc, C., Hallouche, W., 2009. Evolution des grands barrages en régions arides : quelques exemples algériens. *Sécheresse* 20(1), 96-103.

Richer, B.C., Kreitler, C.W., 1993. Geochemical techniques for identifying sources of groundwater salinization. CRC, Boca Raton.

Rigane, A., 1991. Les calcaires de l'Yprésien en Tunisie Centro - septentrionale : Cartographie, cinématique et dynamique des structures. Thèse Doctorat, Université de Franche Compte. 205p.

Rigane A., Gourmelen, C., 2011. Tunisian Transtensive Basins in Tethyan Geodynamic Context and Their Post– Tortonian Inversion. New frontiers in Tectonic Research–At the Midst of Plate Convergence, 48p.

Riou, C., 1980. Une formule empirique simple pour estimer l'évaporation potentielle moyenne en Tunisie (A simple empirical formula for estimating mean potential evaporation in Tunisia). Technical report of the ORSTOM 172, 129–137.

Rozanski, K., Sonntag, G., Munnich, K.O., 1982. Factors controlling stable isotope composition of European precipitation. *Tellus* 34, 142–150.

Rozanski, K., Araguas–Araguas, L., Gonfiantini, R., 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. In: Swart, P.K., Lohmann, K.C., McKenzie, J., Savin, S. (eds), Climate Change in Continental Isotopic Records, Geophys. Monogr. Ser., 78, AGU, Washington, D.C., pp. 1–36.

Rozanski, K., Chmura, L., 2008. Isotopes in Environmental and Health Studies. *Isotopes in Environm. and Health Studies*, 44, 1, 51–59.

Sacks, L.A., Tihansky, A.B., 1996. Geochemical and Isotopic composition of Ground Water, with Emphasis on sources of Sulfate, in the Upper Floridan Aquifer and Intermediate Aquifer System in Southwest Florida. USGS Water–Resour. Invest. Rep. 96–4146.

Salem, O., Visser, J.H., Dray, M., Gonfiantini, R., 1980. Groundwater flow patterns in the western Libyan Arab Jamahiriya. In: Arid Zone Hydrogeology: Investigations with Isotope Techniques. IAEA, Vienna, pp. 165–179.

Sanchez Martos, F., Pulido Bosch, A., Calaforra, J.M., 1998. Hydrogeochemical processes in arid region of Europe (Almeria, SE Spain). *Appl. Geochem.* 14, 735–745.

Scanlon, B.R., Keeze, K.E., Flint, A.L., Flint, L.E., Gaye, C.B., Edmunds, W.M., Simmers, I., 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrol. Process* 20, 3335–3370.

Schoeller, H., 1964. La classification géochimique des eaux. TASH Publication, iahs. Info., pp. 16–24.

Schofield, S., Jankowski, J., 2004. Hydrochemistry and isotopic composition of Na–HCO_3–rich groundwaters from the Ballimore region, central New South Wales, Australia. *Chem. Geol.* 211, 111–134.

Simler, R., 2006. Logiciel d'hydrochimie multilangage : Diagrammes. Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon, France.

Sracek O., Hirata R., 2002. Geochemical and stable isotopic evolution of the Guarani aquifer system in the state of Sao Paulo, Brazil. *Hydrogeol. J.* 10, 643-655.

Stephen Fisher, R., Mullican, W.F., 1997. Hydrochemical Evolution of Sodium–Sulfate and Sodium–Chloride Groundwater Beneath the Northern Chihuahuan Dezert, Trans–Pecos, Texas, USA. *J .Hydrogeol.* 5(2), 4–16.

Stigter, T.V., Van Ooijen, S.P.J., Post, V.E.A., Appelo, C.A.J., Carvalho Dill, A.M.M., 1998. A hydrogeological and hydrochemical explanation of the groundwater composition under irrigated land in a Mediterranean environment, Algarve, Portugal. *J. of Hydrol.* 208, 262–279.

Stuiver, M., Polach, H., 1977. Reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon* 19(3), 355–363.

Talineau, J.C., Selmi, S., Alaya, K., 1994. Lacs Collinaires en Tunisie semi–aride. *Sécheresse* 5 (4), 251–256.

Tamers, M.A., 1975. Validity of radiocarbon dates on groundwater. Geophys. Surv. 2, 217–239.

Taupin, J.D., Coudrain–Ribstein, A., Gallaire, R., Zuppi, G.M., Filly, A., 2000. Rainfall characteristics ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$, ΔT and ΔH_r) in western Africa: Regional scale and influence of irrigated areas. *J. of Geophys. Res.* 105, 11911–11924.

Taylor, C.B., 1976. IAEA isotope hydrology laboratory, technical procedure note No. 19. International Atomic Energy Agency, Vienna.

Tejeda, I., Cienfuegos, R., Munoz, J.F., Duran, M., 2003. Numerical modeling of saline intrusion in Salar de Atacama. ASCE J of Hydrologic Engineering 8, No. 1, 25–34.

Turki, M., Saadi, M., Zaghbib–Turki, D., Rami, A., 2002. Notice explicative des feuilles de Jebibina et Ain Jeloula au 1/50000. Edit. Serv. Géol. Tunisie.

Tyler, S.W., Munoz, J.F., Wood, W.W., 2006. The Response of Playa and Sabkha Hydraulics and Mineralogy to Climate Forcing. *Ground Water*, Vol. 44, No. 3, 329–338.

Virrion, R., Monique, O., Christian, L., 2008. Rapport sur la géochimie de la nappe de Chougafiya, Tunisie centrale. 29p

Wong, C.I., Mahler, B.J., Musgrove, M., Banner, J.L., 2012. Changes in sources and storage in a karst aquifer during a transition from drought to wet conditions. *J. of Hydrol.* 468-469, 159-172.

Yaich C., 1984. Etude géologique des chaînons de Chérahil et du Khchem el Artssouma (Tunisie Centrale). Liaison avec les structures profondes des plaines adjacentes. Doctorat de 3ème cycle en géologie appliquée. Université de Franche Compte (Besançon). 165p.

Yechieli, Y., Wood, W.W., 2002. Hydrological processes in saline systems: playas, Sabkhas and saline lakes. *Earth Sc. Rev.* 58(3–4), 343–365.

Yurtsever, Y., Gat, G.R., 1981. Atmospheric waters. In: Gat, J.R., Gonfiantini, R. (Eds.), Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen–18 in the Water Cycle: Technical Report Series, International Atomic Energy Agency, 210, 103–142.

Zouari, K., Aranyossy, J.F., Mamou, A., Fontes, J.Ch., 1985. Etude isotopique et géochimique des mouvements et de l'évolution des solutions de la zone aérée des sols sous climat semi–aride (Sud Tunisien). In: Stable and Radioactive Isotopes in the study of The Unsaturated Zone. IAEA–TECDOC–357, Vienna, 121–143.

ANNEXES

Tableau IV.1. *Caractéristiques des barrages collinaires du bassin d'étude*

			Situation Géographique			Caractéristiques						Exploitations
Nom	**Type**	**Coordonnées**		**Délégation**	**Oued**	**Surface**	**Apport**	**Cote**	**Volume**	**Volume exploité**	**date**	**Observations**
		UTM				**du BV (km^2)**	**(Mm^3)**	**RN**	**RN**	**à la RN (retenue normale)**	**mise en eau**	
Chérichira	Barrage collinaire	574777	3943842	Haffouz	El Mouta	17	0,35	227	0,87	0,87	1993	Irrigation
Defla	Barrage collinaire	580542	3946296	Chébika	Defla	24	0,25	124	0,65	0,65	1998	Recharge
Fej1	Barrage collinaire	575207	3956036	Haffouz	El Fej	70,5	1,2	145	3,5	3,1	1993	Recharge + Irrigation
Fej2	Barrage collinaire	575504	3957270	Chébikha	El Fej	24	0,35	111,5	0,05	0,05	2005	Recharge
Souk	Barrage collinaire	570641	3958451	Ouesseltia	Souk	41,5	0,6		2,5	2,5	2003	Recharge
Hroug	Barrage collinaire	569213	3963300	Ouesseltia	Hroug	28,7	0,47	255,1	0,89	0,59	1997	Recharge + Irrigation
Kouket	Barrage collinaire	568936	3963593	Ouesseltia	Kouket	32	0,53	252	0,6	0,6	1998	Recharge + Irrigation
Nhal	Barrage collinaire	571538	3966999	Ouesseltia	Nhal	3,2	0,05	259	0,04	0,04	2003	Recharge
Labba	Barrage collinaire	572381	3969619	Ouesseltia	Labba	8,8	0,15	654	0,2	0,2	2003	Recharge
Hoshasse	Barrage collinaire	572732	3970833	Sbikha	Hoshasse	2,7	0,04	259,5	0,13	0,13	2003	Recharge
Ouechtatia	Barrage collinaire	575296	3975019	Sbikha	Ouechtatia	17,6	0,36	261	0,47	0,47	1997	Recharge + Irrigation
Serdiana	Barrage collinaire	578605	3977999	Sbikha	Serdiana	28	1,4	207	1,26	1,26	1997	Recharge
Hallouf	Barrage collinaire	581358	3988008	Sbikha	Hallouf	27,1	0,8	261	0,46	0,46	2002	Irrigation

Tableau V.1. *Caractéristiques chimiques et isotopiques des eaux de surface et des eaux souterraines (nappe superficielle) du bassin Chougafiya*

N°	Type d'eau	Groupe	T	pH	CE	MDT	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	Sr^{2+}	HCO_3^-	CO_3^-	F^-	Cl^-	Br^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	^2H	^{18}O	^3H	^{14}C	^{13}C
			(°C)		(µS/cm)		(mg/l)												(‰ V– SMOW)		(UT)	(pcm)	(‰ VPDB)
1	P1	1	27,4	7,4	1020	656	106,3	38,0	31,1	3,0	1,4	256,2	0,0	0,6	91,8	0,9	121,5	5,1	-31,2	-5,4	2,6	73,9	-10,7
2	P2	1	19,0	7,5	1210	799	106,4	39,5	72,5	3,1	1,6	284,3	0,0		116,2	0,9	149,4	20,7	-37,1	-6,1			
3	P3	1	21,4	7,4	1150	788	102,3	36,9	68,6	3,1	1,6	280,6	0,0		121,0	0,8	129,6	28,8	-34,8	-5,54			
4	P4	1	21,0	7,5	1500	1070	188,0	38,2	81,4		2,5	244,0	0,0	1,2	143,5	0,9	323,1	14,6	-28,5	-4,52	2,3	100,0	-10,3
5	P5	1	21,7	7,4	1500	1018	116,1	47,0	94,1	2,8	1,9	305,0	0,0		155,0	2,1	195,2	23,0	-37,6	-5,73		61,7	-10,3
6	P6	1	18,8	7,2	2020	1556	239,0	81,5	164,5		2,7	335,5	0,0		166,0		705,8	4,9	-25,1	-4,18	2,5	71,7	-11,5
7	P7	1	22,4	7,6	1270	811	101,0	31,9	105,7	4,8	1,7	250,1	0,0		167,3	1,4	136,5	21,1	-37,3	-6,09			
8	P8	1	19,6	7,5	2240	1842	304,7	85,3	143,5		3,4	262,3	0,0		170,4	1,5	862,8	4,0	-31,0	-4,65	2,5		
9	P9	1	21,1	7,4	1760	1282	196,2	60,9	114,7	3,1	2,0	341,6	0,0	0,8	181,9	1,1	405,7	8,6	-26,6	-4,31	1,9		
10	P10	1	19,5	7,5	1790	1220	111,2	56,2	151,9	6,7	1,4	356,2	0,0		182,4	1,7	269,3	8,2	-35,7	-5,5		83,6	-10,8
11	P11	1	22,2	7,4	1660	1020	98,5	43,0	163,8	8,3	1,1	366,0	0,0	0,9	187,0	0,4	234,6	7,9	-29,7	-4,90			
12	P12	1	21,3	7,8	2400	1170	155,7	40,3	166,4	3,5		268,4	0,0		208,3		312,8	9,4	-29,0	-5,09			
13	P13	1	17,9	7,9	2060	1378	99,0	67,2	168,0	4,3		292,8	0,0		220,0		274,4						
14	P14	1	18,5	7,6	1890	1265	132,0	37,8	158,3	4,7	2,5	256,2	0,0		271,2	2,7	260,7	37,5	-32,3	-5,48	2,3	100,0	-11,9
15	P15	1	21,4	7,3	2020	1646	312,3	40,3	131,6	4,2	2,8	288,4	0,0		278,2	1,7	555,4	15,2	-24,2	-4,15	3,1	63,0	-7,2
16	P16	1	16,5	8,1	1860	1279	171,1	30,7	158,4	4,5	2,2	281,8	0,0		279,3	2,8	229,1	40,1	-35,7	-5,72	3,5	100,0	-9,0
17	P17	2	26,5	7,5	2940	2160	171,5	61,5	346,8	7,1		280,6	0,0		311,1		842,6	27,7				36,8	-7,9
18	P18	2	23,6	7,4	2270	1660	223,1	49,5	210,5			268,4	0,0		311,1		541,0	3,6					
19	P19	2	22,9	7,8	3840	2348	359,0	70,0	270,0	3,2		408,7	0,0		370,0		780,0	0,5					
20	P20	2	25,4	7,7	2020	1360	165,8	40,6	215,3	5,9		250,1	0,0		381,9		173,3	34,5			1,0	39,0	-7,9
21	P21	2	24,8	7,3	2040	1278	203,2	40,3	175,7	5,3	2,3	298,9	0,0		394,3	2,7	190,6	38,0	-32,7	-4,70		20,8	-8,0
22	P22	2	13,3	7,4	2710	1830	249,1	50,1	255,5			286,7	0,0		398,9		415,1	80,4					
23	P23	2	25,7	7,4	3630	2370	125,2	109,3	477,5	15,2	1,4	402,6	0,0	1,5	424,2	3,1	646,1	113,6	-30,2	-4,87	0,4		
24	P24	2	22,7	7,3	2320	1575	238,6	60,3	188,9		2,9	312,8	0,0	1,0	429,3	2,0	258,6	24,6	-33,6	-4,37			
25	P25	2	15,8	7,8	4380	3917	450,0	154,1	442,6	19,4		400,0	0,0		452,0		1900,0	2,5				81,9	-8,6
26	P26	2	23,8	7,2	3140	2210	177,2	63,8	445,7			402,6	0,0		462,6		539,7		-26,8	-4,31	1,2		
27	P27	2	21,9	7,2	3610	2660	208,1	100,0	423,5		2,7	298,9	0,0	1,3	467,7	4,5	927,1	22,9	-29,8	-5,06			
28	P28	2	21,5	7,4	2950	2250	190,9	88,6	355,1			298,9	0,0	0,8	496,8	2,0	671,2	6,0	-30,6	-5,12			
29	P29	2	23,5	7,5	2930	2110	145,7	66,3	460,1		1,8	280,6	0,0	0,9	520,6	2,0	585,0	90,7	-32,4	-5,15			
30	P30	2	23,6	7,3	3140	2020	249,3	85,8	258,1		4,6	250,1	0,0	0,9	551,0	3,6	425,8	31,1	-29,0	-4,86			
31	P31	2	24,0	7,4	3580	2680	279,5	76,6	444,1			378,2	0,0		598,2		620,3	12,0	-26,0	-3,97	2,5		
32	P32	2	22,4	7,4	3210	2385	400,6	71,0	253,8	5,3	1,7	268,4	0,0		612,7	4,8	749,1	17,2	-26,6	-4,44			
33	P33	2	19,2	7,7	3460	2380	120,0	109,9	440,0	5,0		396,5	0,0		691,9		300,0	4,3					
34	P34	2	14,5	7,4	3440	2394	316,0	52,0	365,9	10,3		300,0	0,0		710,0		506,8	90,0				100,0	-9,5
35	P35	2	21,7	7,2	3790	2722	273,4	115,3	385,1	13,1	3,9	323,3	0,0	0,8	717,3	4,4	720,0	18,9	-30,0	-5,14	1,0	35,0	-6,9

N°	Type d'eau	Groupe	T	pH	CE	MDT	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	Sr^{2+}	HCO_3^{-}	CO_3^{-}	F^{-}	Cl^{-}	Br^{-}	SO_4^{2-}	NO_3^{-}	^{2}H	^{18}O	^{3}H	^{14}C	^{13}C
			(°C)		(µS/cm)	(mg/l)													(‰ V– SMOW)		(UT)	(pcm)	(‰ VPDB)
36	P36	2	23,0	7,2	4030	2879	217,7	137,6	443,0	9,6	4,1	317,2	0,0		718,0	5,9	808,4	10,5	-29,8	-5,04		41,2	-9,3
37	P37	2	22,4	7,2	3300	2283	333,6	63,8	301,9		4,2	286,7	0,0		725,0	5,4	474,4	12,6	-31,4	-4,51			
38	P38	2	24,7	7,3	4130	3330	427,4	59,2	415,9			262,3	0,0		735,4		1029,3		-22,4	-3,04			
39	P39	2	23,8	7,4	3840	2562	215,6	96,7	457,0	7,8	3,5	250,1	0,0		741,8	5,7	627,5	23,5	-32,5	-5,33			
40	P40	2	22,5	7,2	3200	2270	300,9	86,6	303,2		4,8	237,9	0,0		794,1	5,4	436,4	19,2	-28,6	-4,06		86,3	-11,4
41	P41	2	21,8	7,5	2860	1898	223,1	61,4	301,0	7,5	5,1	225,7	0,0		823,9	5,4	125,4	16,3	-28,8	-4,89			
42	P42	2		7,2	4620	2850	239,7	108,9	502,8	14,2	3,8	329,4	0,0		938,7	6,0	596,3	15,5	-33,3	-5,27			
43	P43	2		7,8	4660	3410	286,0	149,6	631,2		3,8	268,4	0,0		976,8		956,2	33,5	-29,1	-4,8			
44	P44	2	19,3	7,6	4740	3373	388,7	125,4	416,7	14,7	1,8	213,5	0,0	0,8	1007,4	5,3	712,0	206,2	-33,4	-4,8			
45	P45	2	22,9	7,4	6340	4750	450,8	160,6	924,3			353,8	0,0		1020,8		1846,6		-26,6	-4,63		27,5	-9,5
46	P46	2	19,5	7,5	5330	4139	291,1	240,8	597,4	17,1	4,0	298,9	0,0		1195,0	6,8	1141,8	91,2	-31,3	-4,53			
47	P47	2		7,3	6900	4795	435,0	249,9	680,2	26,6	4,0	408,7	0,0	1,3	1231,3	6,1	1626,4		-27,7	-4,07			
48	P48	2	21,6	7,4	4290	3351	300,6	152,9	479,9	6,3	4,8	244,0	0,0	1,1	1242,8	5,4	571,0	24,1	-29,8	-4,56	0,6	48,5	-9,0
49	P49	2	18,0	7,7	6520	5179	718,4	110,1	889,4		5,0	404,3	0,0		1349,1	7,3	1574,5	18,7	-30,4	-4,09	0,2	50,7	-7,7
50	P50	2	21,6	7,3	6800	3431	479,8	120,6	498,9	6,6	7,3	292,8	0,0		1520,4	7,9	239,0		-31,2	-5,33		42,0	-9,0
51	P51	2		7,2	6060	4108	552,2	182,0	610,3	16,4	5,0	207,9	0,0		1546,3	10,2	935,1	50,5	-32,4	-5,25			
52	P52	2	23,1	7,2	6000	4299	347,7	168,1	848,6	9,8	6,0	231,8	0,0		1549,2	8,7	890,6	20,0	-33,8	-5,38	0,1	32,0	-4,8
53	P53	2		7,2	5970	4219	624,4	179,9	658,2		4,3	244,0	0,0		1550,0	9,8	950,0	40,9	-32,4	-5,00			
54	P54	3	22,7	7,2	5690	4172	672,5	150,5	510,8	17,5	6,0	359,9	0,0		1637,1	7,7	575,7	35,3	-34,9	-5,42			
55	P55	3	22,9	7,4	6800	4860	396,3	112,7	1038,5			396,5	0,0		1682,7		897,4	40,9					
56	P56	3		7,6	7410	5457	414,0	176,7	1072,5	14,4	7,0	311,1	0,0		1825,8		1056,5		-30,4	-5,1			
57	P57	3	22,6	7,2	6780	4871	461,4	173,6	822,2		5,6	262,3	0,0		1832,9	9,6	863,0	20,8	-33,4	-5,54	0,4	27,1	-8,7
58	P58	3	19,4	7,0	6170	4645	545,3	173,7	727,6	3,7	8,2	305,0	0,0		1887,2	8,3	796,3	19,3	-35,3	-4,95	0,0		
59	P59	3	22,6	6,9	5510	4140	755,9	136,8	545,4	16,5	7,9	317,2	0,0	0,5	1898,2	8,4	440,8	27,0	-32,8	-5,33	0,6		-8,6
60	P60	3	19,3	7,0	7000	4781	757,4	141,9	719,8		8,9	408,7	0,0		2248,1		312,1	120,5	-31,6	-5,45			
61	P61	3	18,7	7,3	5830	4680	865,4	171,0	602,9	8,8	9,7	297,9	0,0		2291,4	11,3	356,1	29,9	-32,2	-4,99			
62	P62	3	22,6	6,9	7305,7	5114	981,7	163,4	577,0		7,9	237,9	0,0	0,5	2374,6	6,6	509,2	32,4	-31,8	-5,19			
63	P63	3	23,2	6,9	6630	4688	821,1	126,6	741,0	17,4	9,3	396,5	0,0		2404,3	9,6	314,1	24,9	-32,0	-5,35			
64	P64	3	21,1	6,8	7550	4999	509,5	147,3	927,8		7,6	451,9	0,0		2448,2	9,7	392,3	20,8	-32,3	-5,3	0,6		
65	P65	3	20,9	6,9	7710	6155	867,0	211,6	878,1		11,6	300,6	0,0		2462,2	12,6	1035,5	24,6	-34,8	-4,29			
66	P66	3	20,1	7,0	8000	5685	516,4	212,8	1008,0		7,8	427,0	0,0		2484,0	10,7	528,5	22,3	-34,3	-5,07			
67	P67	3	20,7	7,1	7290	5064	712,4	170,7	857,6	15,0	10,5	256,2	0,0		2495,7	10,3	515,0	15,8	-34,7	-5,59	0,1	32,5	-10,2
68	P68	3		7,0	8430	5964	612,8	199,3	1035,7		11,0	329,4	0,0		2515,9	6,9	548,9	22,2	-29,8	-5,1			
69	P69	3	17,6	7,3	7470	5556	812,7	162,0	808,6	26,6	11,0	347,7	0,0	0,5	2525,1	10,1	479,2	126,4	-32,4	-5,03			
70	P70	3		6,9	8910	6194	635,0	213,7	1150,0	21,1	11,4	317,2	0,0		2600,0	11,8	1000,0	22,5	-29,7	-5,40			

N°	Type d'eau	Groupe	T	pH	CE	MDT	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	Sr^{2+}	HCO_3^{-}	CO_3^{-}	F^{-}	Cl^{-}	Br^{-}	SO_4^{2-}	NO_3^{-}	^{2}H	^{18}O	^{3}H	^{14}C	^{13}C
			(°C)		(µS/cm)							(mg/l)							(‰ V– SMOW)		(UT)	(pcm)	(‰ VPDB)
71	P71	3	22,3	6,7	8600	6424	1104,3	247,6	834,8		9,2	397,7	0,0		2836,8	12,8	821,6	37,7	-34,5	-5,41	0,1	17,0	-9,3
72	P72	3	21,9	6,6	8960	6505	947,0	216,5	1094,5		8,8	451,4	0,0		2982,8	11,7	641,0	24,4	-31,9	-5,6			
73	P73	4	21,1	7,2	10140	7964	728,9	356,4	1663,6	25,9	8,0	225,7	0,0		3011,1	13,8	1904,7	41,1	-31,7	-4,22			
74	P74	4		7,5	11200	6379	376,7	231,6	1358,4	151,8	8,4	1220,0	0,0		3019,6	17,8	22,6		1,9	0,99			
75	P75	4		7,1	10480	7780	837,3	336,4	1375,4		7,9	244,0	0,0		3087,0	13,5	1801,8		-29,4	-5,21			
76	P76	4		7,9	14950	11400	390,7	344,3	2893,3		4,0	372,1	0,0		3327,8	9,9	3453,6		-28,9	-4,7			
77	P77	4		7,1	12100	7750	566,2	172,2	1590,0	98,5	16,7	506,3	0,0		3800,0	17,8	390,0		-33,1	-5,60	0,0		
78	P78	4	21,5	6,9	12300	9541	795,1	375,8	2085,2	15,4	7,4	262,3	0,0	0,5	3929,7	17,0	1795,1	19,8	-30,8	-4,2	0,0	25,4	-8,2
79	P79	4		7,6	13410	9517	440,2	312,5	2137,7		8,2	240,3	0,0		3950,0	8,9	1732,8	6,1	-27,9	-4,6			
80	P80	4	21,6	6,7	13260	10404	1012,0	406,3	2100,0		9,5	219,6	0,0		4686,5	17,7	1838,4	34,1	-28,1	-4,02			
81	P81	4		7,4	20900	15900	747,2	551,6	4232,0		4,0	280,6	0,0		4864,0	10,5	5600,0		-19,5	-2,6			
82	P82	4		6,8	16150	11226	1050,0	400,0	2300,0	41,5	19,0	268,4	0,0		5400,0	18,0	1038,0		-29,6	-5,36			
83	Oued El Fej		21,6	7,9	2140	1714	306,3	46,7	146,0		2,5	262,3	0,0		240,0	1,1	683,0		-30,8	-4,04	2,5		
84	Oued Zrilli		25,7	8,1	7810	6242	447,3	299,2	1218,4	13,9	4,3	307,4	0,0		1904,1	8,7	2026,8	7,0	-31,5	-4,29	3,8		
85	Source		20,4	7,6	1427	1001	124,0	43,4	91,8	2,7	2,5	256,2	0,0		147,6	1,1	258,6	10,4		-4,18	2,3	99,8	-11,0
86	Piézomètre de la Sabkhas			7,3	116000	99168	2681,0	4291,0	28713,0	540,0	58,0	256,2	0,0		58471,8	106,0	4372,0	43,0	22,7	6,06	0,8		
87	Eau de surface du Sabkhas			7,7	1580	854	42,8	12,6	211,0	13,0		347,7	0,0		241,7		49,7	3,8	7,1	6,10			
88	Barrage Fej1 (09/2008)		29,1	8,2	559	391	81,9	9,7	13,5	5,1	0,5	134,2	0,0	0,5	11,2	0,1	154,8	0,4	-12,8	-0,52	5,0		
89	Barrage Fej 1 (04/2009)		18,2	8,6	517	362	72,9	10,4	12,6	3,6	0,5	91,5	0,0		25,3		137,2	3,3	-8,7	-0,98	4,3		
90	Barrage Fej2 (09/2008)		26,7	7,6	2311	1618	272,2	62,8	105,9	8,7	2,9	237,9	0,0	0,9	117,4	1,0	789,5	2,2	-21,6	-2,71	3,5		
91	Barrage Fej 2 (04/2009)		16,5	7,6	2404	1683	243,3	87,0	140,8		2,3	323,3	0,0		220,8		641,9	10,4	-11,7	-2,77	2,4		
92	Barrage Delfa (08/2008)		29,5	9,4	700	490	58,3	18,9	41,3	7,9	0,7	115,9	0,0	0,6	29,1	0,3	185,7	0,3	23,9	7,87	3,2		
93	Barrage Defla (04/2009)		21,4	8,3	530	371	78,6	5,2	15,4	3,2	0,8	140,3	0,0		10,3		114,8	2,6	-25,2	-3,87	3,4		
94	Barrage Hoshasse (10/2008)				529	370	61,5	2,6	7,5	3,2	0,3	213,5	0,0	2,1	3,2	0,1	11,3	2,6	-24,5	-4,86	3,2		
95	Barrage Hoshasse (04/2009)		13,0	8,1	170	119	27,3	1,2	2,3	1,2	0,2	80,1	0,0		2,6		6,2		-25,4	-4,71	5,7		
96	Barrage Nhal (10/2008)				329	230	44,3	4,8	14,1	2,6	1,3	122,0	0,0	0,7	4,1	0,0	59,1	2,3	-31,2	-5,31	4,2		
97	Barrage Nhal a(04/2009)		17,1	8,2	271	190	31,6	3,0	13,4	1,6	0,8	73,2	0,0		5,4		50,6	3,3	-22,0	-4,07	5,4		
98	Barrage Labba (04/2009)		14,8	8,8	171	120	26,3	0,9	1,8	1,6	0,2	79,3	0,0		2,6		4,4	2,4	-30,6	-4,71	5,1		

Tableau V.2. *Caractéristiques chimiques et isotopiques des nappes anté-quaternaires du bassin Chougafiya*

N°	Type d'eau	*T*	pH	CE	MDT	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	Sr^{2+}	HCO_3^{-}	CO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	NO_3^{-}	F^{-}	Br^{-}	^{18}O	^{2}H	^{3}H	^{14}C	^{13}C
		(°C)		(µS/cm)							(mg/l)							(‰ V– SMOW)		(UT)	(pcm)	(‰ VPDB)
1	Nappe Crétacé sup.	21,6	7,1	1850	1242	170,6	45,1	145,7	5,9	2,7	280,6	0	260,0	283,8	10,4		1,9	–5,26	–27,2		92,4	–9,46
2	Nappe Crétacé sup.	25,0	7,4	2100	1710	225,7	71,1	204,9	4,2		237,9	0	149,5	891,2	0,0							
3	Nappe Crétacé sup.	22,1	7,3	2780	2147	305,7	101,5	173,3	<0,05	3,6	250,1	0	407,2	720,5	51,7		2,7	–4,4	–28,49	2,1	42,0	–8,96
4	Nappe Crétacé sup.	24,5	7,2	3650	2320	199,2	51,0	473,6	14,3		122,0	0	606,1	622,1	21,0			–4,96	–29,8			
5	Nappe Crétacé sup.	25,0	7,4	3340	2650	279,7	71,9	356,4	15,7		244,0	0	458,9	865,9	129,1			–4,45	–27,3			
6	Nappe Crétacé sup.	22,8	7,1	3750	2907	352,4	81,6	466,3	5,6	4,7	274,5	0	720,6	962,2	35,1		4,6	–4,51	–29,14	1,5		
7	Nappe Crétacé sup.	22,0	7,3	4310	3035	504,1	83,6	364,4	<0,05	4,5	329,4	0	847,8	785,0	43,3		5,0	–4,84	–29,81	2,6		
8	Nappe Crétacé sup.		7,4	5080	3325	297,0	85,8	731,8	15,7	6,3	433,1	0	1149,6	470,8	0,0			–4,93	–29,98			
9	Nappe Crétacé sup.	26,0	7,2	5030	3400	147,4	75,1	808,9	9,9		335,5	0	1115,2	577,3	9,0							
10	Nappe Crétacé sup.	22,2	7,0	5020	3441	593,6	101,8	554,4	<0,05	5,4	402,6	0	1428,2	426,2	57,8		6,8	–5,13	–26,51	1,8		
11	Nappe Crétacé sup.	21,5	7,1	4810	3597	588,4	131,6	368,1	12,0	5,4	237,9	0	1100,2	834,2	102,1		6,1	–4,8	–25,11	2,5	44,4	–7,83
12	Nappe Crétacé sup.	25,0	6,9	4900	3610	254,7	74,7	778,2	<0,05		402,6	0	1212,9	700,0	0,0			–5,14	–29,7			
13	Nappe Crétacé sup.	23,0	6,8	5190	3691	568,9	133,4	480,3	12,5	5,4	353,8	0	1332,0	734,4	74,7		6,4	–5,14	–26,6			
14	Nappe Crétacé sup.		6,9	6610	4230	327,5	111,3	942,5	32,6	6,5	420,9	0	1782,3	530,2	49,2			–5,29	–29,89			
15	Nappe Crétacé sup.	19,8	7,3	6560	4293	442,5	93,1	928,4	3,0	6,6	463,6	0	1661,9	487,3	15,3		8,3	–5,14	–27,69		28,0	–5,22
16	Nappe Crétacé sup.	22,3	7,0	6670	4457	589,0	135,7	789,5	31,0	5,9	366,0	0	1824,5	499,1	111,6		8,4	–5,34	–31,81	1,4	39,2	–7,49
17	Nappe Crétacé sup.		7,6	7690	5438	444,9	253,3	995,0	<0,05	5,1	453,8	0	1949,0	819,2	31,5			–4,85	–28,23			
18	Nappe Crétacé sup.		6,9	8710	6115	499,8	175,8	1284,4	<0,05	9,6	439,2	0	2569,4	739,8	0,0		7,2	–5,42	–32,62			
19	Nappe Crétacé sup.		6,8	10480	7389	414,0	204,6	1571,7	<0,05	11,2	503,9	0	3174,2	820,6	0,0		8,5	–5,38	–32,49			
20	Nappe Crétacé sup.	26,8	6,6	15000	10180	651,0	372,9	2572,1	<0,05	13,2	500,2	0	4807,5	1040,1	0,2	0,9	18,8	–5,00	–31,89	0,3	7,4	–5,86
21	Nappe Crétacé sup.	19,0	6,5	13630	8832	607,2	180,2	2236,7	62,0	12,9	610,0	0	4169,6	735,1	6,2	0,9	15,0	–5,08	–33,43	0,5	11,7	–5,15
22	Nappe Crétacé sup.		6,5	14220	9482	649,2	243,0	2368,6	<0,05	12,0	719,8	0	4627,0	1041,5	0,0							
23	Nappe Crétacé sup.		6,7	15800	9867	714,7	175,5	2130,5	71,2	15,9	676,5	0	4607,5	617,7	0,0		20,4	–5,57	–33,45			
24	Nappe Crétacé sup.		6,4	15650	10718	634,2	221,0	2844,6	49,2	12,5	805,2	0	5516,4	701,1	44,9			–5,37	–32,88			
25	Nappe Paléocène		6,8	13520	10004	827,9	434,1	1783,8	<0,05	11,7	292,8	0	4728,1	775,1	30,4			–4,98	–28,2			
26	Nappe Paléocène		7,1	5800	3720	329,4	131,6	604,8	17,1	6,5	372,1	0	1161,2	960,2	0,0		7,2	–4,85	–30,23			
27	Nappe Eocène inf.	22,1	7,4	1092	687	102,2	16,6	71,7	1,4	0,5	250,1	0	145,2	80,6	0,0		1,4	–5,51	–32,41			
28	Nappe Eocène inf.	23,6	7,3	859	561	88,9	14,6	46,4	1,8	0,5	244,0	0	104,0	39,2	10,3		0,9	–5,64	–33,34	0,3	45,5	–10,8
29	Nappe Oligocène	22,7	7,0	7640	6545	447,5	381,4	1226,7	25,0	4,4	274,5	0	1208,6	2990,7	35,0	0,9	6,4	–4,26	–31,38	0,2	37,6	–7,61
30	Nappe Oligocène		7,3	6830	4737	454,2	212,1	709,6	7,0	6,7	213,5	0	1231,8	1628,7	0,0		6,6	–4,75	–31,87			
31	Nappe Oligocène			12200	9730	669,6	494,5	1421,9	30,9	8,8	140,3	0	2104,7	3935,4	0,0		11,2	–1,87	–14,68			
32	Nappe Oligocène	22,1	7,4	2720	1773	245,0	47,4	210,4	33,3	3,8	195,2	0	342,2	574,3	121,8		2,6	–4,58	–25,87		67,3	–8,99
33	Nappe Oligocène	19,2	7,8	3840	2972	336,9	96,8	428,1	29,3	5,7	183,0	0	578,6	1117,1	93,7	1,4	2,5	–5,56	–34,11	0,9		
34	Nappe Mio-pliocène	22,5	7,3	2280	1572	117,4	41,6	268,5	4,4	1,2	317,2	0	261,5	414,5	26,6		2,5	–5,76	–36,26	0,1		
35	Nappe Mio-pliocène	24,3	7,5	1618	1118	53,2	24,4	215,4	9,6	0,8	329,4	0	149,4	271,7	26,3	2,4	1,1	–6,08	–39,15	0,0	12,5	–8,22
36	Nappe Mio-pliocène	24,2	7,5	1945	1295	70,2	38,4	286,3	10,3	1,1	323,3	0	240,4	269,8	32,7	3,1	0,7	–6,13	–37,02	0,5		
37	Nappe Mio-pliocène	23,1	7,6	616	379	37,6	6,7	52,5	1,6	0,5	236,2	0	13,3	20,9	8,6		0,2	–5	–33,21			
38	Nappe Mio-pliocène	23,7	7,8	710	447	17,7	9,9	99,9	<0,05	0,4	244,5	0	31,0	32,5	8,1	1,7	0,4	–4,88	–30,16	0,5	29,5	–7,45
39	Nappe Mio-pliocène	24,4	7,7	678	509	18,6	8,0	103,1	4,7	0,3	301,1	0	15,8	40,1	10,9	0,9	0,2	–5,23	–32,64			
40	Nappe Mio-pliocène	22,9	7,7	485	285	45,8	6,8	14,3	0,8	0,5	189,6	0	10,3	7,6	9,0	1,4	0,3	–5,06	–28,77	1,7	51,9	–9,19
41	Nappe Mio-pliocène	24,8	7,8	248	270	38,3	6,9	45,5	<0,05		164,7	0	12,3	18,5	12,6			–5,32	–29,8			
42	Nappe Mio-pliocène	24,5	7,4	2390	1570	103,2	20,8	346,9	8,2		298,9	0	331,0	377,1	8,4							
43	Nappe Mio-pliocène	23,9	7,5	1960	1260	62,9	22,1	316,2	6,8		329,4	0	203,3	292,8	14,7			–5,32	–33,1			
44	Oued El Fej	21,6	7,9	2140	1714	306,3	46,7	146,0	<0,05	2,5	262,3	0	240,0	683,0	0,0		1,1	–4,04	–30,83	2,5		
45	Source	20,4	7,6	1427	1001	124,0	43,4	91,8	2,7	2,5	256,2	0	147,6	258,6	10,4		1,1	–4,18	–39,62	2,3	99,8	–11

Tableau V.3. *Caractéristiques chimiques et isotopiques des eaux des barrages collinaires*

N°	Nom du barrage	Date de prélévement	CE	T	pH	MDT	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	SO_4^{2-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	HCO_3^{-}	CO_3^{-}	^{2}H	$^{2}H_ERR$	^{18}O	$^{18}O_ERR$	^{3}H	$^{3}H_ERR$
			(µS/cm)	(°C)		(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(‰ vs SMOW)		(‰ vs SMOW)		(UT)	
1	Barrage Fej1	oct-06	1157	24,5	7,8	810	144,0	20,4	59,9	6,8	462,4	39,9	0,0	36,6	0,0	5,80		2,77			
2	Barrage Fej1	juil-07	630	26,3	9,7	450	80,0	12,0	20,7	4,3	106,1	24,1	0,6	202,5	0,0	-5,84		1,55			
3	Barrage Fej1	sept-08	559	29,1	8,2	391	81,9	9,7	13,5	5,1	154,8	11,2	0,4	134,2	0,0	-12,77	1,50	-0,52	0,1	5,0	0,3
4	Barrage Fej1	mars-09	519		7,6	379	81,6	10,0	11,8	3,1	142,9	9,9	0,7	122,0	0,0	-10,91	0,9	-2,07	0,1		
5	Barrage Fej1	avr-09	517	182,0	8,6	362	72,9	10,4	12,6	3,6	137,2	25,3	3,3	91,5	0,0	-8,74	0,1	-0,98	0,1	4,3	0,2
6	Barrage Fej1	mai-09	486		7,4	290	54,3	11,2	12,0	2,4	155,1	12,9	0,0	26,8	0,0	-6,90	0,7	-0,05	0,1		
7	Barrage Fej1	juin-09	550		7,3	309	54,2	10,9	17,5	2,1	166,5	12,9	2,0	37,8	0,0	-1,12	1,1	1,57	0,1		
8	Barrage Fej1	juin-09	540		7,3	367	62,4	11,2	14,6	4,3	182,0	17,8	3,8	36,6	0,0	2,66	0,7	2,85	0,2	4,0	0,3
9	Barrage Fej1	août-09	604		7,3	391	73,0	12,4	18,5	1,7	193,0	24,7	2,6	59,8	0,0	17,49	0,3	6,39	0,1		
10	Barrage Fej1	oct-09	431		7,1	302	61,6	6,4	15,0	2,9	141,8	10,8	1,6	42,7	0,0	-5,59	0,2	-0,38	0,1		
11	Barrage Fej1	nov-09	429		7,3	300	46,3	12,0	19,4	0,0	114,2	11,2	1,3	91,5	0,0	-3,52	0,2	0,54	0,1		
12	Barrage Fej1	déc-09	504		7,6	390	79,9	8,7	11,7	2,3	154,0	11,6	1,5	81,7	0,0	-2,71	0,1	0,58	0,2		
13	Barrage Fej1	janv-10	655		7,3	459	93,5	12,9	17,8	2,3	181,4	13,2	0,0	119,6	0,0	-3,08	0,5	1,15	0,1		
14	Barrage Fej1	mars-10	542		7,0	340	73,5	15,2	15,5	2,4	190,2	10,0	6,5	48,8	0,0	7,15	0,9	2,18	0,1		
15	Barrage Fej1	avr-10	551		7,1	379	77,2	14,8	22,6	4,1	202,4	20,6	2,9	42,7	0,0	13,90	1,1	4,00	0,1		
16	Barrage Fej2	oct-06	2114	25,4	9,1	1480	270,5	42,8	105,7	7,4	606,2	111,1	0,0	292,8	0,0	-18,60		-3,43			
17	Barrage Fej2	juil-07	2019	25,6	7,7	1413	156,0	91,2	151,8	2,7	564,5	171,8	0,6	274,5	0,0	-18,68		-2,59			
18	Barrage Fej2	sept-07	2054	22,6	7,9	1438	179,3	78,0	145,1	5,5	540,0	161,0	0,0	328,8	0,0	-16,89		-2,71			
19	Barrage Fej2	sept-08	2311	26,7	7,6	1618	272,2	62,8	105,9	8,7	789,5	117,4	2,2	237,9	0,0	-21,64	1,03	-2,71	0,2	3,5	0,3
20	Barrage Fej2	mars-09	3129		7,5	1843	209,8	97,5	143,8	5,6	866,2	171,1	5,2	256,2	0,0	-26,40	0,3	-4,45	0,1		
21	Barrage Fej2	avr-09	2404	16,5	7,6	1683	243,3	87,0	140,8	0,0	641,9	220,8	10,4	323,3	0,0	-11,73	1,2	-2,77	0,3	2,4	0,2
22	Barrage Fej2	mai-09	2494		7,7	1700	200,6	75,7	165,6	0,9	620,0	125,5	1,6	353,8	0,0	-22,03	0,7	-3,38	0,1		
23	Barrage Fej2	juin-09	2181		7,8	1480	233,9	61,7	100,2	0,0	606,5	117,7	0,0	370,9	0,0	-23,56	1,1	-3,53	0,2		
24	Barrage Fej2	juin-09	2034		7,6	1361	190,3	71,8	94,2	1,6	500,1	123,3	0,0	341,6	0,0	-18,48	0,7	-2,36	0,1	2,6	0,2
25	Barrage Fej2	août-09	1883		7,6	1305	181,9	70,7	97,5	1,2	481,5	125,9	0,8	347,7	0,0	-20,51	0,8	-3,27	0,2		

N°	Nom du barrage	Date de prélévement	CE	T	pH	MDT	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	SO_4^{2-}	Cl^{-}	NO_3^{-}	HCO_3^{-}	CO_3^{-}	^{2}H	^{2}H_ERR	^{18}O	^{18}O_ERR	^{3}H	^{3}H_ERR
			(µS/cm)	(°C)		(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(‰ vs SMOW)		(‰ vs SMOW)		(UT)	
26	Barrage Fej2	oct-09	1900		7,4	1330	242,8	60,2	90,2	0,0	445,6	137,0	1,9	364,8	0,0	-26,98	0,5	-4,19	0,2		
27	Barrage Fej2	nov-09	1786		7,7	1270	213,0	68,0	111,0	0,0	489,8	138,3	0,0	346,5	0,0	-24,87	0,2	-3,96	0,2		
28	Barrage Fej2	avr-10	1538		7,3	1113	140,7	70,4	111,0	0,0	423,7	117,3	0,0	237,9	0,0	-22,89	1,2	-4,07	0,1		
29	Barrage Defla	oct-06	757	26,5	8,2	530	109,5	8,8	29,7	4,6	222,3	19,6	0,0	140,3	0,0	-18,00		-2,88			
30	Barrage Defla	août-08	700	29,5	9,4	490	58,3	18,9	41,3	7,9	185,7	29,1	0,3	115,9	0,0	23,89	1,52	7,87	0,1	3,2	0,5
31	Barrage Defla	mars-09	504		7,8	410	85,4	11,5	12,4	1,2	164,5	10,9	0,0	128,1	0,0	-30,47	0,9	-4,79	0,1		
32	Barrage Defla	avr-09	530	21,4	8,3	371	78,6	5,2	15,4	3,2	114,8	10,3	2,6	140,3	0,0	-25,17	0,3	-3,87	0,2	3,4	0,3
33	Barrage Defla	mai-09	590		7,4	399	85,4	11,5	12,9	1,7	124,4	8,2	0,6	150,1	0,0	-28,99	1,1	-3,55	0,2		
34	Barrage Defla	juin-09	586		7,5	387	78,2	11,7	11,7	2,9	131,9	9,5	0,0	142,7	0,0	-23,35	0,4	-2,72	0,1		
35	Barrage Defla	août-09	464		7,0	292	41,5	11,4	15,2	2,2	131,9	12,1	1,6	48,8	0,0	-4,10	0,9	1,59	0,1		
36	Barrage Defla	oct-09	356		7,0	300	63,9	8,1	11,1	2,6	118,0	8,7	0,0	81,7	0,0	-21,76	0,6	-2,20	0,2		
37	Barrage Defla	nov-09	439		7,4	307	54,3	9,2	12,7	2,5	92,6	8,5	0,0	97,6	0,0	-17,28	0,3	-1,42	0,1		
38	Barrage Defla	déc-09	423		7,4	296	61,1	8,2	8,0	1,5	98,2	9,6	1,9	95,2	0,0	-16,30	0,6	-1,19	0,1		
39	Barrage Defla	janv-10	429		7,8	260	44,9	7,3	9,0	1,2	60,0	5,1	0,0	109,8	0,0	-15,95	0,4	-0,48	0,2		
40	Barrage Defla	févr-10	410		7,2	293	47,1	12,3	16,4	2,4	107,8	10,4	2,0	79,3	0,0	-8,63	1,4	0,34	0,2		
41	Barrage Defla	mars-10	367		7,2	262	39,5	12,0	17,0	2,1	102,4	9,9	8,0	54,9	0,0	-8,95	1,3	0,31	0,2		
42	Barrage Defla	avr-10	356		7,3	204	39,3	9,3	16,4	1,4	99,4	10,4	5,4	42,7	0,0	-2,78	1,0	1,58	0,1		
43	Barrage Defla	mai-10	390		7,5	279	38,1	10,9	20,7	2,5	103,0	12,2	6,5	61,0	0,0	2,04	0,4	2,41	0,2		
44	Barrage Defla	juin-10	416		7,0	297	39,1	13,2	21,4	1,6	108,7	13,6	4,3	67,1	0,0	12,54	0,6	4,84	0,2		
45	Barrage Hoshasse	oct-08	529			370	61,5	2,6	7,5	3,2	11,3	3,2	2,6	213,5	0,0	-24,46	0,68	-4,86	0,2	3,2	0,3
46	Barrage Hoshasse	avr-09	170	13,0	8,1	119	27,3	1,2	2,3	1,2	6,2	2,6	0,0	80,1	0,0	-25,35	0,6	-4,71	0,2	5,7	0,3
47	Barrage Hoshasse	mai-09	222		7,7	192	41,6	1,8	2,4	1,2	7,6	2,5	3,1	122,0	0,0	-28,92	0,6	-3,58	0,1		
48	Barrage Nhal	oct-08	329			230	44,3	4,8	14,1	2,6	59,1	4,1	2,3	122,0	0,0	-31,23	1,23	-5,31	0,2	4,2	0,4
49	Barrage Nhal	avr-09	271	17,1	8,2	190	31,6	3,0	13,4	1,6	50,6	5,4	3,3	73,2	0,0	-21,99	0,8	-4,07	0,1	5,4	0,3
50	Barrage Nhal	mai-09	288		7,0	236	41,1	5,3	14,4	2,6	58,2	4,2	1,1	109,8	0,0	-30,81	1,0	-4,67	0,1		
51	Barrage Labba	avr-09	171	14,8	8,8	120	26,3	0,9	1,8	1,6	4,4	2,6	2,4	79,3	0,0	-30,59	0,3	-4,71	0,2	5,1	0,3
52	Barrage Labba	mai-09	512		7,8	485	104,8	7,7	22,1	1,2	37,2	42,9	5,0	268,4	0,0	-26,08	0,6	-4,11	0,1		

République Tunisienne
Ministère de l'Enseignement Supérieur,
de la Recherche Scientifique
et de la Technologie

Université de Sfax
École Nationale d'Ingénieurs de Sfax

Ecole Doctorale
Sciences et Technologies

Thèse de *DOCTORAT*
Doctorat en Génie de l'Environnement et de l'Aménagement
N° d'ordre: 2016–705

APPORTS DES METHODES HYDROGEOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES POUR L'ETUDE DU SYSTEME AQUIFERE DE CHOUGAFIYA : IMPACT DES AMENAGEMENTS HYDRAULIQUES SUR LA RECHARGE DES NAPPES

Intissar FARID

الخلاصة: مكنت هذه الدراسة من التعرّف على الخصائص الهيدروجيولوجية، الهيدروكيميائية و النظائريّة للخزانات المائية السطحية و الجوفية لحوض الشقافية (تونس الوسطى) و يتضح من خلال البيانات العلميّة لهذا البحث أنّ دراسة إدارة المياه السطحية من خلال هياكل الاحتفاظ شرط أساسي لتحقيق التنمية المستدامة في المنطقة.

Résumé: L'étude multidisciplinaire portant sur les différentes composantes hydrologiques du bassin Chougafiya (pluie, eaux de surface, eaux souterraines) a abouti à plusieurs résultats concernant le fonctionnement hydrodynamique des nappes ainsi que les caractéristiques hydrochimiques et isotopiques des eaux.

Abstract: Comprehensive investigations of surface waters and groundwaters were performed in the Chougafiya basin, central Tunisia. In the present study, hydrochemistry and isotopic tools were combined to get an insight into the processes controlling mineralization, recharge conditions, flow pattern of groundwater and C chemistry in the investigated hydrological system.

المفاتيح: حوض الشقافية، الهيدروجيولوجيا، الهيدروكيمياء، التقنيات النظائريّة، الملوحة، التغذية، إدارة المياه، تونس الوسطى.

Mots clés: Bassin Chougafiya, hydrogéologie, chimie, isotopie, gestion des ressources, salinisation, recharge, Tunisie centrale.

Key-words: Chougafiya basin, hydrogeology, chemistry, isotopes, groundwater, mineralization, recharge, central Tunisia.