Université de Sfax
École Nationale d'Ingénieurs de Sfax

Ecole Doctorale
Sciences et Technologies

Thèse de DOCTORAT
Génie Géologique

Aix-Marseille Université
Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement

Ecole Doctorale
Sciences de l'Environnement
Thèse de DOCTORAT
Géosciences de l'Environnement

THESE EN COTUTELLE

Présentée à

L'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax

En vue de l'obtention du

DOCTORAT

En Génie Géologique

Par

Friha HADJ AMMAR
(Master Génie de l'Environnement et de l'Aménagement)

Caractérisation des eaux de l'Aquifère du Complexe Terminal: Approche multi-isotopiques ($^{234}U/^{238}U$, ^{36}Cl, ^{14}C, $\delta^{18}O$, $\delta\ ^{2}H$)

Soutenue le 12 Janvier 2016, devant le jury composé de:

M.	**Samir BOUAZIZ**	(Professeur)	Président
M.	**Nejib KALLEL**	(Professeur)	Rapporteur
M.	**Jean Luck SEIDEL**	(Chargé de Recherche CNRS)	Rapporteur
M.	**Pierre DESHAMPS**	(Chargé de Recherche IRD)	Examinateur
M.	**Bruno HAMELIN**	(Professeur)	Directeur de Thèse
M.	**Kamel ZOUARI**	(Professeur)	Directeur de Thèse
Mme	**Najiba CHKIR**	(Maitre de conférences)	Invitée

«Une trajectoire de thèse va connaître des plateaux monotones, dont on redoute de ne pas voir la fin, des méandres dangereux, des rebondissements heureux et parfois des brisures définitives.»

Herzlich Claudine (2002)

Dédicace

Je dédie cette thèse

A mes parents

A mon mari Makrem

A mon petit Jacem

Remerciement

Tous les travaux réalisés durant ces années de recherche ne seraient pas ce qu'ils sont sans le soutien d'un grand nombre de personnes. J'espère n'oublier personne dans ces remerciements.

Je remercie mes deux professeurs et directeurs de thèse *Kamel ZOUARI* et *Bruno HAMELIN* qui ont accepté une étudiante longue durée dans sa vie avec ses incertitudes, ses doutes et qui m'ont soutenu durant ces longues années d'études dans les moments les plus durs. Je vous remercie de m'avoir fourni de nombreuses pistes pour la compréhension des mécanismes isotopiques et pour m'avoir fait découvrir un nouvel isotope: le chlore-36. Bien que pas prévu initialement dans ma thèse, j'ai été très heureuse de travailler sur la compréhension de ce nouveau traceur prometteur.

Je remercie aussi *Pierre DESCHAMPS* pour les nombreuses discussions scientifiques au cours de ma thèse et pour m'avoir transmise sa passion de la recherche. Son expertise concernant les données isotopiques a été précieuse, et m'a apporté des choses complémentaires à ce que j'ai appris. J'ai beaucoup apprécié ses qualités à la fois scientifiques et humaines.

Je tiens à présenter mes humbles et sincères remerciements ainsi que toute ma reconnaissance et ma profonde gratitude à Mme Najiba CHKIR, pour toute son aide et ses précieux conseils ainsi que pour l'attention soutenue qu'elle m'a manifesté par ses encouragements incessants quand, et surtout pour sa patience et sa compréhension. Elle m'a toujours soutenu et épaulé dans les moments les plus difficiles.

Je remercie aussi les membres du jury d'avoir accepté d'évaluer cette thèse et pour leurs suggestions pour améliorer ce manuscrit.

Ces années de recherche ont été riches en rencontres et collaboration.

Je remercie les différentes personnes avec qui j'ai eu l'occasion de travailler et discuter au cours de ma thèse: merci à tous les membres du Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement, thésards et techniciens pour toutes les analyses chimiques et isotopiques réalisées. Un grand Merci aussi à tous les ingénieurs, techniciens et post-doc du CEREGE pour l'ambiance et les analyses en uranium qu'on a effectué ensemble. Un grand merci en particulier à *Wulfran BARTHELEMY* et *Bernard ANGELETTI* de m'avoir appris à manipuler par spectromètre de masse et de m'avoir dirigé dans les différentes étapes des analyses en uranium.

Un grand merci à toute l'équipe d'ASTER de m'avoir appris la méthode analytique du Chlore-36.

Merci aux chefs d'arrondissement *Aissa AGOUN* et *Lahmadi MOUMNI* ainsi qu'à tous les gens du CRDA de Kébili et de Tozeur pour les missions de terrain qu'on a effectué ensemble et pour toutes les données fournies.

Je suis sensible à l'honneur que m'a accordé Mr Abdel Aziz MESKINI, Qu'il veuille bien trouver ici le témoignage de ma profonde gratitude pour les précieux commentaires qu'il m'a apporté. J'en profite aussi pour exprimer toute ma gratitude aux personnels de l'ETAP, surtout Mr Walid MHMOUDI, qui m'a énormément aidé pour la consultation et l'interprétation des données de subsurface.

Je serais ravie de pouvoir à l'avenir continuer à collaborer avec les différentes personnes avec qui j'ai travaillé pendant cette thèse.

Merci à ceux qui m'ont accompagné au jour le jour à l'ENIS et au CEREGE et tous ceux qui, au travers d'un sourire, d'un bonjour, ont contribué à rendre certaines journées moins difficiles.

Merci aussi aux nombreux thésards, stagiaires et post-docs pour avoir contribué à l'ambiance de travail agréable. Une pensée particulière à ma chère Abir JRAD, Mohamed GHARBI, Fehmi KANZARI, Marcella, Olivia, Laure, Paoula, Mariana qui m'ont supporté et encouragé durant les moments difficiles.

Merci à mes amis et collègues de l'ENIS et tous qui m'ont connu de près pour leur encouragement et à tous les professeurs qui, au cours de ma scolarité de la primaire au Master, m'ont fait aimé les Sciences et plus particulièrement celles de l'environnement.

Merci à mes chers parents, toujours attentifs et dont la fierté à mon égard m'a rendu forte et donné envie de réussir.

J'adresse aussi mes remerciements à mes très chers frères et soeurs, pour leur encouragement et leur aide. Merci à ma sœur Manel, ton support moral m'a donné la force de traverser les moments douloureux et difficiles.

Enfin, Jacem, toi qui es né et as grandi durant cette thèse, pardonne-moi d'avoir été une maman parfois peu disponible. Makrem pour ta patience et ton soutien dans les moments de doute, je te remercie de tout mon cœur.

Friha

SOMMAIRE

Introduction Générale 1

Première partie: Caractérisation du système aquifère du Complexe Terminal dans les régions du Sud Tunisien

Chapitre I: Généralité et aperçu hydrogéologique

I-Introduction 5
II-Contexte géographique et socio-économique 5
III-Contexte climatique 7
IV-Contexte géologique 11
IV-1-Le Crétacé 11
IV-1-1 Le Crétacé Inférieur 11
IV-1-2 Le Crétacé supérieur 15
IV-2 Le Néogène 17
IV-3 Le Quaternaire 18
V-Cadre morpho-structural 18
VI-Contexte hydrogéologique 21
VI-1 Géométrie du réservoir 21
VI-1-1 Méthode sismique 22
VI-1-2 Analyse des profils sismiques 24
1-. Profil sismique L1 24
2-. Profil sismique L2 26
VI-1-3 Corrélation lithostratigraphique 28
VI-2 Exploitation de la nappe du CT 37
VI-3 Paramètres hydrodynamiques de la nappe du CT 40
VI-3-1 La transmissivité 40
VI-3-2 Coefficient d'emmagasinement 40
VI-4 Piézométrie de la nappe du Complexe Terminal 41
VII-Conclusion 48

Chapitre II: Géochimie des eaux du Complexe Terminal

I-Introduction 50
II-Prélèvement et analyse des eaux souterraines 50
II-1 Prélèvement 51
II-2 Méthodes analytiques 52
III-Etude physico-chimiques des eaux 53
III-1 Le pH 53
III-2 La conductivité électrique 53
III-3 La température 53
III-4 les éléments chimiques majeurs et faciès chimiques des eaux 54
IV-Origine des éléments chimiques 56
IV-1-Les éléments Na^{+}-K^{+}-Cl^{-} 56
IV-2-Les éléments Ca^{2+}, Mg^{2+}, SO_4^{2-} et HCO_3^{-} 58
IV-3 Les nitrates 62
V-Etude de la répartition spatiale des éléments chimiques 63
VI-Phénomène d'échange de base 69
VII-Indice de saturation des eaux 70
VIII-Analyse statistique multivariée 75
VIII-1 Matrice de corrélation 75
VIII-2 Classification Ascendante Hiérarchique 76
VIII-3 Distribution spatiale de la salinité des différents groupes 78
VIII-4 Analyse en Composante Principale 80
IX-Conclusion 82

Deuxième Partie Apport des outils isotopiques à l'étude des eaux souterraines

Chapitre III: Géochimie isotopique des eaux souterraines: Apport des isotopes ($^{18}O/^{2}H$) et ($^{14}C/^{13}C$)

I- Introduction 85
II-Les isotopes stables de la molécule d'eau ($^{18}O/^{2}H$) 85
II-1 Généralités 85
II-2 Application au système aquifère du CT 86
II-2-1 Etude des teneurs en isotopes stables des eaux souterraines de la nappe du CT 88
II-2-2 Relation Oxygène-18/Chlore 97
II-3 Excès en deutérium 99
III-Les isotopes du Carbone (^{13}C, ^{14}C) 100
III-1 Origine du Carbone-14 dans les eaux souterraines 100
III-2 Les principaux réservoirs 101
III-3 Principe du traçage isotopique de CITD 102
III-4 Notion de degré d'ouverture du système et influence sur les isotopes du Carbone 104
IV- Les eaux du système aquifère du CT: Géochimie du carbone et datation des eaux 105
IV-1Teneurs en Carbone-14 et en ^{13}C 105
IV-2 Activité initiale A0 et temps de séjour des eaux 109
IV-2-1Modèles de correction et estimation de A_0 109
IV-2-2 Estimation de temps des séjours 113
IV-2-3 Temps de séjour dans le système aquifère du CT 115
V- Signature paléoclimatique des eaux du CT 118
VI- Conclusion 119

Chapitre IV: Les isotopes de l'uranium dans les eaux souterraines

I-Introduction 120
II- Cycle géochimique de l'uranium 121
II-1 Les chaînes de l'uranium 121
II-2 L'uranium dans les minéraux 122
II-3 L'uranium dans l'eau 123
III- Les déséquilibres radioactifs $^{234}U/^{238}U$ dans les eaux naturelles 124
III-1 Effet du recul α 125
III-2 Le front d'oxydo-réduction 127
IV- Application des isotopes de l'uranium en hydrogéologie 127
V- Application des isotopes de l'uranium au système aquifère du Complexe Terminal 130
V-1 Echantillonnage 130
V-2 Méthode analytique 131
V-3 Variation des teneurs en uranium et des rapports $^{234}U/^{238}U$ dans les eaux du CT 134
V-3-1 Distribution spatiale des teneurs en uranium des eaux du CT 135
V-3-2 Distribution spatiale des rapports $^{234}U/^{238}U$ des eaux du CT 137
V-3-3 Variation des teneurs en uranium et du rapport $^{234}U/^{238}U$ avec la profondeur de captage 138
VI- Identification des processus contrôlant la signature isotopique de l'uranium 140
VI-1 Etude de la variation des teneurs en uranium avec celles des ions dissous 142
VI-2 Etude de la variation des rapports d'activité $^{234}U/^{238}U$ avec les teneurs en ions dissous 146
VII-Composition isotopique en uranium et Chronologie 149
VIII-Conclusion 152

Chapitre V: Le Chlore-36 dans les eaux souterraines

I- Introduction 154
II- Origine du Chlore-36 154
III- Mécanisme de distribution du ^{36}Cl dans l'environnement 157
IV- Application du ^{36}Cl comme outils de datation des eaux 159
IV-1 Etude du bassin artésien de l'Australie (Love et al., 2000) 159
IV-2 Etude de temps de résidence des eaux du système aquifère du Nubien (désert occidental égyptien) (Patterson et al., 2005) 162
IV-3 Etude du système aquifère du Sahara Septentrional (Guendouz et al., 2006) 163

V- Application au système aquifère du Complexe Terminal 164
VI- Méthode analytique 165
VII-Résultats 166
VIII-Discussion 175
IX-Conclusion 190
Troisième Partie Conclusions et Perspectives
Conclusion et perspectives 191

Liste des figures

Première partie: Caractérisation du système aquifère du Complexe Terminal dans les régions du Sud Tunisien

Chapitre I: Généralité et aperçu hydrogéologique

Figure.1. Carte de localisation de la zone d'étude 6
Figure 2. Situation de la zone d'étude par rapport aux zones d'aridité (OMM, PNUE) 8
Figure 3a. Variation des précipitations, évaporation et température moyenne mensuelles dans la station de Kébili 9
Figure 3b. Variation des précipitations, évapotranspiration et température moyenne mensuelles dans la station de Tozeur 9
Figure.4. Carte géologique du domaine d'étude (extraite de la carte géologique de la Tunisie 1/500000) 12
Figure.5. Corrélation lithostratigraphiques des unités du Crétacé (document ETAP, 1990) 13
Figure.6. Série synthétique du Crétacé Supérieur au niveau de la chaine Nord des Chotts (Abdallah. H et al., 1995) 17
Figure.7. Carte morpho-structurale de la zone d'étude (ETAP, 2000) 19
Figure.8. Délimitation de la nappe du Complexe Terminal dans le bassin Algéro-Tunisien 21
Figure.9. Carte de localisation des lignes sismiques 22
Figure.10. Calage sismique par le puits NF-1 23
Figure 11. Profil sismique interprété L1 25
Figure.12. Coupe géosismique correspondant au profil L1 25
Figure 13. Profil sismique L2 interprété et calé par le puits pétrolier GNT-1 27
Figure 14. Coupe géosismique correspondant au profil L2 27
Figure.15. Carte des coupes de corrélations lithostratigraphiques 29
Figure.16. Coupe schématique (C1) à travers les régions des chotts (Rouatbi, 1967) 30
Figure.17. coupe C2 31
Figure.18. Coupe C3 (ETAP, modifiée) 33
Figure.19. Coupe C4 34
Figure.20. Coupe C5 35
Figure.21. Evolution de l'exploitation totale de la nappe du CT en Tunisie, Algérie et en Libye 37
Figure.22. Evolution de l'exploitation de la nappe du CT dans le bassin de la Nefzaoua (a) et du Djérid (b) 38
Figure.23. Conséquence de l'exploitation par pompage sur l'artésianisme et le débit des sources 39
Figure.24. Carte piézométrique du Complexe Terminal en 2000 (OSS, 2003) 41
Figure 25. Carte piézométrique des aquifères du CT dans le bassin de la Nefzaoua et du Djérid pour l'année 2000 43
Figure 26. Carte piézométrique des aquifères du CT dans le bassin de la Nefzaoua et du Djérid pour l'année 2010 44
Figure 27. Evolution de niveau piézométrique de la nappe du CT dans la Nefzaoua 47
Figure 28 Suivi piézométrique mensuelle de la nappe du CT dans le bassin de la Nefzaoua 48

Chapitre II: Géochimie des eaux du Complexe Terminal

Figure 29. Carte de localisation des forages échantillonnés 52
Figure 30 Diagramme de Piper: aquifères du CT de bassin du Djérid et de Nefzaoua 55
Figure 31 Evolution des teneurs en Na^+ et K^+ en fonction de celles en Cl^- 57
Figure 32a, b Variation des teneurs en Calcium/Magnésium en fonction de celles en Sulfate/bicarbonate 58
Figure 33a Evolution des rapports élémentaires des ions sulfate et chlorure et répartition spatiale des différents pôles 60
Figure 33b Evolution des rapports élémentaires des ions sulfate et calcium et répartition spatiale des différents pôles 61
Figure 34 Variation des teneurs en nitrate en fonction de la profondeur de captages des eaux 62
Figure 35 Distribution spatiale des teneurs en éléments chimiques des eaux de la nappe du CT 68
Figure 36 Mise en évidence de processus d'échange cationique dans la nappe du CT 70
Figure 37. Saturation des eaux vis-à-vis des minéraux carbonatés et évaporitiques 74
Figure 38: Classification Ascendante Hiérarchique des variables 77
Figure 39 Distribution spatiale de la salinité de différents groupes d'eau 79

Figure 40 Diagrammes en boite montrant la variation des teneurs en éléments dissous des différents groupes d'eau 80
Figure 41 Variation des observations et des variables selon les 3 axes principaux de l'ACP 82
Deuxième Partie Apport des outils isotopiques à l'étude des eaux souterraines
Chapitre III: Géochimie isotopique des eaux souterraines: Apport des isotopes ($^{18}O/^{2}H$) et ($^{14}C/^{13}C$)
Figure 42 Carte de répartition des points d'eau prélevés pour l'analyse ^{18}O et ^{2}H 87
Figure 43 Répartition spatiale des teneurs isotopiques 90
Figure 44 Diagramme $^{18}O/^{2}H$ des eaux de la nappe du Complexe Terminal 92
Figure 45 Diagramme $^{18}O/^{2}H$ des eaux du bassin de la Nefzaoua 94
Figure 46. Bloc diagramme du bassin de la Nefzaoua 95
Figure 47 Diagramme $^{18}O/^{2}H$ des eaux du bassin du Djérid 96
Figure 48. Modèle de circulation des eaux dans le bassin du Djérid 97
Figure 49 Relation entre les teneurs en oxygène-18 et en chlore 98
Figure 50 Variation des valeurs en excès en deutérium des différents échantillons d'eau 100
Figure 51 Signature isotopique des différents réservoirs du carbone 102
Figure 52 Carte de répartition des activités ^{14}C des eaux de la nappe du CT 106
Figure 53 Carte de répartition spatiale des teneurs en ^{13}C de différents aquifères du Complexe Terminal 108
Figure 54 Relation activité $^{14}C/\delta^{13}C$ dans les eaux de la nappe du CT 109
Figure 55 Valeurs de l'activité initiale A_0 calculée par les différents modèles de corrections 112
Figure 56 Histogramme de Fréquence des âges calculés par le premier groupe des modèles 113
Figure 57 Fréquence des âges calculés par le deuxième groupe de modèles 115
Figure 58 Répartition spatiale des temps de résidence des eaux de la nappe du CT estimés par le modèle de correction de Fontes et Garnier 116
Figure 59 Distribution des âges de l'eau des aquifères du CT selon le modèle Fontes et Garnier (La limite chronologique des événements climatiques est adoptées d'après la littérature) 117
Chapitre IV: Les isotopes de l'uranium dans les eaux souterraines
Figure 60 La chaîne radioactive naturelle de l'uranium 121
Figure 61 Déséquilibres isotopiques dans les eaux souterraines pour les séries de l'uranium 125
Figure 62.Modèle de recul de la chaine radioactive du ^{238}U (Osmond et Cowart, 1982; in Ivanovish et Harmon, 1992)……. 126
Figure 63. Schéma d'un front Redox d'un aquifère confiné……. 127
Figure 64. Caractérisation des eaux souterraines de Floride d'après le rapport $^{234}U/^{238}U$ et les teneurs en uranium (Osmond et Cowart 1992) 128
Figure 65. Variation du rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$ en fonction du rapport U/Ca dans les eaux souterraines salines des formations carbonatées et gréseuses des plaines centrales du Missouri 129
Figure 66. Carte de répartition spatiale des différents forages d'eau échantillonnés 131
Figure 67. Protocole analytique des teneurs en uranium des différents échantillons d'eaux du CT 133
Figure 68 a,b : Variation des teneurs en uranium (a) et du rapport $^{234}U/^{238}U$ (b) dans les eaux du CT 135
Figure 69. Répartition spatiale des teneurs en uranium dans le bassin étudié 136
Figure 70. Répartition spatiale des rapports d'activités $^{234}U/^{238}U$ dans les différents échantillons prélevés 138
Figure 71. Variation des teneurs en uranium (a) et des rapports d'activité (b) avec la profondeur de captage d'eau 139
Figure 72. Variation du rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$ en fonction de l'inverse de la concentration en uranium d'échantillons d'eau du CT et répartition spatiales des différents pôles 141
Figure 73. Variation des teneurs en Uranium avec celles des ions dissous 145
Figure 74: Variation des rapports isotopiques $^{234}U/^{238}U$ avec les teneurs en ions dissous 148
Figure 75. Variation des teneurs en uranium et des rapports $^{234}U/^{238}U$ avec les teneurs en ^{18}O, activité ^{14}C et âges des eaux 150
Chapitre V: Le Chlore-36 dans les eaux souterraines
Figure 76. Présentation schématique des sources principales du ^{36}Cl dans l'environnement 155
Figure 77. Variation des teneurs en Chlore-36 avec la latitude 156
Figure 78. Principaux processus affectant les teneurs en ^{36}Cl et le rapport $^{36}Cl/Cl$ 158
Figure 79. Comparaison des âges calculés à partir de l'équation 3 et 4 (Love etal.,2000) 161
Figure 80. Variation de rapport $^{36}Cl/Cl$ et des teneurs en ^{36}Cl des eaux du système aquifère Nubien (Patterson et al., 2005) 162

Figure 81. Variation de rapport $^{36}Cl/Cl$ en fonction de 1/Cl et des teneurs en ^{36}Cl le long de la ligne d'écoulement West-Est des eaux du Continental Intercalaire (Guendouz et al., 2006) 164
Figure 82. Carte de répartition des forages échantillonnés pour l'analyse de ^{36}Cl 165
Figure 83. Carte de répartition des teneurs en ^{36}Cl ($.10^8$) dans les échantillons prélevés de la nappe du CT 167
Figure 84. Distribution spatiale des rapports $^{36}Cl/Cl$ des eaux du Complexe Terminal 168
Figure 85. Relation entre le rapport $^{36}Cl/Cl$ et l'inverse des teneurs en Chlorure 169
Figure 86. Variation du rapport $^{36}Cl/Cl$ en fonction des teneurs en ^{36}Cl 170
Figure 87. Variation des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$ et leur relation avec la répartition spatiale des points d'eau (Bassin de la Nefzaoua) 172
Figure 88. Variation des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$ et leur relation avec la répartition spatiale des points d'eau (Bassin du Djérid) 174
Figure 89. Variation de rapport $^{36}Cl/Cl$ (a) et des teneurs en ^{36}Cl (b) en fonction des activités ^{14}C 176
Figure 90. Variation des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$ suivant les lignes d'écoulement L1 (a) et L2 (b) au niveau du bassin de la Nefzaoua 178
Figure 91. Variation des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$ suivant la ligne d'écoulement L3 au niveau du bassin de Djérid 180
Figure 92. Relation entre les teneurs en ^{18}O (a) et l'excès en deutérium (b) et le taux d'évaporation 183
Figure 93. Variation de taux d'addition du chlore par évaporation et par dissolution des minéraux évaporitique dans les eaux du CT 186
Figure 94 a,b. Répartition spatiale de taux d'évaporation et d'addition de chlore par dissolution 188
Figure 95 Variation de taux d'évaporation et de dissolution suivant les lignes d'écoulement 189

Liste des tableaux

Tableau1: Variation des paramètres chimiques des eaux du CT (en mg/l) 54
Tableau 2: Matrice de corrélation Pearson appliquée aux différents variables des eaux du Complexe Terminal 76
Tableau 3: Synthèse des données en isotopes stables obtenus au cours de cette étude (exprimés en ‰ VSMOW) 89
Tableau 4: Teneurs en uranium et rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$ des eaux du forage Jemna CT 133
Tableau 5: Variation de taux d'évaporation et sensibilité des résultats 182
Tableau 6: Variation de taux d'addition de chlore par dissolution et sensibilité des résultats 185

Introduction

Le système aquifère du Sahara Septentrional (SASS), partagé par l'Algérie, la Libye, et la Tunisie, renferme des réserves d'eau considérables mais peu renouvelables. Ce système désigne la superposition de deux principales couches aquifères profondes: la formation du Continental Intercalaire (CI), la plus profonde, et celle du Complexe Terminal (CT). Il recouvre une superficie de plus de 1 million de km^2 dont 700 000 se trouvent en Algérie, 250 000 en Libye, et 80 000 en Tunisie.

L'évolution du nombre de forages et de leur régime d'exploitation, a provoqué une augmentation des prélèvements de 0.6 milliard de m^3/an en 1970 à 2,5 milliards de m^3/an en 2000 (1,5 en Algérie, 0,55 en Tunisie et 0,45 en Libye) (OSS, 2003). Cette multiplication, non contrôlée des prélèvements, a engendré des effets négatifs sur ces ressources qui représentent la source principale d'exploitation dans ces régions arides.

Dans cette thèse, le travail porte essentiellement sur la nappe du CT qui se trouve actuellement très sollicitée dans les régions des chotts du Sud Tunisien. L'exploitation de cette nappe atteint environ 99% dans les régions du Djérid et de la Nefzaoua, et accessoirement dans celles de Gafsa et Tataouine. Dans ces régions, soumises au climat saharien, aucune activité agricole n'est possible sans irrigation intensive. Les anciennes nombreuses sources qui jaillissent en bordure des chotts sont à l'origine de la mise en place de palmeraies connues depuis l'Antiquité. Ces oasis assurent les besoins de la quasi-totalité de la population.

Désireux de créer un pôle d'attraction et de fixation dans ces régions défavorisées, une politique de mise en valeur agricole a été encouragée par l'état. Ceci a conduit à la création de petites exploitations et d'importants périmètres irrigués qui sont fondés sur la reconnaissance et l'exploitation des ressources en eau souterraine.

La création des forages jaillissants à partir de cette nappe a engendré l'augmentation de l'exploitation. En conséquence, ces régions se trouvent aujourd'hui confrontées à des nombreux risques dont principalement la baisse régulière de la piézométrie, la réduction de l'artésianisme, le tarissement progressif des émergences naturelles et des exutoires avec une menace de dégradation chimique à partir des chotts induisant une salinisation des eaux et des sols.

Plusieurs études ont porté sur la reconnaissance approfondie du fonctionnement hydrodynamique de la nappe du CT. Parmi ces premières investigations le projet ERESS, 1972 (Etude des Ressources en Eau du Sahara Septentrional), qui a permis de dresser le bilan des nappes du CT et du CI, tout en utilisant un modèle permettant la simulation de l'exploitation jusqu'à l'horizon 2000.

Le projet RAB 80 (Programme des nations Unies pour le Développement) a été lancé afin de vérifier les simulations avancées dans le projet ERESS et de les étendre jusqu'à l'an 2010. Cependant, ces deux projets étaient limités à l'Algérie et à la Tunisie et n'incluaient pas la partie libyenne du bassin.

L'étude d'ARMINES (1984), a permis de prévoir la réaction de la nappe du Complexe Terminal dans les zones de la Nefzaoua et du Djérid, *vis-à-vis* de l'exploitation jusqu'en 2040, en se basant sur la modélisation mathématique bénéficiant d'informations collectées depuis 1971, à partir du suivi des points d'eau et des données des nouveaux forages.

Le projet SASS (Système Aquifère du Sahara Septentrional) a été le premier à prendre en considération le bassin dans son intégralité, jusqu'à ses limites naturelles qui sont situées en Algérie, Libye et en Tunisie. Les simulations réalisées sur le modèle du SASS ont mis en évidence les zones les plus vulnérables et ont permis de dresser la carte des risques. Chacune de ces études a été basée sur une approche multidisciplinaire afin de répondre aux problématiques posées.

Depuis, la plupart des études effectuées sur le bassin tunisien ont focalisé sur l'une ou l'autre des régions ou des niveaux aquifères en simplifiant les continuités spatiales et hydrodynamiques susceptibles d'intervenir sur les processus hydrogéologiques (flux et sens d'écoulement, minéralisation des eaux, ….). Cette étude se propose d'étudier l'ensemble de ce système complexe.

Ce travail rentre dans le cadre d'une coopération internationale entre le Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement (LRAE) de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax (ENIS) et le Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE) de l'Université Aix-Marseille. Il fait parti du projet BESASS (Bilan et Etude Système Aquifère du Sahara Septentrional).

Le principal objectif de cette thèse est d'apporter une meilleure compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère du Complexe Terminal en Tunisie sur la base de l'analyse de haute précision des traceurs radioactifs (isotopes de l'uranium, isotopes du

chlore). Ces différents isotopes (Uranium, Chlore-36) viennent compléter avantageusement la panoplie des radio-traceurs les plus fréquemment utilisés en hydrogéologie et qui sont limités par leurs courtes périodes de décroissance radioactive (^{3}H, $T_{1/2}$ = 12,4 a; ^{14}C, $T_{1/2}$ = 5730 a).

La structure de cette thèse présente deux grandes parties:

- La première partie porte sur une caractérisation du système aquifère du Complexe Terminal dans le Sud tunisien, en présentant tout d'abord une description du milieu d'étude avant de passer à une synthèse des travaux hydrogéologiques et hydrochimiques existants, afin d'essayer:

-D'identifier les continuités hydrogéologiques entre les différents niveaux du Complexe Terminal ; les propriétés hydrodynamiques des niveaux aquifères, et les éventuelles communications hydrauliques entre eux à travers l'établissement de nouvelles coupes lithostratigraphiques basées sur des rapports de forages, des puits pétroliers et sur l'interprétation des données sismiques.

-De caractériser les eaux souterraines du point de vue chimique en étudiant l'évolution et l'origine de la minéralisation, d'une part, et en identifiant les processus des mélanges entre les différentes entités aquifères, d'autre part.

- La deuxième partie concerne l'apport des outils isotopiques à l'étude des eaux souterraines.

La contribution des isotopes stables de la molécule d'eau va être abordée dans un premier temps afin de remonter à l'origine des eaux souterraines, de préciser les mécanismes de recharge de l'aquifère et de caractériser les mélanges éventuels qui peuvent se produire entre des eaux à signature isotopique différente.

Ensuite, l'utilisation du carbone-14 comme outils de datation sera discuter afin d'estimer le temps de résidence des eaux dans le réservoir.

Cette approche multi traçage va être affinée par l'utilisation des déséquilibres radioactifs entre l'uranium-234 et son ascendant l'uranium-238, en tant que traceur géochimique des eaux souterraines. En effet, l'intérêt du système ^{234}U-^{238}U, en tant que traceur des processus de mélange et de l'origine des masses d'eau, de l'évolution des conditions oxydo-réductrices des milieux et des processus d'interaction eau-roche, sera bien développé.

Enfin, pour accéder à un niveau d'information supplémentaire, on s'intéresse aussi à l'étude du Chlore-36 (^{36}Cl): isotope cosmogénique avec une demi-vie d'environ 301 000 ans. Le chlore est un traceur géochimique conservatif dans le cycle hydrologique, dont le signal n'est en général pas perturbé par les réactions géochimiques. Avec ces avantages et sa longue demi-vie, son utilisation pourrait conduire à:

- Définir l'origine des chlorures en solution et les sources de salinité des eaux du CT;
- Identifier les processus majeurs qui sont susceptibles de modifier les teneurs en ^{36}Cl;
- Reconnaître les interactions eau/roche et le mélange entre aquifères.

Première Partie

Caractérisation du système aquifère du Complexe Terminal dans les régions du Sud Tunisien

Chapitre I: Généralité et aperçu hydrogéologique

I- Introduction

Ce chapitre présente les contextes géographique, géologique et hydrogéologique des régions du sud-ouest tunisien: zone spécifique sur laquelle porte cette étude.

Cette étude résulte de la compilation d'un nombre important d'études spécifiques tout en se référant aux cartes géologiques et structurales de la zone. La connaissance qui en a résulté sur la géologie de la zone, permet de présenter une synthèse en vue de schématiser la structure du bassin et de mieux définir les réservoirs aquifères. Cette approche sera complétée par la réalisation des coupes de corrélations lithostratigraphiques établies à partir des données des forages d'eaux et des puits pétroliers ainsi que de l'interprétation des lignes sismiques spécifiques.

L'étude hydrogéologique du système aquifère du Complexe Terminal, a pour objet donc de contribuer à affiner la synthèse géologique et de préciser la structure, la géométrie et les relais hydrogéologiques des différentes formations réservoirs du système aquifère; ainsi que de présenter le rôle de la tectonique dans la compartimentation de ce dernier.

II- Contexte géographique et socio-économique

Le domaine d'étude intéresse la zone des chotts du sud tunisien. Elle est limitée à l'Est par la chaine de Tebaga de Kébili et par le Dahar; à l'ouest par la frontière Algérienne; au nord, par la chaine de Gafsa-Métlaoui et la chaîne Nord des Chotts et au Sud par Le Grand Erg Oriental.

Dans cette zone, existent plusieurs oasis limitrophes de la grande dépression saline du Chott Djérid. Ce dernier couvre une superficie d'environ 5000 km². A sa pointe orientale, se greffe, le chott El Fedjej, long d'environ 95 km et large d'une trentaine de km.

Dans le contexte maghrébin, ces deux chotts font partie d'un alignement de bassins évaporitiques, comportant le chott El Gharsa en Tunisie et le chott Melrhir en Algérie, qui sont bordés vers le nord par la grande flexure atlasique allant d'Agadir (Maroc) jusqu'au golfe de Gabès. Le chott Djérid lui-même est contourné vers l'ouest par les oasis du Djérid (Nefta, Tozeur, Kriz, etc…) et vers l'est et le sud par les oasis de la Nefzaoua (Fatnassa, Kebili, Douz, etc…). Plus au sud encore, on est en présence d'une partie du Grand Erg oriental: véritable zone de transfert, transport et dépôt éoliens (Figure 1).

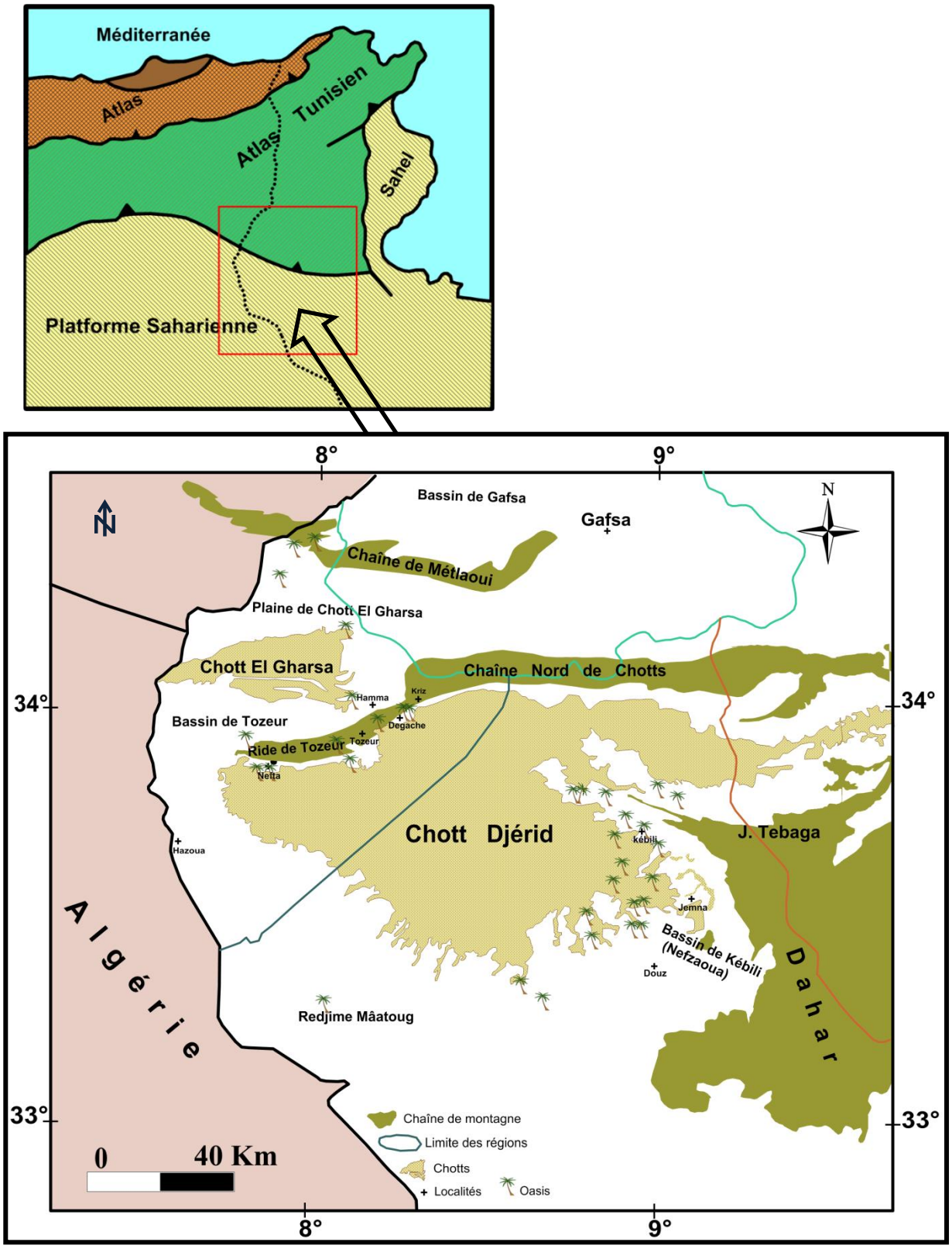


Figure.1. Carte de localisation de la zone d'étude

Depuis l'antiquité, la production agricole était importante dans le sud-ouest tunisien où on l'a rencontré autour des points d'eau qui donnaient naissance aux oasis. Ces derniers

étaient irrigués essentiellement par les sources du Djérid, Nefzaoua et Gafsa et subsidiairement par les puits de surface. L'exploitation des sources artésiennes a emmené au développement d'une agriculture oasienne, la datticulture de la variété deglet ennour en l'occurrence.

La multiplication des forages artésiens dans toute la Tunisie méridionale afin d'accélérer la sédentarisation des populations a conduit à une baisse progressive de l'artésianisme et des débits de sources, aggravant la situation des oasis (Kassah, 1996). Ce processus est interrompu dans les années 1970 suite au démarrage des travaux du Plan Directeur des Eaux du Sud (PDES) pour la sauvegarde et la rénovation des oasis anciennes, et la création de nouvelles oasis, principalement dans le Djérid et la Nefzaoua. Le choix d'augmenter l'exploitation des ressources souterraines très peu renouvelables a été retenu malgré les risques liés à l'accroissement des coûts et de la salinité car le maintien de l'équilibre antérieur aurait condamné le territoire à une sorte de stagnation économique et sociale (Marlet et al., 2007).

III- Contexte climatique

La zone d'étude, de par sa localisation, occupe deux régions climatiques semblables: le sud tunisien dont le climat varie en allant des zones côtières qui sont caractérisées par un climat méditerranéen fortement influencé par la mer, à l'extrême sud tunisien dont le climat est à prédominance aride et la partie algérienne dont le climat est hyper aride et est accentuée par des vents de sable parfois violents (Figure 2).

Les données climatiques sont issues des deux stations météorologiques de Kébili et de Tozeur. La station de Kébili est située à la longitude 8°50' et la latitude 33°42' et à une altitude de 43m. Les données météorologiques collectées couvrent une période de 17 ans allant de 1998 à 2014. La station météorologique de Tozeur est fonctionnelle depuis 1897 et est gérée par l'Institut National de Météorologie. Les données collectées couvrent une chronique de 55 ans de 1950 jusqu'à 2005 (Tableau 1 Annexe 1).

L'étude de la variation des précipitations, évaporations et températures moyennes mensuelles pour les deux régions de Kébili et de Tozeur est représentée sur la figure 3 (a,b).

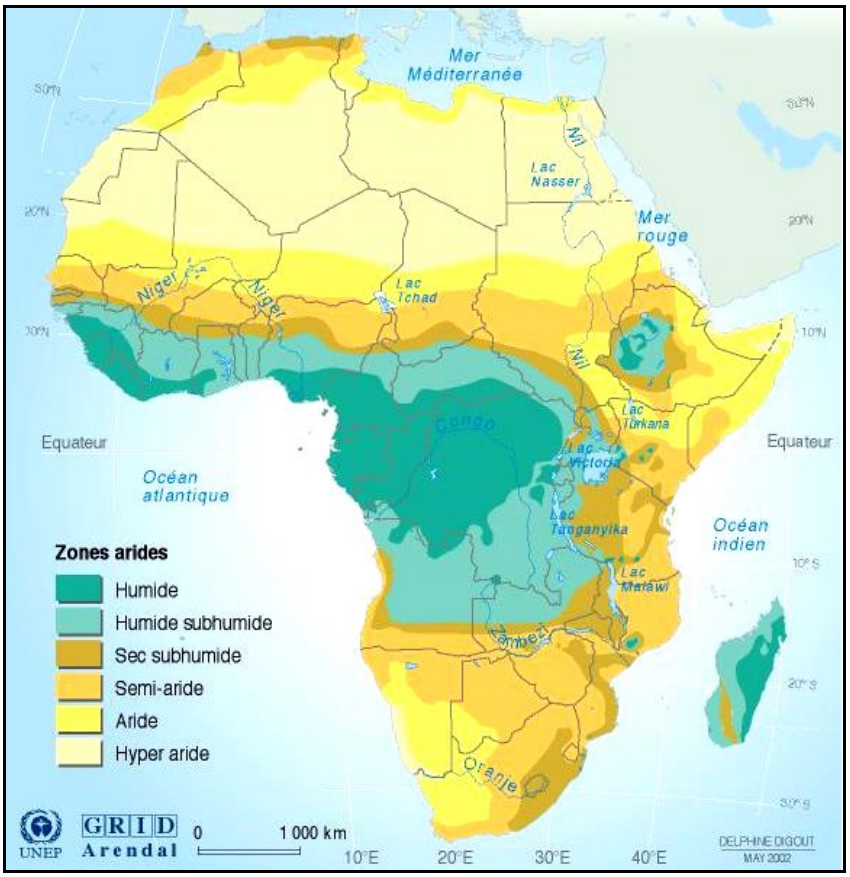


Figure 2. Situation de la zone d'étude par rapport aux zones d'aridité (OMM, PNUE)

L'étude de la variation des précipitations moyenne mensuelles au niveau de la région de Kébili (Figure 3a) montre que la saison pluvieuse est repartie sur six mois durant lesquels tombent 99% des précipitations. Elle va d'Octobre à Mars, avec une moyenne mensuelle de 20 mm. L'hiver représente la saison la plus humide avec 61% de la moyenne interannuelle, tandis que l'automne et le printemps viennent en deuxième position du point de vue pluviométrique et l'été ne représente que 1,3%.

Quant aux températures moyennes mensuelles, elles varient entre 11 et 32°C. La période la plus chaude de l'année correspond aux mois de Juin, Juillet, Août et Septembre avec des températures moyennes mensuelles qui dépassent les 25°C. Tandis que la période la plus froide de l'année correspond aux mois de Décembre, Janvier et Février avec des températures de l'ordre de 10°C.

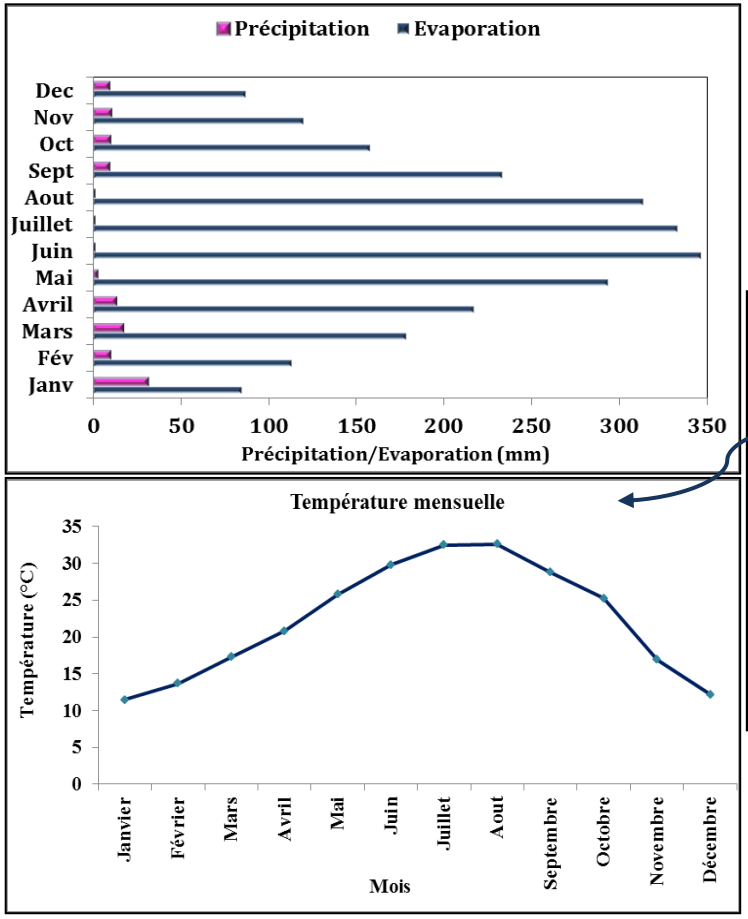
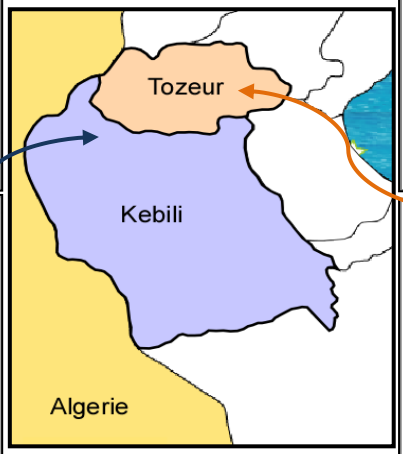


Figure 3a. Variation des précipitations, évaporation et températures moyennes mensuelles dans la station de Kébili



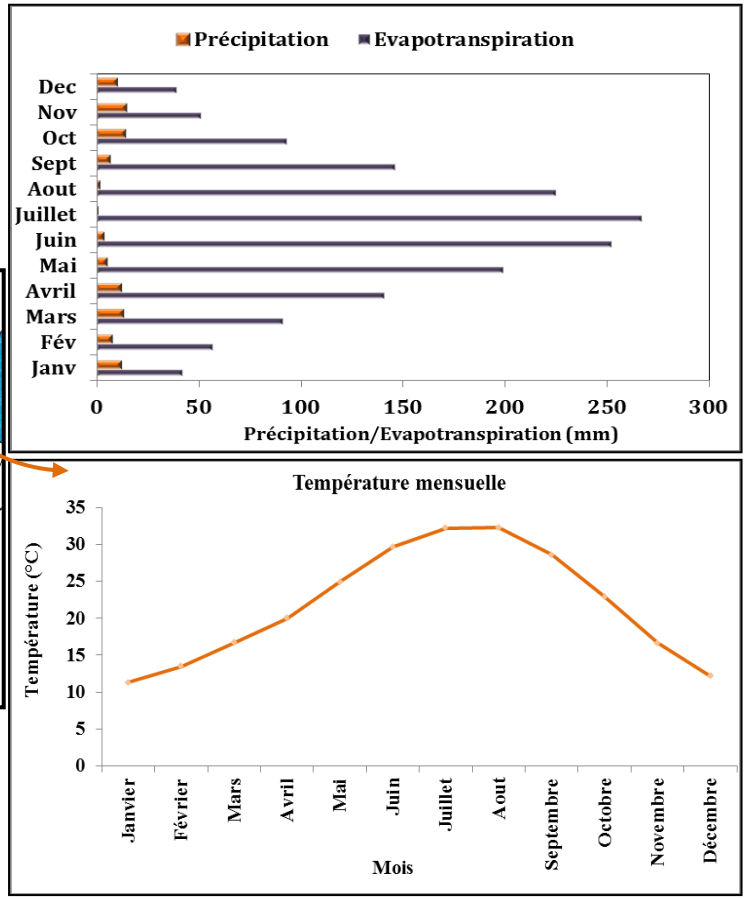


Figure 3b. Variation des précipitations, évapotranspiration et températures moyennes mensuelles dans la station de Tozeur

La région de Kébili se caractérise par un contraste thermique important qui oppose les trois mois d'été, qui connaissent des températures élevées, atteignant parfois les 32°C, aux trois mois d'hiver où les températures atteignent à peine les 13°C.

Le total annuel évaporé au Piche est de l'ordre de 2691 mm enregistré au niveau de la station de Kébili, l´évaporation est maximale en été et minimale en hiver. 53 % environ des quantités s´évaporent entre les mois de Mai, Juin, Juillet et Août (1426mm); alors que seulement 11 % de ces quantités s´évaporent durant les mois de Décembre, Janvier et Février (289,8 mm).

Le maximum de l´évaporation mensuelle se produit pendant le mois de Juillet (392,6mm) où les températures enregistrées sont importantes et la vitesse de vent est maximale.

A partir de Septembre, l'évaporation commence à diminuer pour atteindre son minimum au mois de Janvier (85,2 mm).

Comme il est attendu dans les régions arides, l'évaporation varie de façon inversement proportionnelle à la pluviométrie. En effet, même les mois les plus pluvieux ont enregistré des évaporations importantes ce qui montre la dominance du régime aride sur le climat.

Les précipitations moyennes mensuelles enregistrées à la station météorologique de Tozeur montrent que les mois d'octobre, Novembre, Décembre et Janvier sont les plus pluvieux. Les mois de Juillet et d'Aout sont par contre les moins pluvieux (Figure 3b).

Les précipitations se répartissent entre un automne, hiver et printemps bien arrosés avec une moyenne de 36,3 mm, 29 mm et 27 mm respectivement. L'été enregistre par contre une moyenne pluviométrique de l'ordre de 2mm/an.

La région de Tozeur est aussi caractérisée par une évaporation importante. En effet, l'existence des vents chauds et secs associés à des faibles précipitations sont à l'origine de l'importance de l'évaporation dont la moyenne dépasse 1500 mm/an partout en Tunisie (MAMOU, 1990).

Quant à l'évapotranspiration, les moyennes calculées sont de l'ordre de 1605 mm. Les valeurs maximales sont enregistrées durant le mois de juillet (267mm) alors que des minimas de 39mm caractérisent le mois de décembre. Ces observations climatiques montrent la dominance de l'aridité sur le climat aux niveaux des régions de Tozeur.

IV- Contexte Géologique

La Tunisie se situe dans une zone intermédiaire, tant d'un point de vue géographique que structural, sur la bordure méridionale de la Méditerranée. Elle constitue avec la Sicile et la plate-forme pélagienne la zone de transition séparant les bassins de la Méditerranée occidentale de ceux de la Méditerranée orientale. En se référant à Bouaziz (1995), l'évolution dynamique de sud Tunisien d'une part, et l'évolution paléogéographique de la marge Téthysienne puis Méditerranéenne d'autre part, ont fait que cette région a connu depuis le Permien supérieur plusieurs stades de structuration.

Dans le cadre de cette étude, une synthèse de la stratigraphie des couches du bassin a été effectuée. L'étude s'est limitée aux horizons qui sont susceptibles de faire partie des couches aquifères captées. Ces dernières sont de bas en haut: le Crétacé, le Néogène (Miocène et Pliocène) et le Quaternaire (Figure 4). La description de ces séries sédimentaires en surface ou en sub-surface est facilitée par l'étude de la carte géologique de la zone d'étude, l'analyse des lignes sismiques ainsi que par la description des logs lithologiques des forages d'eau (données Commissariat Régional de Développement Agricole) et des puits pétroliers (données Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières).

IV-1 Le Crétacé

Les formations sédimentaires d'âge Crétacé présentent un grand intérêt dans les régions du Sud tunisien. En effet, elles logent les aquifères du Complexe Terminal dans les régions de la Nefzaoua, de la Djeffara de Gabès ainsi que les aquifères du Continental Intercalaire.

Le système du Crétacé en Tunisie peut être divisé en deux parties en se basant sur l'incompatibilité importante observée près de la base des lits de l'Albien Supérieur. Le Crétacé, est largement affleurant le long des chaines de Gafsa et des chotts ainsi que sur le Dahar. La charte suivante (Figure 5) montre les différentes formations caractérisant le Crétacé du Nord au Sud tunisien.

IV-1-1 Le Crétacé Inférieur

Le Crétacé Inférieur est caractérisé par une diversification des faciès et une variation de leur nature lithologique. Cette période correspond à un épisode de sédimentation continentale continue jusqu'au Vraco-Cénomanien où elle sera définitivement achevée

(Mamou, 1990). De ce fait, cet intervalle est également connu sous le nom de Continental Intercalaire.

Dans l'extrême Sud tunisien et la plateforme saharienne, les formations du Crétacé Inférieur sont surtout argilo-gréseuses et analogues dans leurs caractéristiques à celles du Sahara Algérien. On y distingue de bas en haut trois formations qui sont: la formation Merbah el Asfer attribuée au Purbécko-wealdien et qui correspond à une série à dominance détritique; la formation Douiret renfermant de l'argile verte gypseuse et la formation sableuse Ain el Guattar attribuée au Barrémo-aptien.

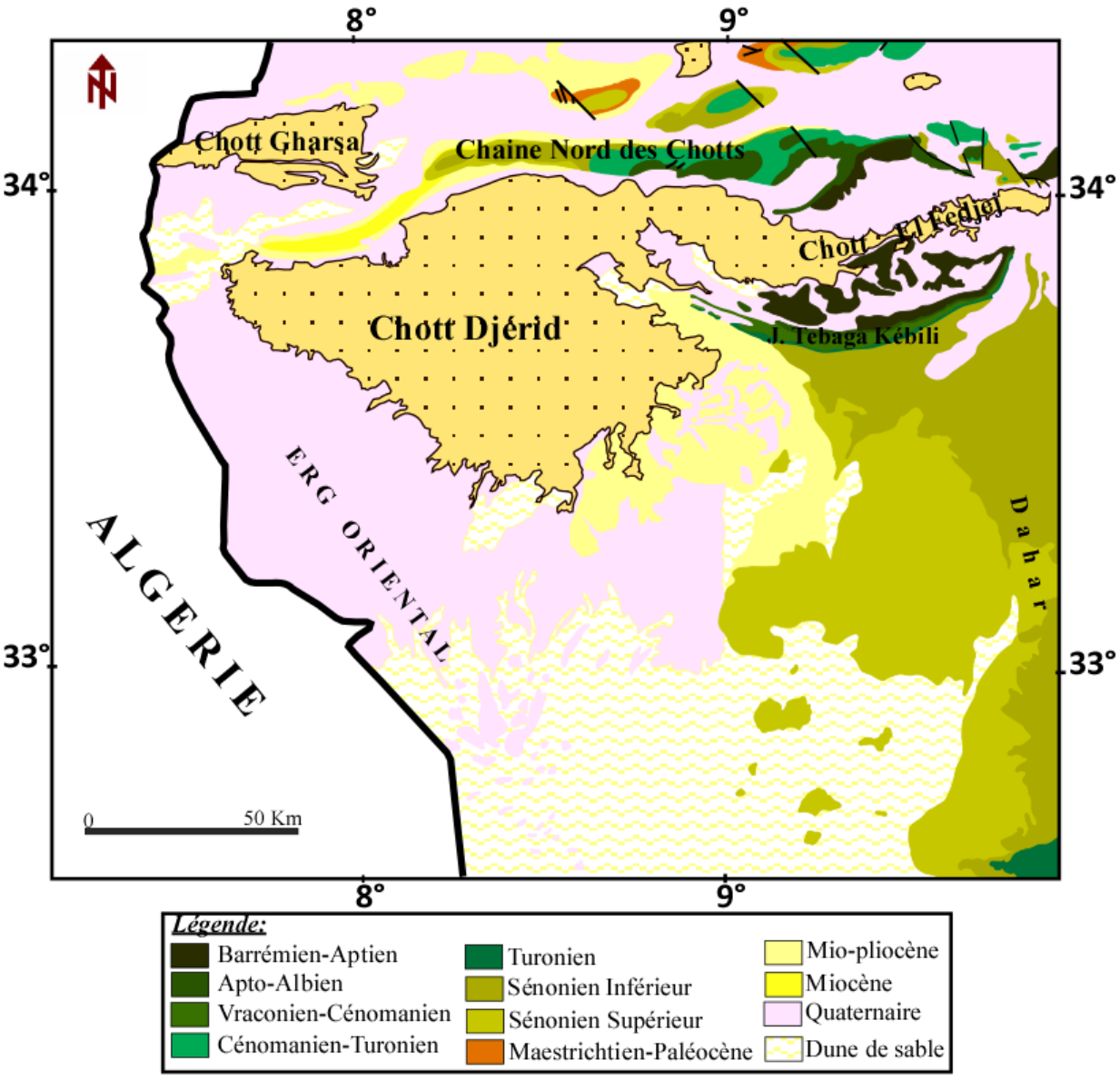


Figure.4. Carte géologique du domaine d'étude (extraite de la carte géologique de la Tunisie 1/500000)

Ce cycle de sédimentation continentale est arrêté par le dépôt de la dolomie aptienne couvrant l'ensemble sur une épaisseur quasi constante de 30 à 50m. Au-dessus de cette barre dolomitique, l'Albien est présent soit sous un faciès gréseux (40 à 100m) dans la partie occidentale, celui du Sahara algérien, ou carbonaté (70m) renfermant des marnes et des calcaires.

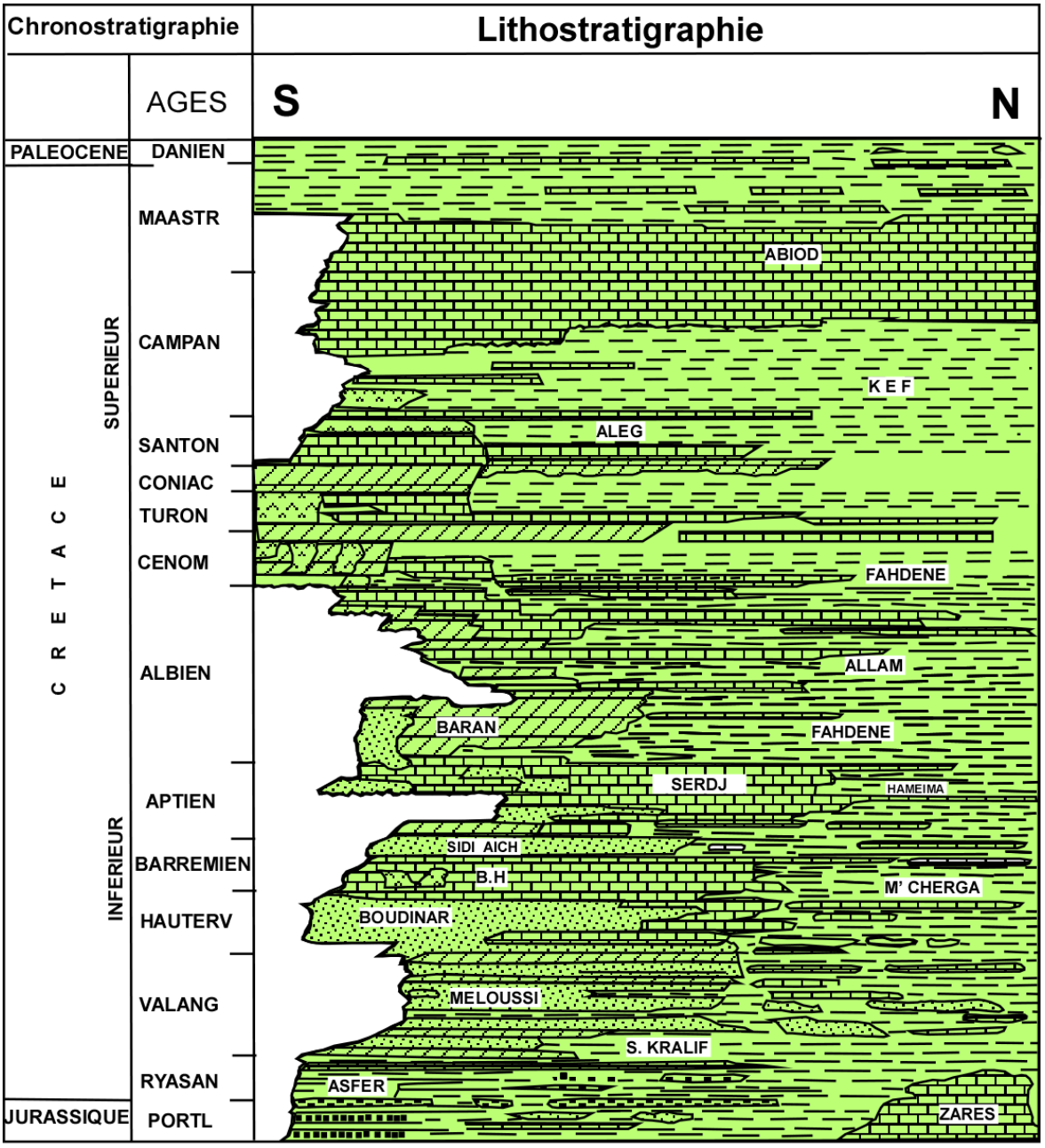


Figure.5. Corrélation lithostratigraphiques des unités du Crétacé

(Document ETAP, 1990)

Dans la région de la Nefzaoua et le sillon du chott, le Crétacé Inférieur est représenté par un faciès essentiellement continental admettant quelques passées marines avec une

épaisseur qui s'accroit considérablement en passant de l'extrême Sud tunisien vers le sillon des chotts (Mamou, 1976 et 1986). La stratigraphie du Crétacé Inférieur a permis de distinguer les différentes séries relatives à cette époque en se basant sur le lithofaciès. On distingue de bas en haut les séries suivantes:

✠ La série de Kebeur el Hadj: Ce sont des séries argilo-gréseuses avec parfois des intercalations de minces niveaux de marnes, de carbonates et de gypse. La puissance importante de la formation Kebeur el Hadj, atteignant les 300m, lui permet de constituer le réservoir principal de la nappe du Continental Intercalaire dans la région des Chotts. Son épaisseur dans la partie nord de la Nefzaoua, de part et d'autre de Tebaga, varie entre 300 et 630m. Plus au Sud, à Jemna et Douz, elle n'est que de 200m, alors qu'au Nord-Est, au niveau d'El Hamma (Forage CF1) cette épaisseur atteint 1159m (Documentation interne DGRE Kébili) et de 900m dans la chaine des chotts, sur le flanc sud de l'anticlinal de Jebel Beidha (Fakraoui, 1990).

✠ La série des Grès du Chott est formée de grès fins à intercalations d'argiles, de gypse et de marnes. Son épaisseur varie de 105 à 265m au Nord et de 60 à 90m au Sud.

✠ Les gypses de Kliker: Il s'agit des alternances de gypses de structure variable et d'argiles vertes gypseuses. L'épaisseur maximale est de l'ordre de 30m avec un amincissement vers le Sud et le Sud-Est. Son épaisseur se trouve réduite et ne dépasse pas 35 à 59m (dans les régions de Jemna et Douz) et elle est de l'ordre de 350m au niveau du flanc sud du Jebel Beidha de la chaine des chotts.

✠ La série des Grès à Bois constitue une série de grès fins tendres mal stratifiéés renfermant des argiles et du gypse sous forme de bancs et rarement de calcaire dolomitique. Son épaisseur augmente en allant du Sud (100 à 140m) au Nord (200 à 540m).

✠ La série Limaguess est formée par des alternances d'argiles de marnes et de bancs de gypses et riche en calcaire et calcaire marneux. Au Nord de Kébili, cette série est épaisse de 90 à 225m tandis qu'au Sud elle devient très réduite de 26 à 35m.

✠ La série des Grès Supérieurs renferme de grès fins à intercalations d'argiles et de dolomies. De même, son épaisseur est importante au Nord (130 à 340m) alors qu'elle ne dépasse pas les 80m au Sud.

L'épaisseur des formations du Crétacé Inférieur devient plus importante sous la Nefzaoua, tout en gardant les mêmes faciès du sillon des chotts. Ces faciès changent considérablement dès qu'on aborde le Nord du Djérid et la région de Gafsa (Mamou, 1986). Dans les régions du Djérid, les formations du Crétacé Inférieur ressemblent davantage à celles de la Tunisie

centrale qu'à celle de la plateforme saharienne (Burrolet, 1956). On y distingue les deux formations Sidi khalif (des argiles constituées par des marnes noires) et la formation Melloussi (des sables à intercalations de dolomies, de grès et de calcaire) qui sont attribuées d'après l'étude de la faune et la microfaune au Néocomien (Abidi, 2001)**.** D'autres formations ont aussi été reconnues par sondages avec des épaisseurs variables: il s'agit de la formation Bou Dinar, une formation sableuse avec quelques intercalations d'argiles, la formation Bou Hedma qui est formée par un niveau inférieur essentiellement marno-gréseux avec des bancs carbonatés et un niveau supérieur carbonaté se terminant par des argiles gréseuses et la formation Sidi Aich, formée des sables fins à moyens constituant ainsi un horizon continu coiffé par une série d'argiles rouges qui s'intercale entre les sables et la barre aptienne sus-jacente; ce qui forme un réservoir potentiel de point de vue hydrogéologique.

Les formations du Crétacé Inférieur sont plus développées à l'Atlas méridional qu'à la plateforme saharienne; 1000m à Jebel Bouhedma, 1650m au niveau de la Chaine Nord des Chotts, ne dépassent pas 300m au niveau du secteur Merbeh el Asfer à Tataouine (Zargouni, 1985, Fakraoui, 1990, Bouaziz, 1995).

IV-1-2 Le Crétacé supérieur

Une transgression généralisée commence à l'Albien supérieur, avec une invasion maximale au Cénomanien supérieur et au Maastrichtien. Les dépôts du Sud tunisien rapportés au Crétacé supérieur se caractérisent par une alternance des dolomies et des calcaires avec la présence des marnes à argiles renfermant parfois du gypse ou de l'anhydrite (Mamou, 1990).

Il s'agit aussi des sédiments néritiques ou lagunaires qui correspondent à trois unités principales:

- La formation Zebbag (Albien supérieur et Cénomanien à Turonien basale): elle a été définie par Burollet (1956). Cette dernière a été réétudiée par M'rabet (1981) et Fournier (1987). A la base, il s'agit d'un ensemble carbonaté, plus ou moins dolomitisé, d'épaisseur maximale 33m et qui est attribué au Vraconien. Cette unité est surmontée par les alternances de Kliker attribuées au Cénomanien inférieur avec une épaisseur moyenne de 200m. Ce sont des alternances d'argiles, gypses et des calcaires fossilifères. Cette série se termine par une barre de dolomie rousse (40m) attribuée au Cénomanien supérieur-Turonien inférieur.

- La formation Aleg (Turonien à Campanien): cette formation surmonte celle de Zebbag et est formée essentiellement par un ensemble calcairo-marneux avec la présence d'argiles et de gypse. Cette formation a été recoupée par les forages captant la nappe du Continental

Intercalaire à savoir les forages El Hamma CI2 et Tozeur CI1 à des profondeurs de 223 à 570 m et 597 à 1140 m respectivement. Cette dernière est surmontée par la formation Berda et/ou Abiod d'âge Campanien Maastrichtien.

- Les formations équivalentes, Abiod crayeuse et Berda bioclastique (Sénonien supérieur):

La formation Berda est constituée par deux barres calcaires séparées par une assise marneuse. Elle est recoupée entre 247 et 597 m de profondeur au niveau de forage Nefta CI1.

La formation Abiod constitue l'aquifère principal de la nappe du CT dans la région de la Nefzaoua. Elle est constituée par des niveaux calcaires à alternance marno-calcaire et est captée à des profondeurs différentes.

Le forage pétrolier Gantass GN1 a traversé cette formation entre les côtes 958 et 1262 m. La série rencontrée est formée par deux dalles de calcaire oolithique de même épaisseur (environ 80 m) séparées par des alternances de marnes et de marno-calcaire de 144m d'épaisseur. La même succession a été traversée par les forages Nefta CI3, de 360 à 630 m, et Tozeur CI4 de 390 à 510 m. La formation Abiod est surmontée par des argiles et des marnes d'El Haria.

La formation El Haria représente une formation de transition entre le Crétacé et le Tertiaire (Burrolet, 1956; Zargouni, 1985). Elle n'est pas toujours présente dans le secteur d'étude. Elle a été mise en évidence au niveau des forages pétroliers et d'eau réalisés à l'Ouest de Nefta. Le forage Hazoua CI1 a recoupé cette série qui est représentée par une succession de marnes grises en feuillets et d'argiles verdâtres.

Au niveau de la chaîne de Métlaoui, la formation El Haria se présente sous forme d'alternances de marnes vertes et de calcaire marneux. Cette formation a été traversée par le forage pétrolier Gantas GNT 1 entre les côtes 910 et 958 m. Par contre, au niveau du forage Tozeur CI2, cette formation est totalement absente et la formation El Berda se trouve directement surmontée par les calcaires phosphatés de l'Eocène.

La coupe synthétique de la figure 6 donne une idée d'ensemble sur les différentes formations lithostratigraphiques définies par Burollet (1956) et par Fournier (1978). Elle a été réalisée d'après la coupe de Jebel Asker au niveau de la chaine Nord des Chotts. Cette dernière forme une ligne de reliefs culminant à 608 m, entre les Chotts Djérid et El Fedjej au Sud et la plaine du Bled Ségui, occupée par des formations récentes au Nord.

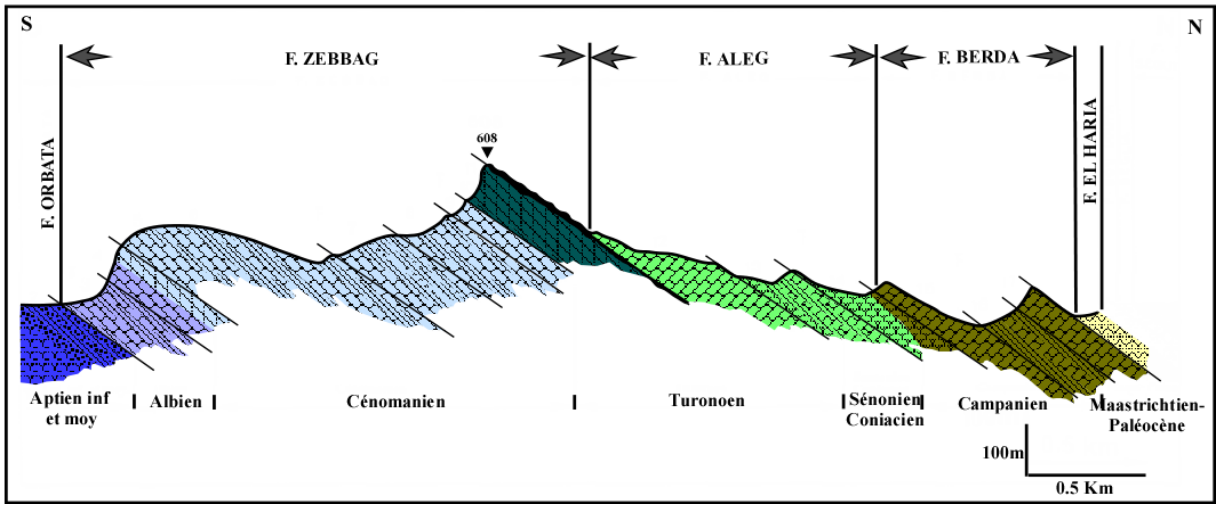


Figure.6. Série synthétique du Crétacé Supérieur au niveau de la chaine Nord des Chotts (Abdallah et al., 1995)

IV-2 Le Néogène

Le Néogène est subdivisé en trois termes lithostratigraphiques: la formation Séhib, la formation Beglia et la formation Ségui.

La formation Beglia est attribuée au Miocène supérieur, elle est formée de sables moyens à grossiers avec passées argileuses. Elle s'étend largement au Djérid et dans la région de Chott El Gharsa Nord avec une épaisseur allant jusqu'à 200m. Elle repose en discordance, par l'intermédiaire d'un conglomérat de base, sur toutes les séries cénozoïques et mésozoïques (Bouaziz, 1995). Cette formation, de 50 m d'épaisseur, constitue l'aquifère principal du Complexe Terminal du Djérid, où elle repose en discontinuité sur les calcaires du Sénonien, surtout dans le secteur d'El Hamma-Degache et Chakmou. Cette formation a été recoupée à des profondeurs pouvant atteindre 600 m au niveau de forage Hazoua 4 et IBC 13 (Kamel, 2007)**.**

Quant à la formation Ségui, elle est constituée d'argiles sableuses contenant des niveaux conglomératiques à blocs et galets dans la partie supérieure. Elle forme une couche continue sur les sables de Beglia. Elle s'épaissit en allant de l'anticlinal de Drâa Djérid jusqu'à la dépression des chotts. Son épaisseur peut atteindre 600m au niveau du Chott El Gharsa alors qu'elle est d'environ 150m au niveau de Djérid. L'attribution au Miocène supérieur de la formation Beglia sous-jacente, permet d'inclure dans le Pliocène, une grande partie de la formation Ségui.

En 1962, l'étude géomorphologique de la Tunisie présaharienne effectuée par Coque a attribué les faciès terminaux de cette formation au Villafranchien datée par les niveaux à cardium. En effet, dans la chaîne des chotts existe un niveau à cardium appartenant à un glacis quaternaire beaucoup plus récent. De plus, les niveaux fossilifères à cardium sont séparés par une nette discordance permettant de bien distinguer la formation Ségui de ces glacis quaternaires récents (Zargouni, 1985). L'ensemble sableux qui existe à la base de cette formation renferme un important aquifère.

IV-3 Le Quaternaire

Il s'agit des dépôts en majorité d'origine continentale sur l'ensemble du bassin saharien et dans les régions des chotts. Le Quaternaire a souvent été à l'origine des études géomorphologiques et pédologiques et à la reconnaissance hydrogéologique des aquifères phréatiques.

Les sédiments du Quaternaire se présentent sous forme de sables, argiles sableuses plastiques à graveleuses avec des conglomérats et de gypse. En 1958, Arambourg et Coque, ont montré la présence d'une faune villafranchienne au niveau du puits Ain Brimba situé à 7km au NNW de Kébili. Il s'agit d'une brèche fossilifère rosâtre à matrice calcaire et des galets et quartz. Les encroûtements gypseux sont très abondants et augmentent d'épaisseur en allant vers Chott El Djérid. Ces derniers, avec l'imperméabilité des argiles de Ségui, forment le substratum des nappes phréatiques d'oasis.

V- Cadre morpho-structural

La région d'étude n'est pas uniforme, elle englobe des domaines morpho-structuraux incluant des séries sédimentaires différentes, le Dahar, la Chaine Nord des Chotts, la Chaine Sud des Chotts ou Tebaga de Kébili et la plateforme saharienne (Figure 7).

La région des chotts à affleurements Mio-pliocène et Quaternaire ancien et récent, chevauche deux domaines différents par leur âge et leur style de déformation (Rabia, 1984).

Au nord, l'Atlas tunisien, à ossature surtout crétacée, témoigne des derniers coups de l'orogenèse alpine.

Au sud, les affleurements d'une structure stable lâchement plissée appartiennent à la plateforme saharienne.

Le domaine Atlasique au nord et la plateforme saharienne au sud ont été séparés par le grand accident sud atlasique. Le facies est caractérisé par une gradation générale en allant

du sud au nord: du néritique, lagunaire et continental au niveau de la plateforme saharienne, à un facies marin et souvent profond du «sillon Tunisien» au Nord.

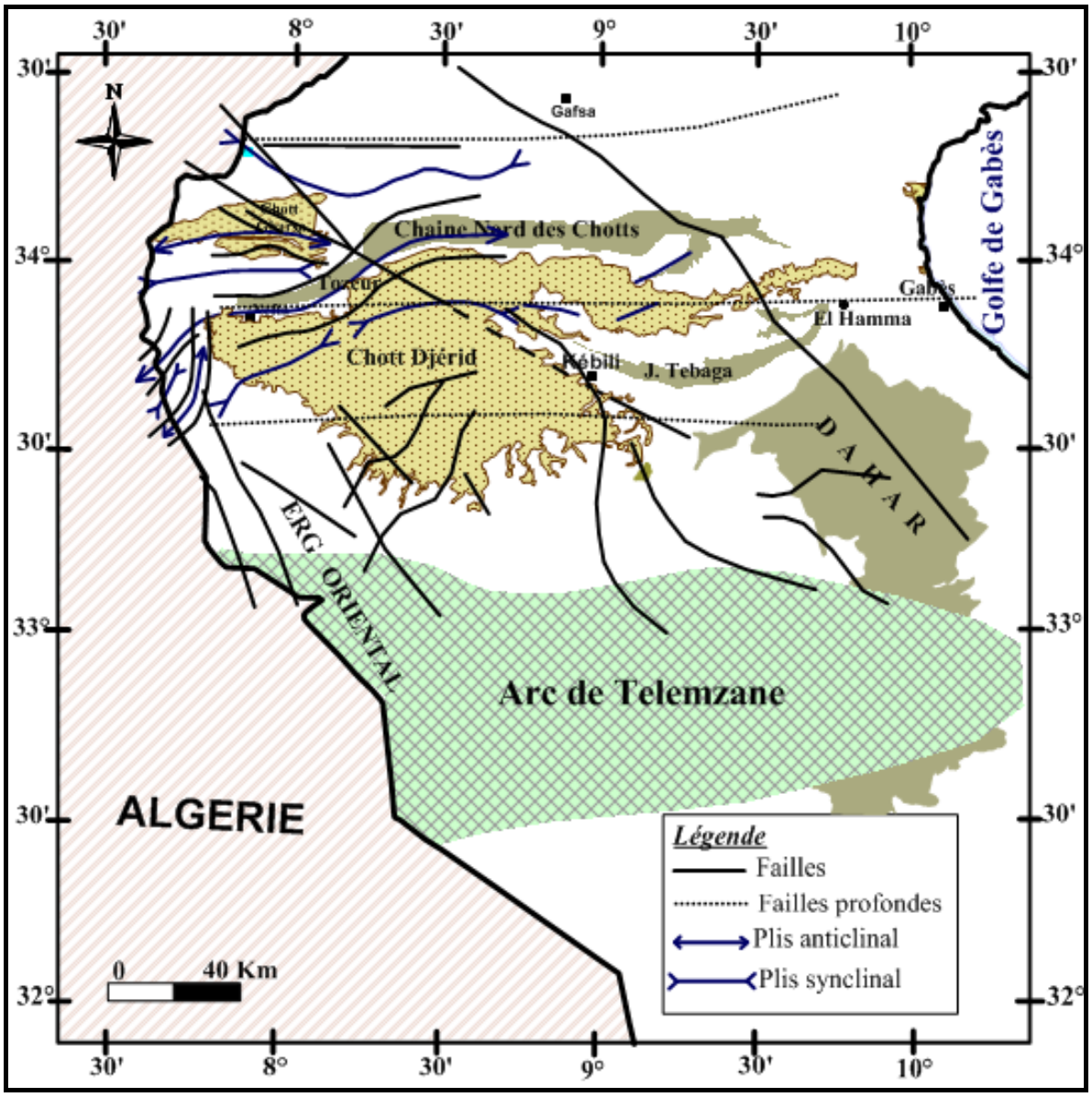


Figure.7. Carte morpho-structurale de la zone d'étude (ETAP, 2000)

La région d'étude est caractérisée par les domaines suivants:

- Le Dahar: c'est une chaine montagneuse située entre la plaine d'El Ouara à l'Est et l'Erg oriental à l'Ouest. La dépression des chotts constitue sa limite Nord. Vers le Sud, ces reliefs s'étendent jusqu'en Libye sur les bordures Nord de la région El Hamada El Hamra et s'ouvrent sur l'extrême sud et les dunes de l'Erg Oriental.
- La Chaine Nord des Chotts: elle fait partie de l'Atlas tunisien méridional. Elle est formée par une succession de chainons en relais et d'une orientation générale E-W. Celle-ci

déborde vers le Sud sur la région de Chott El Fedjej et vers l'Ouest sur le Djérid et la Nefzaoua.

- La Chaine Sud des Chotts: elle correspond à la chaine de Tebaga de Kébili et est constituée de terrains Crétacés généralement orientés E-W. Ce massif borde les chotts Djérid et El Fedjej au Nord et s'étend depuis la région d'El Hamma à l'Est jusqu'à la région de Kébili à l'Ouest.
- La plateforme saharienne: elle est constituée par un socle précambrien granitique et métamorphique reconnu dans le Sud tunisien, en Algérie et en Libye. Ce socle précambrien est soulevé dans sa partie nord, constituant ainsi l'Arc de Telemzane. Il est recouvert par des séries paléozoïques argilo-gréseuses sub-tabulaires. Du point de vue tectonique, la plateforme saharienne est stable depuis tout le Mésozoïque et le Cénozoïque.

La zone d'étude est caractérisée par la présence des structures en zones hautes et en bassins subsidents bordés par des failles de direction NW-SE, E-W et NE-SW. Les accidents tectoniques les plus importants sont la faille de Gafsa, la faille de Negrine-Tozeur, la faille de Médenine, la faille de Métlaoui, la faille de Chebika.

La faille de Gafsa constitue un couloir de cisaillement au niveau de l'Atlas méridional. Cette faille active, avec des magnitudes comprise entre 1.0 et 4.0, continue à fonctionner jusqu'à nos jours (Coque et Jauzein, 1967; Ruhland et Zargouni, 1979; Chihi, 1992; Zouari, 1995). Quant au couloir de Negrine-Tozeur, son tracé a été suivi jusqu'au pied de Dahar, après avoir traversé les Chotts Djérid et El Gharsa et la Nefzaoua. Cet accident a été à l'origine de l'effondrement de la Nefzaoua (Mamou, 1976, Zargouni, 1986).

Le couloir de décrochement de Chebika est associé à l'accident de Negrine Tozeur et résulte d'un décollement de l'enveloppe anticlinale associé à un entrainement rotationnel (Mamou, 1990).

Des failles de direction E-W sont à l'origine de l'individualisation de la ride de Tozeur. Cette dernière se trouve entre deux fosses d'effondrement qui sont celle de Chott Djérid et de Chott El Gharsa. La structure de la ride de Tozeur marque l'importance de serrage dans le domaine de sillon de Chott là où l'activité orogénique atlasique a exercé ses dernières forces avant de s'amortir contre les structures stables de la plateforme saharienne (Mamou, 1986).

VI- Contexte hydrogéologique

VI-1 Géométrie du réservoir

Le terme « Complexe Terminal » a été adopté par l'étude ERESS en 1972 pour désigner les formations les plus récentes déposées au Bas-Sahara. La nappe du Complexe Terminal s'étend sur 665.000 km^2 (Figure 8).

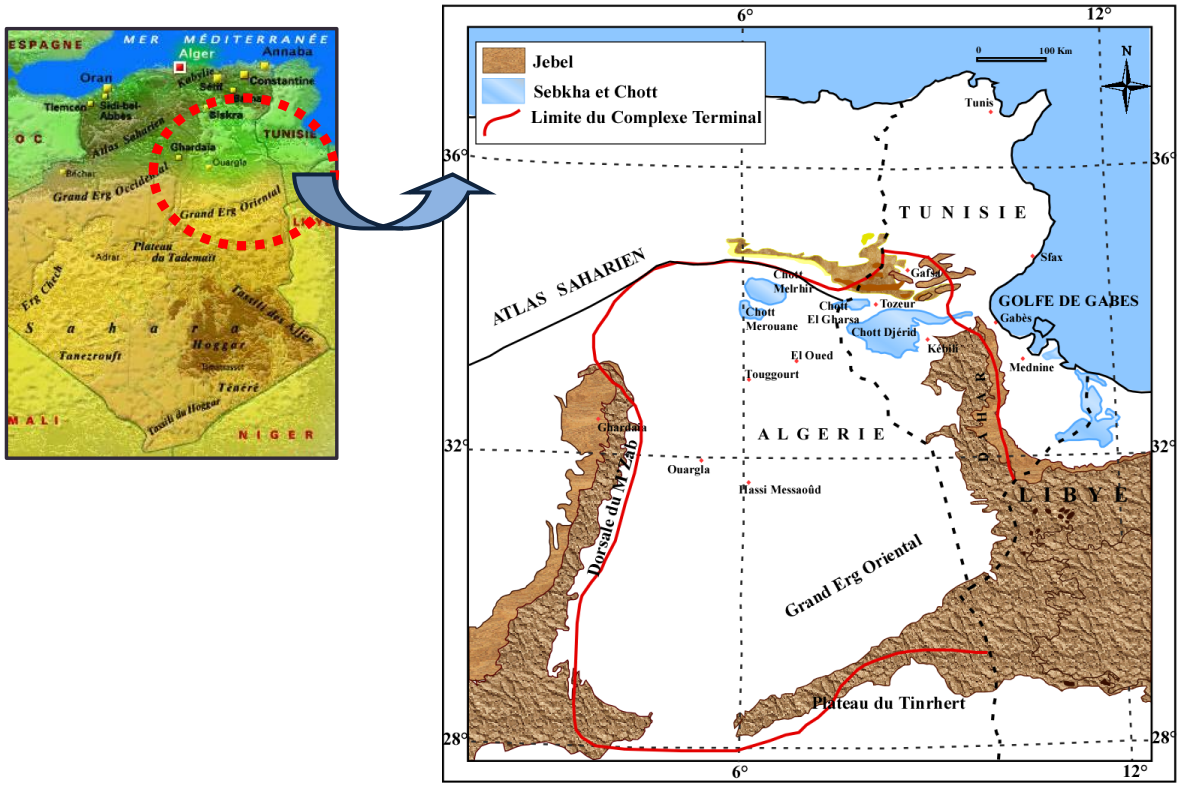


Figure.8. Délimitation de la nappe du Complexe Terminal dans le bassin Algéro-Tunisien

Son épaisseur moyenne est de 342 m et ses réserves sont évaluées à 11.000.10^9 m^3. L'importance de l'exploitation de cette nappe en Algérie et en Tunisie, principalement dans la région du Bas-Sahara ou région des Chotts, s'explique par le fait qu'elle est accessible à des profondeurs souvent inférieures à 500 m et avec des conditions de mobilisation facilement maîtrisables.

L'étude suivante s'intéresse essentiellement aux régions du sud Tunisien là où la nappe du Complexe Terminal est exploitée: le bassin de la Nefzaoua formé par la région de Kébili et le bassin du Djerid englobant la région du Redjime Maâtoug, la région de Tozeur et la plaine de Chott El Gharsa.

Dans le but d'améliorer la compréhension et la connaissance de l'hydrodynamisme de ce système, on a dû acquérir de nouvelles données sismiques pour appréhender le fonctionnement de cet aquifère profond à structure complexe.

VI-1-1 Méthode sismique

Cette partie concerne l'interprétation des données sismiques et des données des puits pétroliers afin de caractériser les systèmes hydrogéologiques profonds, comprendre leur fonctionnement hydrodynamique et définir le rôle de la tectonique dans l'évolution du bassin. Pour cela, on essaie de suivre des horizons sur toute la zone d'étude. La localisation des lignes sismiques mises à notre disponibilité est présentée sur la figure 9.

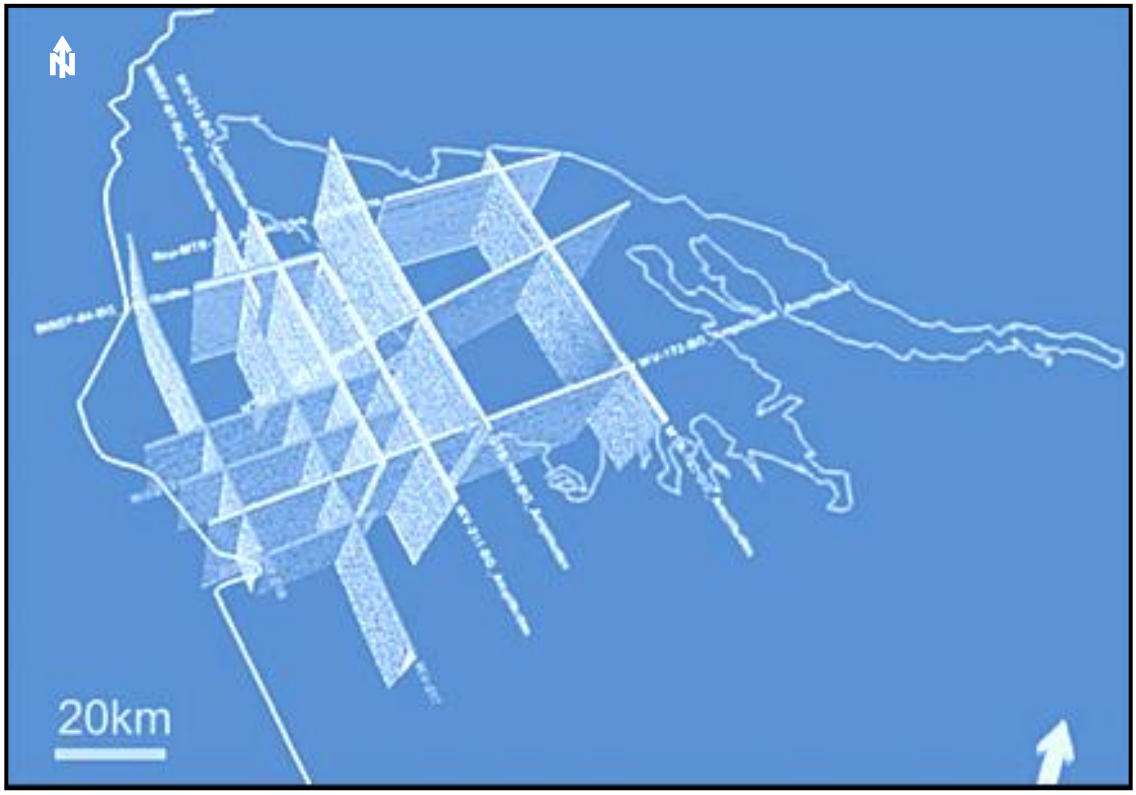


Figure 9. Carte de localisation des lignes sismiques

Les profils sismiques utilisés ont été mis à notre disposition par la direction d'exploration de l'ETAP après avoir eu l'accord des sociétés pétrolières responsables de permis concernés. Il est à noter que les données sismiques concernant le bassin de la Nefzaoua ne sont pas prises en considération car elles ne sont pas disponibles.

Les données ont été chargées et interprétées sur la station d'interprétation (Petrel Software) et présentent globalement une qualité sismique de moyenne à bonne dans l'ensemble. Pour le besoin de calage des données sismiques nous avons utilisé aussi bien les

puits forés dans le permis d'étude que ceux de son voisinage immédiat. Le pointé des horizons consiste à suivre latéralement un horizon sismique le long d'un profil sismique.

Dans ce cas d'étude, le calage sismique est effectué par les puits pétroliers NF-1 (figure 10) et GNT-1. A partir de l'horizon pointé sur le puits de calage, on commence le pointé des horizons latéralement par maille le long des lignes sismiques qui existent sur le plan de position, puis on s'étale vers les zones les plus lointaines.

Pour chaque maille, les pointés doivent être concentrés aux croisements en insistant sur les fermetures de mailles. Ceci représente ainsi une bonne opération de contrôle d'interprétation et au même temps les failles sont tracées selon leurs significations géologiques.

Le profil sismique de la figure 11 montre le toit des formations réservoirs de la nappe du Continental Intercalaire (CI) et du Complexe Terminal du Djérid.

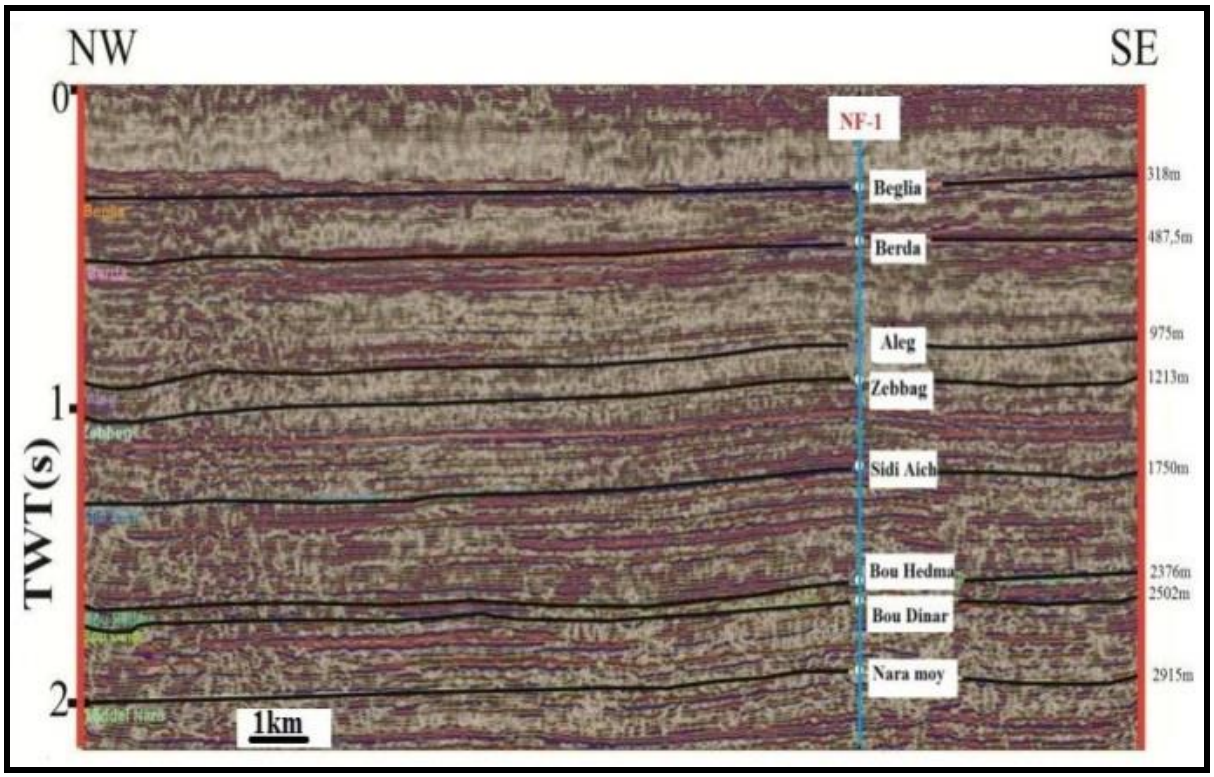


Figure 10. Calage sismique par le puits NF-1

On note la présence des formations Sidi Aich, Bou Hedma et Bou Dinar constituant les principaux aquifères du CI. Le toit de la formation Beglia d'âge Mio-pliocène qui présente le réservoir du Complexe Terminal (CT) ainsi que les formations intermédiaires qui séparent les deux aquifères (Berda, Aleg, Zebbag) d'âge Cénomanien, Turonien et Sénonien sont aussi bien individualisées.

L'interprétation des données sismiques relatives à la région d'étude va permettre donc d'apporter plusieurs informations sur la géométrie des réservoirs datés d'âge Mio-pliocène.

VI-1-2. Analyse des profils sismiques

1. Profil sismique L1

La section sismique L1 (Figure 11) de direction N-S, localisée au-dessus de l'anticlinal de Drâa Djérid et la coupe géosismique (Figure 12) correspondante reflètent parfaitement les grands traits structuraux qui caractérisent le secteur de Tozeur.

Le profil sismique montre des structures en horst et graben ainsi que trois accidents majeurs à jeu normal, généralement de direction E-W et qui affectent la série cénozoïque et mésozoïque.

Une importante structure anticlinale est également individualisée. Cette structure correspond à l'anticlinal du Drâa Djérid. Elle est limitée par les failles F2 et F3 qui affectent les deux flancs et continuent en profondeur.

En outre la section sismique révèle un graben limité par les failles F1 et F2. La première affecte la partie Nord du Chott Djérid et la deuxième délimite l'anticlinal du Djérid. Ce graben correspond au bassin du Djérid. La faille F3 de direction NE-SW limite la partie du Chott El Gharsa.

De fait de son ampleur, l'ensemble de ces failles joue un rôle primordial dans la structuration des séries cénozoïques et mésozoïques et donc des aquifères du CI et du CT.

La formation Béglia, qui forme l'aquifère du Complexe Terminal du bassin de Tozeur, est intercalée entre la formation Berda et la formation Segui.

L'interprétation des sections sismiques, calibrées par des puits pétroliers, présente un aperçu général sur les principaux éléments structuraux de la zone d'étude. Celle-ci montre une structuration en horsts et grabens disséqués par de nombreuses failles majeures. Cette structuration actuelle résulte de la succession des périodes distensives et compressives dans la Tunisie Nord Chotts et prouvée par la présence des structures en anticlinal- synclinal bordés par des failles normales majeures.

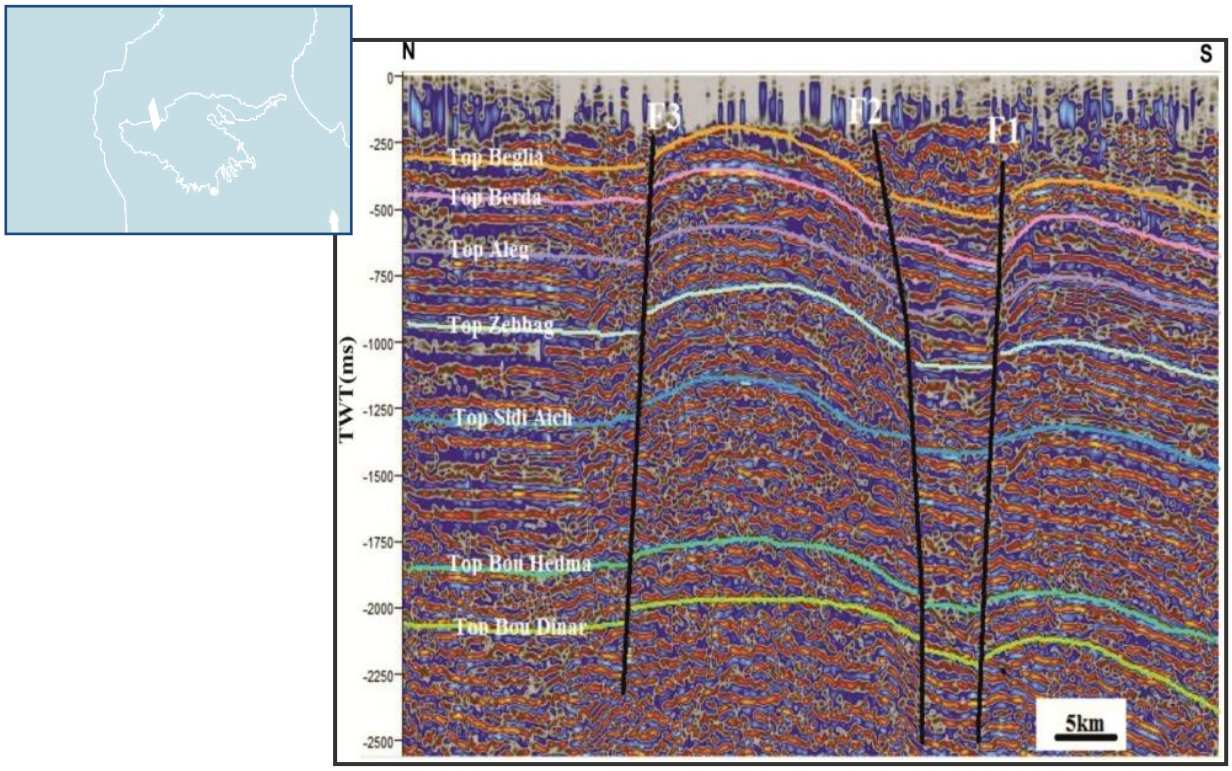


Figure 11. Profil sismique interprété L1

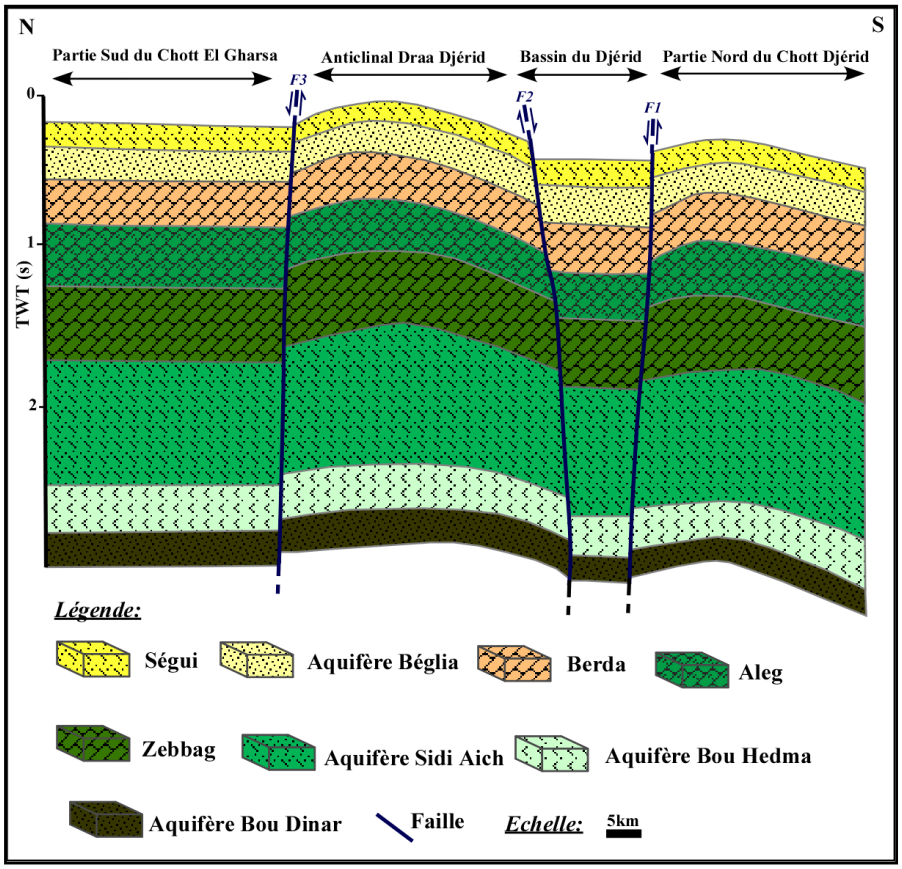


Figure 12. Coupe géosismique correspondant au profil L1

2 Profil sismique L2

Le calage de cette ligne ainsi que les sections avoisinantes a été effectué par le puit GNT-1 en effectuant un maillage. La ligne sismique L2 (Figure 13) de direction N-S est située dans la plaine de Chott El Gharsa entre la Chaine Nord des Chotts et la Chaine de Métlaoui. Elle traverse le pli de Gantas. L'étude de ces profils illustre une structuration en horst et graben affecté par une série de failles majeures normales donnant naissance à des blocs basculés. Le pli de Gantas est affecté par une faille normale F4. Cette dernière traverse toute la série mésozoïque et cénozoïque (Figure 14). Il s'agit donc d'une structure pli-faille (fault-related fold). La faille majeure de direction NE-SW façonne la structure en une géométrie de horst et demi-graben. Cette faille contrôle non seulement la sédimentation mais aussi la profondeur des réservoirs aquifères. Les séries sédimentaires déposées à l'anticlinal Drâa Djérid et au Nord du Chott Djérid sont contrôlées par la remobilisation des failles majeures normales F1, F2 et F3 et la remobilisation des dépôts triasiques. Ces profils sismiques présentent entre autre un léger épaississement des séries sédimentaires, au niveau du bassin et une réduction d'épaisseur au niveau des structures anticlinales.

La profondeur de la formation Beglia, objet de l'étude du bassin du Djérid, varie en fonction de la structuration du bassin. Elle est presque horizontale vers le nord et s'approfondit vers le sud. Les toits et les murs des formations aquifères du CT et du CI sont délimités en bleu.

L'aquifère du Complexe Terminal de la plaine de Chott El Gharsa, logé aussi dans la formation Béglia, est intercalé entre la formation Métlaoui et la formation Segui. Au niveau des profils sismiques, cette unité sableuse révèle un faciès relativement transparent avec la présence des réflexions de faibles amplitudes.

Des intercalations d'argiles plastiques sont aussi présentées par des réflecteurs internes d'amplitude moyenne à forte. Ils montrent une continuité faible à moyenne et ils deviennent localement perturbés sous l'effet de jeu des failles et de l'halocinèse.

La base de la formation Beglia est représentée par un réflecteur de forte amplitude et de bonne continuité. Ce dernier pourrait être considéré comme un bon repère «marqueur». L'analyse des profils sismiques met en évidence que la structuration en blocs soulevés et affaissés qui caractérise la zone d'étude présente des implications hydrogéologiques très importantes.

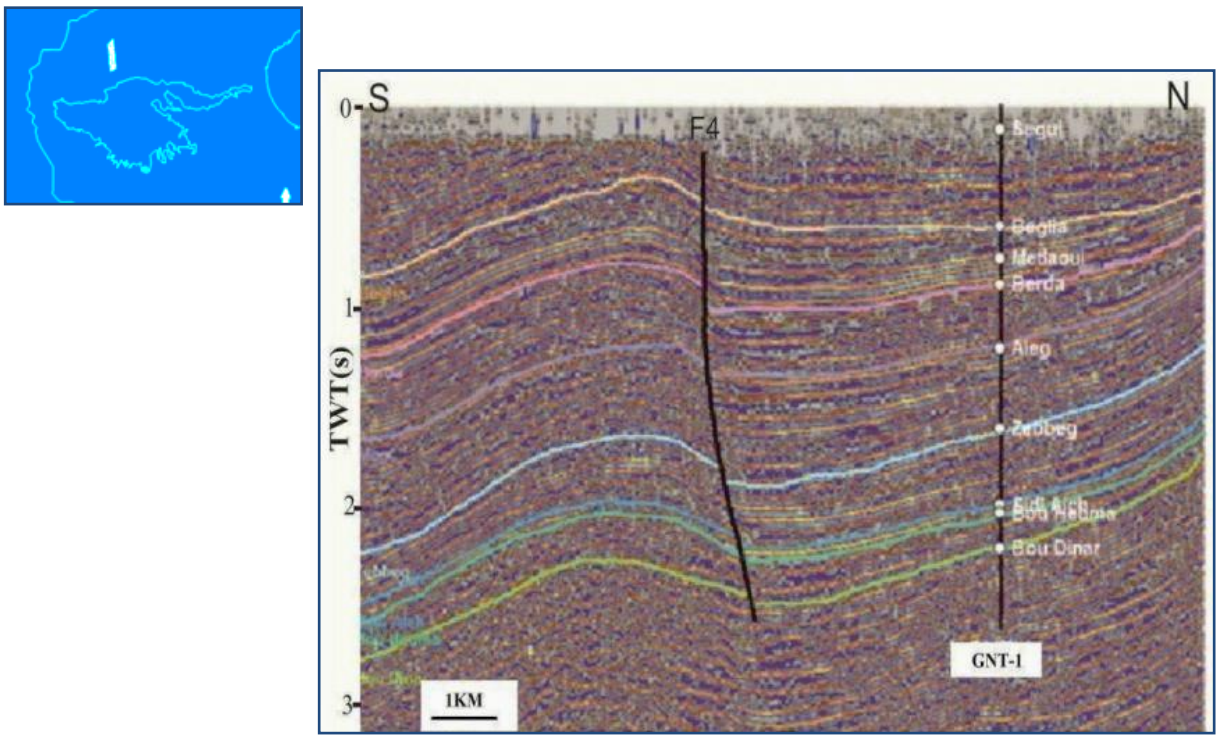


Figure 13. Profil sismique L2 interprété et calé par le puits pétrolier GNT-1

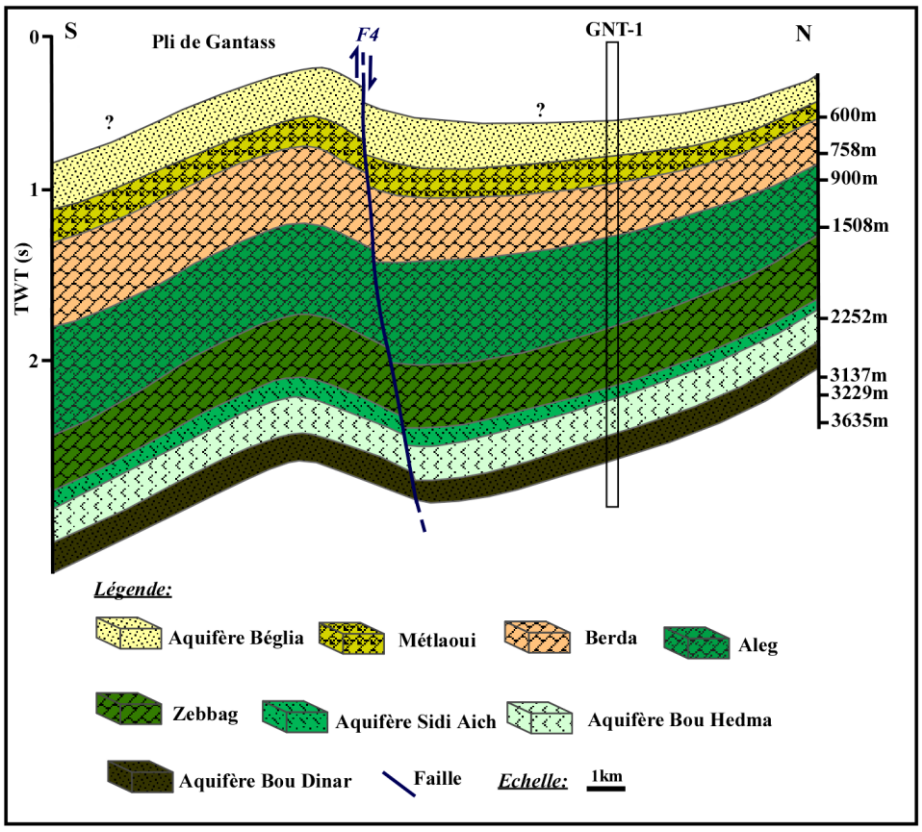


Figure 14. Coupe géosismique correspondant au profil L2

En effet, cette géométrie influence d'une part, la profondeur et l'épaisseur des formations aquifères. D'autre part, elle favorise l'écoulement vertical et horizontal des eaux à travers les failles et les niveaux perméables.

VI-1-3 Corrélation lithostratigraphique

Des études déjà réalisées sur le système aquifère du CT (Edmunds et al., 1997) ont révélé que la géométrie du réservoir de la nappe est loin d'être simple. Le Complexe Terminal est un ensemble assez peu homogène incluant des formations carbonatées du Crétacé supérieur et des épisodes détritiques du Tertiaire et principalement du Miocène. En effet l'originalité des formations rencontrées au Djérid tient surtout à la présence d'un puissant ensemble sableux à sa base. La formation aquifère du CT dans la Nefzaoua est formée par des calcaires du Crétacé supérieur recouverts par le Mio-Plio-Quaternaire sablo-argileux. Les calcaires Sénoniens sont présents aussi sur l'ensemble du grand Erg Oriental.

Ces études antérieures ont montré aussi que les failles profondes sous le Chott Djérid ou à travers la Nefzaoua semblent être à la base de la communication entre la nappe du CT et les niveaux sous-jacents.

Dans cette partie, des différents tracés des coupes de corrélations ont été réalisés (Figure 15). Ces corrélations sont basées sur l'utilisation des logs des forages tout en tenant compte de la variation lithologique et des âges des différents niveaux traversés.

La coupe schématique C1 (Figure 16).recoupe le bassin en allant de la partie occidentale du Dahar vers l'Atlas saharien (Rouatbi, 1967). Cette coupe donne une vue d'ensemble sur la configuration du réservoir du CT ainsi que sur celle des aquifères sous et sus-jacents.

On note que les sables du Mio-pliocène recouvrent presque tout le domaine, sauf sur les bordures est et ouest, où ils s'amincissent et s'interrompent. Ces sables constituent le principal aquifère dans les régions du Djérid. Ils sont captés à des profondeurs différentes en allant d'une région à une autre et atteignent leur maximum de profondeur au niveau des forages localisés aux alentours de Chott El Gharsa tels que dans les forages de Dhafria.

La majorité des forages situés dans le bassin de la Nefzaoua ont un réservoir calcaire attribué au Sénonien. Ce dernier devient plus confiné en allant du Dahar, cas du forage Bir el Haj Brahim où il est proche de la surface, vers les chotts où il est rencontré à des profondeurs importantes en dessous du sable du Mio-pliocène.

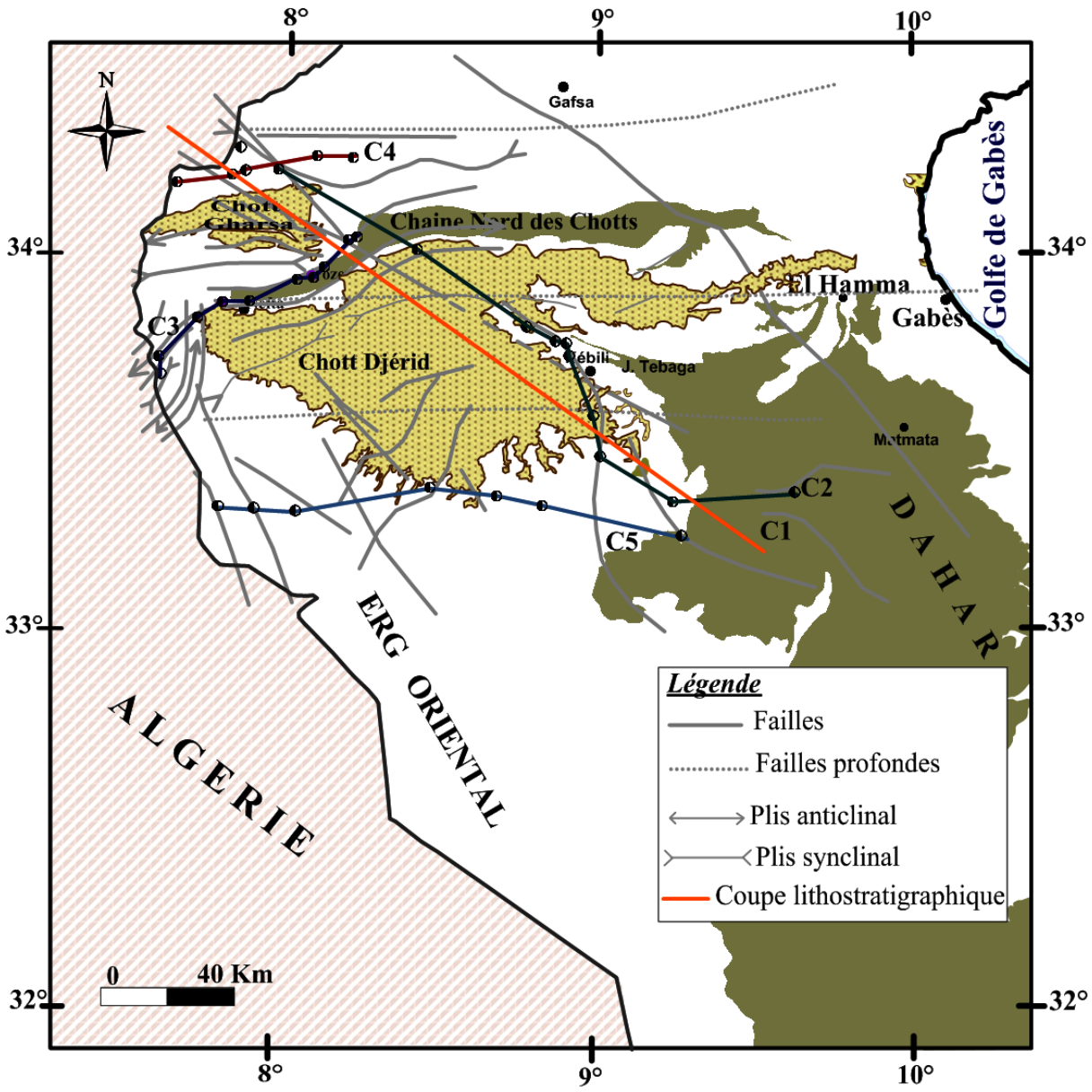


Figure.15. Carte des coupes de corrélations lithostratigraphiques

Les calcaires et les dolomies turoniennes affleurent sur les bordures orientales et occidentales du bassin, et constituent un aquifère lié aux carbonates sénoniens sus-jacents.

Cette géométrie du réservoir est due à la tectonique cassante qui affecte le bassin, provoquant ainsi l'enfouissement et le soulèvement des formations géologiques.

Les calcaires Sénoniens et les dolomies du Turonien, principaux aquifères du CT de la Nefzaoua sont généralement caractérisés par l'existence de fractures bien développées. Ces fracturations leur confèrent le rôle d'un bon réservoir aquifère capté surtout dans les régions de la Nefzaoua, le Dahar et dans la plate-forme saharienne.

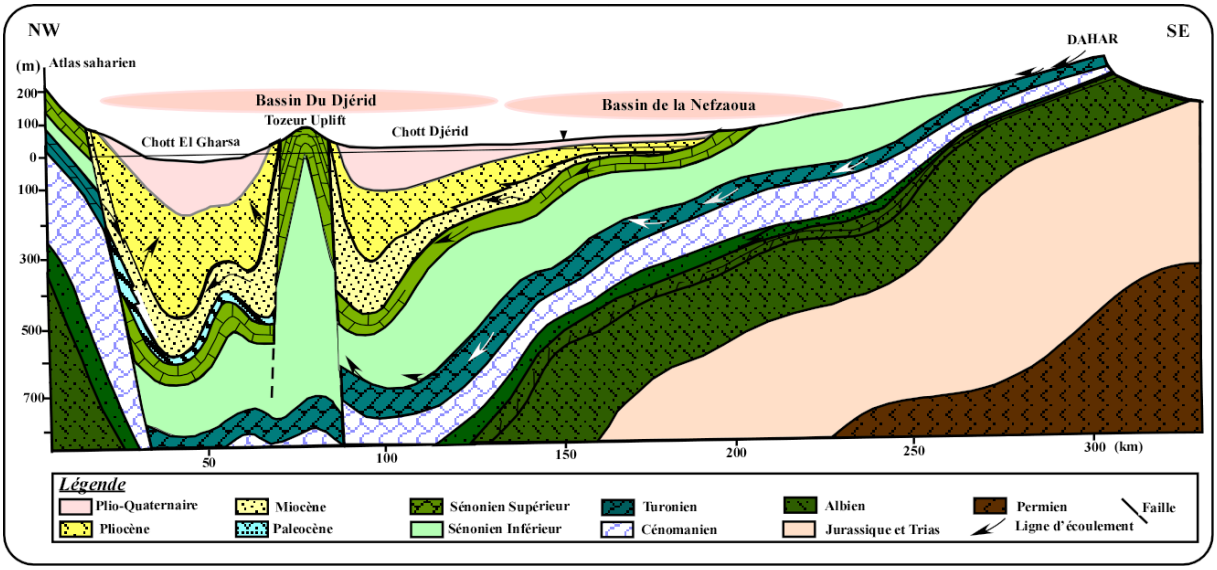


Figure.16. Coupe schématique (C1) à travers les régions des chotts (Rouatbi, 1967)

La coupe C2, de direction sud-est/nord-ouest, jalonnant les forages du Dahar jusqu'au Chott El Gharsa, montre bien la structuration des niveaux carbonatés (Figure 17). Les toits et les murs des séries lithostratigraphiques du Turonien sont peu profonds au niveau des reliefs de bordure constituant un aquifère à eau douce. Ils deviennent plus profonds en se dirigeant vers la plateforme saharienne et surtout dans les régions des chotts. Les formations turoniennes perdent leur fissuration en profondeur et renferment de l'eau salée.

L'importance de la tectonique cassante, rejet des failles Negrine-Tozeur, et plissante a été à l'origine du développement des séries marno-gypseuses du Sénonien Inférieur qui acquièrent une épaisseur relativement importante dans ce secteur d'étude. Ces dernières semblent être à l'origine de l'isolement des calcaires et dolomies du Turonien des aquifères sus-jacent (Abid, 2010).

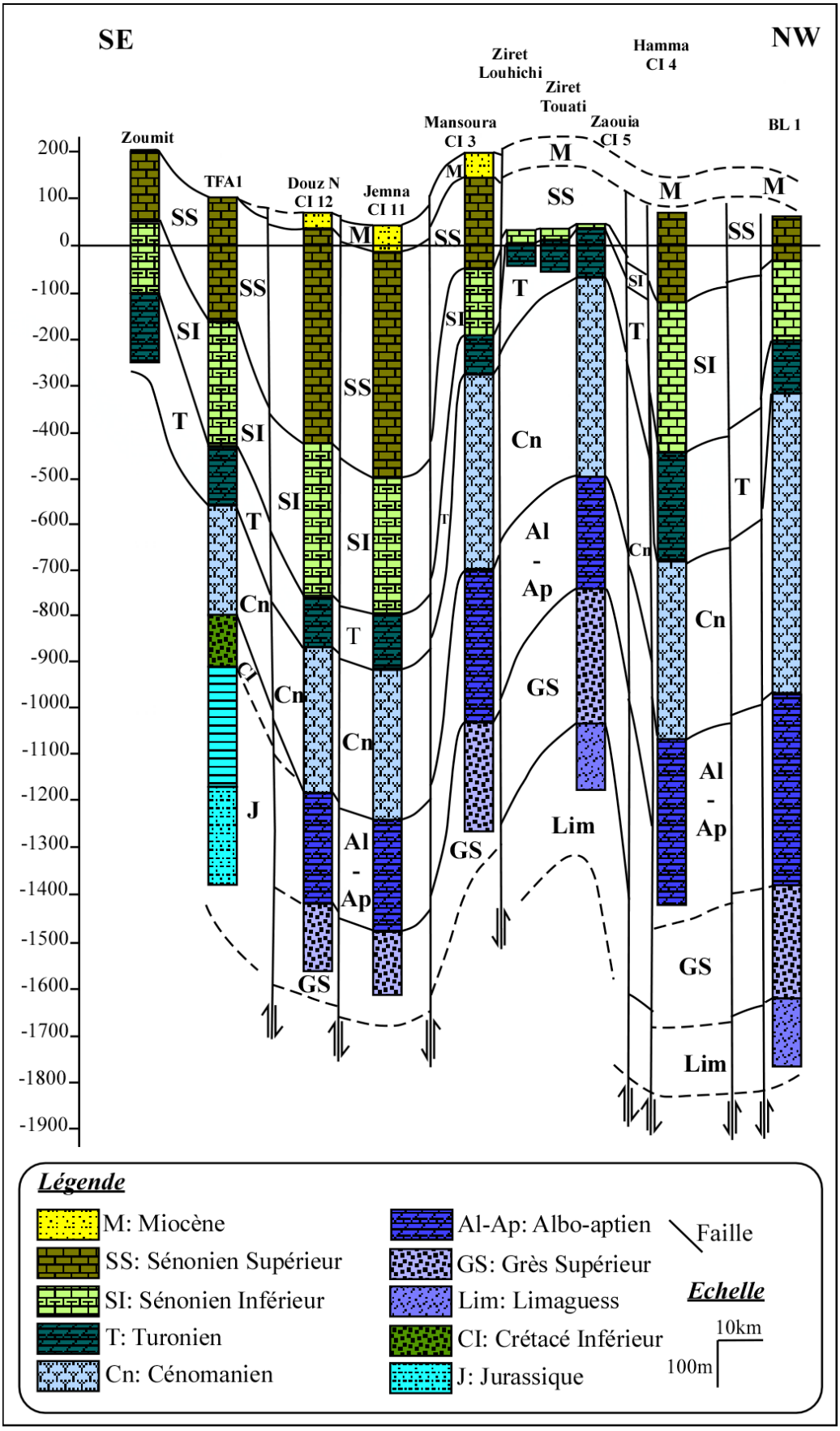


Figure.17. coupe C2

La coupe C3 jalonnant les forages captés dans les régions de Hazoua et El Hamma, donne une idée globale sur la structure et la géométrie du réservoir en profondeur (Figure 18). Cette coupe, dans laquelle sont intégrés les logs des forages captant la nappe du CT dans les mêmes régions, a été effectuée par l'ETAP en se basant sur les logs des forages de la nappe du CI. Cette coupe orientée est-ouest, passe par l'anticlinal du Drâa Djérid où affleurent les sables du Miocène recelant la nappe du Complexe Terminal. Cet anticlinal est traversé par des failles de direction est-ouest donnant naissance à la ride de Tozeur qui peut constituer une zone de recharge préférentielle.

Les dépôts du Plio-Quaternaire, constitués par des séquences de sable et d'argile, constituent le premier niveau capté et où circulent les nappes phréatiques. La puissance de ces derniers ne dépasse pas les 10 m en amont des oasis et augmente progressivement en direction des chotts où elle atteint des épaisseurs considérables. Les argiles de la formation Ségui d'âge Pliocène constituent son mur ainsi que le toit de la nappe du Complexe Terminal. Cette nappe circule dans les sables d'origine continentale de la formation Beglia d'âge Miocène supérieur ou Mio-pliocène au niveau de la région de Djérid. Elle est captive sur une grande partie du bassin du fait qu'elle est surmontée par d'épaisses couches d'argiles du Pliocène et n'est libre qu'au niveau de la ride de Tozeur où la formation aquifère est la plus proche de la surface.

La coupe ci-dessous montre l'existence d'un niveau calcaire attribué à l'Eocène. Ce dernier s'insère entre les niveaux carbonatés du Sénonien et les sables de la formation Beglia formant ainsi le mur de la nappe sous le Djérid. Les calcaires Eocène peuvent probablement assurer la continuité hydraulique des aquifères des différentes régions.

Comme illustré dans la coupe C1, du côté ouest, la tectonique joue un rôle d'une importance fondamentale dans le basculement des couches. Les régions des chotts sont caractérisées donc par une sédimentation mio-plio-quaternaire très développée contrairement à la Nefzaoua où les sables du Mio-pliocène et du Quaternaire sont de moindre importance donnant aux calcaires et aux dolomies du Sénonien et du Turonien le rôle de niveaux aquifères de la région.

Les trois coupes montrent la superposition verticale de différentes nappes exploitées dans le bassin étudié. En effet, la nappe phréatique hyper-salée des oasis et des chotts est séparée de la nappe du Complexe Terminal par des niveaux mio-pliocène argileux constituant le toit de cette dernière. Elle-même est séparée de la nappe du Continental Intercalaire la plus profonde par des épaisses formations attribuées au Vraco-Cénomanien ou Cénomano-

Turonien. Ces dernières peuvent former des aquicludes formant le toit de la nappe du CI et lui confère un caractère de mise en charge sous la Nefzaoua et le Djérid. En allant dans la direction de Chott El Gharsa, les formations sableuses deviennent bien développées.

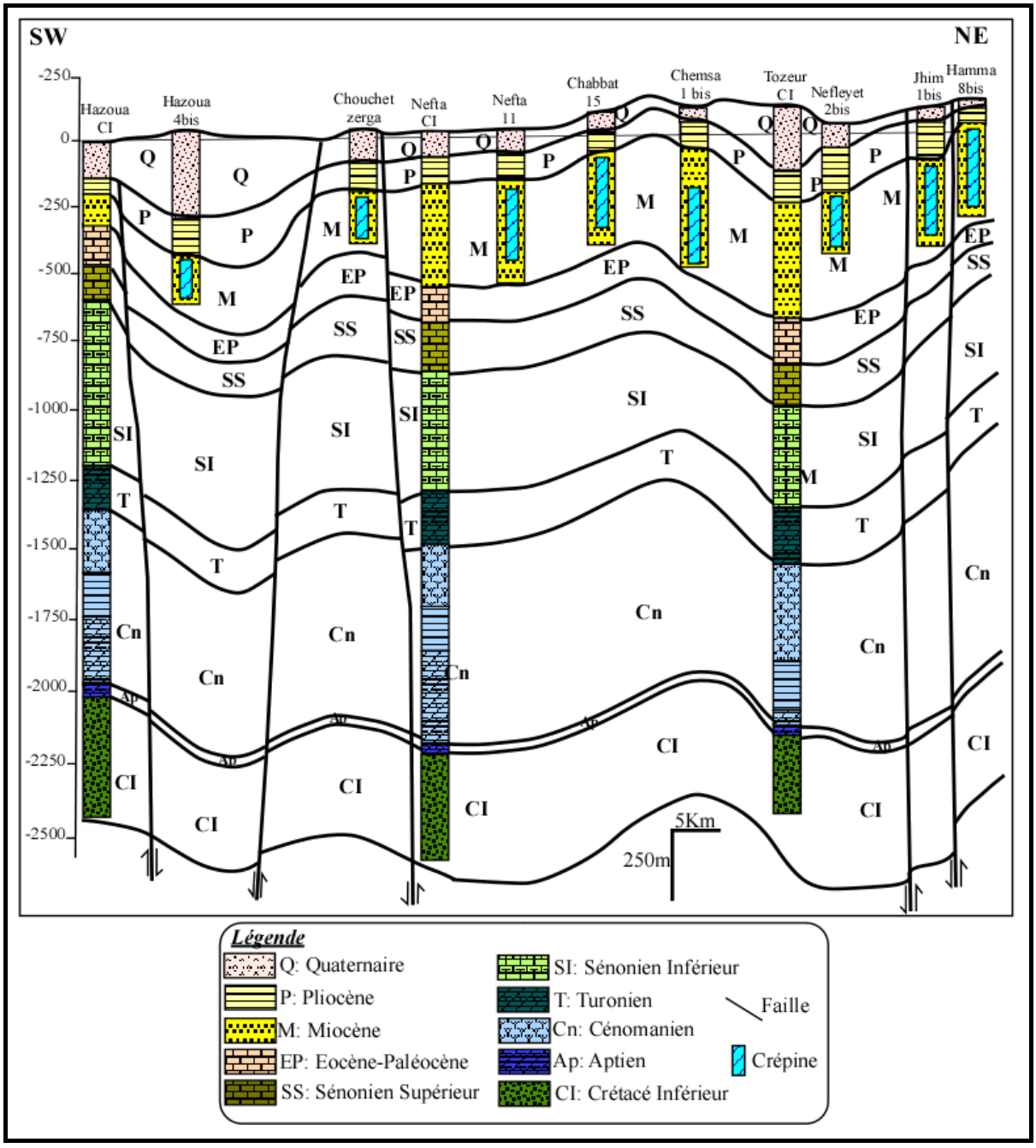


Figure.18. Coupe C3 (ETAP, modifiée)

La formation Beglia, principal aquifère du Complexe Terminal du Djérid semble trouver son développement maximum sous la cuvette de Chott El Gharsa. Ceci est bien démontré dans la coupe C4 (Figure 19), où les forages traversent la nappe du CT à plus de 900 m de profondeur, comme c'est le cas pour le forage Dhafria CT, avant que les couches s'amincissent de nouveau, en direction du Draa Djérid.

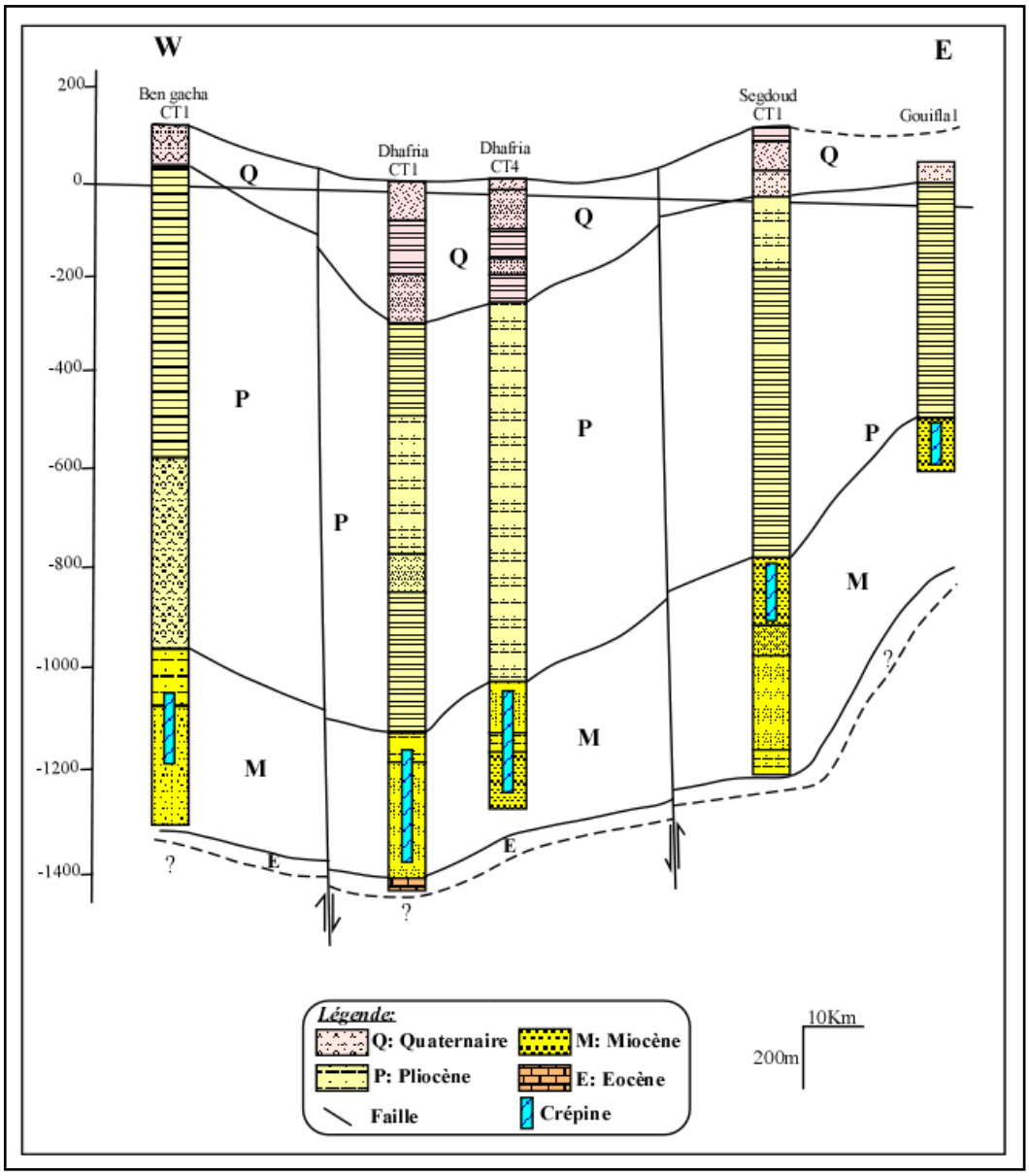


Figure.19. Coupe C4

Au niveau de la plaine de Chott El Gharsa, les sables de Beglia sont discordants sur les évaporites de l'Eocène moyen comme l'a montré le forage Dhafria CT1 qui a recoupé le sommet d'une couche argilo-évaporitique verdâtre de l'Eocène (Abidi, 2001).

Les sables de Beglia constituent la continuité de la formation aquifère captée au niveau de la région du Redjime Maâtoug (Figure 20). Ces dépôts détritiques sont captés aussi au bas Sahara Algérien.

En outre, le forage Redjime Maâtoug 6, implanté à proximité de la frontière tuniso-algérienne, a capté deux niveaux aquifères différents: les sables Mio-pliocènes ou la formation Beglia, ainsi que les calcaires Sénonien.

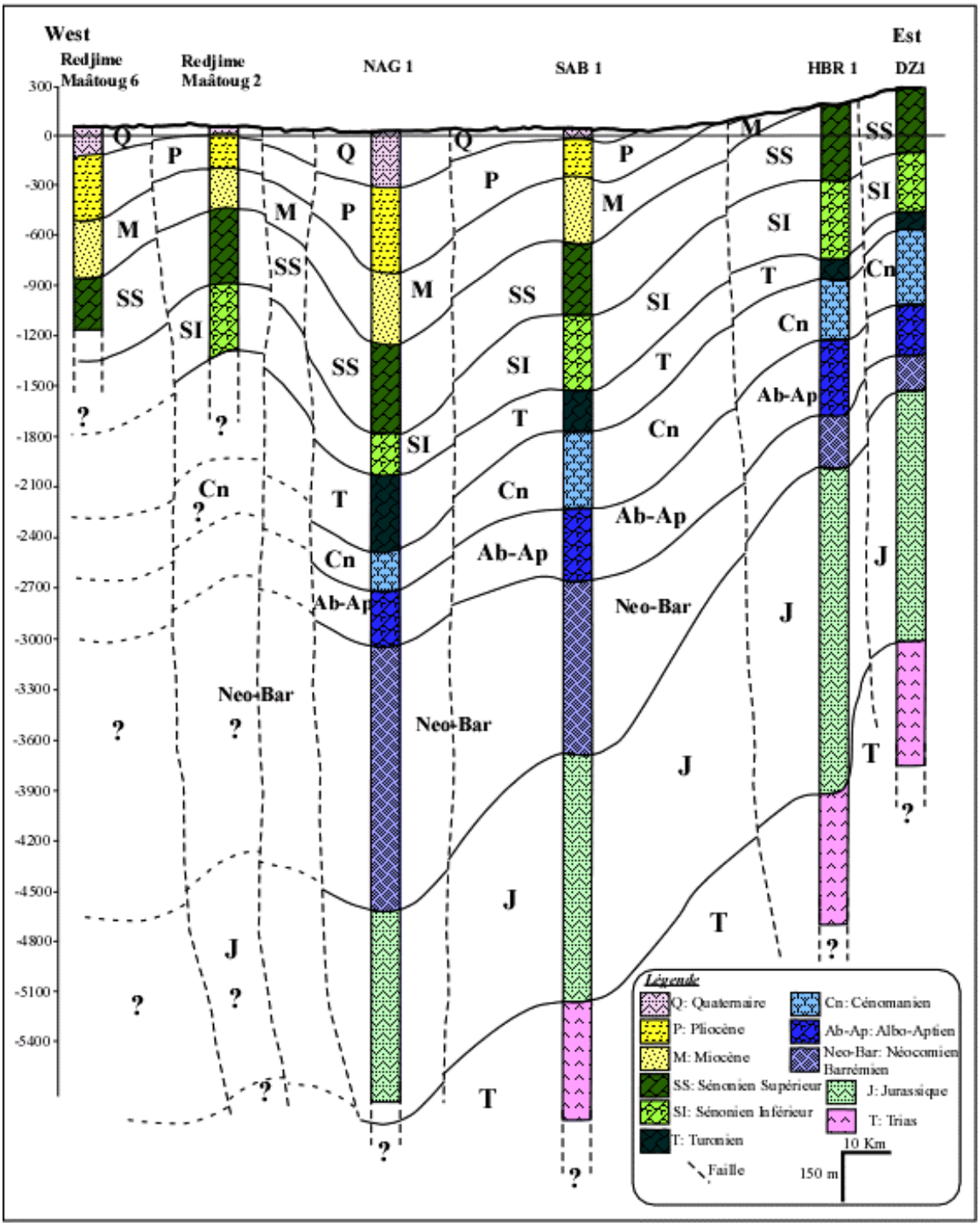


Figure.20. Coupe C5

Le passage de la Nefzaoua au Djérid s'effectue par le développement des sables Mio-pliocènes qui constituent le relais hydrogéologique avec les calcaires du Sénonien. Une telle configuration est observée aussi au Sahara algérien avec passage de la nappe des calcaires vers les sables. La nappe du Complexe Terminal s'approfondit au-delà de la limite nord du bassin algérien en direction de la plaine de Chott El Gharsa.

Cette dissymétrie du réservoir est due à l'effet de la tectonique. En effet, les fractures peuvent découper l'aquifère en compartiment en fonction du jeu des failles. Celles-ci peuvent influencer directement le comportement de la nappe (Bonnet et Colbeaux, 1999; Lallahem et al., 2001), ses caractéristiques hydrodynamiques telles que la transmissivité (Mamou, 1990) ainsi que la chimie des eaux en favorisant le mélange entre différents niveaux aquifères par drainance ascendante ou descendante.

Une bonne relation peut exister entre les réseaux de failles et les circulations souterraines. En effet, le développement d'un réseau karstique qui s'agrandit par dissolution à partir de la circulation des eaux tout au long de la fracturation est possible. Les accidents tectoniques peuvent jouer aussi le rôle d'écran en canalisant des écoulements suivant leurs axes. Les mécanismes des écoulements souterrains sont principalement guidés par la nature et la géométrie des milieux traversés. Ceci peut être vrai pour la nappe du Complexe Terminal, qui circule dans des niveaux aquifères variés.

En conclusion aux différents tracés des coupes de corrélation lithostratigraphiques, on peut dire donc qu'au niveau de la nappe du CT, l'eau peut circuler dans des niveaux sableux ou carbonatés à des profondeurs différentes. Cette variation de profondeur de captage de la nappe est due essentiellement au rôle que joue la tectonique dans la structuration du réservoir.

Le captage peut être à des profondeurs inférieures à 50 m tels le cas aux alentours du Dahar, de la chaine Nord des Chotts et de la ride de Tozeur, ces derniers peuvent constituer les zones de recharge de la nappe. En allant du côté NW et SW du bassin, la profondeur de la nappe augmente suite à l'enfouissement des formations. Les profondeurs les plus importantes sont notées aux alentours de Chott el Gharsa.

La dissymétrie du réservoir est due à la présence d'un réseau des failles qui jouent un rôle important dans la structuration du bassin et l'intercommunication entre les différents niveaux aquifères du CT. C'est particulièrement le cas lors des accidents tectoniques majeurs (dorsale d'Amguid, failles de Hun, faille de Kébili, etc...) et les passages latéraux de faciès, passage des calcaires vers les sables, que s'effectuent des communications latérales et verticales entre des niveaux aquifères différents.

Les variations latérales de faciès et d'épaisseur et le passage d'une formation à une autre ne sont commandés que par la variation de la perméabilité. En effet, les couches carbonatées fissurées sont perméables sur les bordures du bassin au niveau du Dahar et à

proximité des affleurements dans la Nefzaoua. Les formations sableuses sont bien développées aux alentours et sous les cuvettes de chott Djérid et El Gharsa.

Cette variation de la nature lithologique et de l'épaisseur des formations aquifères est à l'origine de changement du toit et du mur d'une zone à l'autre. Dans l'extrême sud tunisien et à proximité des affleurements du Dahar, le mur de la nappe est formé par les argiles et les marnes du Cénomanien alors que le toit est représenté par les marnes et argiles du Sénonien Inférieur. Ces derniers constituent le mur de la nappe en allant vers la fosse de chott Djérid. Le mur de l'aquifère atteint des profondeurs qui dépassent les 700m au nord de l'anticlinal du Draa Djérid (793m à Htam). Le toit de la nappe dans la Nefzaoua et le Djérid est formé par les argiles du Pliocène surmontant les sables de la formation Beglia d'âge Mio-pliocène. De part et d'autre du Drâa Djérid, plus on s'approche de l'axe de l'anticlinal plus le toit s'approche de la surface et la nappe affleure en plusieurs points entre Nefta et Tozeur.

VI-2 Exploitation de la nappe du CT

Depuis 1950, l'exploitation n'a cessé d'augmenter sur l'ensemble du bassin partagé par la Tunisie, l'Algérie et la Libye. Cette situation dénote une tendance à un appel d'eau intensif des ressources de ce système aquifère. En effet, depuis plus d'un siècle, et plus particulièrement au cours des trente dernières années, l'augmentation du nombre de forages a sévèrement entamé cette réserve d'eau souterraine et l'exploitation est passée à une phase de mobilisation intensive. L'exploitation totale de la nappe du CT dans les 3 pays a atteint les 40000 l/s en l'an 2000 (Figure 21).

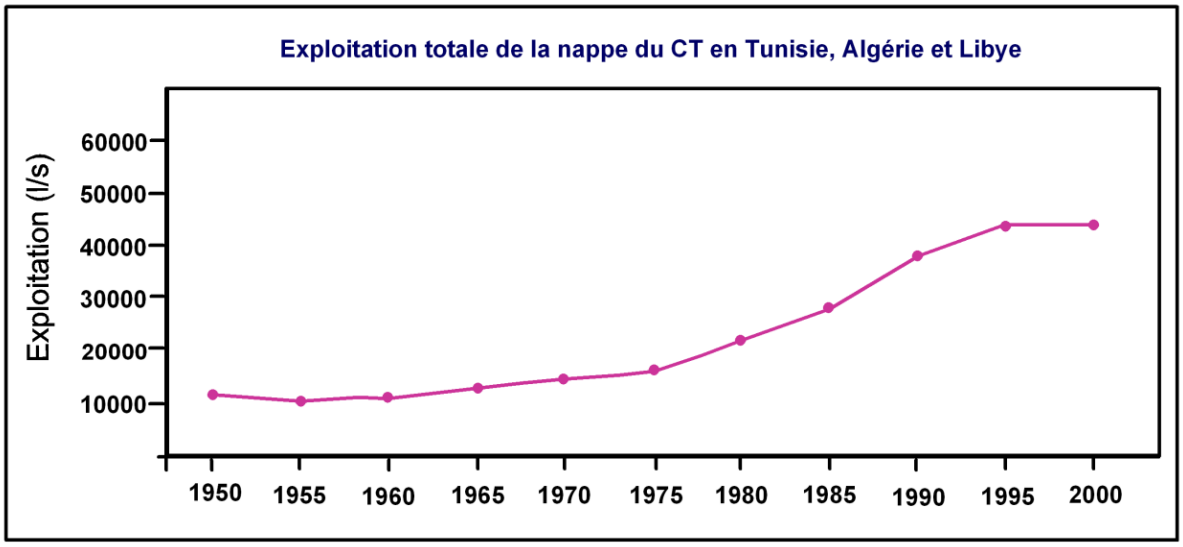


Figure.21. Evolution de l'exploitation totale de la nappe du CT en Tunisie, Algérie et en Libye (OSS, 2003)

Au niveau du bassin Tunisien, l'exploitation de la nappe du CT se fait à 99% dans les régions du Djérid et de la Nefzaoua, et accessoirement dans celle de Gafsa et de Tataouine. L'exploitation s'effectuait au début à partir des sources et des puits. Le premier sondage captant la nappe du CT dans le Djérid a été effectué en 1898. Dans la Nefzaoua et l'extrême sud tunisien, les premiers forages remontent respectivement à 1907 et 1915.

Cette exploitation qui a commencé par les sources a connu depuis le début du 20eme siècle, la création de forages jaillissants qui ont largement contribué à accroître les volumes exploités et à permettre la création de nouvelles zones irriguées (Figure 22a, b).

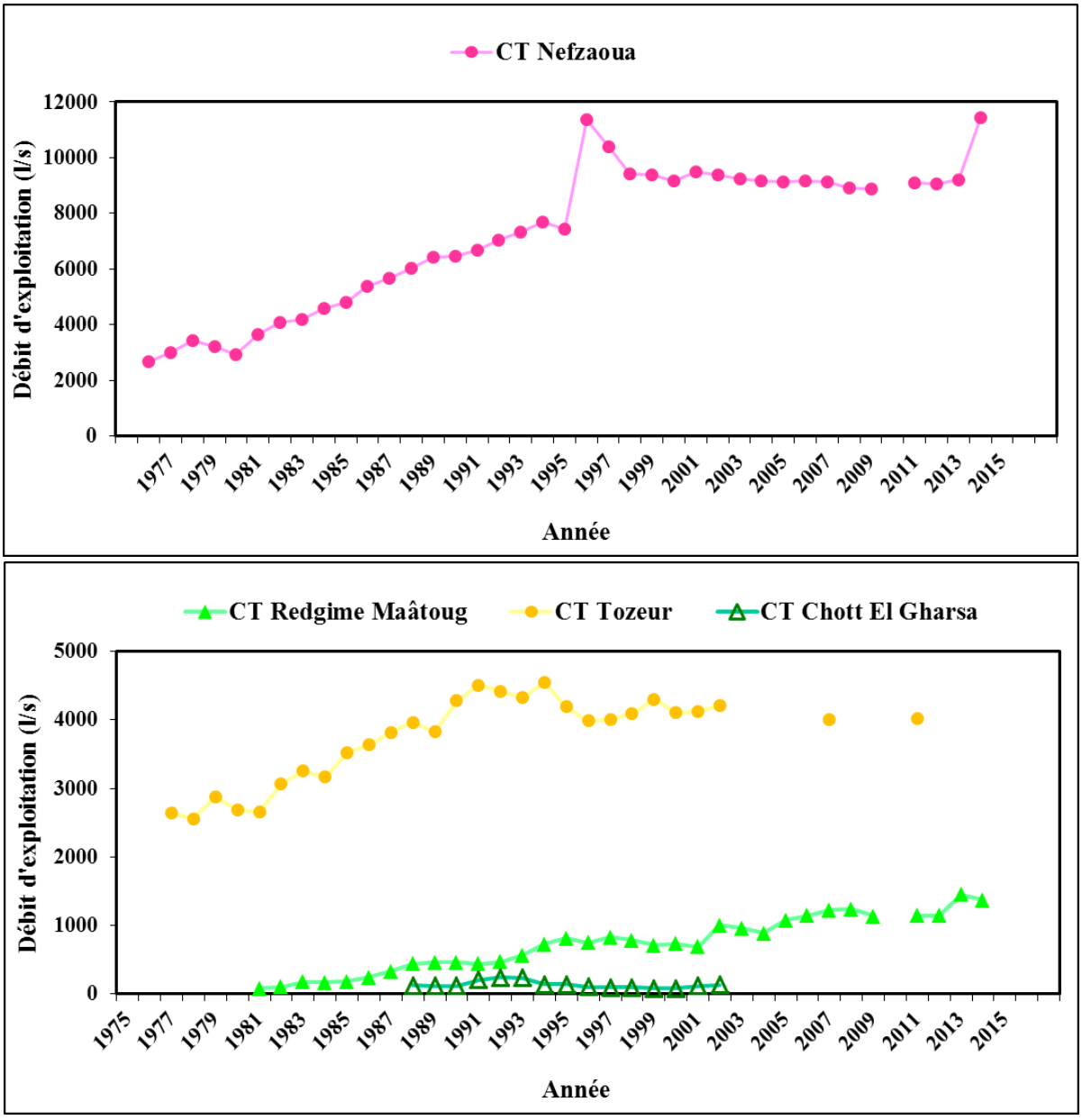


Figure.22. Evolution de l'exploitation de la nappe du CT dans le bassin de la Nefzaoua (a) et du Djérid (b) (Rapport interne CRDA)

En effet, l'agriculture demeure dans le Sud tunisien, le premier secteur consommateur en eau. C'est particulièrement dans les gouvernorats de Tozeur et Kébili, où se localisent les principales oasis du pays et où cette exploitation atteint respectivement 93% et 98% des prélèvements pratiqués. Selon les données mises à notre disposition (voir Tableau 3 Annexe 1), l'exploitation totale de la nappe du CT dans le bassin de la Nefzaoua a atteint plus de 10000l/s en l'an 2014 (Figure 22a). Quant au bassin du Djérid, l'exploitation n'a cessé d'augmenter depuis les années 70 (Figure 22b). Cette augmentation est plus remarquable au niveau du bassin de Tozeur et de Redjime Mâatoug où le débit d'exploitation a atteint plus que de 4000 l/s et 1500 l/s respectivement.

La multiplication du nombre de forages et l'augmentation de débit d'exploitation ont vite influencé l'artésianisme et le débit des sources. En effet, à partir des années 80, le recours au pompage est devenu prépondérant (Figure 23).

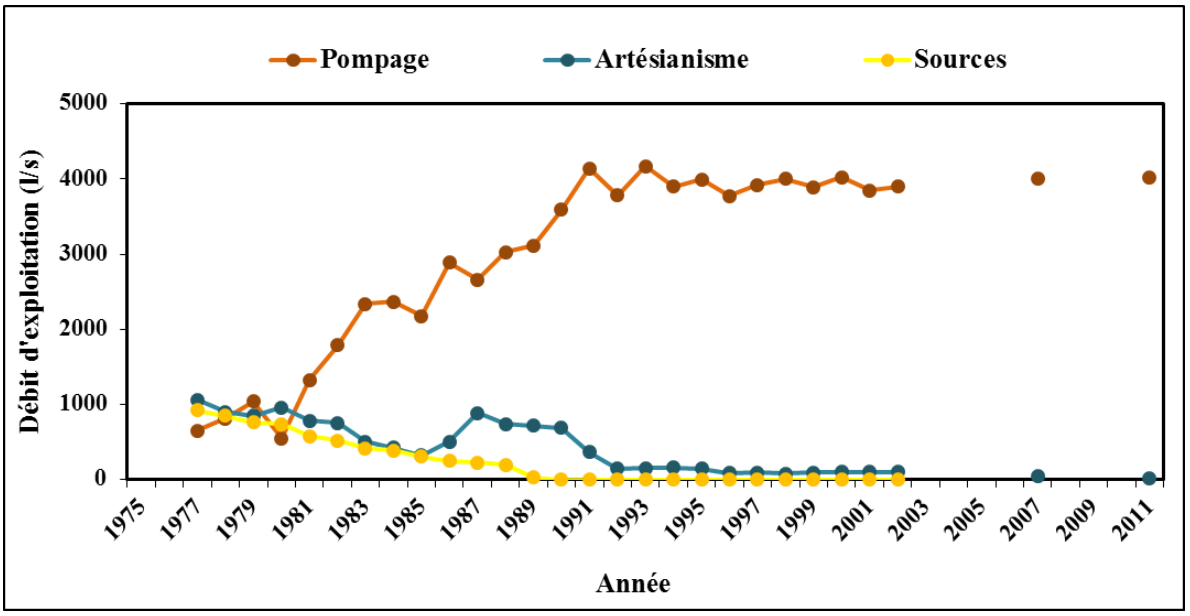


Figure.23. Conséquence de l'exploitation par pompage sur l'artésianisme et le débit des sources (Rapport interne CRDA)

En l'an 2000, l'essentiel du débit exploité provenait des forages pompés suite à l'affaiblissement de l'artésianisme et au tarissement des sources de Kébili et de Tozeur.

L'artésianisme a pratiquement disparu et seuls quelques forages situés dans les basses zones sont encore artésiens. Dans le Djérid, l'exploitation de la nappe en 2005 est assurée par 180 forages profonds dont seulement sept sont artésiens. De même dans la presque île de Kébili où la majorité des forages sont exploités par pompage. Vers les zones les moins élevées à

proximité du chott Djérid, les plus fortes charges artésiennes sont de 20 à 35m au-dessus du sol.

VI-3 Paramètres hydrodynamiques de la nappe du CT

En se référant au modèle SASS, la configuration de la nappe du CT dans le sud tunisien, montre qu'elle est libre près des affleurements Turono-Sénonien du Dahar. Ces zones constituent également les aires de recharge de la nappe. Elle est captive ou semi-captive sous la Nefzaoua et les dunes du grand Erg Oriental et sous les chotts Djérid et El Gharsa.

VI-3-1 La transmissivité

Les valeurs de la transmissivité sont obtenues à partir des essais hydrodynamiques (OSS, 2003**).**

La formation aquifère est dolomitique (dolomie du Turonien) dans la presque île de Kébili, ces dolomies sont bien fissurées avec une perméabilité bien développée sur le bord méridional de la chaîne de Tebaga. La transmissivité de ces dolomies est de 150 à 300.10^{-3} m^2/s.

Dans le reste de la Nefzaoua, les calcaires du sénonien supérieur sont fissurés et plus perméables dans les zones où le toit semi-perméable est peu épais et le long des accidents tectoniques. La transmissivité de ces calcaires Sénoniens est de 50 à 150.10^{-3} m^2/s.

Au niveau de piémont occidental du Dahar, la nappe est logée dans les calcaires du Sénonien avec une surface piézométrique libre ou en charge. La transmissivité est de 20.10^{-3} m^2/s.

Au niveau de la région de Redjime Mâatoug, la formation aquifère est constituée par des sables du Mio-pliocène avec une transmissivité qui varie de 1 à 100.10^{-3} m^2/s.

Sous les chotts Djérid et El Gharsa, l'écoulement souterrain de l'eau du CT s'effectue dans la formation Mio-pliocène. Sa transmissivité est de 50 à 70.10^{-3} m^2/s.

La variation de la nature lithologique de l'aquifère d'une zone à l'autre (dolomie du Turonien, calcaire du Sénonien et sable Mio-pliocène), est à l'origine des variations observées dans les valeurs de la transmissivité.

VI-3-2 Coefficient d'emmagasinement

Les essais de pompage ont permis d'évaluer la valeur du coefficient d'emmagasinement de la nappe du CT.

Pour les calcaires de la Nefzaoua, les deux valeurs extrêmes du coefficient d'emmagasinement sont respectivement de l'ordre de $1,3.10^{-5}$ et $7,6.10^{-5}$. Ces valeurs ont été

observées au niveau des forages Oum Soumaa 1 et Rahmat 2. L'estimation du coefficient d'emmagasinement à partir de l'épaisseur de l'aquifère et d'une certaine porosité de la formation a permis d'estimer pour les forages de la Nefzaoua, des valeurs variant de 1,7 à $6{,}8.10^{-5}$.

Pour la zone en charge, l'ERESS a adopté des valeurs de coefficient d'emmagasinement comprise entre 1 et 26.10^{-4}; alors que dans le Djérid et au niveau de la région du Redjime Mâatoug, les forages qui captent les sables ont des valeurs variant de 1 à 20.10^{-4}.

VI-4 Piézométrie de la nappe du Complexe Terminal

Les études hydrogéologiques qui ont été menée sur le Complexe Terminal (ERESS, 1972, Mamou, 1990, Edmunds et al, 1997) ont montré que la recharge de ce système aquifère se fait par infiltration des crues des oueds descendant des massifs montagneux à la périphérie du bassin. Cette recharge s'effectue essentiellement au niveau de l'Atlas, sur les pentes de la dorsale de M'Zab, sur les plateaux du Tademaït et du Tinrhert, sur le Dahar et dans la partie centrale du Grand Erg Oriental.

Les zones de décharge naturelle se situent à la convergence des différentes lignes d'écoulement, dans les Chotts el Gharsa et Djérid en Tunisie. En Algérie les écoulements convergent vers chotts Melrhir et Merouane (Figure 24).

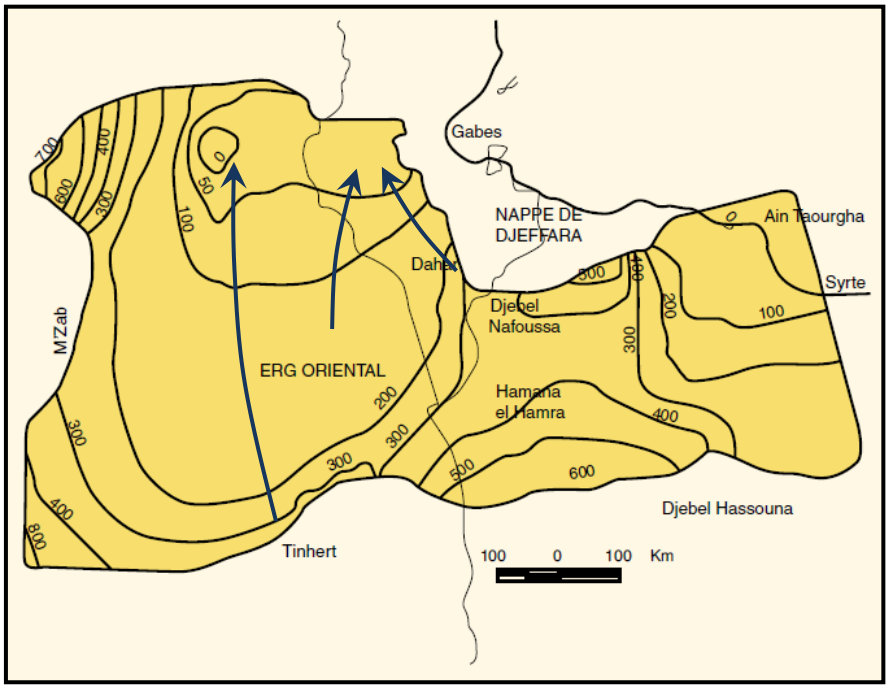


Figure.24. Carte piézométrique du Complexe Terminal en 2000 (OSS, 2003)

Dans le cadre de cette étude, des nouvelles cartes piézométriques ont été élaborées. La variation du niveau piézométrique de la nappe du CT dans le bassin de la Nefzaoua et de Djérid a été étudiée en se référant aux cartes piézométriques des années 2000 et 2010.

Les mesures piézométriques ont été réalisées par les CRDA de Kébili et de Tozeur, à l'exception des données piézométriques de la plaine de Chott El Gharsa. Faute de disponibilité des données, ces dernières ont été déduites à partir de celles de l'année 2003. On a considéré d'après Abidi, 2007 une baisse piézométrique de 1,7 m/an pour le forage Dhafria 2, 1,8 m/an pour Segdoud 1, 0,9 m/an pour Oudia CT1, 0,8 m/an pour Oued Shili 3 et 0,4 m/an pour Gouifla 8. Les lignes piézométriques dans cette partie sont présentées en lignes interrompues et restent toujours à valider.

Le tracé des cartes piézométriques 2000 et 2010 a été réalisé sur la base de ces données en essayant de produire une interpolation qui soit la plus objective possible.

La figure 25 représente la piézométrie de la nappe du CT de la Nefzaoua et du Djérid en 2000 (Document DGRE).

Cette carte montre que l'écoulement général de la nappe du CT de la Nefzaoua est du sud-est vers le nord-ouest à partir du massif de Dahar. D'autres axes d'écoulement de direction est-sud-est/ouest-nord-ouest à partir de Jebel Tebaga de Kébili sont aussi individualisés. L'alimentation s'effectue à partir des oueds descendant de massif du Dahar et de Tebaga tels que les oueds el Hallouf, Melah et Oum Goulam.

Quant au bassin du Djérid, l'essentiel de l'alimentation provient de l'extrême sud-ouest et sud-est. L'alimentation s'effectue principalement par infiltration des pluies exceptionnelles dans les sables de la nappe du Grand Erg Oriental qui recouvre directement les calcaires du Sénonien.

D'autres écoulements se distinguent à partir de la Chaine Nord des Chotts, de directions est-nord-est/ ouest-sud-ouest, du Drâa Djérid de directions sud-sud-ouest/ nord--nord-est et sud-sud-est/nord-nord-ouest et de la chaîne de Métlaoui Gafsa de direction d'écoulement nord-est/sud-ouest. Les lignes d'écoulement de deux bassins convergent vers Chott Djérid et Chott El Gharsa.

Dans ce contexte, on a cherché à étudier la variation de niveau piézométrique au cours du temps en comparant les piézométries des années 2000 et 2010.

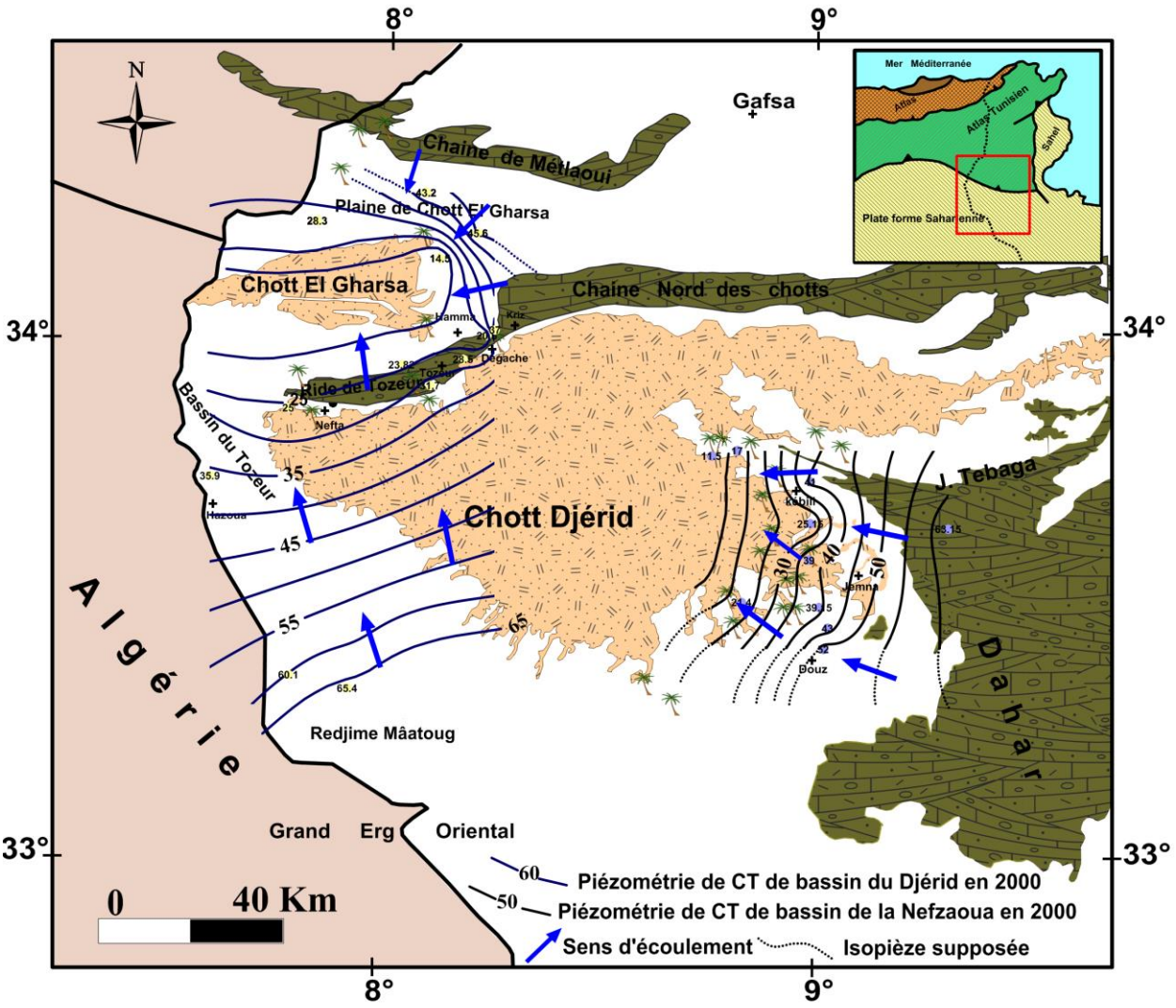


Figure 25. Carte piézométrique des aquifères du CT dans le bassin de la Nefzaoua et du Djérid pour l'année 2000

La carte piézométrique de l'année 2010 (Figure 26) montre une allure des isopièzes presque identiques dans le bassin de la Nefzaoua, au sud du Djérid et au nord de la plaine de Chott El Gharsa. Les modifications des lignes piézométriques sont surtout notées au niveau des régions de Degache-Kriz-El Hamma et de part et d'autre du Drâa Djérid.

L'écoulement de la nappe reste le même dans le bassin de la Nefzaoua. Quant au bassin de Djérid, l'essentiel de l'alimentation garde aussi la même source: la nappe du Grand Erg Oriental. Les eaux de cette dernière, et après un parcours sous le Chott Djérid, réapparaissent en surface suite au redressement anticlinal des différentes couches aquifères. L'écoulement des eaux de la nappe à partir du Drâa Djérid vers la plaine de Chott El Gharsa persiste. Un autre écoulement de direction nord-est/sud-ouest devient plus marqué à part celui de direction est-nord-est/ ouest-sud-ouest à partir de la Chaîne Nord de Chotts.

En 2000, l'écoulement de la nappe s'est effectué à partir de l'extrémité ouest de la Chaîne Nord de Chotts (Jebel Sidi Bouhlel, Dghoumes et Jehcha) vers El Hamma et Chott El Gharsa à travers le couloir de Tozeur (Ricolvi, 1973). En 2010, l'écoulement nord-est/sud-ouest est bien individualisé et les reliefs de la Chaîne Nord de Chotts alimentent aussi la nappe qui s'écoule vers Kriz et en partie au centre de Chott Djérid.

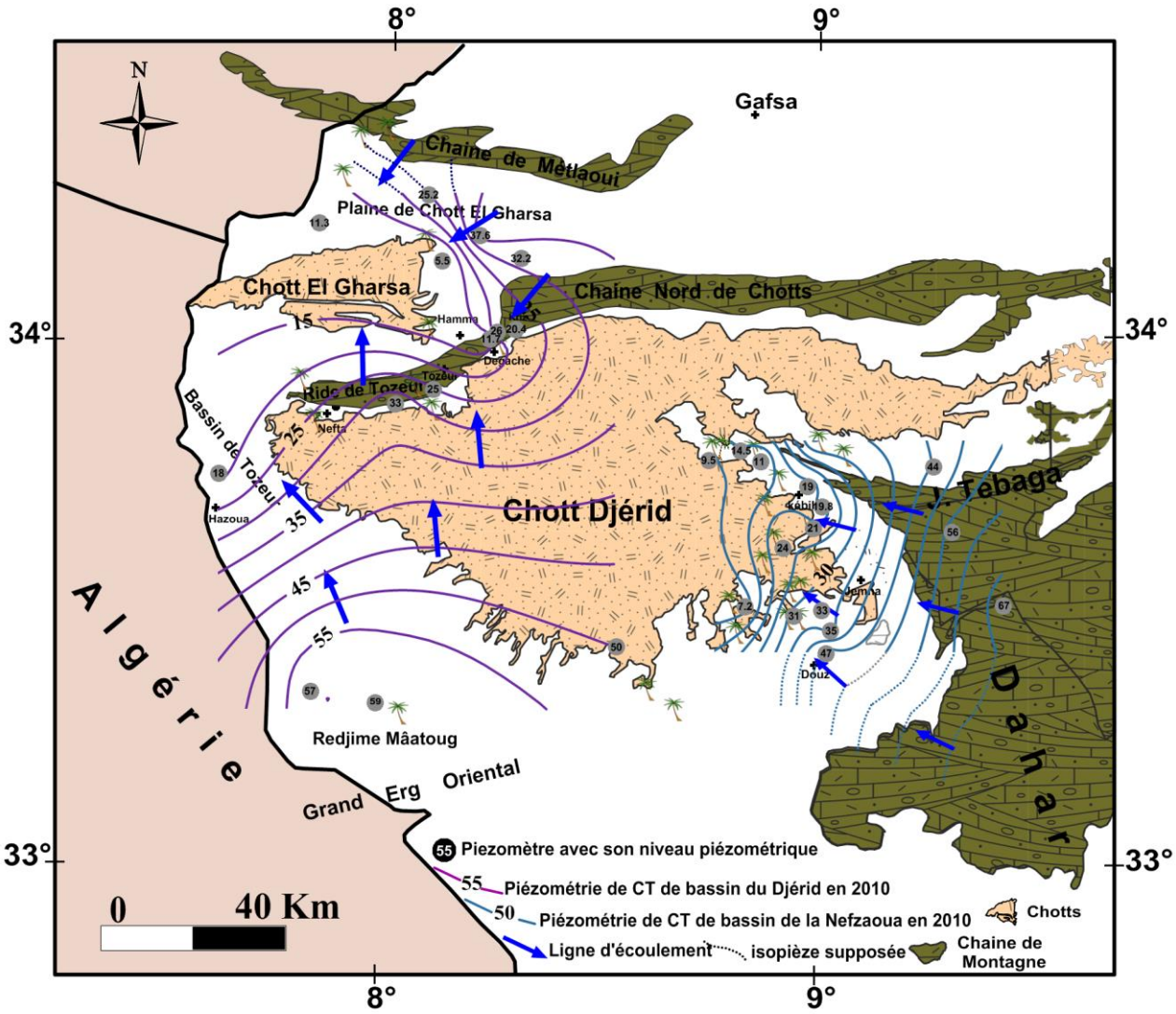


Figure 26. Carte piézométrique des aquifères du CT dans le bassin de la Nefzaoua et du Djérid pour l'année 2010

D'après ces deux cartes, on note que la baisse piézométrique est bien individualisée. Cette variation sera traitée par secteur en allant du sud vers le nord de chaque bassin.

- Bassin de la Nefzaoua:

- La zone Dahar-Douz: Cette zone était encadrée par les isopièzes 60 et 50 m en l'an 2000. En 2010, elle devient encadrer par les lignes piézométriques 55 et 45m: soit une baisse de 0,5 m/an.
- La région de Jemna entourée des isopièzes 50 et 40 m en 2000 devient entourée des isopièzes 45 et 35 m en 2010 : soit une baisse de 0,5 m/an.
- Plus au Nord, le niveau piézométrique de l'ordre de 35m enregistré aux alentours de la région de Kébili en 2000 n'est que de 20 m en l'an 2010 : soit une baisse de 1,5 m/an.
- Dans la zone de Fatnassa et les chotts, la fluctuation piézométrique est de l'ordre de 0,2 m/an. En effet le forage Fatnassa dont la piézométrie était de l'ordre de 11,5 m en 2000 enregistre un niveau piézométrique de l'ordre de 9,5 m en 2010.

- Bassin du Djérid:
  - La région du Redjime Mâatoug montre une baisse piézométrique de l'ordre de 0,5 m/an.
  - En allant vers le nord au niveau de la localité de Hazoua, la baisse piézométrique enregistrée est de l'ordre de 1,5 m/an. En effet, la piézométrie de l'ordre de 40 m notée dans cette région en 2000 n'est que de 25 m en 2010.
  - La région de Tozeur se trouve encadrée par les lignes piézométriques 25 et 30 m en 2000. La piézométrie enregistrée dans cette région durant l'année 2010 n'est que de 20 m: soit une baisse piézométrique d'environ 0,7m/an.
  - Au niveau de Sabâa Biar et Kriz, la baisse piézométrique est d'environ 0,9 et 1,2 m/an respectivement. En effet le niveau piézométrique passe de 20,5 à 11,5 m dans la région de Sabâa Biar et de 37 à 25,9 m dans la région de Kriz.
  - La région de Hamma encadrée à l'Est par l'isopièze 25 en 2000 devient entourée par l'isopièze 15 m en 2010. Cette dernière contourne aussi une grande partie au nord et au sud de la cuvette de Chott El Gharsa. Ceci peut marquer l'influence des prélèvements au niveau du Djérid sur l'allure générale de la piézométrie dans la plaine de Chott El Gharsa.
  - Les parties orientales et méridionales de la plaine de Chott El Gharsa ont été marquées par l'isopièze 45 m en 2000. En 2010, les valeurs restent critiquables vue leur estimation à partir de celle de l'année 2003 en se référant à l'étude de Abidi, 2009.

Les baisses piézométriques observées dans les deux bassins de la Nefzaoua et du Djérid sont dues à une intense exploitation par pompage sur des forages très proches. Ceci se manifeste surtout dans les localités à fortes activités agricoles et où l'irrigation s'effectue essentiellement par recourt aux pompages à partir de la nappe du CT.

On donne à titre d'exemple:

- Les régions de Douz, El Hsay, la presque île de Kébili, la zone entre Jebel Tebaga et le Chott, ainsi que la région de Fatnassa au niveau de bassin de la Nefzaoua.
- Hazoua, Sabâa Biar, Kriz et El Hamma dans le bassin de Tozeur.
- La zone de Gouifla à l'Est de la plaine de Chott El Gharsa où les forages sont exploités dans le but de l'alimentation en eau industrielle des laveries de phosphates de Sehib, Métlaoui et M'dilla. Cette exploitation ne cesse d'augmenter au cours du temps.
- Les zones de Dhafria-Segdoud à l'ouest et au nord de la plaine de Chott El Gharsa.

On peut dire donc que la piézométrie de la nappe du CT peut traduire des phénomènes conjugués. En effet, l'intensification de l'exploitation des forages destinés à l'irrigation des nouveaux périmètres des palmiers dattiers s'est traduit par une tendance vers une baisse continue des niveaux piézométriques. Ceci se manifeste bien dans la représentation de l'historique de la piézométrie de la nappe du Complexe Terminal dans la Nefzaoua depuis l'année 1999 jusqu'à 2013 (Tableau 4, annexe 1).

Le niveau piézométrique accuse une baisse continue dans tous les forages, témoignant de l'intensification de l'exploitation de la nappe suite à l'augmentation de nombre des forages (Figure 27).. La majorité de ces derniers sont implantés proches les uns des autres. Ils sont exploités par pompage suite à l'affaiblissement de l'artésianisme. Ces conséquences se répercutent au niveau des forages Rahmat2, Ziret Louhichi-oued Dzou, Fatnassa-Chouchet Negga et Lazala Douz, qui affichent des baisses piézométriques de l'ordre de 14m, 9m et 6m en 14 ans.

D'après l'OSS 2003, les plus longues chroniques piézométriques affichent des baisses de 14m en 66 ans tels que le forage Castilia, de 13,5m en 27ans pour le forage Sabaa Biar. A Nefta, cette baisse est de 3,7m en 15ans.

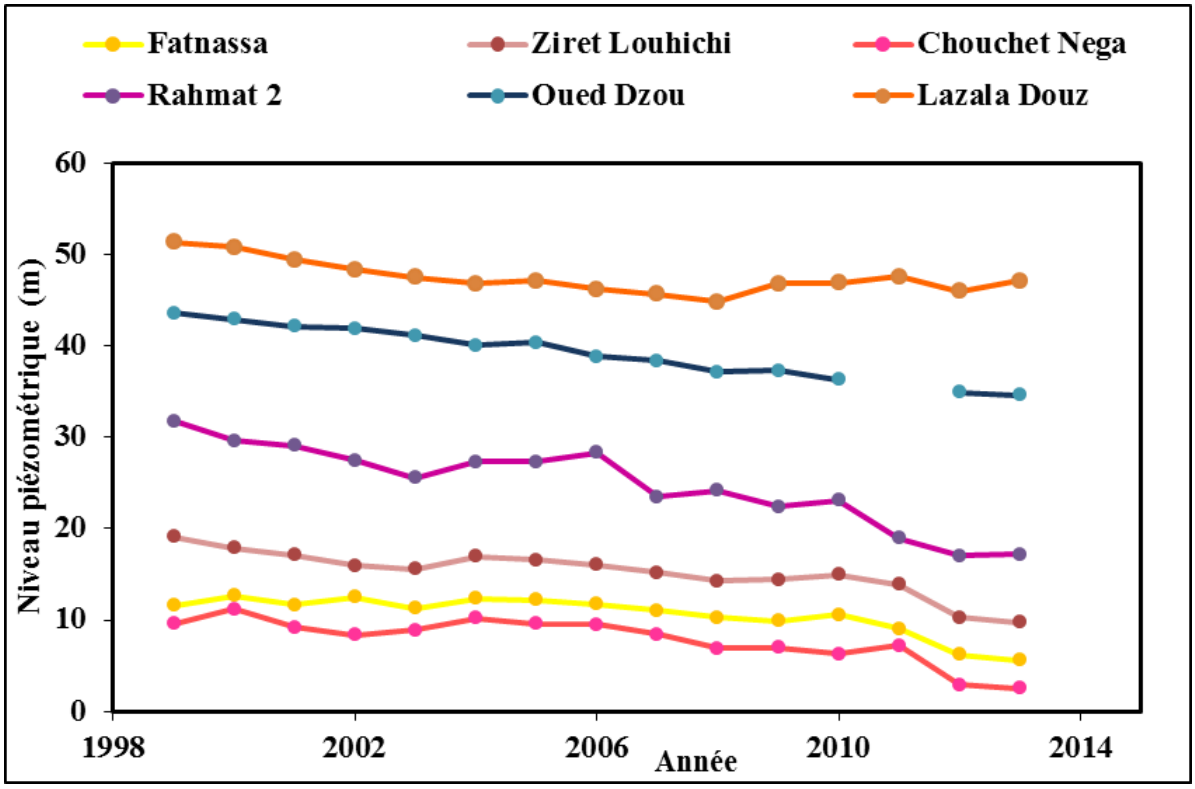


Figure 27. Evolution de niveau piézométrique de la nappe du CT dans la Nefzaoua

La piézométrie de la nappe du CT répond aussi à l'intensification des prélèvements saisonniers. La figure 28 montre la variation de la réponse de la nappe du CT du bassin de la Nefzaoua en fonction de la saison de basses et de hautes eaux.

La période de basses eaux débute généralement en Mai et s'achève en Septembre et celle de hautes eaux commence en Octobre/Novembre. Le suivi piézométrique de la nappe montre des fluctuations mensuelles et ne fait apparaitre qu'une tendance générale à la baisse. Les amplitudes des fluctuations piézométriques observées peuvent atteindre 2 à 7 m.

Pendant les périodes de basses eaux (Mai-Septembre), l'intensification saisonnière des prélèvements par pompage à partir des forages est à l'origine de cette baisse piézométrique. Cette dernière peut être à l'origine des échanges hydrodynamiques entre différents aquifères par drainance ascendante ou descendante. Ces échanges sont régis par l'importance des prélèvements dans ces niveaux aquifères.

Les maximas piézométriques sont enregistrés pendant les périodes de hautes eaux. En effet, après certains épisodes pluviométriques, la majorité des forages destinés à l'irrigation se sont mis à l'arrêt ce qui réduit les prélèvements dans la nappe.

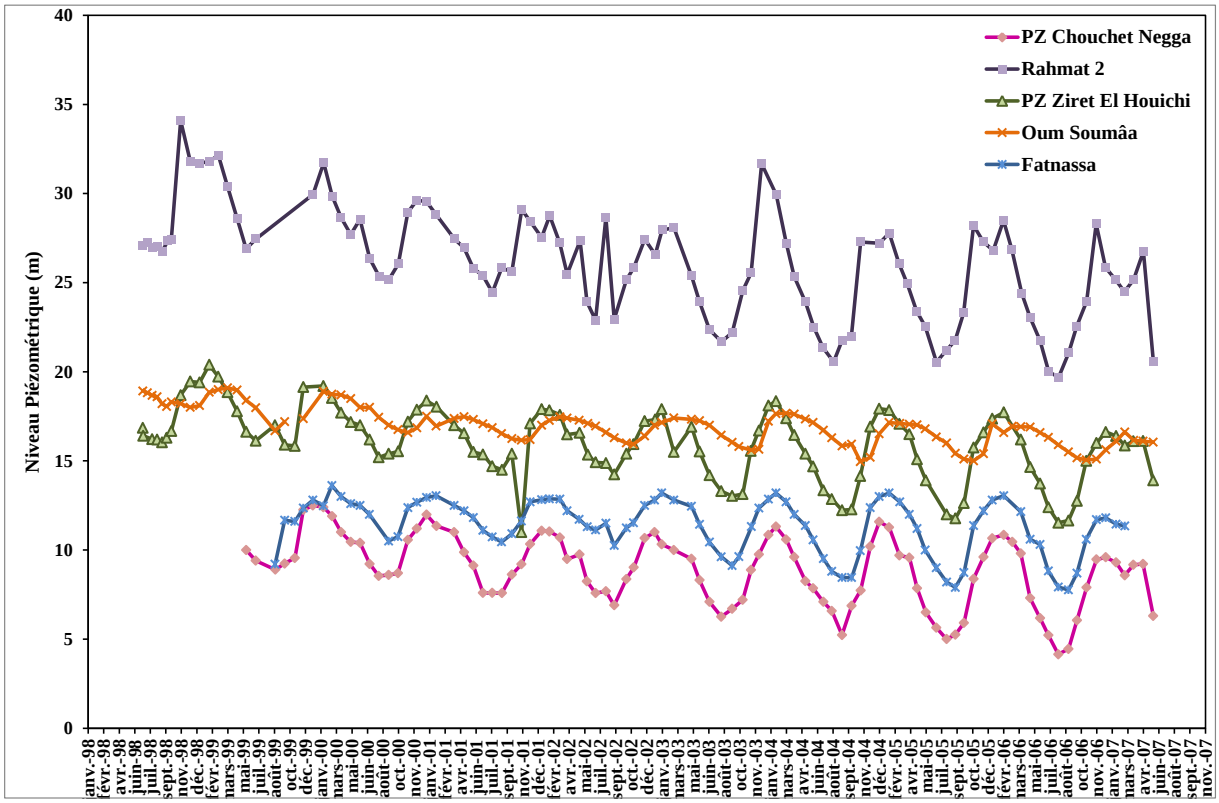


Figure 28. Suivi piézométrique mensuel de la nappe du CT dans le bassin de la Nefzaoua

Ces maximas piézométriques peuvent être expliqués à part la diminution de prélèvement soit (1) par l'infiltration des eaux de pluie dans la nappe soit (2) par des variations des pressions comme conséquence d'une infiltration dans l'aquifère de surface et d'une mise en charge. Cette dernière réaction est typique aux nappes captives, qui dans la plupart de temps ne s'alimentent pas par la pluie mais elles réagissent aux variations de pression.

VII- Conclusion

Le premier chapitre de ce travail a été consacré à une synthèse des caractéristiques géologiques et hydrogéologiques du secteur étudié. Les formations attribuées au Crétacé, Néogène et au Quaternaire sont d'une grande importance du point de vue hydrogéologique. Les différentes phases tectoniques qui ont intéressé la zone d'étude sont à l'origine de la structuration de ces formations et de la variation de leur faciès et épaisseur.

Le couplage des outils géologiques, sismiques et hydrogéologiques nous a emmené à préciser la structure, la géométrie et les relais hydrogéologiques des différents aquifères du CT; ainsi que de présenter le rôle de la tectonique dans la compartimentation de ce dernier.

En effet, les corrélations établies entre les différents forages d'eau et puits pétroliers révèlent que le réservoir de la nappe du CT est constitué essentiellement par les sables du Mio-

pliocène attribuées à la formation dite « Beglia », les calcaires du Sénonien et les calcaires et dolomies du Turonien. Ces deux dernières formations forment les principaux aquifères de la nappe du CT dans le bassin de la Nefzaoua alors que les sables de Beglia constituent le principal aquifère du bassin du Djérid.

La nappe du CT joue un rôle important dans les régions des Chotts, en raison de son exploitation extensive pour l'irrigation des oasis et l'alimentation en eau potable. Ceci a conduit à des changements de la piézométrie de la nappe, témoignant ainsi de la surexploitation de cette dernière, dont l'effet marquant, est la baisse piézométrique qui varie de 0,5m/an à 1,5m/an enregistrée dans le bassin de la Nefzaoua et du Djérid.

Cette intensification de l'exploitation de la nappe du CT pour répondre aux besoins domestique, agricole et industriel, influence non seulement l'hydrodynamisme des aquifères mais peut aussi jouer un rôle majeur dans la modification de leur chimie.

Chapitre II: Géochimie des eaux souterraines

I- Introduction

En raison de l'utilisation multiple des eaux de la nappe du Complexe Terminal, cette étude a été menée afin d'établir l'état actuel de la chimie des eaux, son évolution dans le temps, dans l'espace et en fonction de la variation des paramètres physicochimiques de l'eau.

Afin de remonter à l'origine de la minéralisation des eaux et d'identifier les différents processus qui en sont responsables, on a recourt à une étude des corrélations classiques entre les teneurs des différents éléments chimiques dans les eaux analysées. De là, nous présenterons les principaux mécanismes géochimiques impliqués dans l'évolution de l'eau du système aquifère. Nous décrirons ensuite la répartition spatiale des éléments en relation avec les mécanismes mis en évidence précédemment. Cette dernière étude sera complétée par une étude statistique des éléments majeurs (Analyse en Composante Principale ACP et une Classification Ascendante Hiérarchique CAH).

Ce premier volet des investigations est consacré à évaluer, d'une part la qualité globale de l'eau souterraine et, d'autre part à préciser les mécanismes d'acquisition de la minéralisation. On cherche aussi à appréhender qualitativement les phénomènes d'alimentation de la nappe et d'échange entre aquifère et à mettre en évidence la sensibilité de cette ressource d'eau souterraine face aux pressions anthropiques.

II- Prélèvements et analyses des eaux souterraines

Cette rubrique s'intéresse au prélèvement et la représentativité des échantillons d'eau ainsi qu'aux méthodes analytiques utilisées.

L'échantillonnage a été effectué au niveau des points d'eau dont l'accès nous a été autorisé. Ces forages d'eau appartiennent au Commissariat Régional au Développement Agricole de la région de Kébili et de Tozeur. Les forages à prélever sont choisis de manière à couvrir spatialement toute la zone d'étude. L'échantillonnage a pris en compte de ce fait la variabilité lithologique de la formation aquifère, la profondeur de captage de l'aquifère et l'intensité variable de la pression à laquelle l'aquifère est soumise.

En effet, des activités industrielles, commerciales et essentiellement agricoles sont concentrées dans ces régions. Par ailleurs, dans le secteur d'étude comme dans toutes les régions arides à semi-arides où les eaux de surface sont intermittentes, les eaux profondes constituent généralement l'essentiel des ressources mobilisées.

II-1 Prélèvement

Cent quatre échantillons ont été prélevés au cours de deux campagnes d'échantillonnage en Mars 2010 et 2011.

Pour s'assurer de la représentativité de l'échantillon, même si le forage est en fonctionnement, un écoulement de l'eau pendant 10 à 15 minutes a été toujours réalisé avant le remplissage des bouteilles du stockage des échantillons. Ces dernières sont préalablement nettoyées à l'acide nitrique HNO_3 ultra pur et à l'eau du prélèvement. L'échantillon est pris directement à la tête du forage.

La première campagne de prélèvement d'eau a intéressé 41 forages dans le bassin de la Nefzaoua où la nappe du Complexe Terminal est logée dans deux niveaux aquifères de profondeurs et de lithologies différentes:

- ✓ 38 forages captant l'aquifère du Sénonien carbonaté;
- ✓ 3 forages captant l'aquifère du Turonien carbonaté;

Malgré nos investigations de terrain, certains secteurs n'ont pu donner lieu à des prélèvements à cause de l'inaccessibilité des forages. Pour cela seulement trois forages ont été échantillonnés dans l'aquifère du Turonien.

La deuxième mission de terrain, a fait l'objet de 34 prélèvements d'eaux de la nappe du Complexe Terminal dans la région du Tozeur, 13 forages d'eau au niveau de la plaine de Chott el Gharsa et 16 forages de la région du Redjime Mâatoug. Ces eaux circulent dans des niveaux sablo-argileux d'âge Mio-pliocène; principal aquifère du bassin du Djérid.

A chaque point, nous avons prélevé deux bouteilles de 500 ml d'eau pour l'analyse des éléments majeurs (anions et cations).

Tous les échantillons sont conservés dans des bouteilles bien fermées, et sont filtrés par des filtres de 0,45µm avant d'être analysés.

Les paramètres physico-chimiques ont été mesurés sur le terrain à l'aide d'un appareil portatif (HI 9828 Multiparameter) qui permet de mesurer simultanément le pH, la conductivité électrique et la température.

La répartition géographique des points de prélèvements, classés par secteur d'échantillonnage et par aquifère, est donnée sur la figure 29. Leurs caractéristiques physico-chimiques sont données dans le tableau 5 de l'annexe II.

A chaque nom de forage est attribué un code qui commence par des lettres qui correspondent à l'aquifère capté: pour l'aquifère de carbonates du Turonien (T), les carbonates du Sénonien

(S), le Mio-pliocène du Régime Mâatoug (MR), le Mio-pliocène du Tozeur (MT) et le Mio-pliocène de la plaine de Chott El Gharsa (MC).

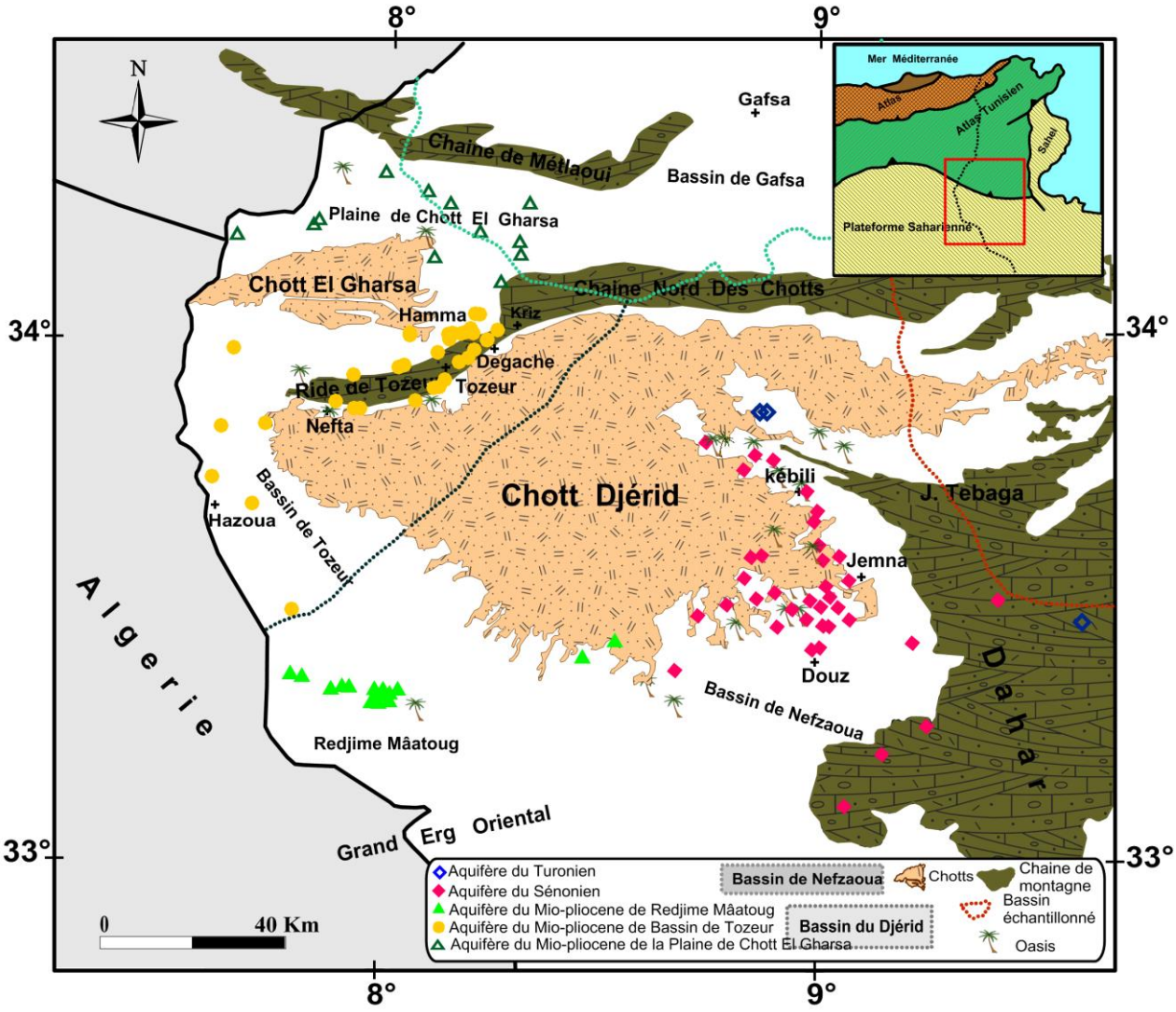


Figure 29. Carte de localisation des forages échantillonnés

II-2 Méthodes analytiques

Trois méthodes d'analyses sont utilisées pour déterminer les concentrations des différents éléments chimiques (éléments majeurs et en trace).

La méthode volumétrique ou titrimétrie a été utilisée pour le dosage des teneurs en bicarbonates. 50 ml de l'échantillon sont titrés par une solution de HCl 0,1N en présence de l'indicateur coloré Rouge de Méthyle.

Les cations majeurs (Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} et K^+) et les anions (SO_4^{2-}, Cl^- et NO_3^-) ont été analysés par Chromatographie en Phase Liquide à Haute Performance (HPLC) sur colonne IC-PakTM CM/D pour les cations, en utilisant l'EDTA et l'acide nitrique comme éluant.

Un chromatographe de type Metrohm équipée par une colonne CI SUPER-SEP a été utilisé pour la mesure des anions, avec de l'acide phtalique et acétonitrique comme éluant.
L'erreur analytique pour les ions est de l'ordre de 0.04 mg/l. Les teneurs en strontium ont été déterminées par absorption atomique.

III- Etude physico-chimique des eaux

III-1 Le pH

Le pH des eaux souterraines de la nappe du Complexe Terminal varie entre 7et 8,82. La moyenne étant de 7,9. L'augmentation du pH suit généralement l'évolution progressive du faciès des eaux. Le pH le plus faible est observé au niveau des eaux du forage Zaafrana 3 Ter (S44) qui capte les calcaires Sénonien alors que le pH le plus élevé est noté dans les eaux du forage Douz SONEDE (S51) captant le même aquifère.

III-2 La conductivité électrique (EC)

La conductivité électrique des eaux échantillonnées à partir des différents niveaux aquifères présente une grande amplitude de variation comprise entre 1090 et 9908 $\mu s.cm^{-1}$.
La valeur la plus faible de la conductivité (CE=1090 $\mu s.cm^{-1}$) a été enregistrée dans les eaux du forage Djébil Forêt (#S29). Ce dernier, se localise près des aires considérées comme zones de recharge de l'aquifère Sénonien.
Les eaux présentant des valeurs élevées à savoir celles des forages Douz 6 (#S53; CE=7450 $\mu s.cm^{-1}$), El Hsay 5 bis (#S55 ; CE=9260 $\mu s.cm^{-1}$) et Dhmirina (#S28 ; CE=9710 $\mu s.cm^{-1}$) du bassin de la Nefzaoua ainsi que celles des forages Kriz 4 (#MT77 ; CE=7670 $\mu s.cm^{-1}$), Kriz 5 (#MT73 ; CE=9908 $\mu s.cm^{-1}$) et Gouifla 7 (#MC103 ; CE=8800 $\mu s.cm^{-1}$) du bassin du Tozeur et de la plaine de Chott El Gharsa indiquent une minéralisation atypique dans le contexte géochimique de la nappe du Complexe Terminal. Ces valeurs élevées résultent des teneurs notables en sulfate et en chlorure.

III-3 La température

Les températures mesurées des eaux souterraines de différents niveaux aquifères de la nappe du Complexe Terminal varient de 18°C à 45°C, avec une moyenne proche de 31,5 °C.
D'une façon générale, les eaux de bassin Est, la Nefzaoua, présentent les températures les plus faibles. Ceci est probablement dû à la profondeur relativement faible des forages, qui varient dans la majeure partie de 30 à 150 m. Par contre, la partie Ouest du bassin fournit des eaux plus chaudes dont la température est comprise entre 22 et 45°C.

Les forages exploitant les eaux de bassin du Djérid, ont une profondeur de captage supérieure à 100 m à l'exception de quelques forages dans les zones où la nappe affleure. Ils traversent une épaisse couche d'argile dont l'épaisseur varie d'une région à une autre. La température des eaux souterraines suit donc le gradient géothermique en enregistrant des températures qui augmentent en allant plus en profondeur.

III-4 Eléments chimiques majeurs et faciès chimiques des eaux

Les principales propriétés statistiques des paramètres chimiques mesurées sur les échantillons d'eaux de différents bassins étudiés sont synthétisées dans le Tableau 1. La nappe du CT est considérée dans son ensemble.

Tableau1: Variation des paramètres chimiques des eaux du CT (en mg/l)

Paramètres	Minimum	Maximum	moyenne	Ecart-type
Cl^-	135.4	2775.3	801	530.7
NO_3^-	0	108	21.3	18.6
SO_4^{2-}	141.5	2307.6	996.6	462.8
HCO_3^-	54.9	250	132.4	23.3
Na^+	77.9	1357.2	432.1	259
K^+	0	73.5	19.6	12
Mg^{2+}	25.3	366.4	124.7	55.1
Ca^{2+}	67.9	941.3	340.5	152.5

Les paramètres étudiés statistiquement montrent généralement une variation importante (Tableau1). La moyenne est influencée par les teneurs atypiques qui sont mesurées dans certains échantillons. Le potassium (0-73,5 mg/l) et les nitrates (0-108 mg/l) présentent les teneurs les plus faibles contrairement aux teneurs en bicarbonates (54,9-250 mg/l) et en magnésium (25,3-366,4 mg/l) moyennement importantes et à celles en calcium (67,9-941,3 mg/l), sodium (77,9-1357,2 mg/l), sulfates (141,5-2307,6 mg/l) et en chlorures (135,4-2775,3 mg/l) qui sont élevées. Ces derniers éléments semblent être les plus contributifs à la minéralisation des eaux du CT. Cette forte variabilité est certainement à mettre en parallèle avec la variabilité des minéraux constitutifs des roches encaissantes. Ceci est liée aussi à des processus secondaires, tels que l'évaporation des eaux lors de leur infiltration et le mélange des masses d'eaux de salinités et de faciès chimiques différents qui peuvent modifier le chimisme des eaux souterraines.

En complément, le diagramme de Piper, donnant des abondances relatives de chaque élément dissous, permet de visualiser les faciès chimiques des échantillons d'eau de la nappe du CT. Ces derniers sont représentés par aquifère et par bassin échantillonné sur la figure 30.

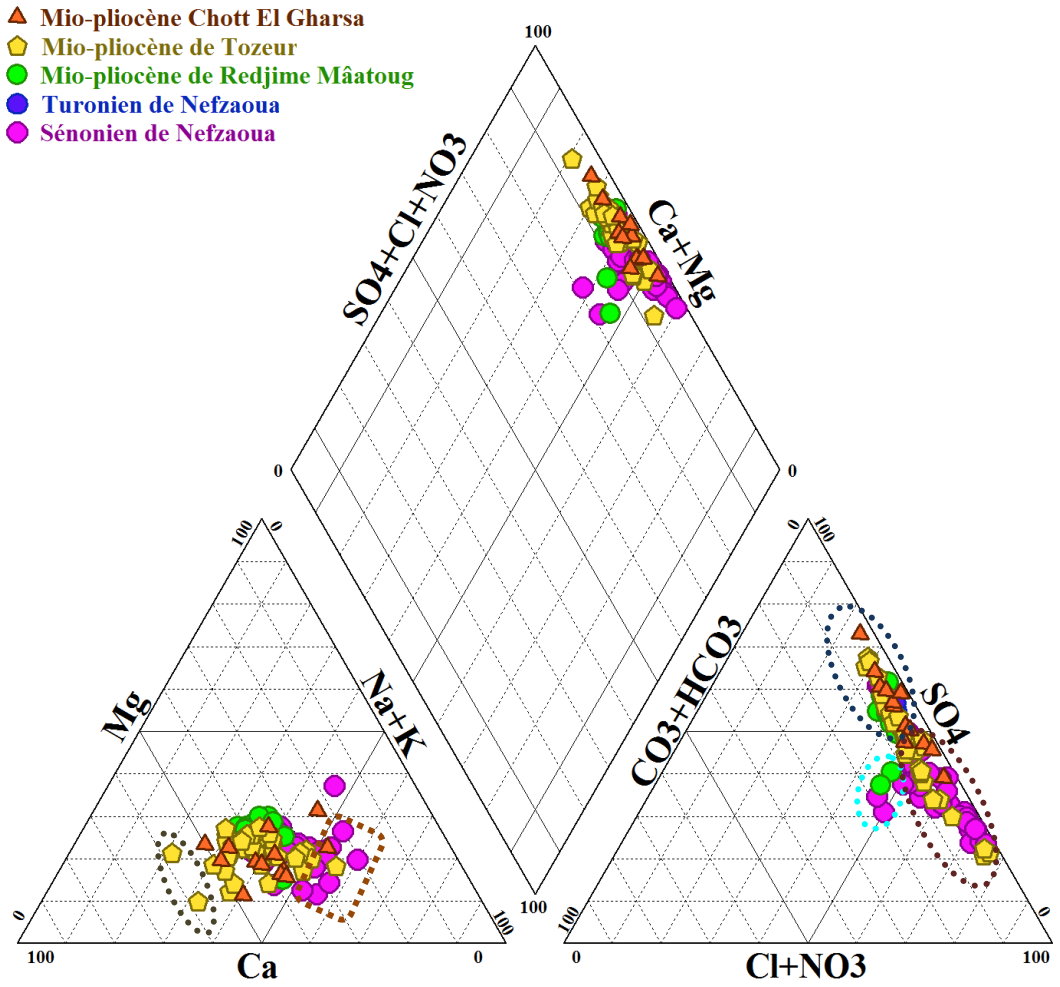


Figure 30. Diagramme de Piper pour les aquifères du CT de bassin du Djérid et de Nefzaoua

Il apparaît clairement que les eaux sont de type chloruré sulfaté sodique et chloruré sulfaté calcique et magnésien. On remarque, que dans le triangle des cations, le nuage de point représentatif des points d'eaux est beaucoup moins dispersé qu'il ne l'est dans celui des anions. Le rapport des cations est donc plus ou moins conservé quel que soit la formation aquifère captée.

Quelques échantillons du Sénonien font l'exception en présentant un excès en sodium et 2 autres échantillons de Tozeur ayant un excès en calcium par rapport aux autres. Le rapport des anions est par contre très variable, passant d'un pôle chloruré à un pôle plus sulfaté.

Les échantillons #S29, #S49, #MR8 et #MR10 sont dans la plupart du temps caractérisés par une composition cationique et anionique mixte. Ces échantillons ont des teneurs en ions

dissous relativement faible en comparaison avec les autres points d'eau. Ceci peut être dû à leur temps de contact relativement court avec la roche encaissante.

Les eaux de ces différents aquifères ont donc une composition chimique dominante du type Na-Cl-SO_4 et Ca-Mg-Cl-SO_4. Ce type d'eau résulte probablement de la dissolution de l'halite, dolomite, calcite et du gypse. Cette composition chimique reflète non seulement la dissolution des minéraux carbonatés et évaporitiques mais aussi la possibilité de l'existence d'un mélange entre des aquifères à compositions différentes.

IV- Origine des éléments chimiques

On tente dans cette partie de déterminer les divers processus géochimiques pouvant avoir lieu dans l'aquifère et conduisant aux faciès chimiques déjà mis en évidence. L'origine de ces éléments chimiques peut être étudiée à partir des corrélations qui existent entre eux.

IV-1 Les éléments Na^+- K^+ - Cl^-

Le chlorure est considéré comme un traceur conservatif des évaporites, très soluble, et qui entre rarement dans les précipitations salines. L'évolution des teneurs en chlorures, sodium et en potassium dans les eaux du CT est illustrée par la figure 31.

Les concentrations en Na et K montrent une corrélation positive avec les chlorures, en dépit d'une dispersion importante des points autour de la droite moyenne. Les échantillons les moins concentrés en ces éléments sont: #T1 pour les eaux du Turonien, #S29 et #S49 pour les eaux du Sénonien, #MR8 et #MR10 pour les eaux du Redjime Mâatoug, #MT58 pour les eaux du Tozeur et #MC92, #MC97 pour les eaux échantillonnées de la plaine de Chott El Gharsa.

Les échantillons les plus concentrés et en gardant le même ordre de classement des aquifères sont: #T2, #T3, #S55, #MR9, #MR19, #MT73, #MC94 et #MC102.

L'augmentation des teneurs en Na, K et Cl peut être reliée à une dissolution de l'halite contenue dans les formations évaporitiques et à la dissolution du chlorure de potassium. Néanmoins, la majeure partie des données est située en dessous de la droite de pente 1 indiquant donc un excès de chlore par rapport au sodium ce qui plaide en faveur d'une autre origine de ces teneurs à part la dissolution de ce minéral.

En milieu aride, le phénomène d'évaporation des eaux d'irrigation qui stagne à la surface, peut jouer également un rôle important dans la concentration des dépôts de sel et entraîner une augmentation progressive de la salinité des solutions de la zone non saturée. Le lessivage de ces derniers par les eaux de pluie et le retour des eaux d'irrigation auront comme résultat une eau chargée en sels et surtout en chlorures. Ces derniers sont des ions très mobiles

contribuant ainsi à l'acquisition de la charge saline des eaux de la nappe en particulier si le toit de la formation aquifère est peu profond. Cette observation peut être le cas des échantillons #S31, #S50, #S53, #S55, #S57, #MT73 et #MT77, qui se trouvent dans des zones connues par leurs fortes activités agricole, les régions Douz/El Hsay dans le bassin de la Nefzaoua et région de Kriz dans le bassin de Tozeur et dont la profondeur de captage se trouve à moins de 60m.

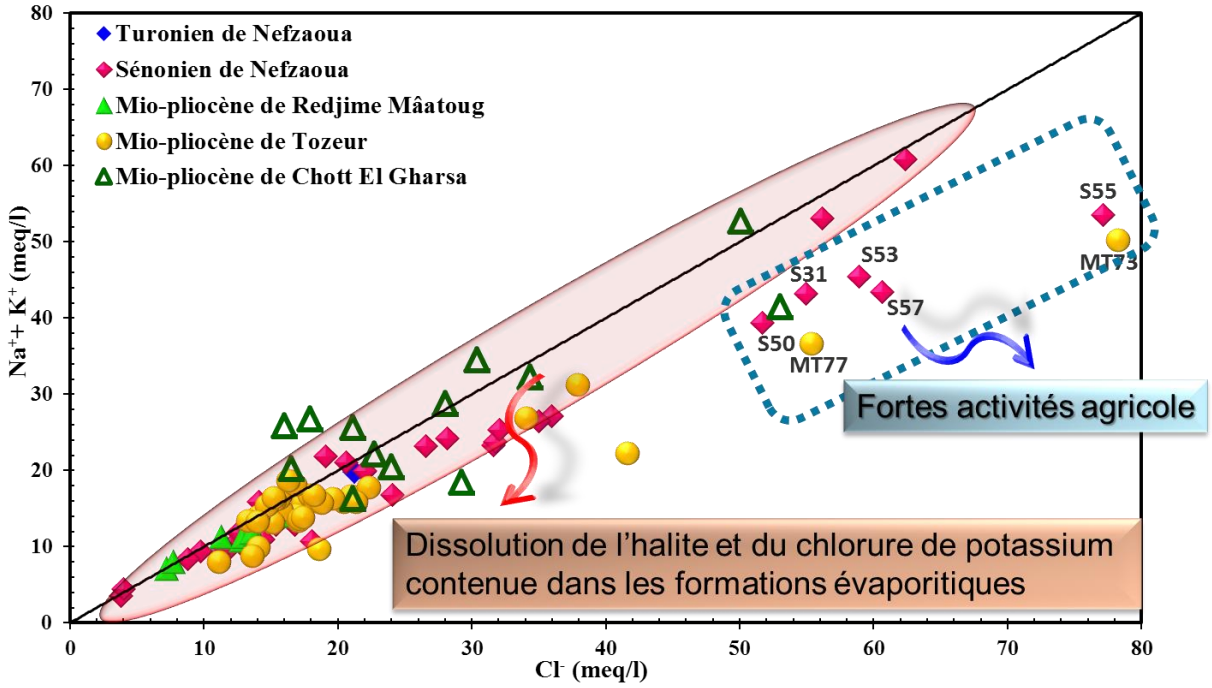


Figure 31: Evolution des teneurs en Na^+ et K^+ en fonction de celles en Cl^-

Par contre, les eaux qui se trouvent enrichies en Na et K par rapport au Cl plaident en faveur de l'existence d'autres origines de ces ions à part la dissolution de l'halite et du chlorure de potassium. Dans ce cas, on pourrait penser aux échanges ioniques, courant au sein des argiles entre cations monovalent (Na^+, K^+) et divalents (Ca^{2+}, Mg^{2+}). La présence conjointe des formations carbonatées et des argiles dans le contexte géologique de la nappe du CT, peut favoriser un tel échange. L'intensité de ces phénomènes d'échange de base est généralement proportionnelle au temps de séjour des eaux dans le réservoir. Ces phénomènes peuvent se surimposer aussi aux processus de précipitation des minéraux. En effet, ces derniers sont des processus qui ne se produisent que si la solution atteint son équilibre avec un tel minéral alors que les phénomènes d'échanges ioniques sont des processus continus.

IV-2 Les éléments Ca^{2+}, Mg^{2+}, SO_4^{2-} et HCO_3^-

On examine ici l'origine carbonatée et/ou évaporitique des ions calcium, magnésium, sulfate et bicarbonate dans les eaux du CT. Les variations des teneurs en Ca^{2+} et Mg^{2+} en fonction de celle en HCO_3^- et SO_4^{2-} des eaux souterraines sont reportées sur la figure 32a, b. On remarque d'après la relation ci-dessous que la plupart des échantillons sont plus influencés par la dissolution des minéraux évaporitiques que carbonatés.

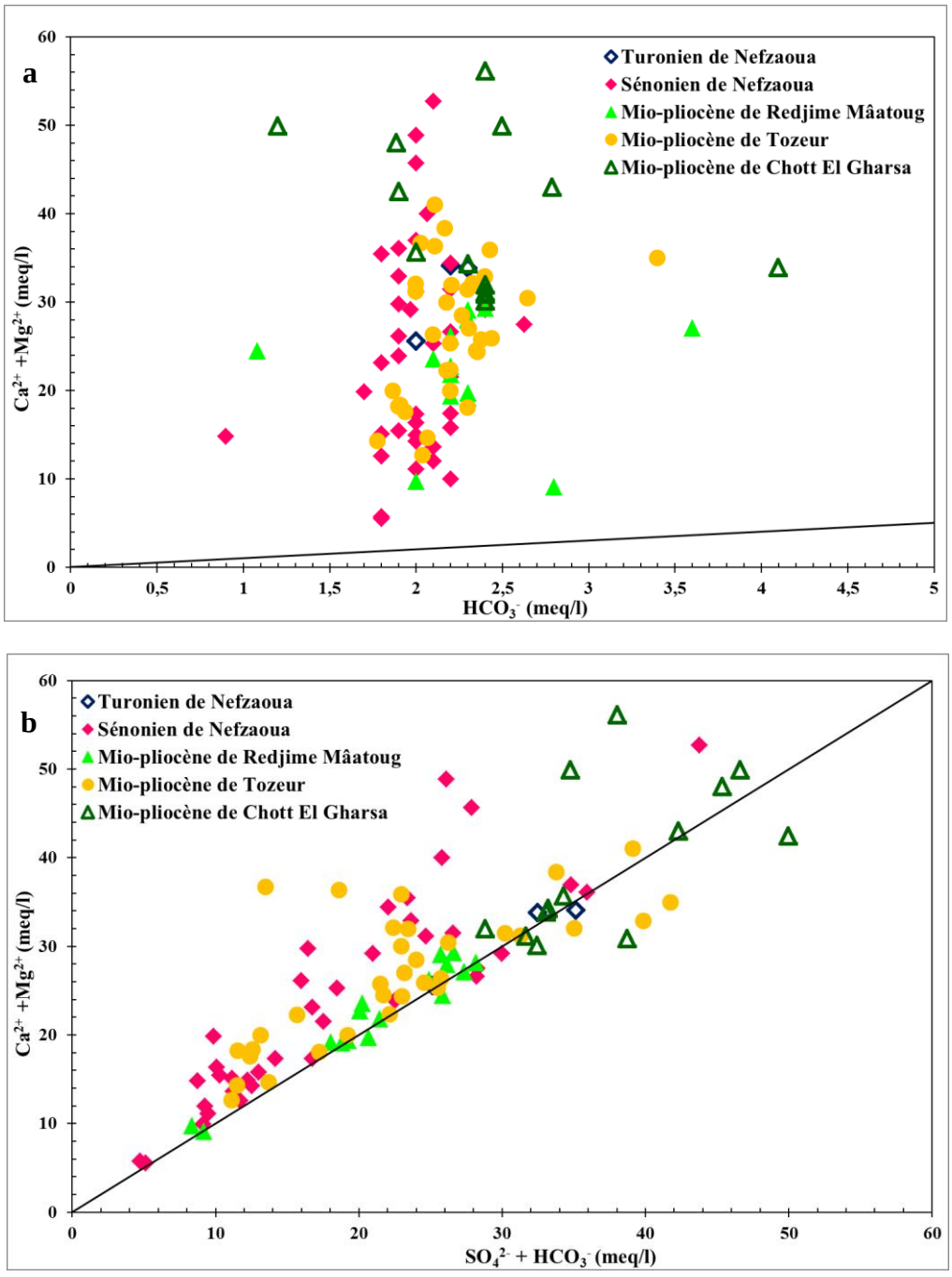


Figure 32a, b. Variation des teneurs en Calcium/Magnésium en fonction de celles en Sulfate/bicarbonate

Aucune corrélation positive n'est observée entre les teneurs en calcium, magnésium et celles en HCO_3^- (Figure 32a). La grande majorité des points est néanmoins située de part et d'autre de la droite correspondant à la stœchiométrie de (Ca, Mg) SO_4 (Figure 32b). D'autres échantillons apparaissent enrichis en calcium et en magnésium par rapport aux sulfates et aux bicarbonates. Ces observations suggèrent donc que la dissolution des ions calcium et magnésium à partir des évaporites est plus importante qu'à partir des carbonates et que les fortes teneurs en Ca, Mg et en SO_4 sont plus liées à la dissolution des évaporites essentiellement le gypse, l'anhydrite et le sulfate de magnésium.

D'autre part, d'après la disposition des échantillons dans les diagrammes de mélanges SO_4^{2-}/Ca^{2+} *vs* $1/Ca^{2+}$ et SO_4^{2-}/Cl^- *vs* $1/Cl^-$ on note les faits suivants (Figure 33):

- ✓ Vers la partie orientale du bassin, à travers les calcaires fissurés du Sénonien, la majorité des points d'eau de l'aquifère Sénonien présentent des rapports SO_4^{2-}/Cl^- inférieurs à 0,4. Vers le secteur occidental, où les eaux transitent exclusivement par des matériaux détritiques des sables du Mio-pliocène les eaux ont des valeurs plus élevées du rapport SO_4^{2-}/Cl^-.
- ✓ Les eaux de la nappe du Complexe Terminal forment un nuage de points tripolaire. Dans le diagramme SO_4^{2-}/Cl^- *vs* $1/Cl^-$ une part importante des échantillons se situent entre un pôle caractérisé par les rapports les plus faibles en 1/Cl et un pôle représenté par les rapports les plus élevés en SO_4^{2-}/Cl^-. Cette évolution vers une eau plus riche en chlorure et en sulfate traduit principalement le rôle de la dissolution de l'halite et du gypse dans l'acquisition de la charge saline de ces eaux.
- ✓ Le troisième pôle présente l'eau la moins minéralisée (échantillons #S29 et #S49) échantillonnée à l'extrême sud du bassin de la Nefzaoua.
- ✓ Le diagramme SO_4^{2-}/Ca^{2+} *vs* $1/Ca^{2+}$ montre aussi que les échantillons d'eau se répartissent entre un pôle caractérisé par des rapports SO_4^{2-}/Ca^{2+} élevés et un pôle avec des rapports faibles en $1/Ca^{2+}$. La combinaison de ces observations nous permet de conclure que l'origine de ces ions est principalement la dissolution des minéraux évaporitiques essentiellement le gypse et le sulfate de magnésium. L'excès en calcium observé dans certains échantillons et qui ne peut pas être attribué à la dissolution de la calcite (voir diagramme Ca *vs* HCO_3) peut plaider en faveur de la présence de $CaCl_2$.

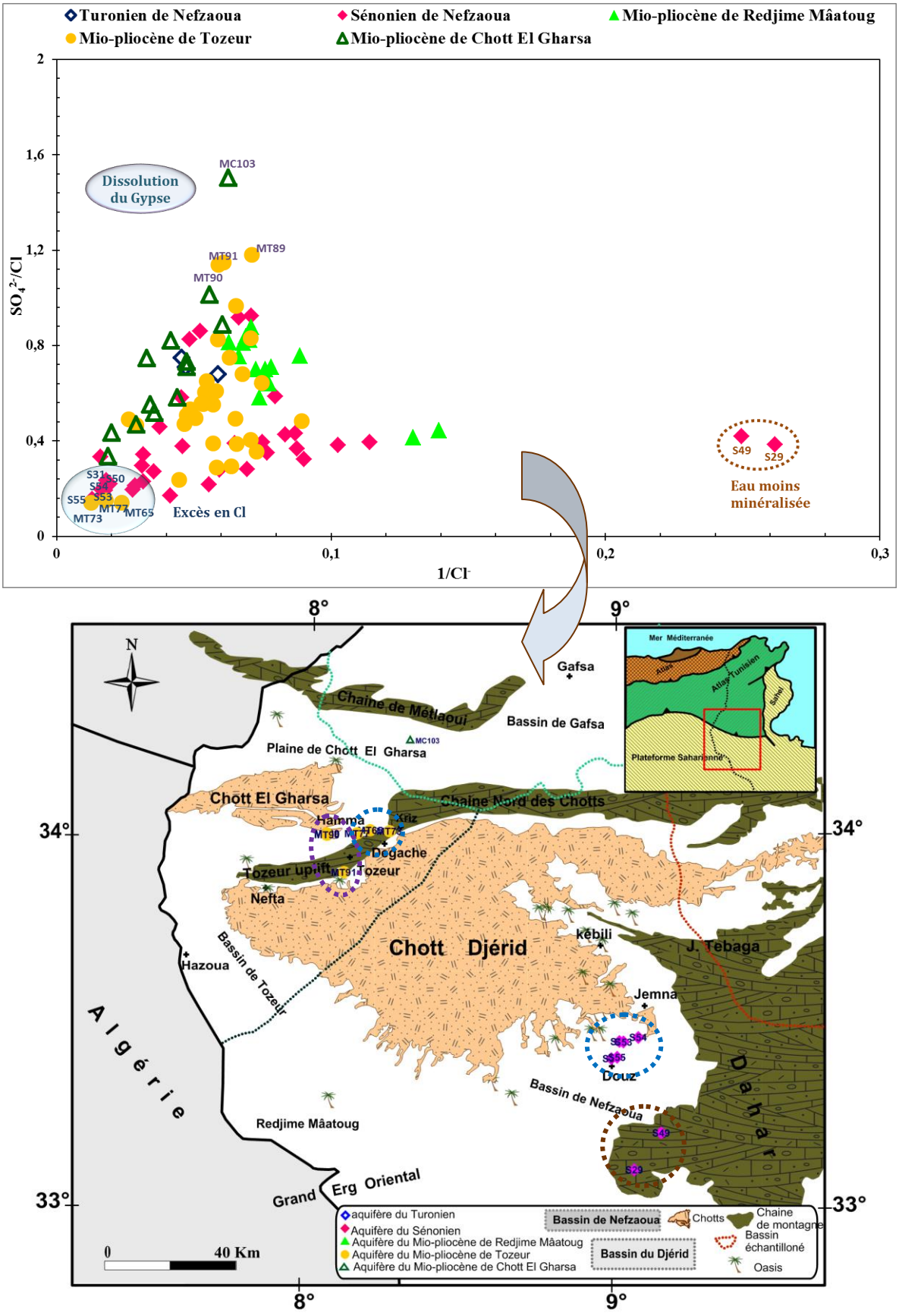


Figure 33a. Evolution des rapports élémentaires des ions sulfate et chlorure et répartition spatiale des différents pôles

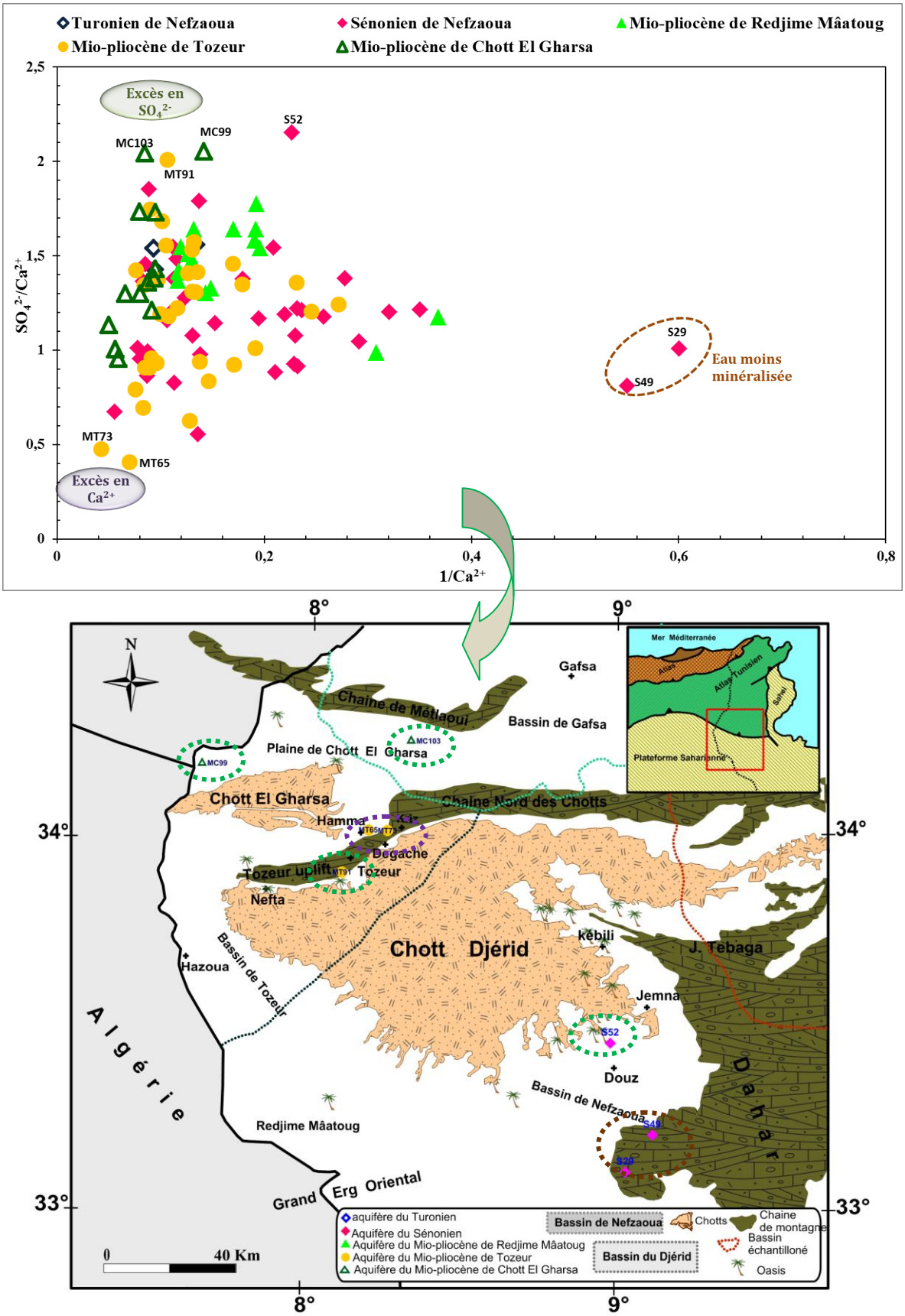


Figure 33b. Evolution des rapports élémentaires des ions calcium et sulfate et répartition spatiale des différents pôles

✓ La gamme de variation importante des teneurs en ces ions observée dans la majorité des échantillons peut être expliquée par (1) la diversité lithologique de chaque niveau aquifère, (2) la variabilité de la composition minéralogique de chaque aquifère qui détermine ainsi la composition chimique propre de chaque eau souterraine traversant l'une ou l'autre de ces formations.

Dans ce contexte, l'eau traversant les sables du Mio-pliocène de la plaine de Chott El Gharsa semble être la plus minéralisée. La chimie de la majorité de ses échantillons est plus influencée par la dissolution des minéraux évaporitiques.

IV-3 Les nitrates

Sur la figure 34, on a reporté la variation des teneurs en nitrates en fonction de la profondeur de captage des différents points d'eau.

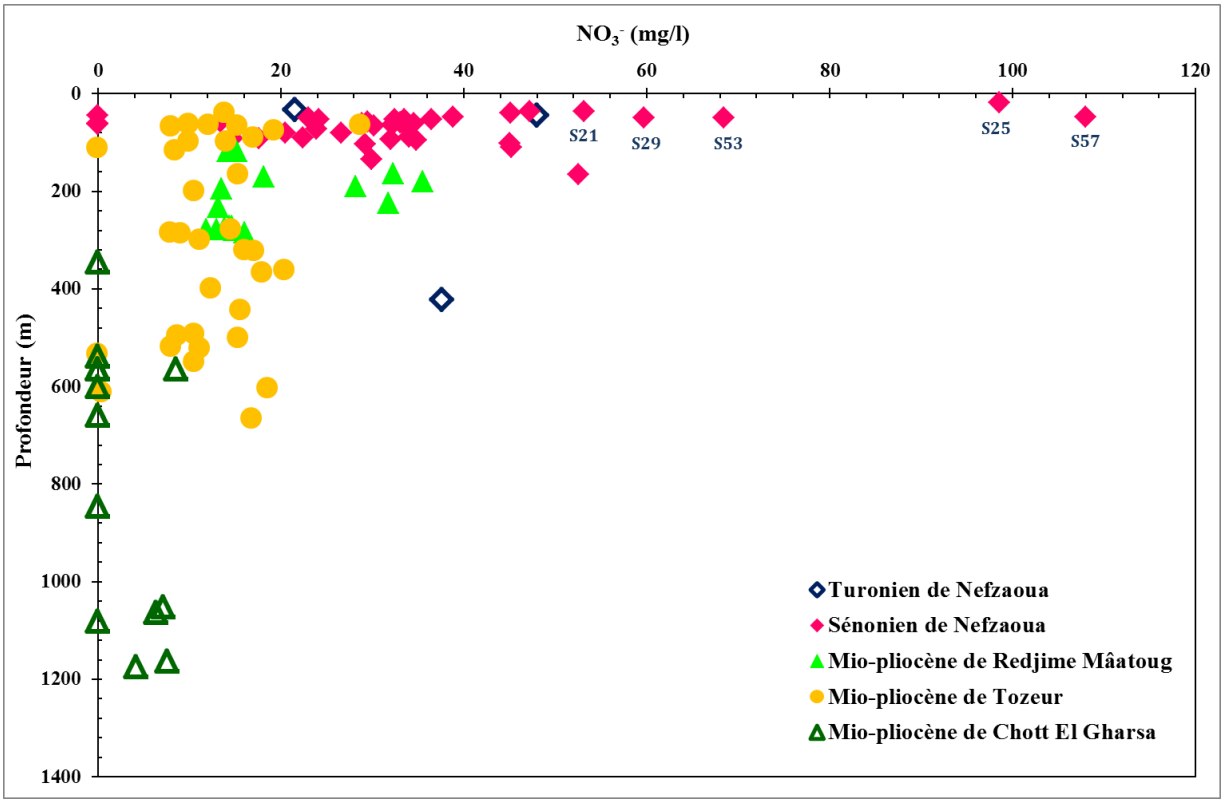


Figure 34. Variation des teneurs en nitrate en fonction de la profondeur de captages des eaux

La distribution des teneurs en nitrates dans les différents niveaux aquifères est hétérogène ce qui atteste d'une complexité des facteurs qui l'affectent.

Certains de ces échantillons ont des concentrations en nitrate qui dépassent 50 mg/l. La majorité de ces eaux ont été prélevées à partir des forages dont la profondeur de captage ne

dépasse pas 60 m. Cela pourrait être lié donc à une source anthropique ou à un apport d'eau à partir de la nappe phréatique qui est très influencée par les pratiques agricole de la région (El Fahem et al., 2004, Marlet et al., 2007, Zammouri et al., 2009).

Le risque de la contamination des eaux de la nappe dans certains endroits par les nitrates constitue une problématique intéressante qui devrait être prise en considération par les agriculteurs ainsi que par les gens des CRDA. Un début de contamination est déjà enregistrée au niveau du forage Djébil forêt (#S29) dont les eaux présentent une salinité faible de l'ordre de 0.6 g/l. Des teneurs en nitrate de l'ordre de 59.7 g/l ont été notées dans ces eaux, qui, devraient être valorisées pour l'utilisation en eau potable dans la région.

V- Etude de la répartition spatiale des éléments chimiques

L'étude de la distribution spatiale des teneurs en éléments dissous peut apporter une contribution importante à l'étude du comportement hydrochimique des eaux souterraines dans la nappe du Complexe Terminal. Les teneurs de tous les éléments indiquent un grand contraste entre les différents bassins échantillonnés ce qui confirme la complexité des processus qui régissent la minéralisation des eaux.

En se basant sur les différentes observations, les interprétations déjà effectuées et d'après les cartes ci-dessous (Figure 35), on peut tirer que la composition chimique des eaux souterraines est régie principalement par les facteurs suivants:

1. Facteur lithologique: La variation des teneurs en éléments chimiques est due principalement à la diversité lithologique de chaque niveau aquifère qui détermine ainsi la composition chimique propre de chaque eau souterraine traversant l'une ou l'autre des formations lithologiques (sable, sable argileux, calcaire, calcaire dolomitique, dolomie, l'existence des lentilles du gypse et d'halite…).
2. Facteur structural: La circulation des eaux souterraines se fait le long des zones de circulation privilégiées qui sont essentiellement les fissures et les failles. De ce fait, une partie du cachet chimique de l'eau est également acquise à l'occasion des communications latérales et verticales entre des niveaux aquifères différents. C'est particulièrement le cas lors des accidents tectoniques majeurs et des passages latéraux de faciès (passage des calcaires vers les sables). Ces directions permettent une individualisation d'eaux qui présentent des rapports ioniques différents, montrant ainsi le mélange entre différentes masses d'eau et empêchent donc la masse liquide d'avoir une composition chimique homogène. Cela réduit l'effet de la concentration par dissolution sur la composition chimique des eaux souterraines. De ce fait, la

minéralisation des eaux et les teneurs en éléments dissous ne montrent pas d'accroissement sensible de l'amont vers l'aval de l'aquifère: elle est différente d'un forage à un autre sans aucune relation avec la localisation à proximité ou non des zones de recharge et/ou de décharge.

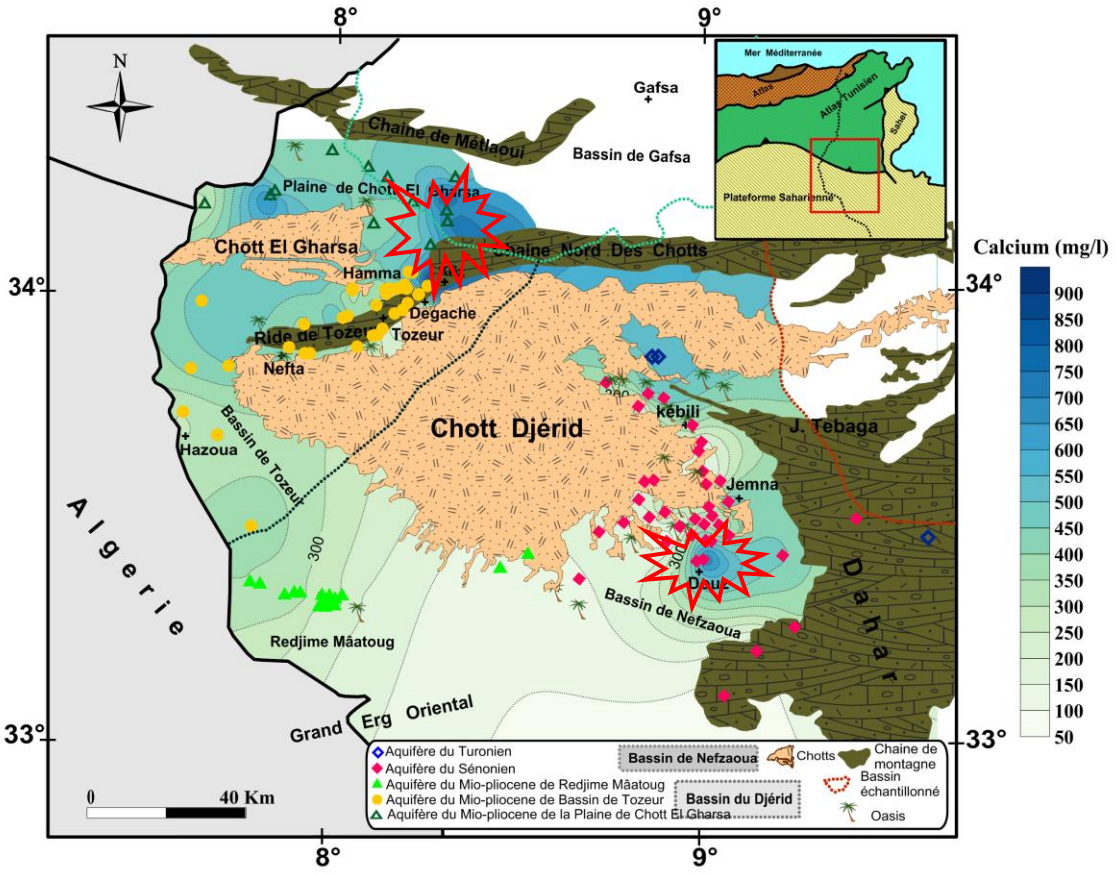
3. Facteur anthropique: Les concentrations des nitrates qui dépassent 50 mg/l dans certains forages et l'excès en sulfate peuvent être expliqués par une origine essentiellement diffuse due aux apports des fertilisants enrichissant les eaux souterraines par lessivage des sols agricoles.

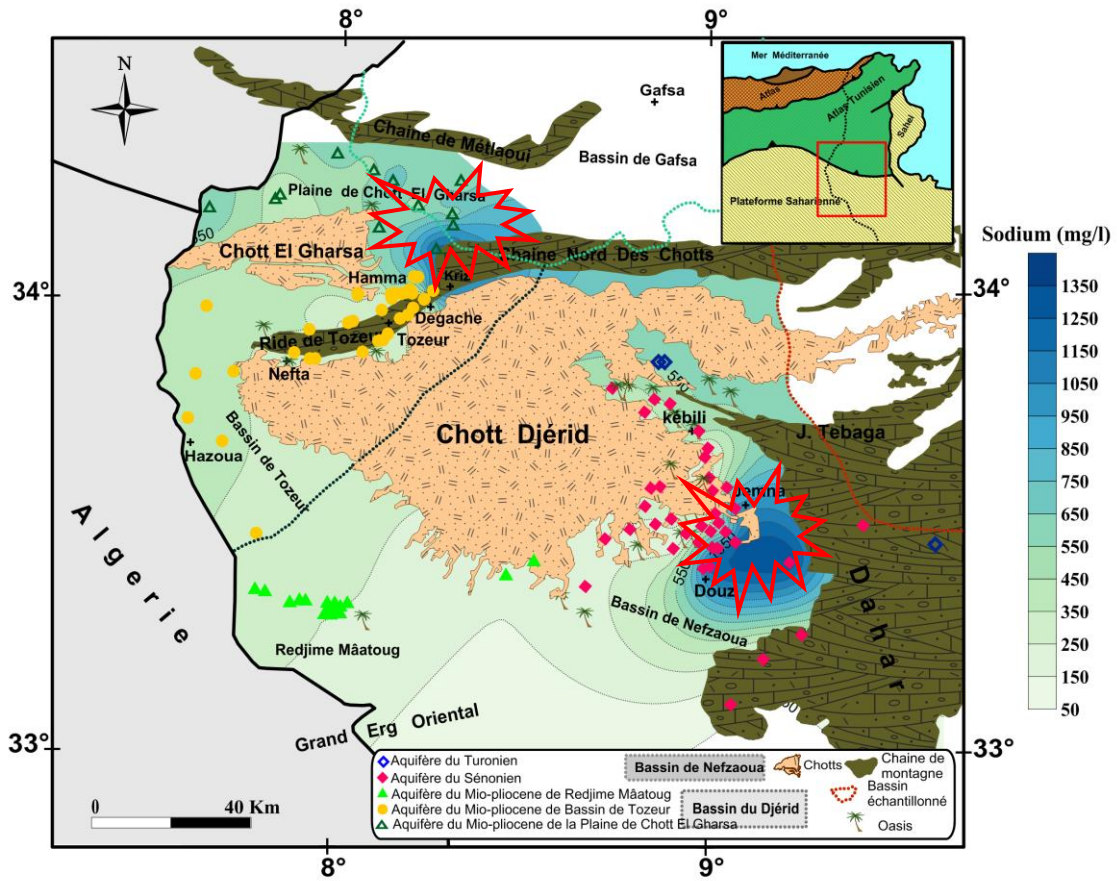
D'après les variations déjà discutées, on peut poser l'hypothèse suivante: le fonctionnement hydrodynamique de la nappe du Complexe Terminal s'effectue selon un modèle bien déterminé: deux voies principales d'écoulement existent dans l'aquifère. L'une se dirige vers la partie orientale du bassin, à travers les calcaires fissurés du Sénonien, où le mode de circulation est relativement élevé et rapide. Au niveau des zones de recharge, le temps de transit court et la mise en solution faible des éléments chimiques suite au contact eau/roche court peuvent expliquer la faible concentration en éléments dissous des eaux.

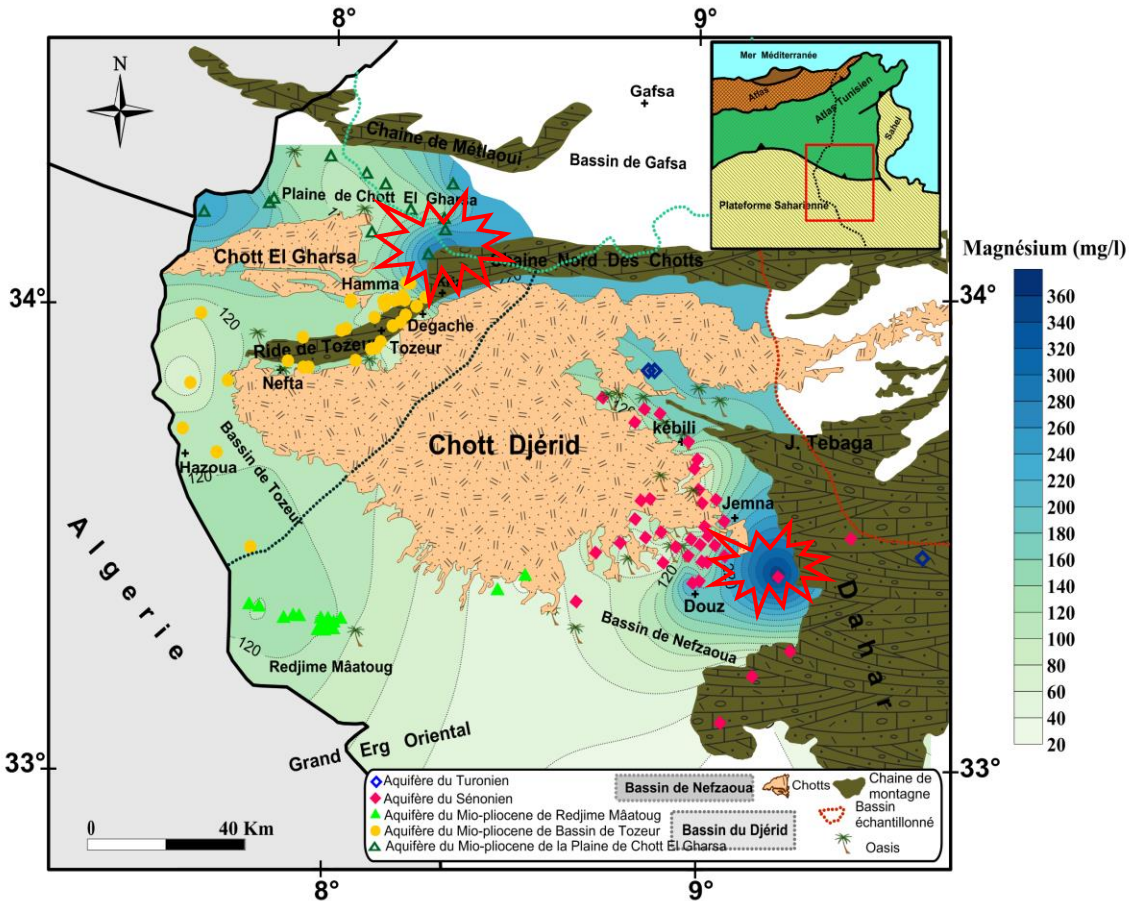
L'autre voie d'écoulement se dirige vers le secteur occidental et transite exclusivement par des matériaux détritiques qui sont les sables du Mio-pliocène où l'écoulement est plus lent. Le temps de résidence y est plus élevé et le processus d'interaction eau/roche est important. Dans la partie Ouest du bassin, les conditions hydrodynamiques et hydro chimiques semblent être variées et confèrent de ce fait un intérêt particulier à la nappe du CT dans ces régions.

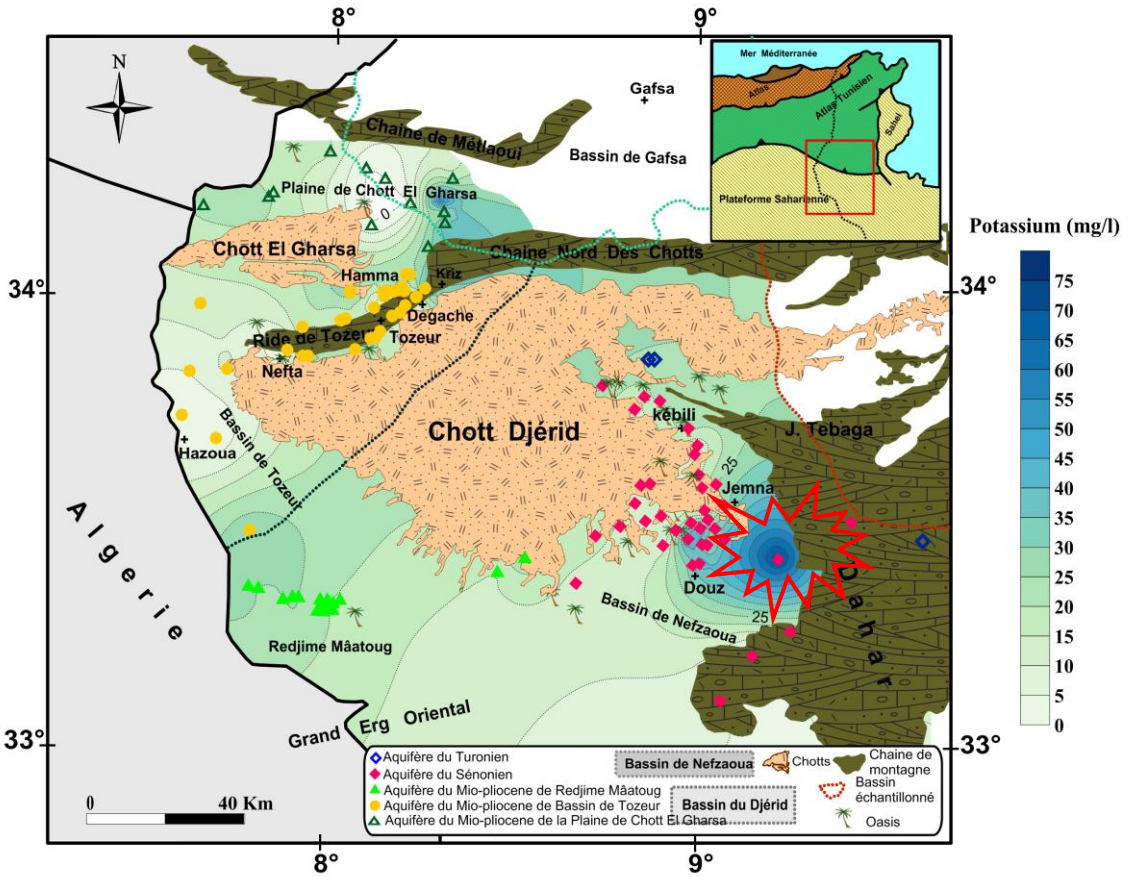
Les différents échantillons d'eaux dans les régions du Djérid se trouvent influencés tant par les carbonates que les évaporites (SO_4, Ca, Na important) et tant par les chlorures que les sulfates. D'autres échantillons sont influencés par les sulfates que les carbonates et les chlorures dans la région el Oudiane dans le Djérid et la presque île de Kébili au niveau de la Nefzaoua.

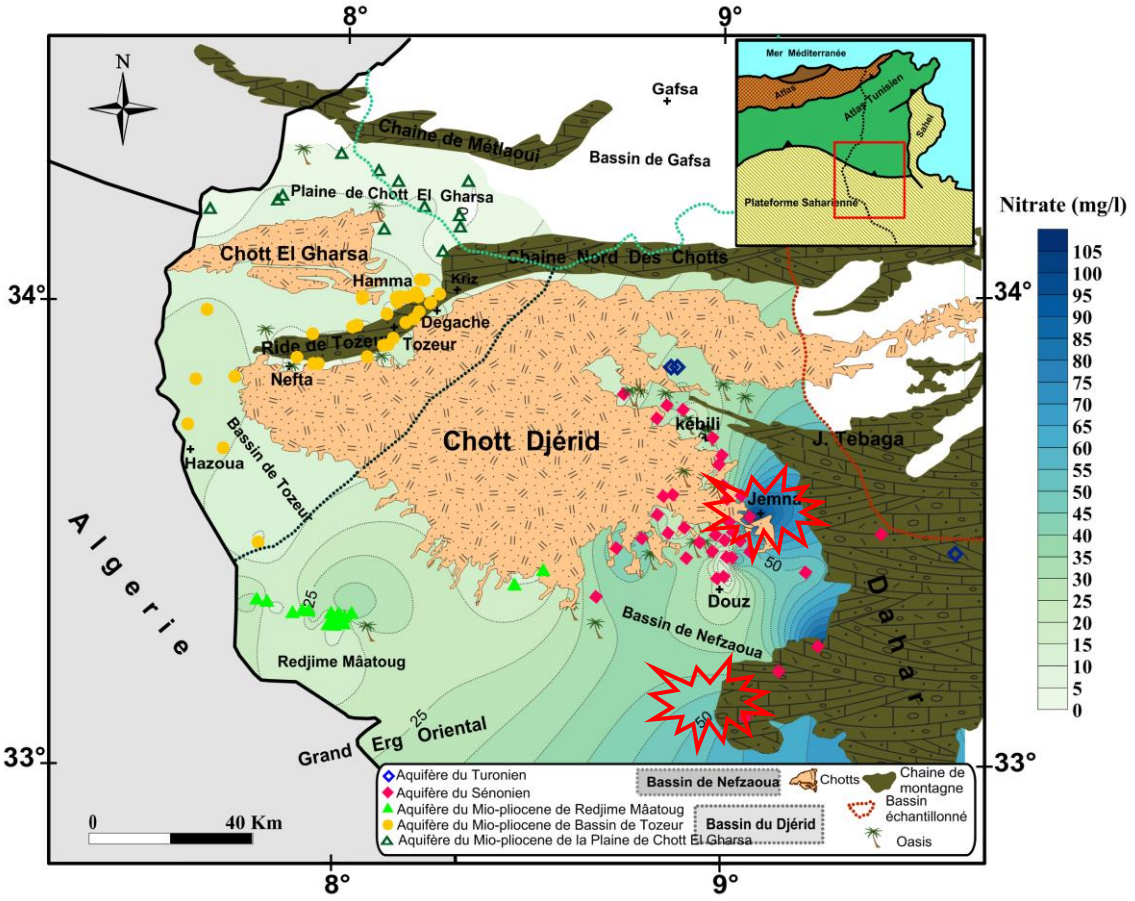
Il est très important de noter que certaines localités peuvent former des zones à risque. Ces zones, comme la montre la figure ci-dessus, présentent les teneurs les plus élevées de tous les éléments chimiques, entre autres, des teneurs importantes en nitrate, qui, dans la majorité des cas constitue un signe de pollution. Le contrôle de l'exploitation de la nappe du CT dans ces zones, essentiellement dans les localités Douz, el Oudiane et Gouifla est nécessaire.

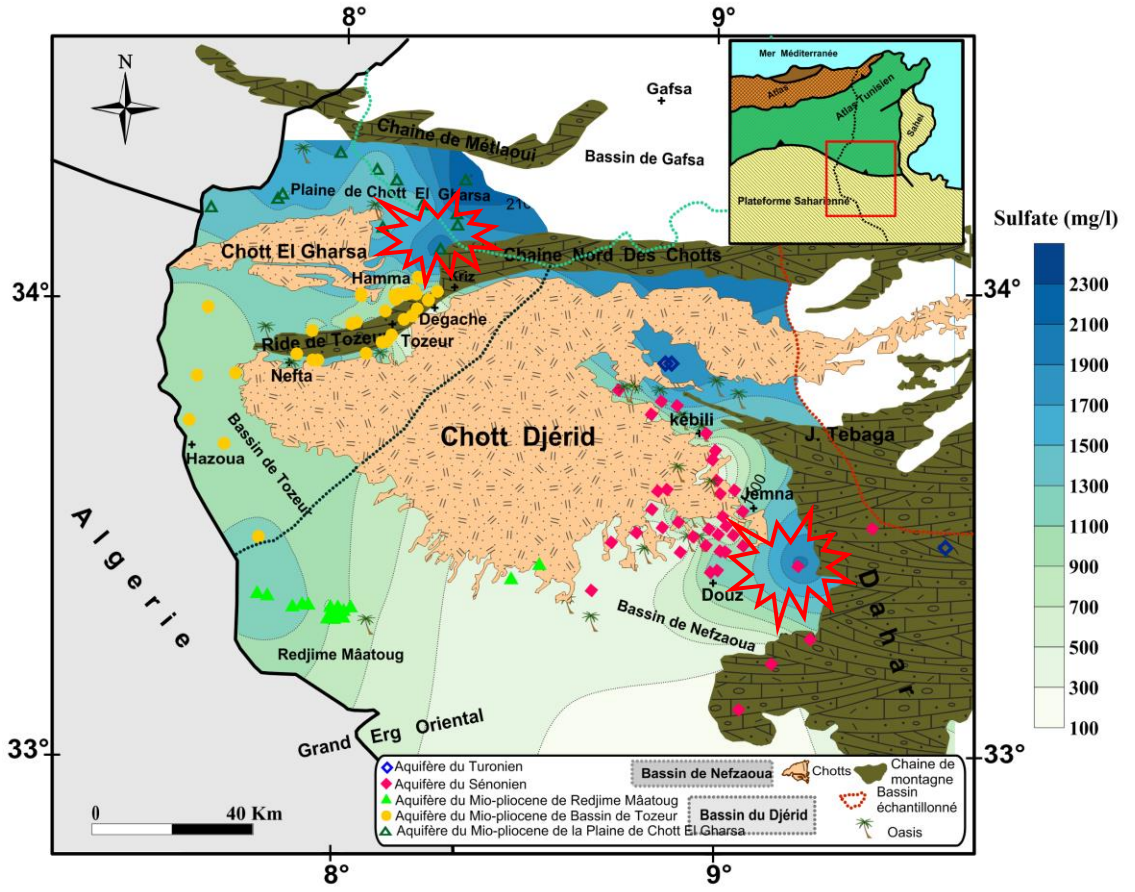

8°
9°
34°
33°
N
Mer Méditerranée
Atlas
Atlas Tunisien
Sahel
Plateforme Saharienne
Gafsa
Chaine de Métlaoui
Bassin de Gafsa
Plaine de Chott El Gharsa
Chott El Gharsa
Chaine Nord Des Chotts
Hamma
Degache
Ride de Tozeur
Tozeur
Nefta
Kébili
J. Tebaga
Chott Djérid
Hazoua
Bassin de Tozeur
Jemna
Douz
Bassin de Nefzaoua
Algerie
Dahar
Redjime Mâatoug
Grand Erg Oriental
0
40 Km
Aquifère du Turonien
Aquifère du Sénonien
Aquifère du Mio-pliocene de Redjime Mâatoug
Aquifère du Mio-pliocene de Bassin de Tozeur
Aquifère du Mio-pliocene de la Plaine de Chott El Gharsa
Bassin de Nefzaoua
Bassin du Djérid
Chotts
Chaine de montagne
Bassin échantillonné
Oasis
Calcium (mg/l)
900
850
800
750
700
650
600
550
500
450
400
350
300
250
200
150
100
50


8°
9°
34°
33°
N
Mer Méditerranée
Atlas
Atlas Tunisien
Sahel
Plateforme Saharienne
Gafsa
Chaine de Métlaoui
Bassin de Gafsa
Plaine de Chott El Gharsa
Chott El Gharsa
Chaine Nord Des Chotts
Hamma
Degache
Ride de Tozeur
Tozeur
Nefta
Kébili
J. Tebaga
Chott Djérid
Hazoua
Bassin de Tozeur
Douz
Bassin de Nefzaoua
Algerie
Dahar
Redjime Mâatoug
Grand Erg Oriental
0
40 Km
Aquifère du Turonien
Aquifère du Sénonien
Aquifère du Mio-pliocene de Redjime Mâatoug
Aquifère du Mio-pliocene de Bassin de Tozeur
Aquifère du Mio-pliocene de la Plaine de Chott El Gharsa
Bassin de Nefzaoua
Bassin du Djérid
Chotts
Chaine de montagne
Bassin échantillonné
Oasis
Sodium (mg/l)
1350
1250
1150
1050
950
850
750
650
550
450
350
250
150
50


8°
9°
34°
33°
N
Mer Méditerranée
Atlas
Atlas Tunisien
Sahel
Plateforme Saharienne
Gafsa
Chaine de Métlaoui
Bassin de Gafsa
Plaine de Chott El Gharsa
Chott El Gharsa
Chaine Nord Des Chotts
Hamma
Degache
Tozeur
Ride de Tozeur
Nefta
Chott Djérid
kébili
J. Tebaga
Jemna
Douz
Dahar
Hazoua
Bassin de Tozeur
Algerie
Redjime Mâatoug
Bassin de Nefzaoua
Grand Erg Oriental
0
40 Km
Aquifère du Turonien
Aquifère du Sénonien
Aquifère du Mio-pliocene de Redjime Mâatoug
Aquifère du Mio-pliocene de Bassin de Tozeur
Aquifère du Mio-pliocene de la Plaine de Chott El Gharsa
Bassin de Nefzaoua
Bassin du Djérid
Chotts
Chaine de montagne
Bassin échantillonné
Oasis
Magnésium (mg/l)
360
340
320
300
280
260
240
220
200
180
160
140
120
100
80
60
40
20


8°
9°
34°
33°
N
Mer Méditerranée
Atlas
Atlas Tunisien
Sahel
Plateforme Saharienne
Gafsa
Chaine de Métlaoui
Bassin de Gafsa
Plaine de Chott El Gharsa
Chott El Gharsa
Chaine Nord Des Chotts
Hamma
Kriz
Degache
Tozeur
Ride de Tozeur
Nefta
Chott Djérid
kébili
J. Tebaga
Jemna
Douz
Dahar
Hazoua
Bassin de Tozeur
Algerie
Redjime Mâatoug
Bassin de Nefzaoua
Grand Erg Oriental
0
40 Km
Aquifère du Turonien
Aquifère du Sénonien
Aquifère du Mio-pliocene de Redjime Mâatoug
Aquifère du Mio-pliocene de Bassin de Tozeur
Aquifère du Mio-pliocene de la Plaine de Chott El Gharsa
Bassin de Nefzaoua
Bassin du Djérid
Chotts
Chaine de montagne
Bassin échantillonné
Oasis
Potassium (mg/l)
75
70
65
60
55
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0


8°
9°
34°
33°
N
Gafsa
Chaine de Métlaoui
Bassin de Gafsa
Plaine de Chott El Gharsa
Chott El Gharsa
Chaine Nord Des Chotts
Hamma
Kriz
Degache
Ride de Tozeur
Tozeur
Nefta
Hazoua
Bassin de Tozeur
Chott Djérid
kébili
J. Tebaga
Jemna
Douz
Dahar
Bassin de Nefzaoua
Redjime Mâatoug
Grand Erg Oriental
Algerie
0
40 Km
Mer Méditerranée
Atlas
Atlas Tunisien
Sahel
Plateforme Saharienne
Nitrate (mg/l)
105
100
95
90
85
80
75
70
65
60
55
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0
Aquifère du Turonien
Aquifère du Sénonien
Aquifère du Mio-pliocene de Redjime Mâatoug
Aquifère du Mio-pliocene de Bassin de Tozeur
Aquifère du Mio-pliocene de la Plaine de Chott El Gharsa
Bassin de Nefzaoua
Bassin du Djérid
Chotts
Chaine de montagne
Bassin échantillonné
Oasis


8°
9°
34°
33°
N
Gafsa
Chaine de Métlaoui
Bassin de Gafsa
Plaine de Chott El Gharsa
Chott El Gharsa
Chaine Nord Des Chotts
Hamma
Kriz
Degache
Ride de Tozeur
Tozeur
Nefta
Hazoua
Bassin de Tozeur
Chott Djérid
kébili
J. Tebaga
Jemna
Douz
Dahar
Bassin de Nefzaoua
Redjime Mâatoug
Grand Erg Oriental
Algerie
0
40 Km
Mer Méditerranée
Atlas
Atlas Tunisien
Sahel
Plateforme Saharienne
Sulfate (mg/l)
2300
2100
1900
1700
1500
1300
1100
900
700
500
300
100
Aquifère du Turonien
Aquifère du Sénonien
Aquifère du Mio-pliocene de Redjime Mâatoug
Aquifère du Mio-pliocene de Bassin de Tozeur
Aquifère du Mio-pliocene de la Plaine de Chott El Gharsa
Bassin de Nefzaoua
Bassin du Djérid
Chotts
Chaine de montagne
Bassin échantillonné
Oasis

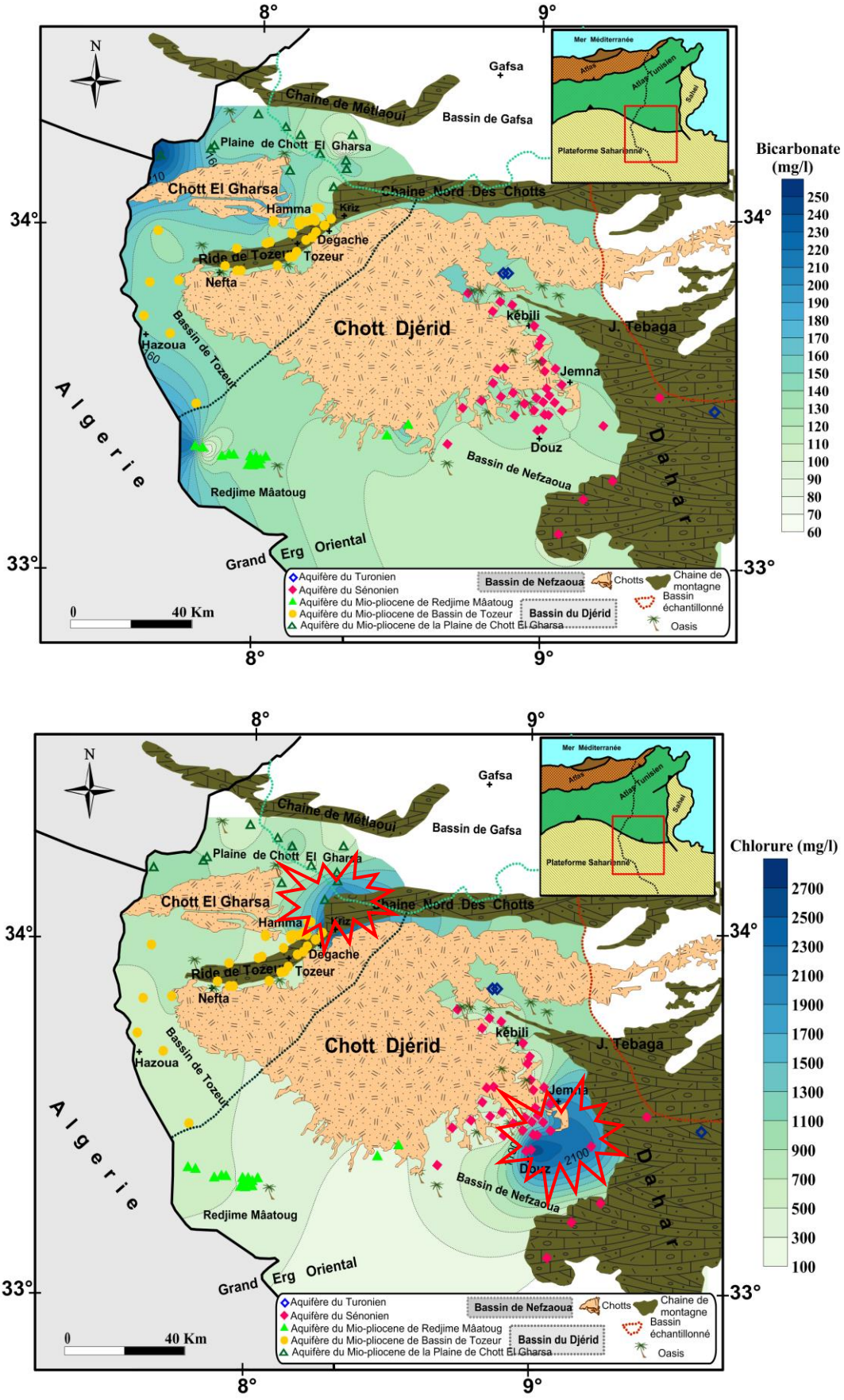


Figure 35. Distribution spatiale des teneurs en éléments chimiques des eaux de la nappe du CT

VI- Phénomène d'échange de base

Afin de confirmer l'hypothèse de l'effet de l'échange cationique sur les concentrations des ions alcalins et alcalino-terreux, on a établi la relation entre le rapport $[Na^+ + K^+ - Cl^-]$ et $[Ca^{2+} + Mg^{2+} - (SO_4^{2-} + HCO_3^-)]$ (Figure 36). Ce phénomène montre généralement des préférences pour les alcalino-terreux que pour les alcalins (Hiscock, 2005), ce qui aboutit vers la fin à un enrichissement de la phase liquide en sodium et en potassium et l'adsorption des ions magnésium et calcium.

Le paramètre $[Na^+ + K^+ - Cl^-]$ est utilisé pour identifier s'il y'a des sources qui contribuent à la présence des ions sodium et potassium autre que la dissolution des minéraux. De même, le paramètre $[Ca^{2+} + Mg^{2+} - (SO_4^{2-} + HCO_3^-)]$ nous donne une idée sur la présence d'autres sources des alcalino-terreux à part la dissolution des minéraux carbonatés et sulfatés.

D'une façon générale, l'alignement des points sur une droite de pente -1 indique la contribution de l'échange de base à l'évolution de la chimie des eaux (Yidana et al., 2010).

Les réactions d'échange cationique (R1) conduisent à l'adsorption de Ca^{2+} au niveau des minéraux argileux et à une libération simultanée des ions Na^+. D'autre part, la diminution des teneurs en Na+ par rapport aux concentrations en Cl^- observée dans certains échantillons du Sénonien et du Moi-pliocène de Tozeur ainsi que de Chott El Gharsa peut être expliquer par un autre type d'échange cationique (R2).Dans ce cas, les ions Na^+ sont libérés à partir des minéraux et sont remplacés par les ions Ca^{2+}.

Les équations représentatives de phénomène d'échange cationique sont les suivantes:

$$½\ Ca^{2+} + Na^+ - X \longrightarrow ½\ Ca^{2+} - X_2 + Na^+ \quad (R1)$$

$$Na^+ + ½\ Ca^{2+} - X_2 \longrightarrow Na^+ - X + 1/2Ca^{2+} \quad (R1)$$

Avec: X présente un site d'échange au niveau des minéraux argileux.

Dans le cas de cette étude, la géochimie des eaux de la nappe du CT est contrôlée en partie par l'échange cationique comme le montre l'alignement de la majorité des points d'eau à proximité de la droite de pente -1. Certains échantillons sont écartés de part et d'autre de cette droite indiquant l'existence d'autres processus qui régissent la composition chimique des eaux.

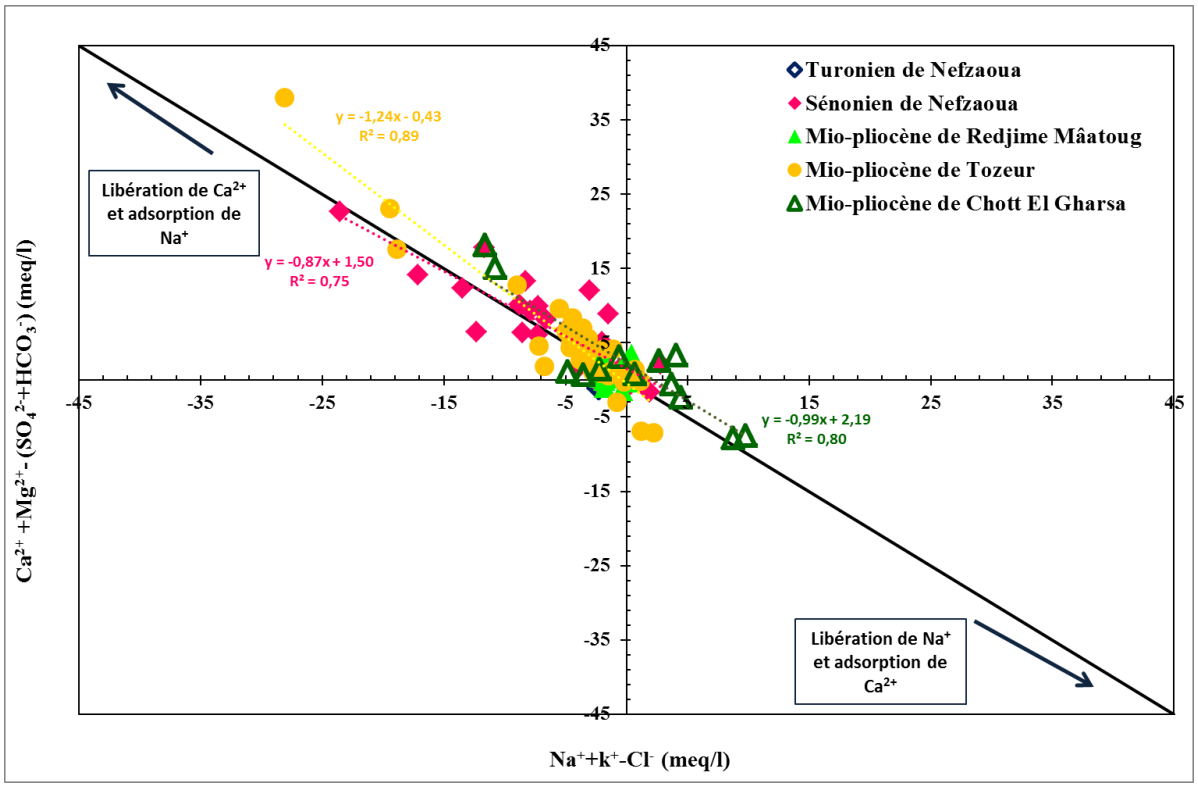


Figure 36. Mise en évidence de processus d'échange cationique dans la nappe du CT

La variation importante des teneurs en éléments dissous dépend d'autre processus à part ceux cités précédemment tels que l'état de la saturation des eaux vis-à-vis des minéraux existants dans les formations géologiques dans les quelles circulent les eaux. Dans ce cadre, une étude des indices de saturation des eaux par rapport aux minéraux carbonatés et évaporitiques a été menée.

VII- Indice de saturation des eaux

Afin de mieux cerner l'évolution géochimique des eaux en fonction des taux de dissolution des minéraux rencontrés, on recourt au calcul d'indices de saturation (IS) des eaux vis-à-vis des minéraux. L'utilisation de ces indices est utile pour déterminer l'influence de l'environnement géologique dans lequel percolent les eaux et si les éléments chimiques présents dans le milieu sont en formes dissoute ou précipitée.

Les IS sont définis par (Chapelle, 1993):

SI = log (PAI / Ksp)

Avec PAI est le Produit d'Activité Ionique et Ksp est le Produit de Solubilité de l'espèce minérale considérée.

Une valeur positive de SI (SI>0) indique une sur-saturation du fluide vis-à-vis de l'espèce minérale considéré, donc une précipitation possible. A l'inverse, une valeur négative (SI<0) implique une sous-saturation de la solution en cette espèce minérale et sa possible dissolution. Les calculs d'indice de saturation sont effectués en utilisant le programme Phreeqc intégré dans le logiciel d'hydrochimie « Diagramme » (Smiler, 2004). Ce programme est basé sur l'équilibre chimique de solutions aqueuses interagissant notamment avec des minéraux et permet de déterminer les phases pouvant précipiter ou être dissoute pour atteindre l'équilibre avec le fluide, ainsi que la prise en compte des effets d'un changement de température et de pH.

Les variations d'indice de saturation des eaux de la nappe du CT vis-à-vis de certains minéraux carbonatés et évaporitiques (calcite, aragonite, dolomite, magnésite, halite, gypse et anhydrite) sont représentées dans la figure 37.

On note que la majorité des échantillons ont un état de sursaturation en ce qui concerne la calcite, l'aragonite et la dolomite et que certains échantillons sont également saturés en ce qui concerne la magnésite. Certains autres échantillons présentent un état de sous saturation vis-à-vis de ce dernier minéral, ceci peut expliquer entre autre les teneurs significatives de magnésium dans les eaux du CT.

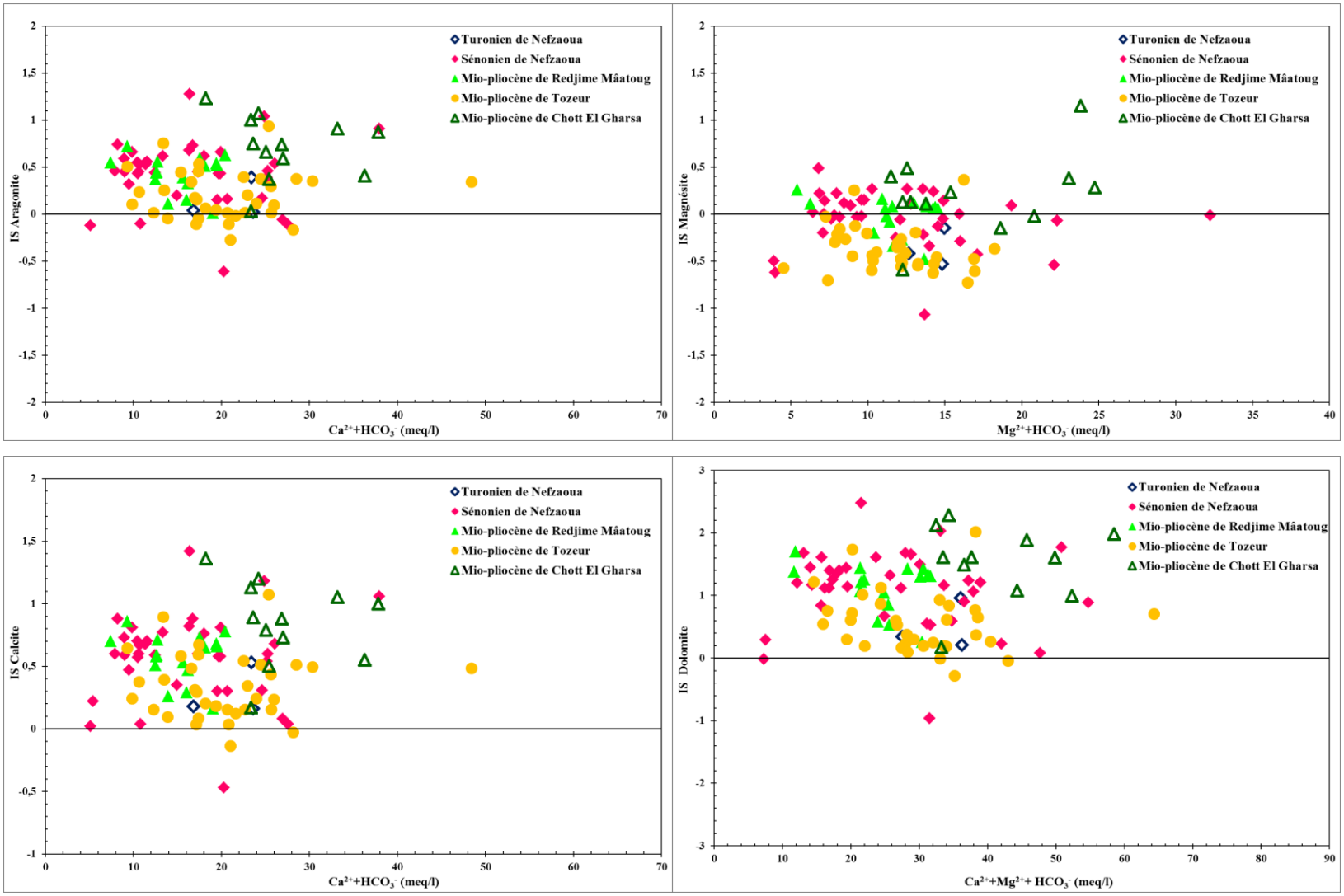
L'étude de la saturation des eaux vis-à-vis de l'halite (NaCl) montre un état de sous-saturation. Ceci reflète la dissolution du NaCl, soutenant ainsi les concentrations élevées de Na^+ et de Cl^- dans les eaux souterraines.

En outre, tous les échantillons d'eaux souterraines de CT représentent un état de sous-saturation vis-à-vis du gypse. Ceci signifie que les ions Ca^{2+} et SO_4^{2-} sont présents sous leur état dissous. La concentration du sulfate est susceptible d'être commandée par la dissolution des minéraux évaporitique (le gypse) présents dans les formations tertiaires et crétacés qui forment les principales formations aquifères du bassin.

Comme discuté précédemment, la saturation des eaux en calcite et leur sous-saturation en gypse entraîne l'existence de l'ion Ca^{2+} à l'état précipité et dissous respectivement. Ces deux observations opposées peuvent être expliqués par l'effet de l'ion-commun (Subba Rao, 2008).

La précipitation du $CaCO_3$ amène à une diminution des teneurs en Ca^{2+}, soutenant ainsi les concentrations élevées de Na^+ et de SO_4^{2-} dans les eaux souterraines. De plus, le processus de la précipitation du $CaCO_3$ peut également causer la diminution des concentrations de HCO_3^-. De ce fait, les eaux souterraines sont dominées par les ions Cl^- et SO_4^{2-}.

L'étude des indices de saturation de l'eau du CT vis-à-vis ces minéraux montre que les minéraux carbonatés tendent dans la majorité des cas à précipiter alors que les minéraux évaporitiques sont à l'état de sous saturation. Ceci peut être lié à la constante d'équilibre élevée des minéraux évaporitiques qui permet à ces ions de se trouver à des concentrations élevées dans l'eau. Contrairement, la constante d'équilibre des minéraux carbonatés est plus faible ce qui emmène à une précipitation rapide des éléments chimiques qui en dérivent. On donne à titre d'exemple les constantes d'équilibre suivantes: dolomite (-17,02), calcite (-8,37), gypse (-4,85), halite (1,58) (Debieche, 2002).


Turonien de Nefzaoua
Sénonien de Nefzaoua
Mio-pliocène de Redjime Mâatoug
Mio-pliocène de Tozeur
Mio-pliocène de Chott El Gharsa
IS Aragonite
Ca2+ +HCO3- (meq/l)
IS Magnésite
Mg2+ +HCO3- (meq/l)
IS Calcite
Ca2+ +HCO3- (meq/l)
IS Dolomite
Ca2+ +Mg2+ + HCO3- (meq/l)

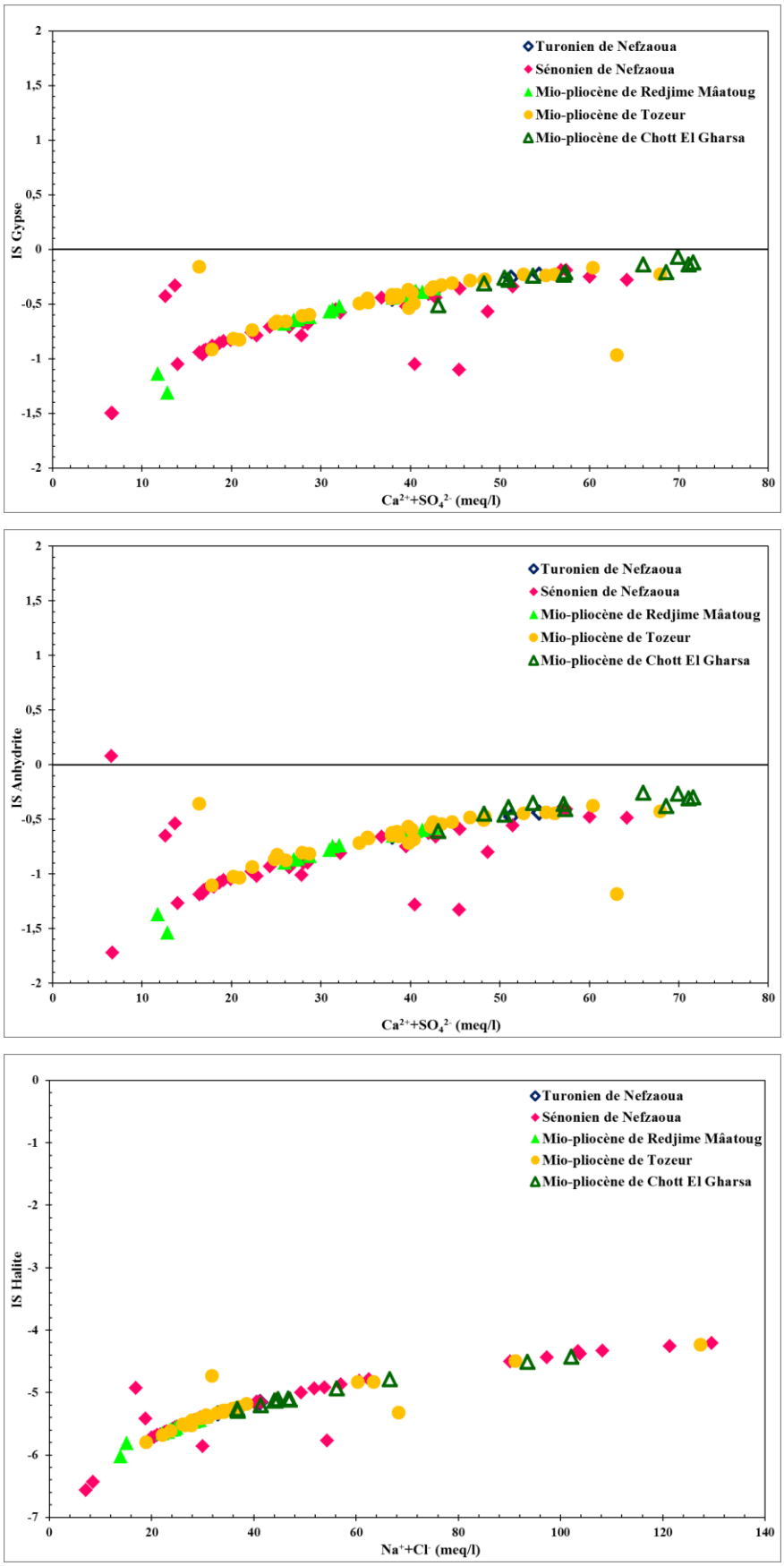


Figure 37. Saturation des eaux vis-à-vis des minéraux carbonatés et évaporitiques

VIII- Analyse statistique multivariée

VIII-1 Matrice de corrélation

L'étude hydrogéochimique est essentiellement basée sur un grand nombre de paramètres chimiques (variables) liés à des différents prélèvements (observations). Pour faciliter les interprétations et identifier plus aisément les processus fondamentaux responsables de l'acquisition de la charge saline des eaux, des méthodes statistiques multivariées sont employées.

12 variables physico-chimiques (pH, T°, profondeur (Pr), Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, alcalinité, NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} et le TDS) ont été traitées pour trouver des corrélations entre les paramètres chimiques de différents échantillons (Tableau 2). Les coefficients de corrélation ont été calculés selon la méthode de moindre carré. Les variables montrant un coefficient $r > 0.7$ sont considérées être fortement corrélées tandis que celles avec un coefficient r compris entre 0.5 et 0.7, et $r < 0.5$ montrent des corrélations modérées et faibles respectivement.

Comme l'illustre le tableau 2, la température est bien corrélée à la profondeur (Pr) avec un coefficient d'environ 0.76. Le taux de variation de la température par rapport à la profondeur suit le gradient géothermique (3°C/100 m) (Ben Dhia, 1987).

Le RS est fortement corrélé aux cations Ca^{2+}, Mg^{2+} et Na^+ et aux anions Cl^- et SO_4^{2-}, indiquant que la minéralisation d'eaux souterraines est principalement acquise par la dissolution des minéraux évaporitiques telle que l'halite (NaCl) et le gypse ($CaSO_4$, $2H_2O$). La présence des évaporites est soutenue par la corrélation élevée entre le sodium et les ions chlorures (r=0.95) et entre le calcium et les sulfates (r=0.72). La corrélation remarquable entre le magnésium et les sulfates (r=0.75) certifie également de la présence du sulfate de magnésium ($MgSO_4$) dans la formation encaissante et son influence sur la chimie de l'eau.

La faibles corrélation entre les ions bicarbonates (HCO_3) et le RS (r=0.08) et entre le calcium, le magnésium et les bicarbonates (r= 0.12 et 0.2) indiquent que la dissolution des carbonates n'a qu'une influence limitée et minime sur la chimie des eaux souterraines du Complexe Terminal.

Tableau 2: Matrice de corrélation Pearson appliquée aux différentes variables des eaux du Complexe Terminal

Variables	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	TDS	pH	T°	Pr
Cl^-	**1**	0,08	0,33	-0,053	**0,94**	0,54	**0,63**	**0,67**	**0,87**	-0,13	0,09	-0,04
NO_3^-		**1**	-0,30	-0,18	0,038	0,05	-0,09	-0,26	-0,12	0,16	-0,49	-0,48
SO_4^{2-}			**1**	0,24	0,52	0,33	**0,74**	**0,72**	**0,74**	-0,23	0,37	0,37
HCO_3^-				**1**	-0,01	-0,04	0,20	0,12	0,097	-0,06	0,31	0,31
Na^+					**1**	0,56	**0,74**	**0,67**	**0,92**	-0,09	0,14	0,03
K^+						**1**	0,53	0,38	0,53	-0,02	-0,21	-0,16
Mg^{2+}							**1**	0,58	**0,81**	-0,23	0,19	0,13
Ca^{2+}								**1**	**0,86**	-0,31	0,40	0,33
TDS									**1**	-0,23	0,29	0,2
pH										**1**	-0,27	-0,14
T°											**1**	**0,78**
Pr												**1**

VIII-2 Classification Ascendante Hiérarchique

Afin de distinguer les eaux souterraines soumises à des processus chimiques semblables, une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) a été réalisée. Cette technique permet d'identifier des groupements des différentes eaux analysées et de les représenter sous forme d'un dendrogramme. Ce groupement hiérarchique a été développé en utilisant une combinaison de la méthode de Ward (Ward, 1963) et en utilisant les distances euclidiennes comme mesure de dissimilarité.

Le dendrogramme (Figure 38) indique que statistiquement quatre groupes hydrochimiques différents peuvent être distingués.

Le premier groupe (groupe 1) englobe 41 échantillons et représente 39.42% de la totalité des prélèvements d'eau. Le second groupe (groupe 2) est représenté par 44 forages d'eau soit 42.3% des échantillons collectés. Ces deux groupes (1 et 2) renferment la majorité des eaux échantillonnées à partir des aquifères Sénonien et Turonien ainsi que des échantillons des eaux tertiaires.

Le deuxième groupe présente les plus basses valeurs du TDS et des concentrations moyennes de tous les éléments chimiques. Ces eaux sont les plus diluées traduisant un temps d'interactions eau-roche faible. Par contre le premier groupe est caractérisé par une composition chimique plus significative.

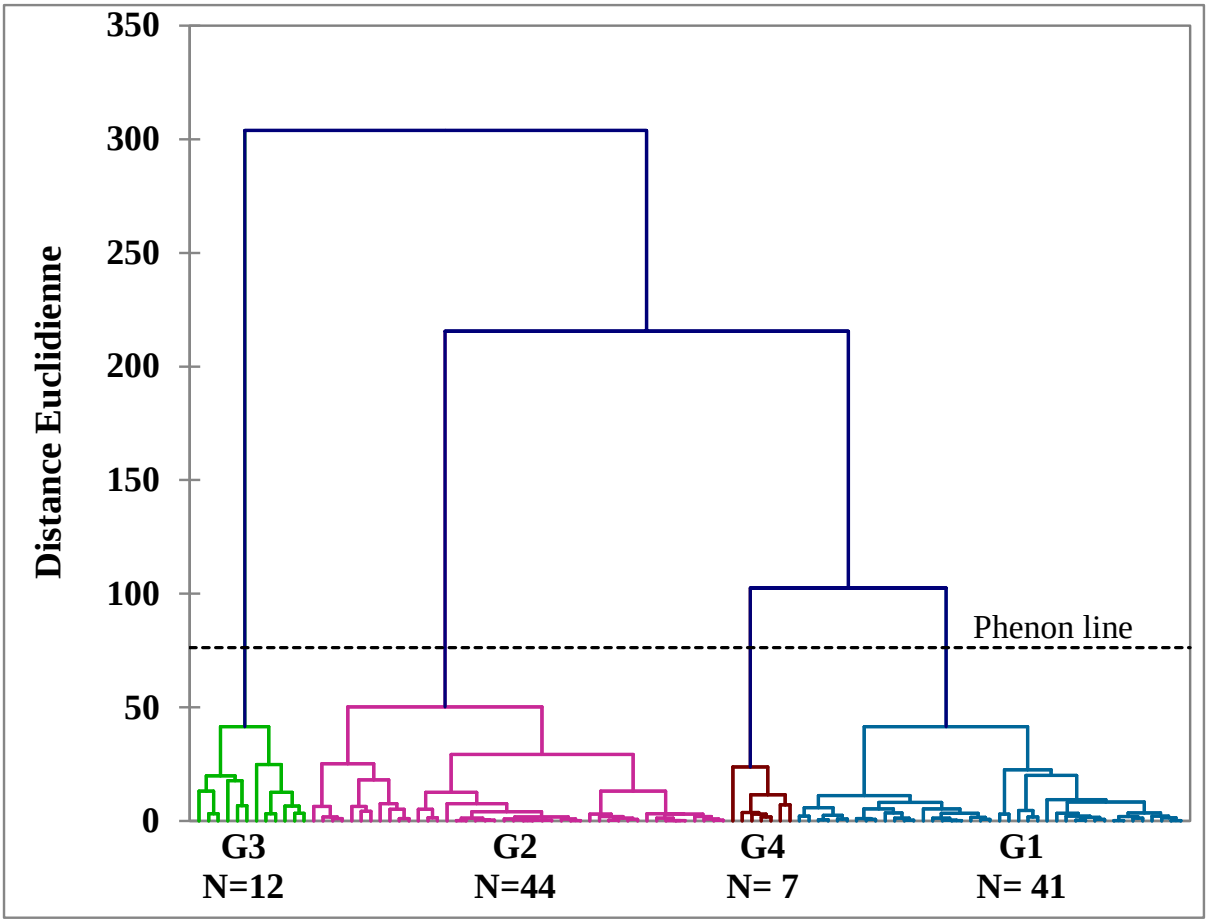


Figure 38. Classification Ascendante Hiérarchique des variables

Le troisième groupe (groupe 3) comprend 12 forages avec les teneurs moyennes en anions et en cations les plus élevées, ainsi que les teneurs les plus importantes en RS comparé aux autres groupes d'eaux. L'augmentation des teneurs en Cl^-, SO_4^{2-} et en Na^+ de ces eaux peut être expliquée à part la dissolution des roches encaissantes par un mélange probable entre des masses d'eaux à composition différentes et par l'existence d'autres sources potentielles qui sont responsables de l'augmentation de la salinité. En outre, les échantillons de ce groupe ont des concentrations élevées en nitrate. En fait, la majorité des eaux sont situées dans les localités d'EL Hsay, d'EL Oudiane et de Gouifla où des activités agricoles sont intensifiées.

Le quatrième groupe est également caractérisé par une salinité élevée. Il est représenté par 7 échantillons situés dans les localités de Douz, EL Hsay et dans la plaine de Chott EL Gharsa. Dans les deux premières localités, une salinisation de l'eau a été accentuée. Elle a été expliquée par une contamination possible par la nappe phréatique. Cette dernière est marquée par une salinité élevée induite par l'excès d'eau d'irrigation et l'infiltration des eaux de drainage (Zammouri et al., 2009).

Concernant la région el Oudiane, la prospection électrique effectuée en 1973 par Ricolvi et Andrieu, a montré l'existence d'un niveau aquifère à salure très élevée circulant dans les formations calcaires du Sénonien. Ce niveau a probablement contaminé l'aquifère du sable dans cette zone, qui renferme la localité du Kriz. Le développement de l'activité agricole dans cette région, a provoqué une surexploitation de la nappe du CT logée dans les sables du Mio-pliocène. Cette surexploitation est responsable de profondes modifications induisant un appel d'eau sursalée à partir des niveaux sous-jacents (la salinité de ce niveau calcaire dépasse 10g/l).

L'observation du dendrogramme montre que l'écart entre les groupes 2 et 3 est important. Cet écart confirme la variabilité importante entre les valeurs maximales et minimales de la minéralisation des eaux.

VIII-3 Distribution spatiale de la salinité des différents groupes

La représentation spatiale des groupes obtenus a été effectué en gardant les mêmes symboles attribués aux aquifères captés mais avec des codes couleurs spéciales à chacun de ces groupes.

On note d'après l'étude de la distribution spatiale de la salinité des eaux échantillonnées (Figure 39), que cette dernière semble être un facteur distinctif majeur avec des concentrations croissantes dans l'ordre: Groupe 2 (600 < salinité < 2300 mg/l), Groupe 1 (2500 < salinité < 3700 mg/l), Groupe 4 (3900 < salinité < 5400 mg/l) et enfin Groupe 3 (6300 < salinité < 7000 mg/l).

L'examen de cette carte montre que la majorité des échantillons représentatifs du groupe 2 sont situés dans le bassin du Djérid. Le groupe 1 est formé par la majorité d'échantillons prélevés du niveau aquifère carbonaté du bassin de la Nefzaoua. Ces deux groupes sont caractérisés par une minéralisation homogène ce qui prouve que le système aquifère du CT est en état de stabilité. Les couches aquifères du CT dans ces secteurs pourraient ne pas être perturbées par d'autres facteurs comme dans le cas de groupes 3 et 4.

En effet, les échantillons de ces derniers sont situés dans des secteurs où la nappe est très sollicitée à des fins agricoles.

Cette salinité élevée peut être expliquée à part la dissolution des minéraux existants dans la formation aquifère, par la mobilisation d'une eau plus chargée au sein de la nappe.

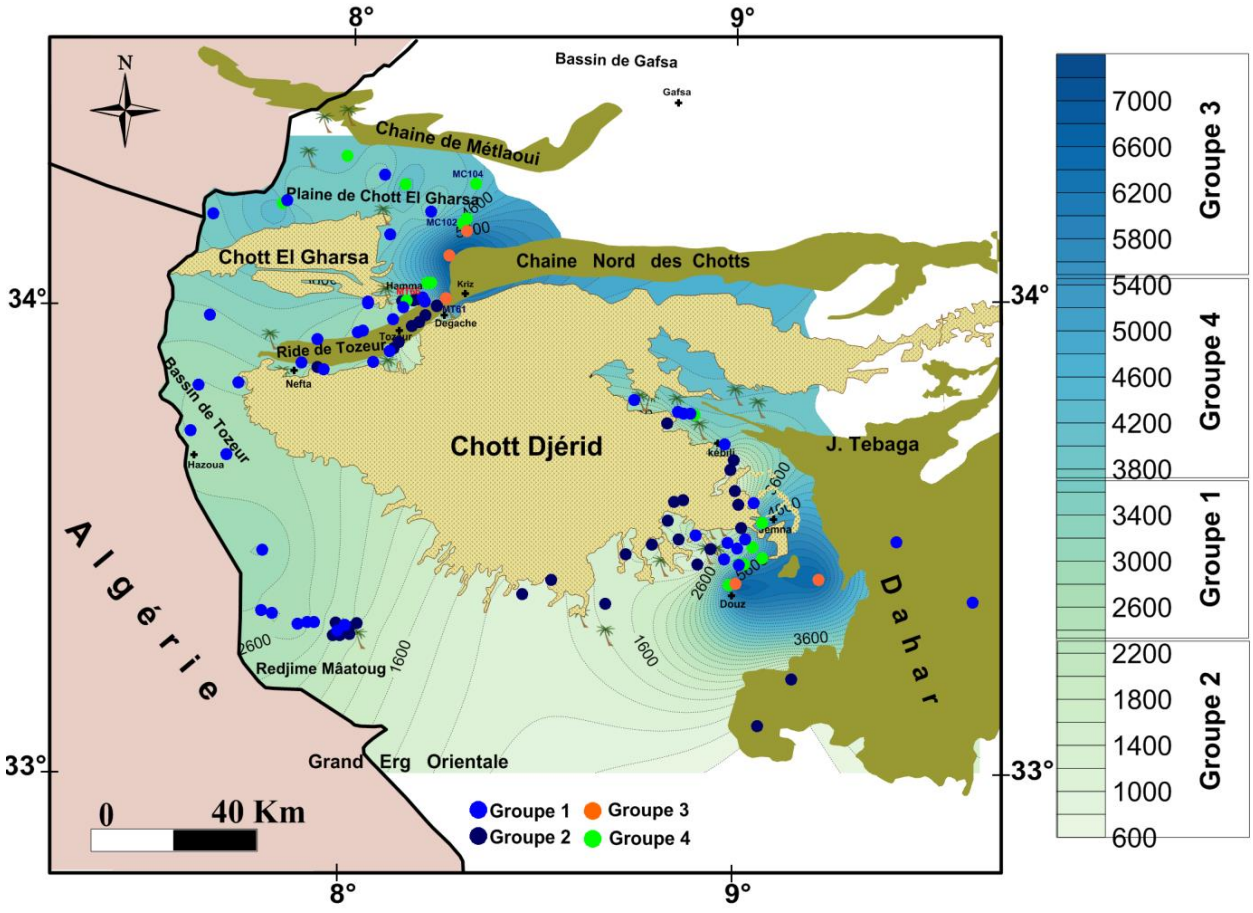


Figure 39 Distribution spatiale de la salinité de différents groupes d'eau

De plus, une contamination d'origine agricole suite à l'infiltration des eaux d'irrigation chargées en sels est aussi envisageable. Dans ce cas, on peut dire que la nappe de Complexe Terminal est perturbée suite à sa surexploitation par pompage ce qui a amené à un déséquilibre de la qualité chimique de ses eaux.

Cette variation importante de la salinité d'un groupe à un autre est liée entre autre à l'augmentation des teneurs en éléments dissous.

La variation des teneurs des différents ions caractéristiques de chaque groupe d'eau a été tracée dans la figure 40. On note, comme l'illustre les diagrammes en boites, une décroissance des concentrations selon l'ordre: groupe 3, groupe 4, groupe 1 et groupe 2.

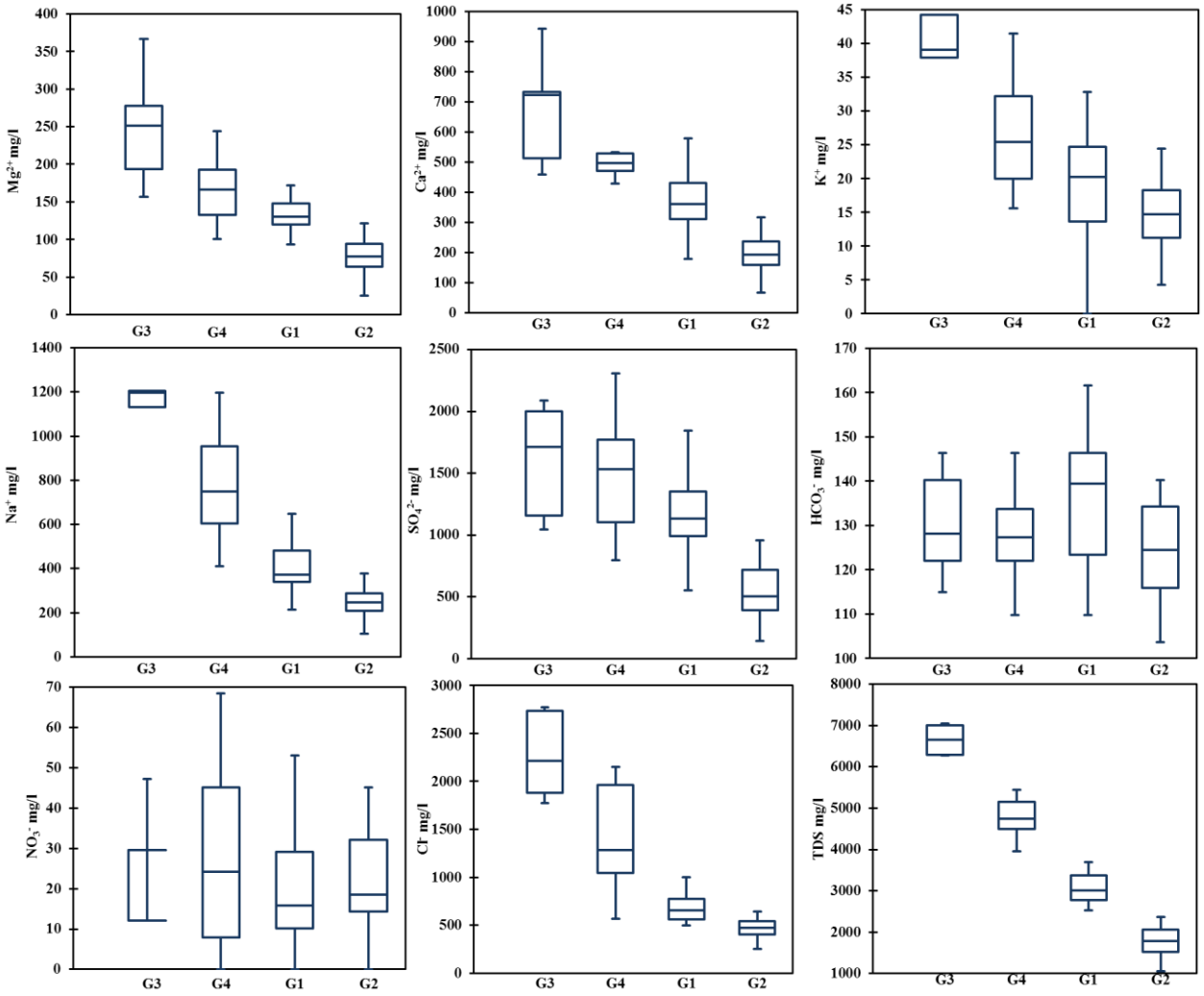


Figure 40. Diagrammes en boite montrant la variation des teneurs en éléments dissous des différents groupes d'eau

VIII-4 Analyse en Composante Principale

Afin de mieux visualiser les similitudes observées précédemment et pour mieux apprécier le comportement géochimique des éléments, une analyse en composante principale (ACP) a été effectuée avec les mêmes paramètres déjà présentés ci haut. Le pH, la T° et la profondeur des échantillons représentatifs des groupes ont été aussi intégrés (Figure 41).

L'intérêt de cette méthode exploratoire réside dans le fait qu'elle nous permet de réduire la majorité de la variance qui est exprimée par les individus (n=104) à quelques plans factoriels. Les trois axes F1, F2 et F3 permettent d'expliquer 72.67 % de la variance totale.

La variation de l'ensemble des paramètres est expliquée à 43.49% par l'axe F1, à 20.75% par l'axe F2 et à 8.42% par l'axe F3. Ce pourcentage est relativement significatif, étant donné que la chimie de l'eau est conditionnée non seulement par la variation de ces paramètres physiques et/ou la coexistence de ces éléments dissous mais également par divers autres facteurs. On cite

à titre d'exemple la lithologie de la formation aquifère, le temps de séjour de l'eau et la vitesse d'écoulement de l'eau qui ne sont pas inclus dans cette analyse multivariée.

Sur la figure 41, on a reporté les différentes variables (paramètres physico-chimiques) correspondants aux observations (les échantillons représentatifs des groupes d'eau obtenus à partir de la CAH) et leur variation suivant les trois premiers axes.

La composante F1 (43.49 %) correspond à la minéralisation de l'eau. En effet, le RS, le calcium, les sulfates, le magnésium, le sodium et les chlorures sont regroupés. L'association de ces ions correspond au pôle dont la charge saline est acquise par la dissolution des roches encaissantes. Cet axe qui ne représente que 43.49% de la variance totale témoigne de l'hétérogénéité géochimique dans l'acquisition de la minéralisation. En effet, différents minéraux peuvent contribuer à la variation de la composition chimique des eaux avec une abondance de calcite ($CaCO_3$), de dolomite ($CaMg(CO_3)_2$), de gypse ($CaSO_4.2H_2O$) et l'anhydrite ($CaSO_4$). Cet axe représente donc la contribution des processus d'interaction eau-roche dans l'évolution de la minéralisation d'eaux souterraines.

Dans le cas de l'axe F2, une corrélation positive est observée entre la profondeur et la température tandis qu'une corrélation négative est associée aux nitrates. Cet axe indique l'influence du gradient géothermique déduit du rapport entre la profondeur et la température et l'influence de la contamination de nitrate induite par des pratiques agricoles. Le troisième axe F3 est caractérisé par des corrélations positives avec le pH et les bicarbonates (Figure 41b, c) et une faible corrélation positive avec les autres variables.

On remarque aussi que les échantillons représentatifs des groupes tirés à partir de la CAH sont également différenciés selon leur relation avec les axes de l'ACP.

La figure.41a peut être considérée comme la plus représentative des processus hydrogéochimiques. Elle indique que le processus le plus significatif est l'interaction eau-roche. Un effet croissant de la dissolution de minéraux a pu être noté en allant de G2, G1, G4 jusqu'à G3 selon la dispersion des points prélevés le long de l'axe F1. Les points entourés par une ellipse (Figure.41a) montrent que l'effet géothermique peut différencier les eaux souterraines prélevées à partir des sables Mio-Pliocènes au niveau de la plaine de Chott El Gharsa (MC95, MC96, MC97, MC98 et MC99) où l'eau est captée à des profondeurs importantes.

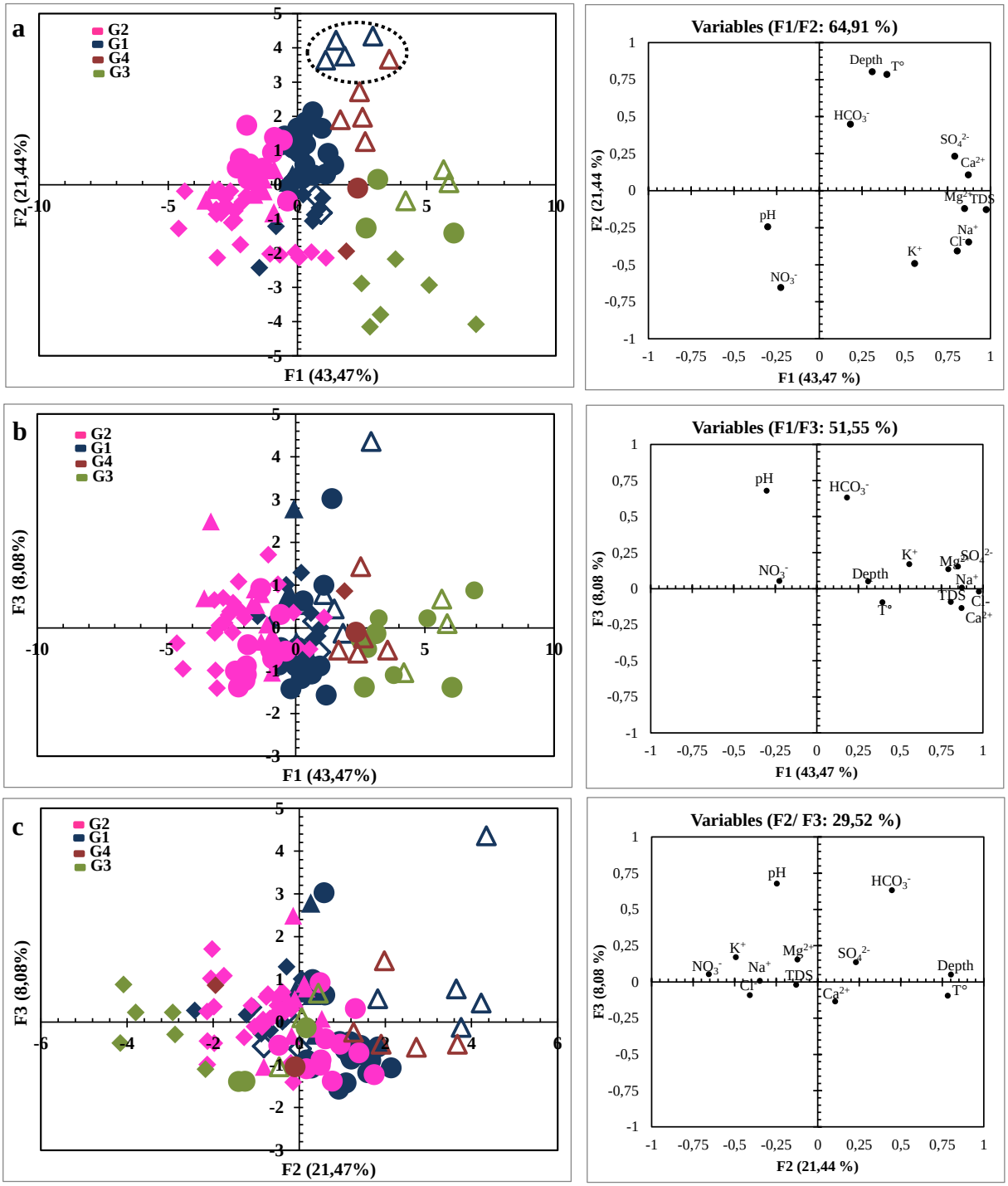


Figure 41. Variation des observations et des variables selon les 3 axes principaux de l'ACP

IX- Conclusion

L'étude de la géochimie des eaux du Complexe Terminal a mis en évidence la sensibilité des eaux à plusieurs processus.

L'étude des corrélations entre les différents éléments dissous, ainsi que l'examen de leur distribution spatiale, a montré que les interactions eau/roche sont à l'origine de

l'évolution de la minéralisation des eaux. Le principal phénomène qui intervient dans le système aquifère est la dissolution des évaporites essentiellement le gypse et l'halite ainsi que des carbonates, en particulier magnésiens (dolomite) associée à une précipitation plus ou moins importante de la calcite. Les échanges de base, qui se manifestent essentiellement par la substitution des ions alcalino-terreux au profit des ions alcalins, interviennent aussi mais avec une importance minime.

Le suivi de l'évolution de la chimie de l'eau suivant les lignes d'écoulements s'avère difficile. Nous constatons une forte hétérogénéité chimique qui dépend en grande partie de la minéralogie de la couche aquifère. Le degré de variation géochimique devrait dépendre aussi du temps de séjour de l'eau dans l'aquifère et par la suite de la variabilité des chemins d'écoulement et du gradient hydraulique.

L'application des méthodes statistiques nous a permis d'identifier quatre groupes d'eaux qui diffèrent par leurs teneurs en éléments dissous et dont la salinité croit dans l'ordre G2<G1<G4<G3. La forte hétérogénéité chimique est due à la complexité des processus qui contrôlent la géochimie de ces eaux.

Les observations déjà effectuées peuvent être expliquées par l'existence de deux zones à transmissivité différente qui ont mené à différents modèles de circulation des eaux souterraines. Un premier écoulement s'effectue rapidement dans les formations carbonatées et fissurées du bassin de la Nefzaoua et dont la transmissivité est élevée. Un autre écoulement, plus lent en raison de la faible transmissivité des formations tertiaires, s'observe dans le bassin du Djérid. Ce contact prolongé avec la formation tertiaire peut expliquer l'augmentation de la minéralisation ainsi que des IS le long des chemins d'écoulement dans le bassin du Djérid contrairement à celui de la Nefzaoua.

Des anomalies sont notées dans le bassin de la Nefzaoua et dans quelques localités de bassin du Djerid qui peuvent être expliquées par un effet anthropique telle que le retour de l'eau d'irrigation riche en sels et en fertilisants. La carte des teneurs en nitrate en étant le signe le plus révélateur. Les teneurs en nitrate particulièrement élevées au niveau des forages d'eau dont le captage est le plus proche de la surface montrent que ces eaux sont particulièrement vulnérables à l'infiltration des contaminants. Cette infiltration est d'autant plus active que les prélèvements favorisent la drainance descendante de ces éléments.

A cela, peut s'ajouter le problème probable des forages mal exécutés (à titre d'exemple, l'absence de cimentation) ou qui sont en mauvais état et qui constituent dans ce cas des sources de contamination de l'aquifère. Pour ces raisons, il est intéressant de faire une

comparaison entre les distributions des teneurs en nitrate de la nappe superficielle par rapport à celles de la nappe du CT.

La distribution des teneurs en éléments dissous montre l'existence de quelques secteurs contaminés principalement les localités d'El Hsay-Douz au niveau de la Nefzaoua, El Oudiane-Kriz au niveau du bassin du Tozeur et Gouifla au niveau de la plaine de Chott El Gharsa. Par ailleurs, on constate quelques atteintes plus ou moins localisées où il est difficile de savoir s'il s'agit d'une pollution ponctuelle ou diffuse. Pour ces raisons, un contrôle de prélèvement dans les localités déjà citées est nécessaire.

Deuxième Partie

Apport des outils isotopiques à l'étude des eaux souterraines

Chapitre III: Géochimie isotopique des eaux souterraines
Apport des isotopes ($^{18}O/ ^{2}H$) et ($^{14}C/^{13}C$)

I- Introduction

Les isotopes stables de la molécule d'eau (oxygène-18 et deutérium) ainsi que les isotopes de carbones (Carbone-14 et Carbone-13) sont couramment utilisés en hydrologie et en hydrogéologie. Ces outils contribuent à mieux comprendre le fonctionnement hydrodynamique et géochimique des systèmes aquifères, à remonter à l'origine des eaux souterraines, leur mode de minéralisation et de recharge, les mélanges éventuels qui peuvent se produire entre les différents types d'eaux ainsi qu'à livrer des âges des réserves en eau des nappes.

Nous présentons dans un premier temps les résultats atteints grâce à l'application des isotopes stable de la molécule d'eau et dans un deuxième temps ceux que nous avons tiré à partir des isotopes de carbone.

II- Les isotopes stables de la molécule d'eau ($^{18}O/^{2}H$)

II-1 Généralités

Dans cette partie on s'intéresse aux deux isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O et ^{2}H).

La composition isotopique d'une eau est quantifiée par

$\delta = [(R_{échantillon} / R_{SMOW})-1].1000$

Avec

$R_{échantillon}$ est le rapport d'un isotope lourd dans l'échantillon à un isotope léger.

R_{SMOW} est le même rapport dans un standard. Ce dernier correspond à l'eau de surface océanique moyenne (SMOW: Standard Mean Ocean Water).

La composition isotopique des précipitations dépend de plusieurs facteurs comme l'effet de la température et l'effet de continentalité. Dans le premier cas, la composition en ^{18}O s'appauvrit avec l'augmentation de la latitude. Ceci est en relation avec la température. En effet, plus la température est basse plus les précipitations s'appauvrissent. Quant au deuxième cas, la composition isotopique des précipitations s'appauvrit le long du transport des masses d'air sur les continents. L'effet de masse peut jouer aussi un rôle dans la variation de la composition isotopique des eaux, en effet le $\delta^{18}O$ de l'eau météorique est inversement proportionnel à la quantité de pluie. En outre, le changement de sources d'évaporation et de trajectoires des masses d'air peuvent jouer dans le sens d'un appauvrissement du $\delta^{18}O$ de l'eau d'infiltration

puisque les masses d'air s'appauvrissent en isotopes lourds au fur et à mesure qu'elle s'éloigne de la zone source. En effet, selon les périodes climatiques, les fronts climatiques majeurs peuvent être amenés à se déplacer. Ceci peut avoir pour conséquence de déplacer les cellules dépressionnaires et anticycloniques, impliquant des changements de direction des vents et éventuellement des changements de la source d'évaporation des précipitations météoriques au Nord de l'Afrique.

La composition isotopique de la molécule d'eau est utilisée dans plusieurs domaines. On cite à titre d'exemple les reconstitutions des variations passées des températures sur la base de l'étude de la composition isotopique des glaces.

En plus des applications paléo-climatiques, les isotopes de la molécule d'eau sont utilisés pour l'étude du cycle de l'eau. De plus, l'origine des eaux, la localisation des zones d'alimentation d'une source d'eau dans un bassin versant bien défini ainsi que l'identification des mélanges des masses d'eaux différentes sont bien mise en évidence sur la base de ces isotopes.

II-2 Application au système aquifère du CT

Au cours de cette étude, les mêmes échantillons prélevés pour les analyses chimiques ont fait l'objet aussi des analyses isotopiques. Les points d'eau prélevés sont localisés sur la figure 42.

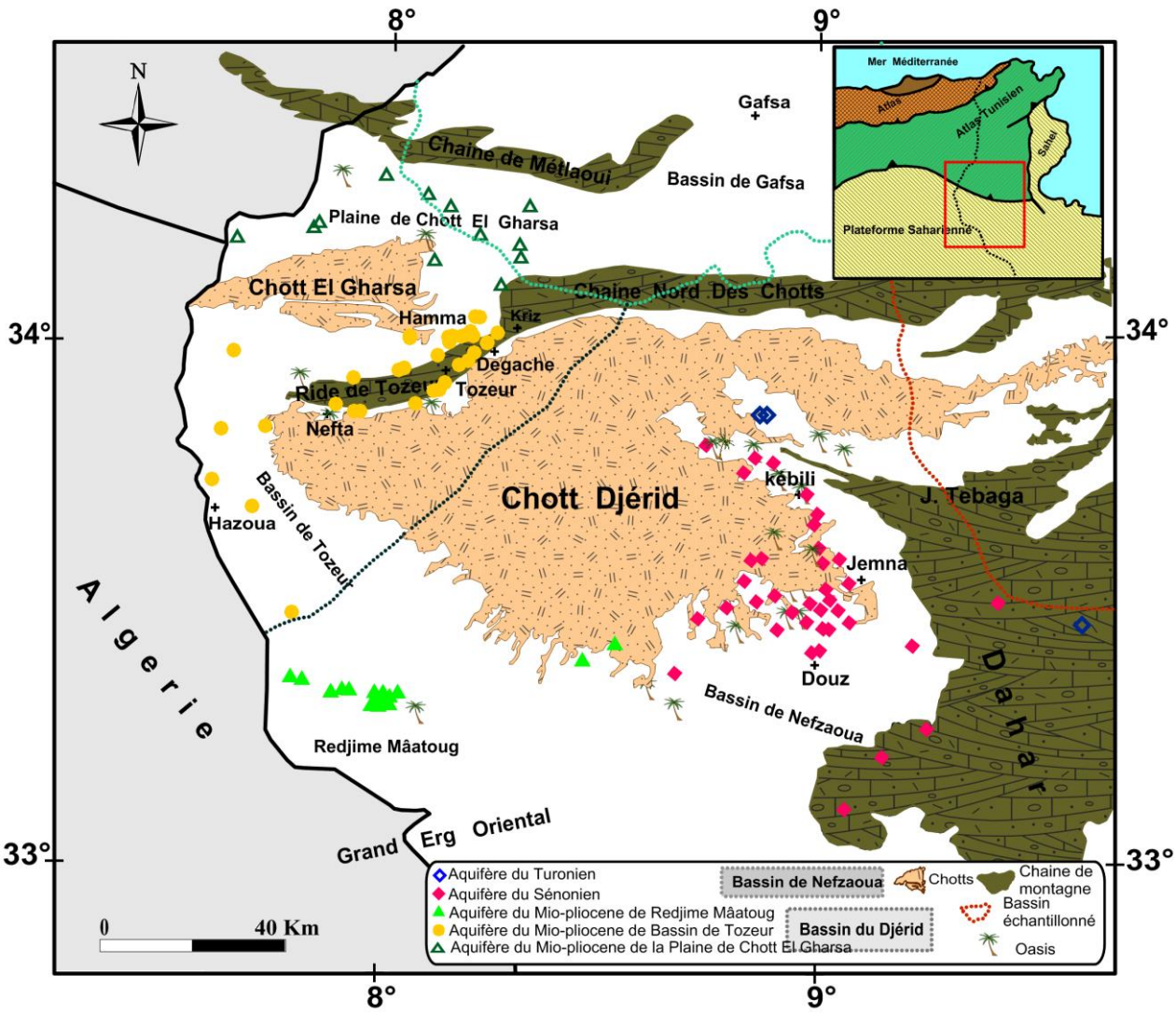


Figure. 42. Carte de répartition des points d'eau prélevés pour l'analyse ^{18}O et ^{2}H

Les analyses en oxygène-18 et en Deutérium ont été effectuées au Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax par spectroscopie Laser (LGR DT-100). L'incertitude sur les analyses en ^{18}O et ^{2}H est de 0.1 et 1 delta ‰ respectivement. Tous les résultats des analyses sont reportés dans le tableau 6 de l'annexe 3.

En dehors de ces points d'eau, des analyses des teneurs en isotopes stables des précipitations ont été aussi effectuées afin de connaitre le signal d'entrée isotopique de l'aquifère. Les précipitations récupérées concernent essentiellement le bassin de la Nefzaoua (région du Kébili).

Les résultats de travaux de Maliki (2000), dans la région de Sfax, ont permis de déterminer la droite météorique locale correspondante. Cette droite d'équation ($\delta^{2}H$ =

$8.\delta^{18}O+13.5)$ (Maliki et al., 2000) a été adoptée comme représentative de la région de Sfax ainsi que des régions environnantes entre autre les régions du Sud Tunisien.

En 1961, Craig a calculé, la droite météorique théorique obtenue dans les conditions d'équilibre à partir des coefficients de fractionnement: (**$\delta^{2}H = 8.\delta^{18}O+10)$** (Craig, 1961).

II-2-1 Etude des teneurs en isotopes stables des eaux souterraines de la nappe du CT

Les résultats d'analyses des teneurs en isotopes stables montrent que les teneurs en oxygène-18 varient entre un minimum de -7.78 ‰ (#MC92) et un maximum de -4.03 ‰ (#MR17), avec une moyenne de -5.91 ‰.

Quant aux teneurs en deutérium, la valeur moyenne est de l'ordre de -46.07 ‰ avec un minimum de -57.38 ‰ (#MC97) et un maximum de –34.77 ‰ pour le forage #MT66.

Pour étudier en détail la variation de la signature isotopique de ces eaux, on a étudié la nappe du CT selon l'aquifère où elle est logée.

Le tableau ci-dessous récapitule les distributions statistiques des teneurs en isotopes stables des eaux de différents aquifères du CT.

Les échantillons d'eau des forages captant l'aquifère du Turonien carbonaté/dolomitique montrent des teneurs en oxygène-18 qui oscillent entre un minimum de -7.2‰ (#T1) et un maximum de -6.57‰ (#T2); avec une moyenne de l'ordre de -6.82‰, alors que le deutérium varie entre un minimum de -54.54‰ et un maximum de -50.39‰, avec une moyenne de -51.8‰ VSMOW.

Les eaux des forages qui captent l'aquifère du Sénonien carbonaté ont des teneurs en oxygène-18 qui varient entre un minimum de -6.48‰ et un maximum de -4.69‰ VSMOW. Les teneurs en deutérium oscillent entre -53.89 ‰ et -40.34 ‰ VSMOW.

Tableau 3: Synthèse des données en isotopes stables obtenues au cours de cette étude (exprimées en ‰ VSMOW).

	^{18}O ‰ VSMOW	^{2}H ‰ VSMOW
	Aquifère du Turonien (Bassin de la Nefzaoua)	
Minimum	-7,20	-54,54
Maximum	-6,57	-50,39
Moyenne	-6,82	-51,80
	Aquifère du Sénonien (Bassin de la Nefzaoua)	
Minimum	-6,86	-53,89
Maximum	-4,69	-40,34
Moyenne	-5,92	-48,16
	Aquifère du Mio-pliocène (Redjime Mâatoug)	
Minimum	-5,92	-53,52
Maximum	-4,03	-44,41
Moyenne	-4,79	-48,07
	Aquifère du Mio-pliocène (Bassin du Tozeur)	
Minimum	-7,05	-53,06
Maximum	-4,07	-34,77
Moyenne	-5,33	-45,83
	Aquifère du Mio-pliocène (Plaine de Chott Gharsa)	
Minimum	-7,78	-57,38
Maximum	-5,80	-39,00
Moyenne	-7,11	-51,94

La signature isotopique la plus appauvrie est observée au niveau des eaux de la plaine de Chott El Gharsa. En effet, les teneurs en deutérium atteignent un minimum de -57.38 ‰ VSMOW et un minimum de -7.78 ‰ VSMOW en ce qui concerne l'oxygène-18.

Cependant, les eaux des forages captant l'aquifère des sables Mio-pliocène dans les bassins de Tozeur et Redjime Mâatoug représentent les teneurs en isotopes stables les plus enrichies. Ces teneurs atteignent un maximum de -4.03 ‰ VSMOW pour l'oxygène-18 et -34.77 ‰ VSMOW pour le deutérium.

Sur la figure 43 sont présentées, respectivement, les répartitions spatiales des teneurs en oxygène-18 et en deutérium des eaux du système aquifère du CT.

L'étude de la répartition spatiale des teneurs en isotopes stables des eaux montre une forte hétérogénéité avec des amplitudes plus marquées pour l'oxygène-18. Aucune variation de la signature en oxygène-18 et en deutérium suivant les lignes d'écoulement principales n'est observée.

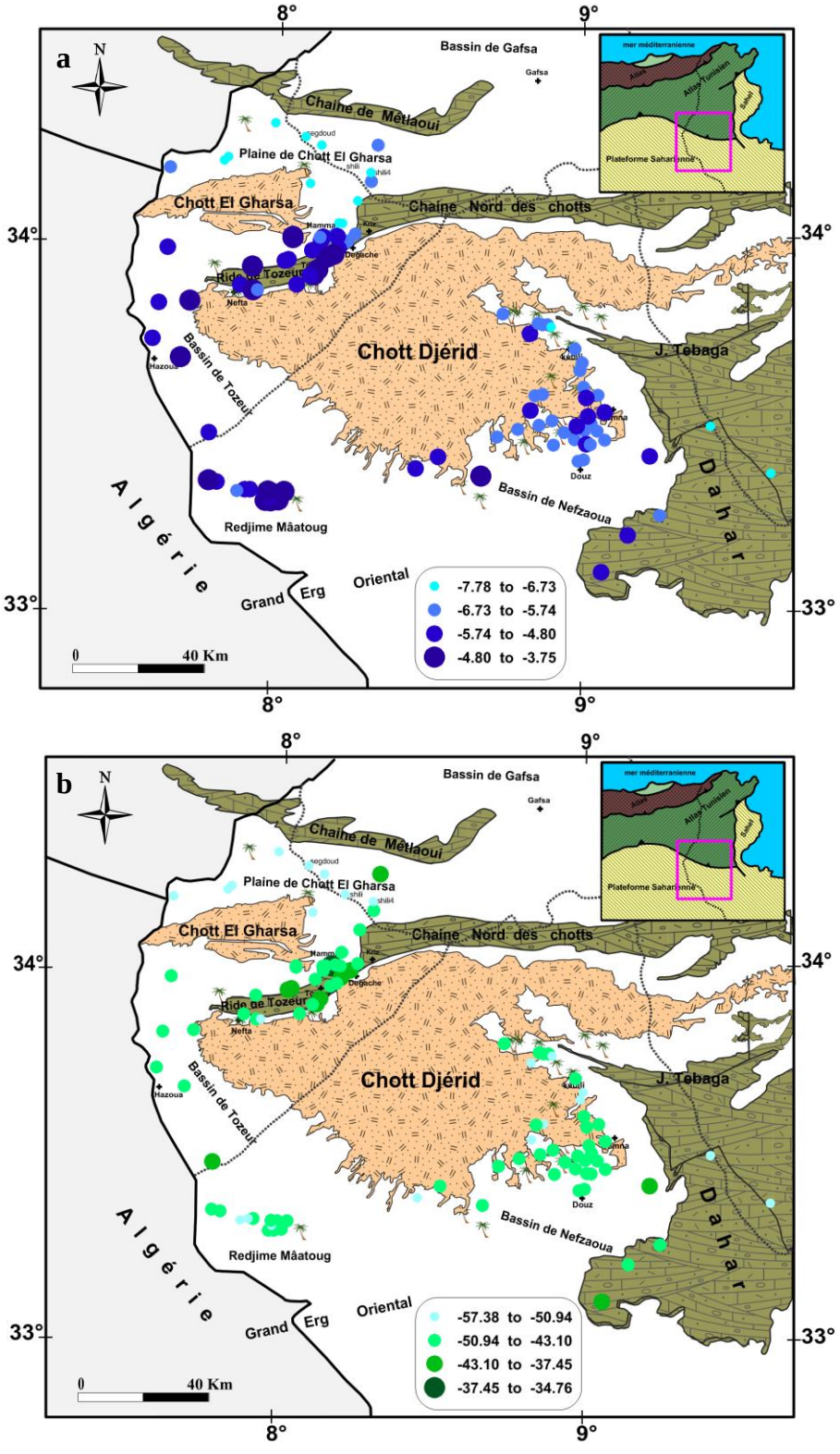


Figure 43. Répartition spatiale des teneurs en oxygène-18 (a) et en deutérium (b)

Les teneurs les plus appauvris en ^{18}O (des teneurs < -6.7 ‰ VSMOW) et en ^{2}H (des teneurs < -50.9 ‰ VSMOW) sont enregistrées dans les eaux de la plaine de Chott El Gharsa. Mais, dans cette même zone, on peut rencontrer aussi des eaux peu appauvries ($\delta^{18}O$ <-5.7‰ et $\delta^{2}H$ < -37‰).

En comparant la signature isotopique des eaux du CT de la Nefzaoua et celle des eaux du Djérid, on note:

- A part les eaux de la plaine de Chott El Gharsa, les eaux des bassins de Tozeur et de Redjime Mâatoug sont les plus enrichies en oxygène-18 par rapport aux eaux de la Nefzaoua.

- Les teneurs en deutérium sont pour la majorité des échantillons dans la même gamme de variation. Les valeurs sont entre -50‰ et -43‰. Quelques valeurs plus enrichies sont enregistrées près de Dahar, près de la chaine de Métlaoui et de part et d'autre de la ride de Tozeur.

- Les teneurs les plus appauvries en deutérium sont enregistrées au niveau des eaux de la plaine de Chott El Gharsa, au Dahar et au niveau des bordures est et ouest de Chott Djérid.

Pour bien visualiser les résultats, les teneurs en isotopes stables sont reportés sur le diagramme deutérium versus oxygène 18 (Figure 44). Sur ce diagramme, on a positionné la droite météorique locale (DML) de la région de Sfax définie par Maliki et al (2000) et la droite météorique mondiale (DMM) définie en 1961 par Craig.

Les teneurs des différents aquifères du CT ont été comparées à celles des précipitations représentées par les deux droites météoriques citées ci-dessous, et aux teneurs des pluies de la région de Kébili.

La composition isotopique des différents aquifères diffère de celle des précipitations. En effet, les points d'eau du CT se situent en majorité en dessous de la droite météorique locale et mondiale. Quelques autres forages d'eau sont aussi situés à proximité de ces deux droites. Cette composition isotopique peut refléter l'effet d'une certaine recharge récente avec une variation du signal isotopique lié à un effet de masse ou à un effet saisonnier.

Si on interprète les données d'une manière générale on note que les eaux de l'aquifère sableux de la plaine de Chott El Gharsa présentent les teneurs les plus faibles en oxygène-18 et en deutérium. Cet aquifère est dans la majeure partie du bassin le plus profondément enfouie et captif. Ces eaux appauvries du CT peuvent être comparées aux eaux fossiles qui ont été rechargées durant les périodes de l'Holocène et du Pléistocène. Cet appauvrissement en isotopes stables a été observé aussi dans les aquifères saharien et a été relié à des recharges qui ont eu lieu dans le passé et dans des conditions climatiques différentes de climat actuel (Gat et Dansgaard 1972; Gonfiantini et al., 1974, Guo et al., 2000).

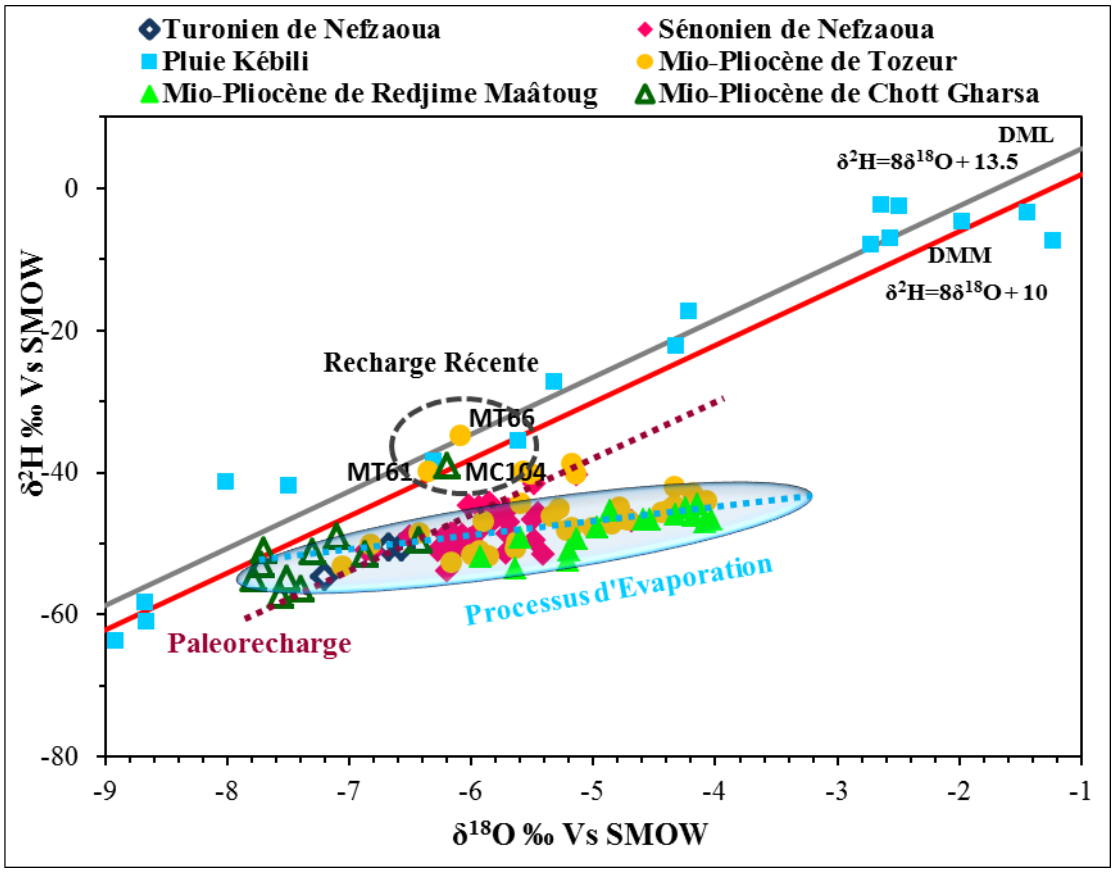


Figure 44. Diagramme $^{18}O/^{2}H$ des eaux de la nappe du Complexe Terminal

Un autre groupe des points s'alignent suivant une droite parallèle à la DMM et situé en dessous de la DML avec une signature isotopique différente des précipitations actuelles. Le signal isotopique de ces eaux paraît être lié à un effet de mémoire paléoclimatique.

Les autres points d'eau échantillonnés à partir des aquifères du CT montrent un enrichissement isotopique progressif en s'éloignant des teneurs les plus appauvries. L'enrichissement en isotopes stables, qui s'observe dans les eaux du Mio-pliocène de Tozeur et du Redjime Mâatoug et dans quelques échantillons du Sénonien peut être lié à un effet d'évaporation. Dans le contexte climatique des milieux arides et semi-arides, ce processus d'évaporation a une influence évidente sur les eaux souterraines ou de recharge. Il est mis en évidence dans le cas des eaux du CT, par l'alignement de ces points sur une droite de pente inférieure à 8.

Globalement, la composition isotopique des eaux de la nappe du CT reflète des conditions climatiques différentes de celles de l'actuel. Les observations suggèrent aussi que la nappe du CT a été rechargée par des évènements pluviométriques à composition isotopique différente. La signature isotopique des eaux du CT est le résultat d'un mélange avec des pluies qui

peuvent être appauvries ou enrichies. L'effet de la paléorecharge est aussi discerné dans les eaux à part les forages #MT61et #MT66 de bassin du Tozeur. Ces derniers sont localisés de part et d'autre de la ride de Tozeur à une profondeur respective de -90 et -500m. Le forage d'eau #MC104 de la plaine de Chott El Gharsa, situé à proximité de la Chaîne de Métlaoui et à une profondeur de 345m a aussi une signature isotopique influencée par un apport d'eau récente. Cette signature isotopique rencontrée dans des eaux profondes nous amène à poser deux hypothèses:

(1) L'effet de la tectonique cassante dans ces régions sur la recharge des aquifères.

(2) L'existence d'une drainance descendante à partir des aquifères de surface causée par les pompages excessifs et renforcée par la présence des réseaux de failles bien développés.

Etude du bassin de la Nefzaoua

Afin de mieux comprendre les facteurs influençant la composition isotopique des eaux des principaux aquifères du bassin de la Nefzaoua, on a retracé leur diagramme $^{18}O/^{2}H$ correspondant (figure 45).

Trois principaux effets semblent être distingués:

- Un effet de paléorecharge est observé pour les eaux du Turonien et certains points d'eau du Sénonien. En effet, ces points se répartissent parallèlement à la DMM. Cela s'explique par une recharge paléoclimatique qui a subi des modifications dans la composition isotopique des eaux au cours de l'évolution de l'aridité.
- Un effet d'évaporation influence la signature isotopique des autres échantillons d'eaux du Sénonien. En effet, avec des conditions climatiques arides, les eaux qui rejoignent la nappe constituent des « mélanges » entre une eau qui s'infiltre directement et des réserves hydriques du sol soumises à l'évaporation avant leur entraînement jusqu'à la partie saturée de la nappe, à l'occasion de grands évènements pluviométriques.

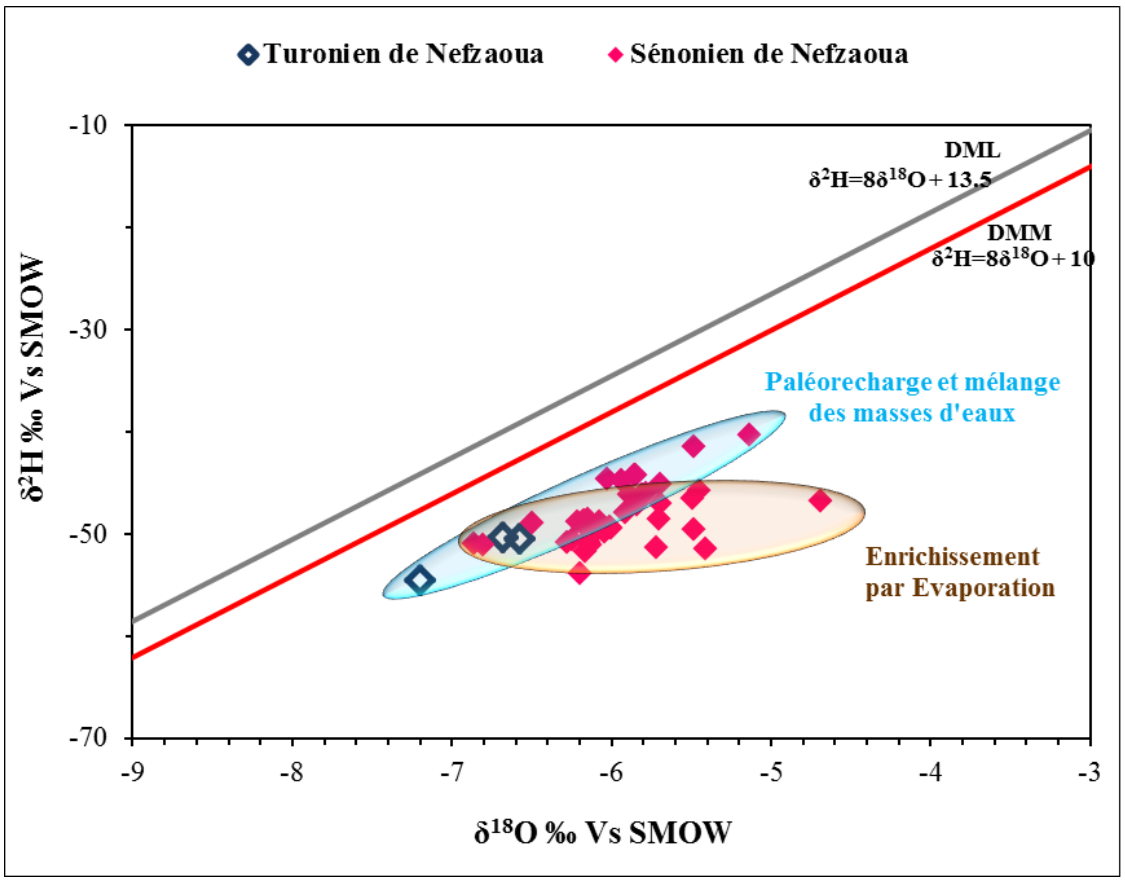


Figure 45. Diagramme $^{18}O/^{2}H$ des eaux du bassin de la Nefzaoua

- Un effet de mélange entre les eaux du Sénonien et du Turonien pourrait être envisageable. Le cachet isotopique de ces eaux est acquis à l'occasion des communications latérales et verticales entre les niveaux aquifères Sénonien et Turonien. C'est particulièrement le cas lors des accidents tectoniques majeurs et les passages latéraux de faciès (Figure 46).

  Un mélange similaire par drainance ascendante, favorisée par des failles profondes, a été démontré par Abid et al., 2012, entre l'aquifère du Continental Intercalaire et du Turonien. L'appauvrissement en isotopes stables des eaux du Turonien plaide en faveur d'un mélange avec les eaux du Continental Intercalaire, nappe la plus profonde et la plus ancienne.

Le bloc diagramme ci-dessous peut résumer la circulation des eaux dans les différents niveaux aquifères du bassin de la Nefzaoua et la possibilité de mélange entre eux à travers les accidents tectoniques.

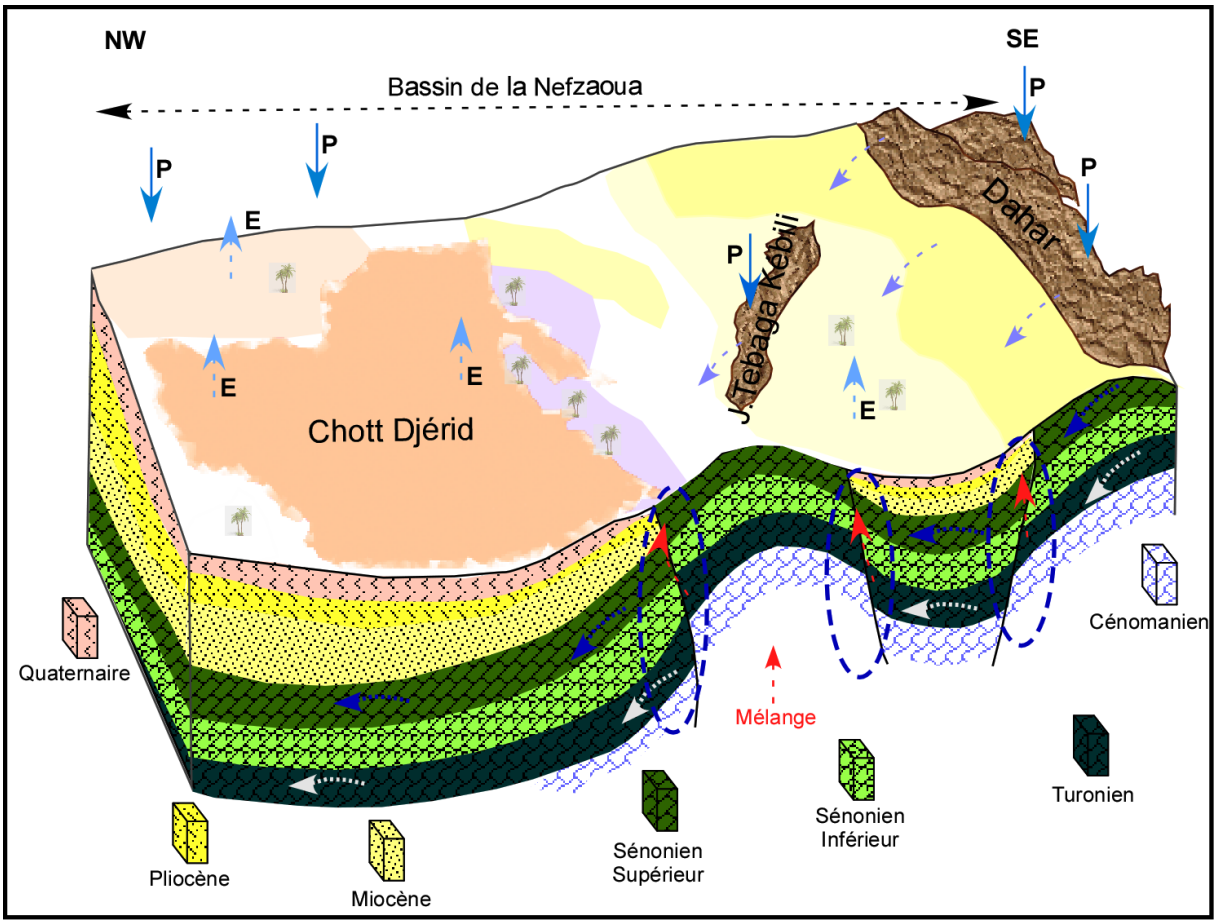


Figure 46. Bloc diagramme du bassin de la Nefzaoua

Etude du bassin du Djérid

L'examen du diagramme $^{18}O/^{2}H$ des eaux du bassin du Djérid (Figure 47) montre une large gamme de variation des teneurs en isotopes stables de la molécule d'eau.

Les eaux de la plaine de Chott El Gharsa se répartissent entre des eaux à composition proche de la DMM et des eaux qui s'alignent parallèlement à la DMM. Le point #MC104, présente une signature isotopique plus enrichie. Ce dernier est localisé près de la chaine de Métlaoui qui constitue une zone de recharge de l'aquifère Mio-pliocène de la plaine de Chott El Gharsa.

Les échantillons situés juste à proximité de la DMM et qui sont les plus appauvris, sont la continuité de l'écoulement NE en provenance de la chaine de Métlaoui. La composition isotopique de ces eaux semble être influencée aussi par des eaux plus appauvries en provenance du côté Ouest de la plaine: probablement les eaux du Continental Intercalaire.

Quant aux échantillons du bassin de Tozeur, ils se répartissent en deux groupes distincts:

Un groupe qui forme avec quelques forages de la plaine de Chott El Gharsa un alignement parallèle à la DMM; signe d'une paléorecharge.

Un groupe qui constitue avec les eaux du Redjime Mâatoug les eaux les plus enrichies. Cet enrichissement pouvant s'expliquer par un effet d'évaporation.

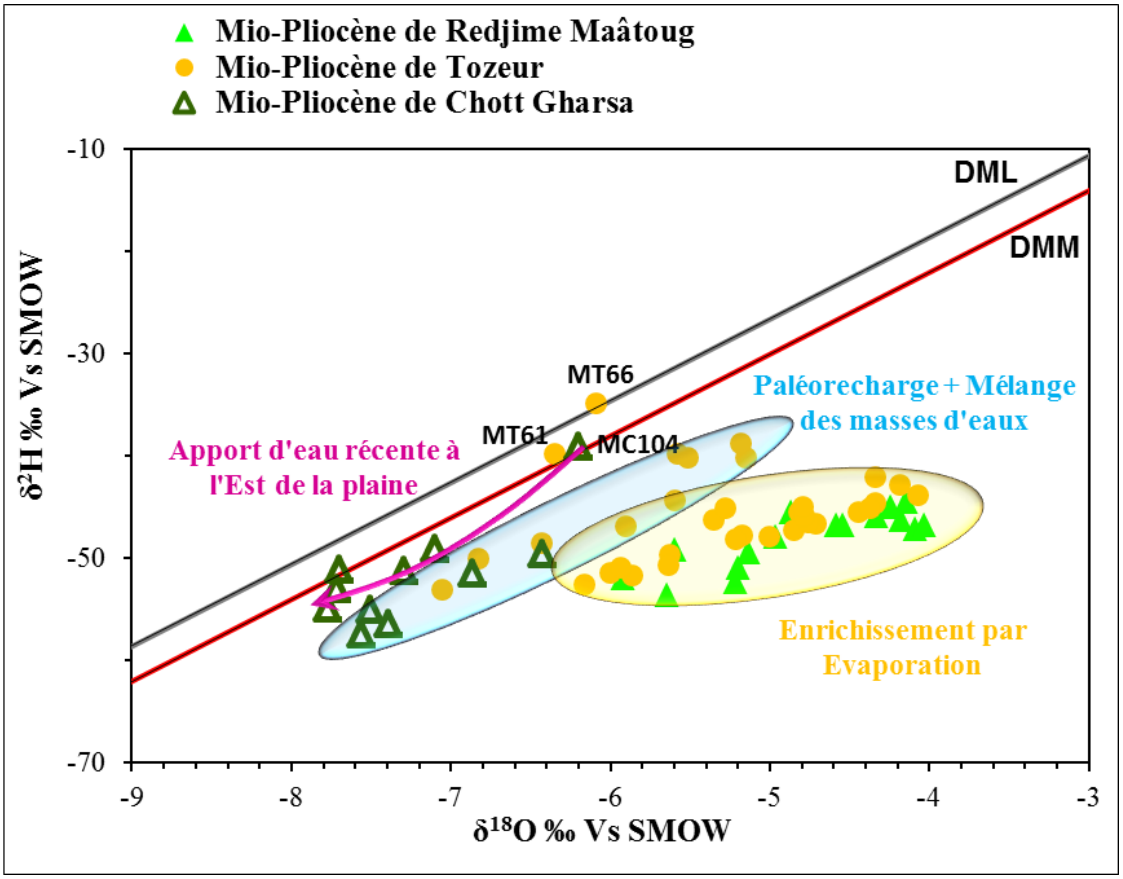


Figure 47. Diagramme $^{18}O/^{2}H$ des eaux du bassin du Djérid

La circulation des eaux dans le bassin du Djérid peut être illustrée par le bloc diagramme ci-dessous (Figure 48). La formation aquifère du bassin du Djérid reçoit de l'eau à signature isotopique différente de plusieurs endroits.

La composition isotopique des eaux semble être influencée d'une part par les eaux en provenance de la chaine de Métloaui, du bassin de Tozeur et par la continuité de l'écoulement en provenance de Redjime Maâtoug.

Un appel d'eau plus en profondeur est aussi possible. Il traduit l'effet de surexploitation de l'aquifère sableux. Ceci a été démontré surtout au niveau de l'extrémité est de la ride de Tozeur. Ceci a été déjà montré dans l'étude hydrochimique où une salinisation des eaux a été enregistrée suite à un mélange par drainance ascendante avec les eaux du Sénonien plus salée (Ricolvi, 1973).

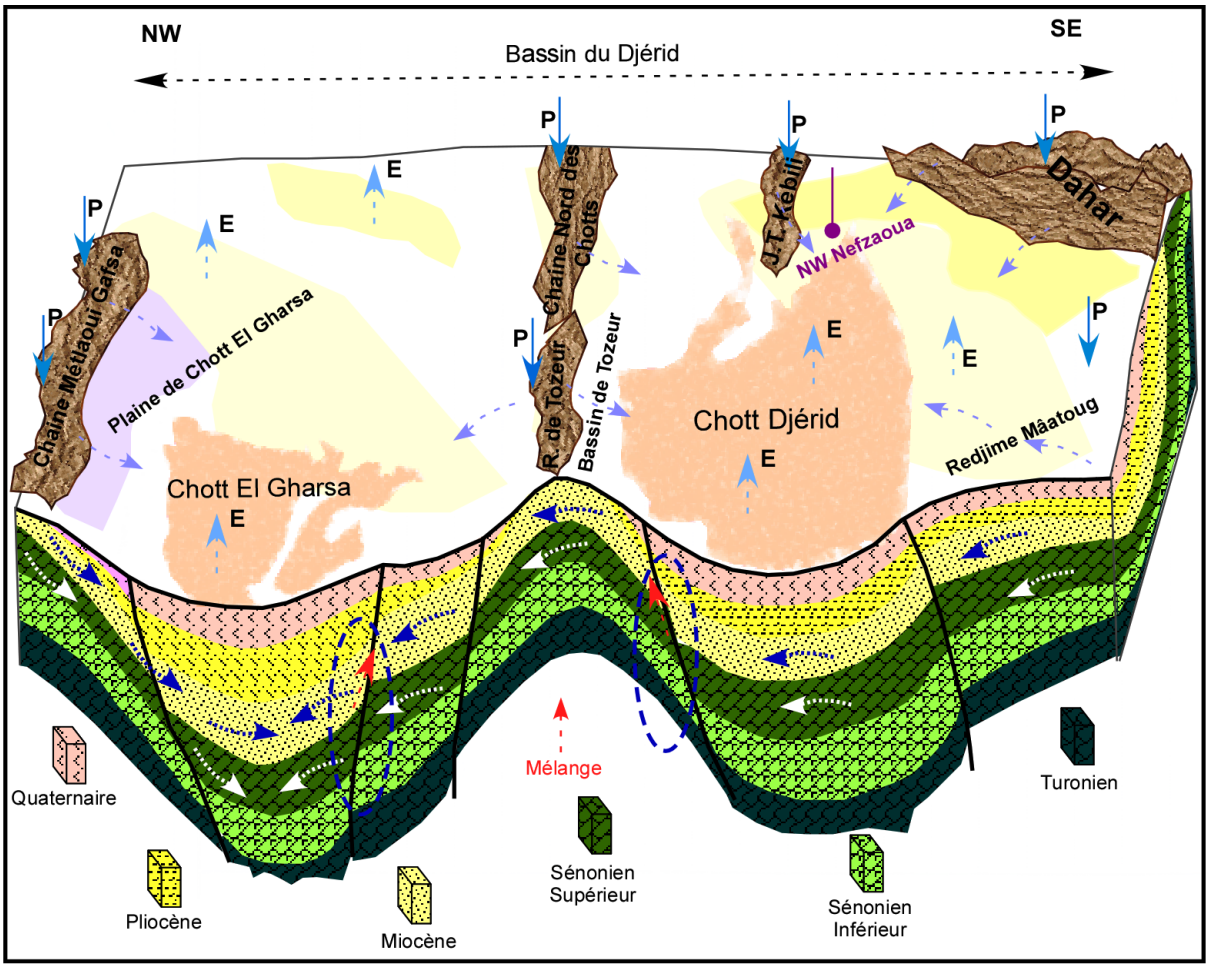


Figure 48. Modèle de circulation des eaux dans le bassin du Djérid

II-2-2 Relation Oxygène-18/Chlore

Le chlore, considéré comme un traceur chimique conservatif, est corrélé avec les teneurs en oxygène-18 dans le but de déterminer les différents processus responsables de la variation de la signature isotopiques des masses d'eaux dans la nappe du CT (Figure 49).
L'étude de l'évolution de $\delta^{18}O$ et des teneurs en chlores permet d'identifier 2 principaux facteurs qui sont responsables de cette composition isotopique variable.

Une première tendance s'observe, avec des teneurs en isotope stable presque homogènes et une variation importante des teneurs en chlore. Cette tendance caractérise la majorité des échantillons de l'aquifère Sénonien du bassin de la Nefzaoua. Ceci suggère qu'il s'est établi une conservation du signal d'entrée climatique au niveau de cet aquifère. L'augmentation des teneurs en chlore est associée à la dissolution des minéraux contenus dans les formations aquifère. Ceci a bien été discuté dans l'étude hydrochimique.

Des tendances à l'enrichissement simultané en teneurs en oxygène-18 et en chlore sont aussi notées et peuvent être liées à un processus d'évaporation. Il y a lieu de penser ici qu'au cours des saisons pluvieuses la nappe pourra être alimentée par infiltration de l'eau évaporée retenue dans la zone non saturée.

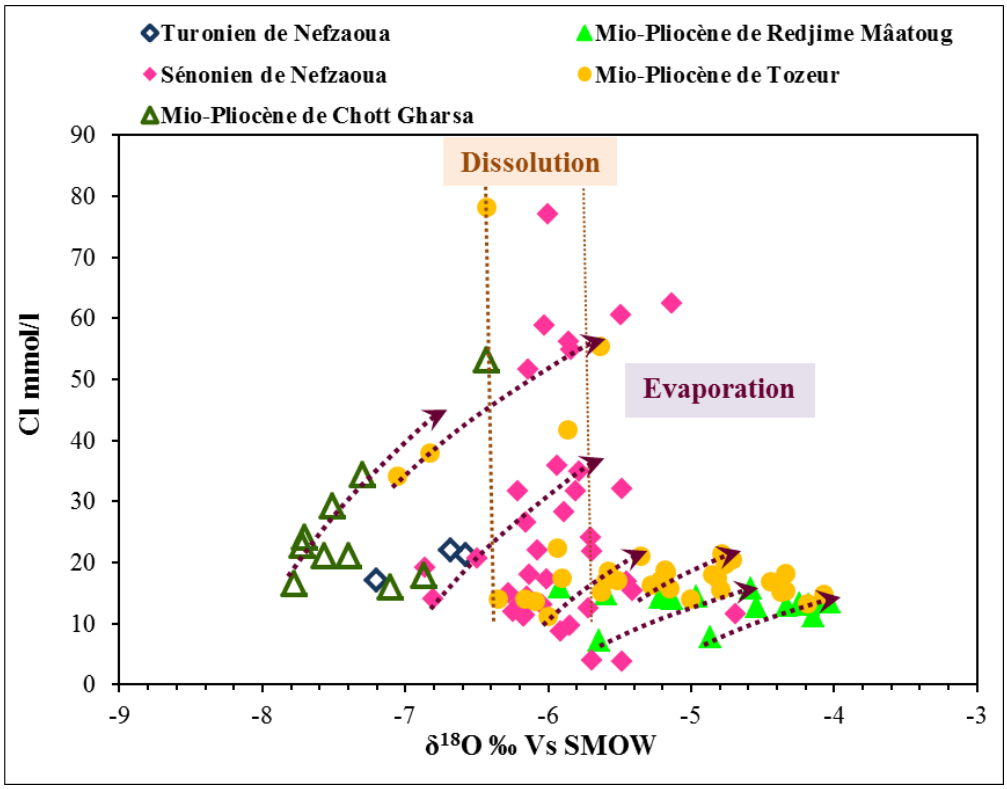


Figure 49. Relation entre les teneurs en oxygène-18 et en chlore

D'autres processus secondaires peuvent influencer la signature isotopique des eaux. En effet, le processus d'évaporation est marqué dans les eaux Mio-pliocène de Redjime Mâatoug, de Tozeur et de la plaine de Chott El Gharsa. Les eaux de ces aquifères semblent être caractéristiques d'une masse d'eau homogénéisée et influencée par les circulations avoisinantes.

En effet, les eaux captées à Redjime Mâatoug forment la continuité de l'écoulement en provenance du bassin Algérien au SW. Ces eaux enrichies caractérisent ainsi le signal d'entrée au sud du bassin du Djérid.

En outre, les eaux du bassin du Tozeur, avec leur signature isotopique enrichie, montrent qu'elles sont sous l'influence prédominante de deux masses d'eaux. Ces eaux reflètent d'une part la composition isotopique des écoulements en provenance du Redjime Mâatoug et d'autre part la possibilité d'une recharge qui pourra intervenir en période pluvieuse au niveau de la

Chaine Nord de Chott et de la ride de Tozeur. On observe cependant dans ce même bassin de Tozeur d'autres cachets isotopiques appauvris qui peuvent être le résultat de leur mélange avec des eaux à signature isotopique faible.

En conséquence, la variation de la composition isotopique des eaux souterraines résulte ainsi des phénomènes de mélange des eaux infiltrées à diverses époques, traduisant par ailleurs la continuité hydraulique des différents niveaux aquifères.

II-3 Excès en deutérium

En 1964, DANSGAARD a défini l'excès en deutérium (D) comme étant: $D = \delta^{2}H - 8\delta^{18}O$. Ce paramètre a été utilisé afin de remonter à l'impact de la variabilité climatique sur le changement de la signature isotopique des précipitations et par la suite la variabilité de la composition isotopique des eaux souterraines. Ceci est également important pour l'interprétation des fluctuations passées de $\delta^{18}O$ des précipitations. Cet outil dépend de l'humidité relative de l'air, des conditions d'évaporation et donc de l'origine des masses de vapeur d'eau (Merlivat et Jouzel, 1979). En effet, l'excès en deutérium aura tendance à augmenter avec une faible humidité relative de l'air.

Dans cette étude, on a calculé l'excès en deutérium des différents échantillons d'eau de la nappe du CT. Les valeurs obtenues montrent des fluctuations d'un forage à un autre avec généralement un excès en deutérium faible ou négatif. En effet, ces valeurs oscillent entre un minimum de -14,39‰ et un maximum de 10,6‰ (Figure.50).

L'enrichissement en Oxygène-18 observé dans la majorité des échantillons et l'excès en deutérium faible peuvent refléter que ces eaux dérivent des pluies en partie évaporées et enrichie en isotopes stables. Cet enrichissement est lié à l'évaporation des gouttelettes d'eau au cours des périodes chaudes et sèches qui règnent dans la région et qui rejoignent après l'aquifère durant la période pluvieuse. Les forages MT61, MT66 et MC104 ont un excès en deutérium >10 à l'exception des autres échantillons. Ces forages d'eau sont placés à proximité de la droite météorique mondiale et locale au niveau du diagramme $^{18}O/^{2}H$ et peuvent recevoir probablement une certaine composante récente.

Les résultats obtenus indiquent des évènements de recharge multiple dans les différents aquifères de la nappe du CT qui sont caractérisés par des signatures isotopiques distinctes et par des excès en deutérium variables.

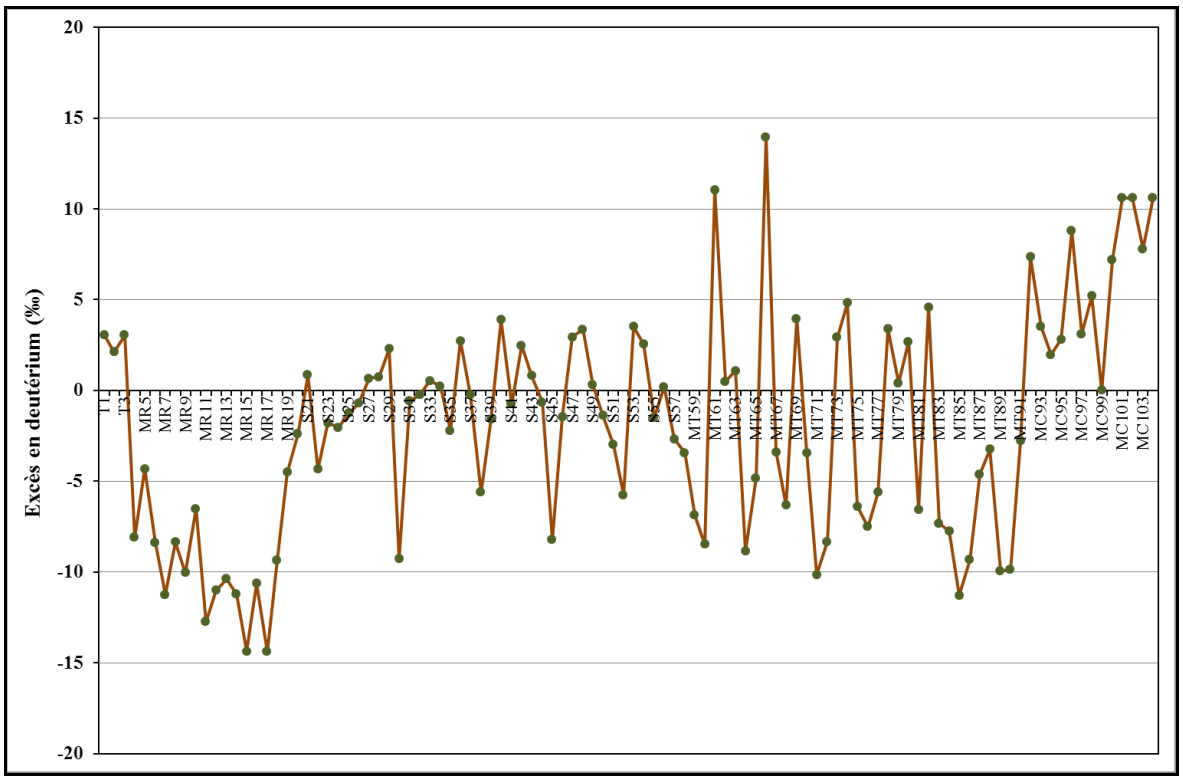


Figure 50. Variation des valeurs en excès en deutérium des différents échantillons d'eau

Les eaux souterraines des aquifères à plusieurs bassins du Sahara Septentrional et dans les régions du Sahel au Nord-Africain ainsi que dans les régions arides ont des faibles teneurs en ^{18}O, ^{2}H et des valeurs d'excès en deutérium < 10‰. Dans ces régions, les précipitations ont des excès en deutérium >16‰ (Yechieli et al., 1992; Sultan et al., 1997; Clark et Fritz, 1997). A part les faibles valeurs en excès en deutérium, ces eaux sont aussi caractérisées par des faibles activités en carbone-14. Ces caractéristiques reflètent une paléorecharge durant des périodes très humides durant le pléistocène (Celle, 2000; Celle et al., 2000).

III- Les isotopes du Carbone (^{13}C, ^{14}C)

III-1 Origine du Carbone-14 dans les eaux souterraines

La production de la majorité du carbone-14 a lieu dans la haute atmosphère par interaction entre le rayonnement cosmique et l'azote gazeux atmosphérique.

En atteignant la stratosphère, le rayonnement cosmique rentre en collision avec les molécules et les atomes environnants en produisant un flux de neutrons thermiques.

Ces derniers vont interagir avec l'azote-14 en produisant du ^{14}C selon la réaction:

$$^{14}_{7}N + ^{1}_{0}n \rightarrow ^{14}_{6}C + ^{1}_{1}p$$

Le carbone-14 peut avoir aussi une origine anthropique, les essais thermonucléaires des années 1950, ou radiogénique par l'activation de l'azote-14 dans les zone de hauts flux neutroniques, qui sont issus de la fission in situ de l'uranium et d'autres éléments radioactifs.
Le radiocarbone, oxydé en CO_2, se mélange ensuite avec d'autre gaz atmosphériques et sera dissous par les eaux de pluies qui alimentent ensuite les aquifères souterrains.
La méthode de datation ^{14}C, se base sur le phénomène de désintégration radioactive selon l'équation suivante:

$$A_t^{14}C = A_0^{14}C.e^{-\lambda t}.$$

Avec: $A_t^{14}C$ est l'activité carbone-14 de l'échantillon au moment du prélèvement.
$A_0^{14}C$ est l'activité carbone-14 initiale lors de la recharge.
λ est la constante de décroissance radioactive. Elle est égale à:
$\lambda = Ln2/t_{1/2}$ avec $t_{1/2}=5730\pm40$ ans.
t est le temps depuis la recharge de l'aquifère qui est égal à:
$t = -8267\ Ln(A_t^{14}C/A_0^{14}C)$.
Une connaissance des teneurs des différents réservoirs est donc nécessaire avant d'étudier les teneurs en CID dans les eaux des aquifères souterrains.

III-2 Les principaux réservoirs

Dans la figure 51, on a résumé la composition isotopique de différents réservoirs possibles du carbone.
Les teneurs en ^{14}C de l'atmosphère ont été fortement influencées par la révolution industrielle, qui, a tout d'abord provoqué une diminution de l'activité ^{14}C. Par la suite, une augmentation temporaire des teneurs en ^{14}C atmosphérique a été enregistrée vers les années 50 suite aux essais thermonucléaires (Clark et Fritz, 1997; Mook et Vries, 2000).
Pendant l'Holocène, la variation des teneurs naturelles en ^{14}C a été de l'ordre de quelques pourcents (Stuiver et al., 1991; Clark et Fritz, 1997). Ces variations sont faibles, comparées à celles attendues dans les eaux souterraines dont les activités en 14C sont exprimées en pourcentage d'écart par rapport à la valeur atmosphérique (pmc: percent modern carbon) (Mook et Vries, 2000).
Quant à l'eau de mer, elle présente une activité ^{14}C inférieure à celle de l'atmosphère. Cette baisse d'activité a été attribuée essentiellement à la remontée d'eaux anciennes profondes. En effet, des activités ^{14}C de l'ordre de 98,7± 1 pmc ont été estimées dans la méditerranée par Broecker et Gerard, 1969. Plus récemment, les activités ^{14}C enregistrées dans la méditerranée sont de l'ordre de 95,4 pmc (Siani et al., 2001).

La Matière Organique (MO) peut influencer à son tour la chimie des eaux. L'activité ^{14}C peut être considérée égale à 0 pmc dans le cas de matière organique fossile, mais ceci n'est pas le cas pour certains dépôts quaternaires où l'activité ^{14}C mesurée n'est plus nulle, l'activité de la MO varie de 28 au Sud de Camargue à plus de 40 au Nord (Vella et al., 2005).

Les teneurs en ^{13}C de ces réservoirs présentent une importante gamme de variation. Le $\delta^{13}C$ du CO_2 atmosphérique est d'environ -8‰ (Levin et al., 1995) alors que les carbonates d'origine marine ont des teneurs en $\delta^{13}C$ qui sont comprises entre -2 et +2‰ (Clark et Fritz, 1997). Elles sont généralement prises égales à zéro (soit $\delta^{13}C_{CaCO3} \approx 0‰$). Toutefois, cette quantité peut évoluer au cours du temps sous l'effet du métamorphisme ou de la diagénèse.

Concernant le $\delta^{13}C$ du CO_2 biogénique, il varie en fonction du type de cycle photosynthétique correspondant. Le $\delta^{13}C$ est de l'ordre de -12±3‰ pour les plantes de type C4 (prairie tropicale et tempérée), -27±3‰ pour les plantes de type C3 (adaptées aux zones tempérées) et de -17‰ pour les plantes de cycle mixte ou CAM (Crassulacean Acid Metabolism) des écosystèmes désertiques (Vogel, 1993; Clark et Fritz, 1997; Mook et Vries, 2000). La dégradation de ces végétaux à leur mort par des bactéries aérobies est à l'origine des teneurs en CO_2 du sol.

La teneur en $\delta^{13}C$ de la matière organique fossile peut varier jusqu'à des valeurs très négatives de l'ordre de -27‰. Ceci est du à l'effet des processus géochimiques complexes qui sont responsables de l'évolution de la matière organique en produit fossile (Clark et Fritz, 1997; Mook et Vries, 2000).

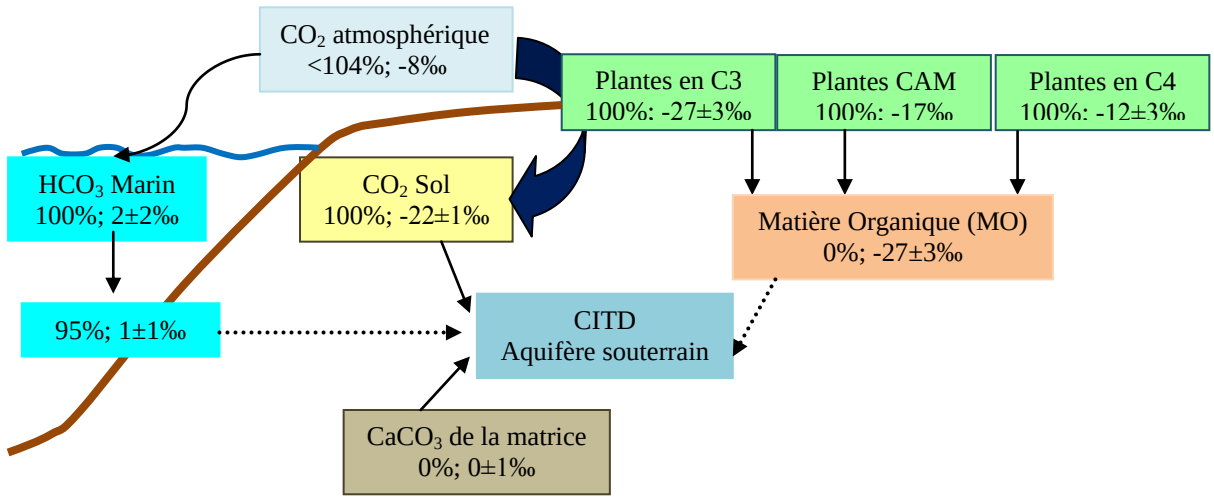


Figure 51. Signature isotopique des différents réservoirs du carbone

III-3 Principe du traçage isotopique de CITD

L'activité de radiocarbone dans l'atmosphère est le résultat d'échanges complexes entre les réservoirs terrestres, principalement la végétation, l'océan et l'atmosphère.

L'intérêt de l'utilisation de cet outil est le fait qu'il s'incorpore dans les eaux de l'infiltration via les équilibres calco-carboniques d'une part et d'autre part, il a une demi vie qui nous permet des dater des eaux jusqu'à 40 000 ans.

La connaissance de l'incorporation du $^{14}CO_{2(g)}$ dans le cycle de l'eau est nécessaire pour effectuer une datation sur la base des activités ^{14}C des eaux souterraines. Une partie du gaz carbonique de l'atmosphère se dissout dans les océans et une autre partie sera assimilée par la biosphère terrestre et sera incorporée à la matière organique du sol.

Les eaux de pluie infiltrées dans le sol se trouvent soumises d'une part au CO_2 provenant de la respiration des plantes vivantes et d'autre part du CO_2 en provenance de l'activité biogénique du sol via la décomposition de la matière organique. Ces quantités du dioxyde de carbone seront incorporées dans les eaux souterraines suite à l'infiltration des pluies vers les zones saturées des aquifères.

Lors du cheminement de l'eau dans la zone non saturée et saturée, la teneur en radiocarbone se trouve influencée par la dissolution des matrices carbonatées et par le CO_2 du sol. L'évolution du système calco-carbonique dans les eaux souterraines est fonction donc de la pression partielle du $CO_{2(g)}$ qui à son tour contrôle la dissolution des carbonates.

Le long des voies d'écoulement, les teneurs en ^{14}C commencent à diminuer par décroissance radioactive. De plus, la teneur en ^{14}C peut être perturbée par diverses réactions géochimiques ainsi que par des phénomènes d'échanges isotopiques avec le sol puis avec la matrice aquifère.

Ces échanges chimiques et isotopiques conduisent le plus souvent à un vieillissement apparent des eaux par dilution des teneurs en ^{14}C.

En raison de ces facteurs géochimiques qui agissent sur l'estimation et l'interprétation des âges, ce radiocarbone ne permet d'étudier que les évènements enregistrés dans la période du fin-Pléistocène à l'Holocène. L'estimation du temps de séjour de l'eau se fait d'une manière indirecte par la datation du Carbone Inorganique Dissous (CID), contenu dans celle-ci.

Néanmoins, les eaux souterraines sont susceptibles de voir l'activité initiale de cet isotope fortement perturbée par plusieurs processus géochimiques qui peuvent s'y produire tout au long de son acheminement dans les systèmes carbonatés. En effet, la dissolution de la dolomite, de la calcite et de gypse, les phénomènes de diffusion du radiocarbone dans la matrice de l'aquifère, les échanges ioniques ainsi que l'oxydation de la matière organique peuvent être à l'origine d'un vieillissement des eaux par dilution du ^{14}C.

Pour ces raisons, des corrections d'activité ^{14}C étant nécessaires, un facteur de dilution «q» devra alors être intégré dans les équations de calcul précédentes:

$$A_t^{14}C = qA_0^{14}C.e^{-\lambda t}$$

$t = -8267\ Ln(A_t^{14}C/qA_0^{14}C)$

La teneur en Carbone-13 est affectée, tout comme celle en ^{14}C, par des processus qui échangent ou enlèvent du carbone. Le facteur q s'écrit alors:

$$q = (\delta^{13}C_{CID} - \delta^{13}C_{Carbonates}) / (\delta^{13}C_{sol} - \delta^{13}C_{Carbonates})$$

Avec:

$\delta^{13}C_{CID}$ = teneur en ^{13}C mesurée dans les eaux souterraines,

$\delta^{13}C_{sol}$ = $\delta^{13}C$ du CO_2 dans le sol (habituellement proche de -22‰),

$\delta^{13}C_{Carbonates}$ = $\delta^{13}C$ de la matrice carbonatée (habituellement proche de 0‰).

Dans le cadre de cette étude, on a recours à plusieurs modèles de correction qui peuvent estimer le facteur de dilution q et l'activité initiale en ^{14}C (A_0) à l'entrée du système. Ces modèles reposent essentiellement sur l'utilisation du carbone-13: traceur associé des équilibres calco-carboniques.

Le choix de modèle de correction dépend des conditions géochimiques qui règnent dans l'aquifère ainsi que du degré d'ouverture du système.

III-4 Notion de degré d'ouverture du système et influence sur les isotopes du Carbone

L'évolution des isotopes du carbone (^{14}C et ^{13}C) du CITD des eaux souterraines est liée aux équilibres calco-carboniques qui dépendent du pH et de la température (Mook et al., 2000) ainsi qu'à la disponibilité du CO_2. Cette dernière dépend de l'équilibre ou non des eaux souterraines avec la phase gazeuse atmosphérique. Ceci est lié donc au degré d'ouverture du système (Brouste, 1996).

Ces notions d'ouverture ou de fermeture du système ont été discutées dans des travaux antérieurs; citons à titre d'exemple: Emblanch, 1997; Olive, 1998; Huneau, 2000; Abid, 2010.

En système ouvert, un échange continuel se passe entre le $CO_{2(g)}$ et le CITD. La phase gazeuse est alors considérée comme un réservoir infini vis-à-vis de la phase liquide. Pour les aquifères, la source de CO_2 renouvelle en permanence la réserve de CO_2 consommé par dissolution des matrices carbonatées. Dans ce cas, les concentrations en CITD seront donc élevées et la signature isotopique de la solution ne dépend que de celle de la phase gazeuse qui présente une composition isotopique constante.

Dans le cas d'un système fermé, il est généralement considéré que l'évolution s'effectue en deux étapes: (1) l'eau ayant une quantité finie de CO_2 pendant la recharge, atteint la zone saturée de l'aquifère avant que les processus de dissolution ne commencent (2) les équilibres calco-carboniques sont régis par la consommation de ce stock acquis lors de

l'infiltration sans renouvellement du CO_2. Les teneurs en CITD restent donc constants, alors que la signature isotopique évolue d'une manière dépendante à la fois de la dissolution de l'encaissant et du CO_2 acquis lors de la fermeture du système. Le CITD issu de la matrice carbonatée va être à l'origine d'une augmentation des teneurs en $\delta^{13}C$ ($\delta^{13}C_{carbonate}$ = 0‰) et d'une baisse de l'activité en ^{14}C suite à un apport du carbone mort ($^{14}C_{carbonate}$ = 0 pcm). Ainsi, l'évolution géochimique du CITD est fonction du type de système (ouvert, fermé).

Généralement, ces notions de systèmes ne sont que des modèles théoriques idéaux et les eaux souterraines évoluent dans des conditions intermédiaires. En général, la mise en solution des espèces carbonatées débute en système ouvert lors de l'infiltration des eaux dans la zone non saturée, puis se poursuit, en système fermé dans la zone saturée.

IV- Les eaux du système aquifère du CT: Géochimie du carbone et datation des eaux

Les données des activités ^{14}C et ^{13}C présentées sont issues de différents travaux de compilation (Abidi, 2007 et Abid., 2010) associés à des nouvelles analyses effectuées dans le cadre de cette thèse (Annexe III).

Les analyses des teneurs en radiocarbone nécessitent un échantillonnage particulier. Un volume d'eau de l'ordre de 120 à 180L a été prélevé de chaque forage en fonction des teneurs en HCO_3^-. Après avoir augmenté le pH de l'échantillon par ajout de NaOH, un précipité se forme par addition de $BaCl_2$. Le précipité ainsi que sa séparation de l'eau ont été effectués in situ. Le précipité obtenu a été bien conservé dans des bouteilles jusqu'à leur retour au laboratoire.

Les mesures en ^{14}C ont été réalisées au LRAE à l'aide d'un compteur à scintillation liquide. Les analyses en $^{13}C_{CID}$ ont été effectuées au CEREGE par spectrométrie de masse.

Les résultats obtenus ne montrent aucune activité ^{14}C proche de 100 ce qui montre que l'aquifère étudié n'évolue pas en système ouvert vis-à-vis du CO_2 du sol. Les activités ^{14}C varient de 5,8±1,8 pcm à 37±1 pcm.

Les teneurs en $\delta^{13}C$ s'échelonnent entre des teneurs enrichies ($\delta^{13}C$= -3,7‰) et des teneurs appauvries ($\delta^{13}C$= -10‰).

Ces signatures isotopiques contrastées reflètent l'existence des processus complexes qui sont à l'origine de cette large gamme de variation.

IV-1 Teneurs en Carbone-14 et en ^{13}C

Les figures 52 et 53 montrent la distribution spatiale des forages échantillonnés ainsi que les activités ^{14}C et les teneurs en ^{13}C associées.

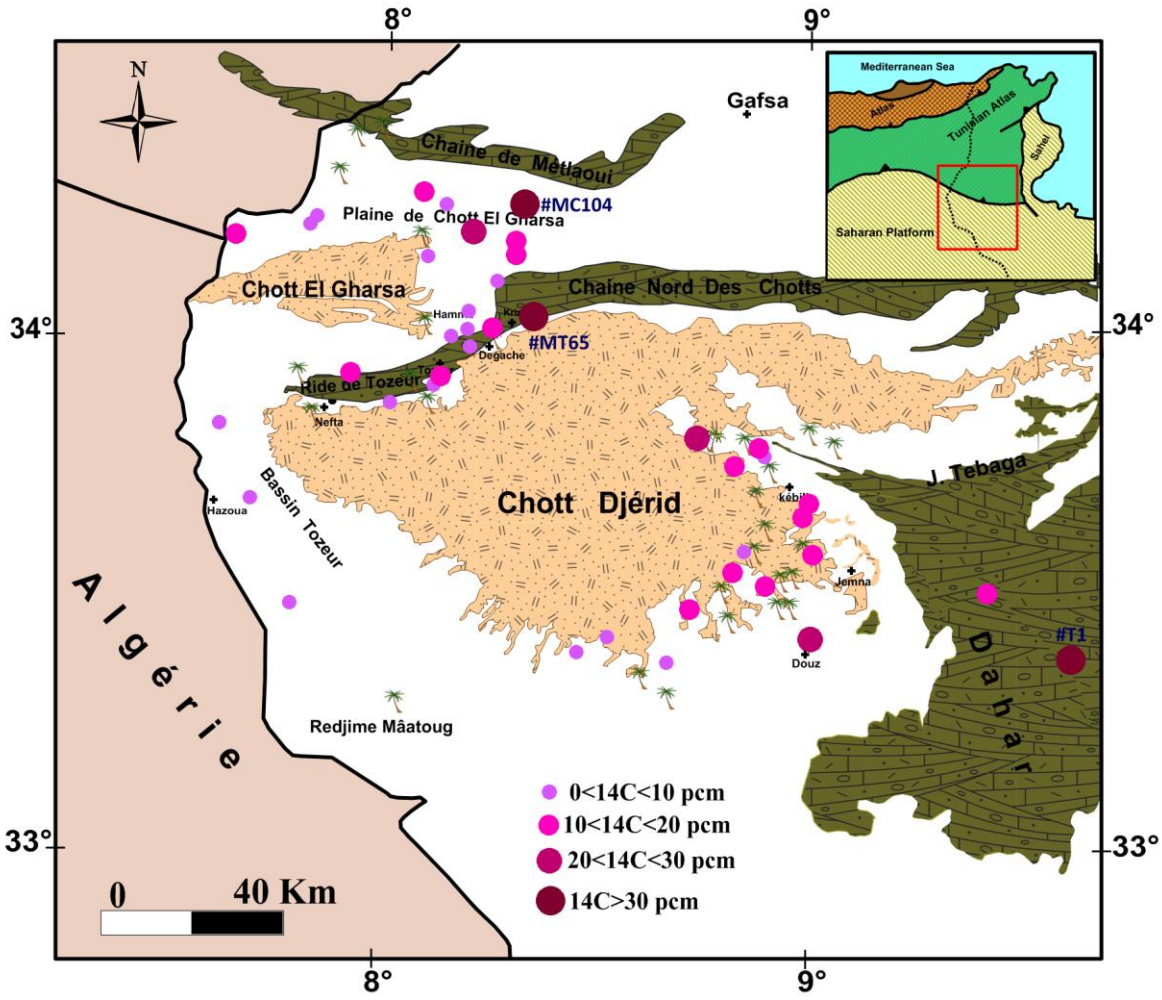


Figure 52. Carte de répartition des activités ^{14}C des eaux de la nappe du CT

Les eaux de la nappe du CT ne présentent pas d'activité ^{14}C très élevées qui peuvent témoigner d'une recharge récente significative.

Dans le bassin de la Nefzaoua, les activités ^{14}C des eaux sont en majorité entre 10 et 30 pcm, Le forage #T1 situé dans les zones au voisinage des affleurements du Dahar a une activité ^{14}C=30pcm.

Toutefois, on note que la majorité des eaux des forages aux alentours des régions des chotts présentent des activités ^{14}C intermédiaires ($10<^{14}C<20$ pcm) à l'exception du forage #S32. L'activité ^{14}C de l'ordre de 27,8 pcm, enregistrée dans les eaux de ce forage peut être expliquée par un apport d'eau plus jeune, probablement par phénomène de drainance descendante des eaux de la nappe phréatique.

Concernant le bassin du Djérid, des activités relativement élevées sont observées pour les eaux des forages #MT65 (^{14}C=37 pcm) et #MC104 (^{14}C=36,2 pcm) au niveau de la chaine Nord des Chotts, et à quelques kilomètres à l'extrémité Est des affleurements de la

chaine de Métlaoui respectivement. Ceci peut refléter l'influence d'une certaine recharge récente.

À l'inverse, les activités ^{14}C des eaux des forages localisés aux alentours de Chott El Gharsa et Chott Djérid sont les plus faibles. Ces forages sont captés à des profondeurs importantes et sont séparés des aquifères de surface par des centaines de mètres d'argiles pliocènes. Ces derniers semblent jouer le rôle d'isolant, ce qui empêche toute influence des eaux plus jeunes.

A partir de ces données, aucun gradient d'activité cohérent en fonction du sens d'écoulement n'est observé. Cet état démontre bien le fonctionnement hydrodynamique complexe de la nappe du CT et la combinaison des différents processus qui contribuent à la modification de la signature isotopique de ses eaux.

Pour remonter à l'origine probable de ces variations, on a recours à l'étude des teneurs en $\delta\ ^{13}C$ des différents points d'eau échantillonnés. D'après la carte de répartition de $\delta^{13}C$, on observe qu'au niveau des zones situées à la périphérie du bassin d'étude, les teneurs en $\delta^{13}C$ enregistrées sont appauvries. Ceci est surtout le cas des forages #T1 et #MC104, situés respectivement au niveau du Dahar et de la chaine de Métlaoui et qui ont les activités ^{14}C les plus importantes (voir Figure.52).

On note aussi, qu'au niveau du bassin de la Nefzaoua, les forages d'eau situés aux alentours de chotts, enregistrent un enrichissement en $\delta^{13}C$ (variant de -7 à -3‰) et des teneurs appauvries en ^{14}C. Ceci pourrait s'expliquer par un échange isotopique entre le CITD et la matrice carbonatée fossile qui se caractérise par des valeurs enrichies en $\delta^{13}C$ et dépourvue de ^{14}C (^{14}C= 0 pcm et $\delta^{13}C$= 0‰) (Clark et Fritz, 1997). En effet, lors de processus de dissolution (ou dissolution incongruente) des matrices carbonatées, les teneurs en $\delta^{13}C$ évoluent vers des teneurs de plus en plus importantes (Barbecot,1999).

Les valeurs en $\delta^{13}C$ mesurées dans les eaux prélevées de bassin du Djérid, montrent un contraste avec celles des eaux de la Nefzaoua. Ainsi, on observe des teneurs appauvries proches de -9‰ au niveau de la plaine de Chott El Gharsa et des teneurs légèrement enrichies aux alentours de -7‰ à l'extrémité ouest de la Chaine Nord des Chotts (région d'El Hamma, Degache et Kriz). Ceci reflète que la signature isotopique de CITD provient d'un mélange entre la signature isotopique de la matrice carbonatée et celle du sol.

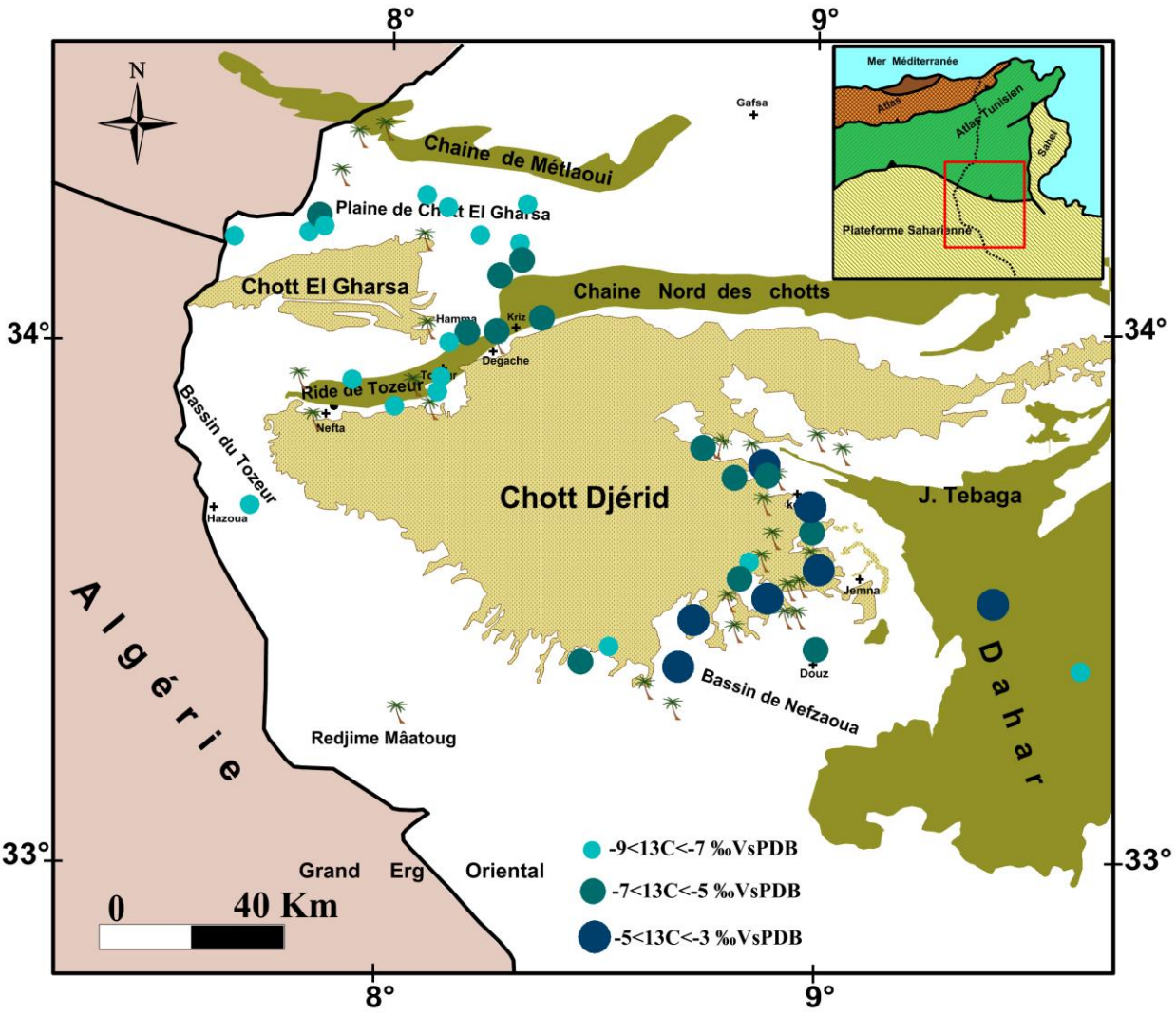


Figure 53. Carte de répartition spatiale des teneurs en ^{13}C des eaux de la nappe du CT

Sur la figure 54, on a reporté les activités ^{14}C en fonction des teneurs en ^{13}C. On note que les eaux du CT ne montrent pas une variation nette des activités ^{14}C et des teneurs en ^{13}C. En effet, même les échantillons d'eaux des niveaux Sénonien et Turonien ne présentent pas une relation semi-logarithmique rencontrée le plus souvent dans les aquifères carbonatés (Edmunds et al., 1992; Barbecot, 1999).

La répartition des activités ^{14}C et des $\delta\ ^{13}C$ montre que l'évolution isotopique des eaux de la nappe du CT serait liée non seulement à la décroissance radioactive mais aussi à un échange isotopique avec la matrice aquifère. Les teneurs en $\delta^{13}C$, enrichies par rapport au CO_2 du sol, impliquent que les eaux échantillonnées ne sont pas en équilibre isotopique avec le CO_2 biologique et n'auraient donc pas évolué en système ouvert.

La variation de $\delta^{13}C$ serait liée plus vraisemblablement, aux contributions de la matrice carbonatée et des teneurs en $\delta^{13}C$ du sol lors de la percolation des eaux à travers la zone non

saturée. Ceux-ci reflètent une évolution géochimique d'un système fermé ou du moins intermédiaire.

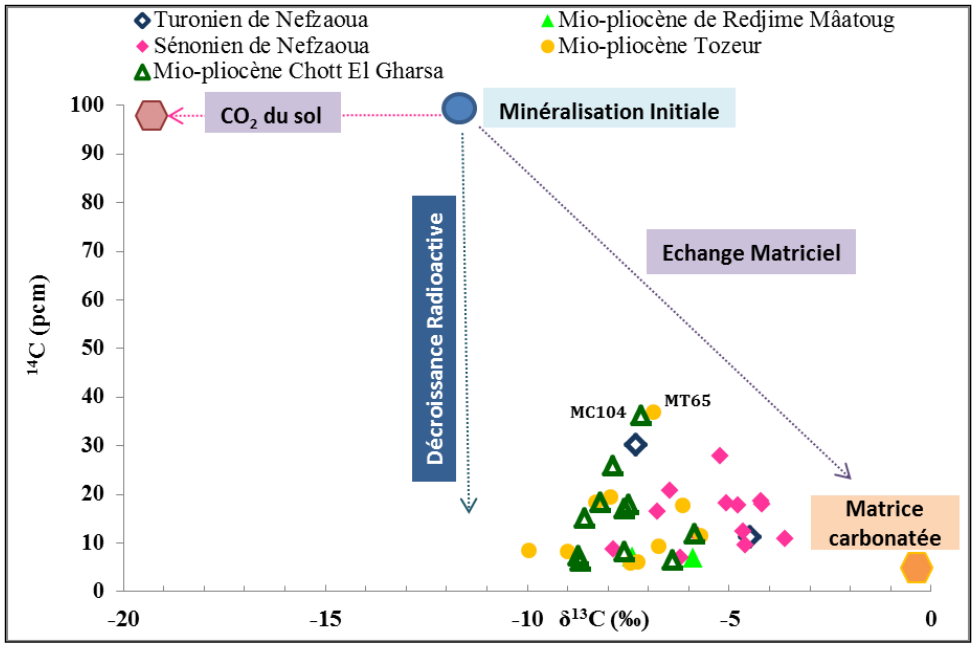


Figure 54. Relation activité $^{14}C/\delta^{13}C$ dans les eaux de la nappe du CT

IV-2 Activité initiale A_0 et temps de séjour des eaux

IV-2-1 Modèles de correction et estimation de A_0

Les processus isotopiques et géochimiques subis par les carbonates sont à l'origine des dilutions et de fractionnements, ce qui rend la datation des eaux souterraines compliquée. Le calcul de l'âge du Carbone-14 dissous nécessite donc l'estimation de son activité initiale A_0 étant donnée la difficulté de connaître les conditions initiales du cycle. De ce fait, il faut bien caractériser les processus géochimiques qui l'ont affecté.

De nombreux modèles de correction d'activité ont été appliqués dans la littérature afin d'estimer l'activité A_0 à l'entrée du système. On cite à titre d'exemple les modèles de correction d'Ingerson et Pearson (1964) et le modèle de Tamers (1967), Ces deux modèles se basent sur la dilution chimique ou isotopique.

Le modèle Pearson est basé sur une balance isotopique et repose sur le mélange entre le carbone de la matrice rocheuse ou « carbone minéral mort » et le carbone gazeux actif ou « CO_2 du sol »). L'activité A_0 Pearson s'écrit:

$$A_{0-P} = \left[\frac{(A_g - A_c)(\delta_T - \delta_c)}{(\delta_g - \delta_c)}\right] + A_c$$

Avec:

A: activité ^{14}C en pcm

g: CO_2 du sol

c: carbonate solide

T: teneurs en CITD

δ: Teneurs en ^{13}C (‰ vs PDB)

Le modèle de Tamers (1975) est à lui basé sur une balance chimique. L'activité A_0 Tamers s'écrit :

$$A_{0-Tamers} = \frac{(a + 0{,}5.b) \times A_g + 0{,}5.b \times A_c}{(a + b)}$$

Avec:

A: activité ^{14}C en pcm

a: Concentration molaire du CO_2

b: Concentration molaire en HCO_3^-

g: Activité ^{14}C du CO_2 du sol

c: Activité ^{14}C du carbonate solide

D'autres modèles se basent sur les échanges isotopiques sans ou avec fractionnements isotopiques entre le CITD, la matrice carbonatée et la phase gazeuse. Ces types de modèles englobent ceux de Fontes et Garnier (1979), de l'AIEA, d'Evans (1979) et d'Eichinger (1983).

Le modèle de Fontes et Garnier est un modèle de correction mixte par la chimie et le $\delta^{13}C$. Il envisage différentes possibilités d'échanges.

Ce modèle ajoute un facteur de correction à l'activité A_0 définie par Tamers. L'équation s'écrit alors:

$$A_{0\text{-}F\&G} = A_{0\text{-}Tamers} + k_{F\&G}$$

$$k_{F\&G} \approx \frac{(A_g - A_c)(\delta_T.(a + b) - (a + 0{,}5.b)\delta_g - 0{,}5.b.\delta_c)}{(\delta_g - \varepsilon - \delta_c)(a + b)}$$

Avec:

ε: facteur d'enrichissement de l'isotope stable. L'échange isotopique peut se faire avec la phase gazeuse: $\varepsilon = \varepsilon_{g\text{-}b}$ et le facteur de correction $K_{F\&G}$ est positif. Si ce dernier est négatif, l'échange isotopique dominant se fait avec la phase solide: $\varepsilon = \varepsilon_{c\text{-}b}$.

Le modèle de l'AIEA ne tient pas compte de la distribution chimique des espèces et ne repose que sur l'aspect isotopique de la réaction.

$$A_{0-AIEA} = \frac{(\delta_T - \delta_c)(A_g - A_c) + (\delta_g - \varepsilon_{g-b} - \delta_c)A_c}{(\delta_g - \varepsilon_{g-b} - \delta_c)}$$

Quant au modèle d'Evans, seule la précipitation est associée au fractionnement isotopique.

$$A_{0-Evans} = A_g \cdot \left[\frac{(\delta_T + \varepsilon_{c-b} - \delta_c)}{(\delta_g + \varepsilon_{c-b} - \delta_c)}\right]$$

Enfin le modèle d'Eichinger propose une correction de $A_{0Tamers}$ s'il y'a eu un échange isotopique avec la matrice tout en intégrant les $\delta^{13}C$ du CITD avant tout échange avec les carbonates solides et les $\delta^{13}C$ du CITD en équilibre avec les carbonates.

$$A_{0-Eichinger} = A_{0-Tamers} \times B$$

$$\text{avec } B = \frac{(\delta_T - \delta_e)}{(\delta_i - \delta_e)}$$

Avec :

δ_i: teneurs en $\delta^{13}C$ du CITD avant qu'il ait aucun phénomène d'échange et après que les processus de dissolution ont lieu.

δ_e: teneurs en $\delta^{13}C$ du CITD en équilibre avec les carbonates solides.

Une explication de l'utilisation de ces modèles et de leurs adaptations est bien détaillée dans Clark et Fritz (1997), et Mook et Vries (2000).

Ces modèles sont adaptés aux systèmes aquifères où la dissolution de la calcite, l'échange de base avec les argiles et les échanges isotopiques avec la matrice constituent les processus géochimiques majeurs.

Ces échanges conduisent à une dilution des teneurs des isotopes du carbone qui peut conduire à un vieillissement apparent des eaux.

Dans le but de mener à bien à une datation plus correcte, une identification des origines du carbone et leur signature isotopique est nécessaire.

A l'issue de tout ce qui a été précédemment présenté, il est utile de récapituler les signatures isotopiques des pôles carbonatés qui seront considérés pour l'estimation du temps de séjour des eaux de la nappe du CT.

Dans le cadre de cette étude on a supposé que le CITD des eaux souterraines provient essentiellement de la dissolution de carbonates ($\delta^{13}C \approx 0‰$) par le CO_2 dissous du sol ($\delta^{13}C \approx -20‰$).

Pour l'application des modèles de calcul de A_0, les hypothèses suivantes ont été utilisées:

- La teneur en $\delta^{13}C$ du gaz du sol prise à -20‰ (Valeur moyenne correspondant au couvert végétal type C3 et CAM).
- L'activité ^{14}C du CO_2 du sol prise à 100%.
- La teneur en $\delta^{13}C$ du carbonate solide prise à 0‰.
- L'activité ^{14}C des carbonates prise à 0 %.

Ces données ont été intégrées dans les différents modèles de correction d'activité cités ci-dessus. L'application de ces modèles de correction a abouti à des résultats qui varient dans une large gamme. D'une manière générale (Figure 55), on note que:

- Le modèle Tamers, à base chimique, donne des activités initiales très proches quel que soit l'échantillon avec une moyenne de 52. Ce modèle ne sera pas pris en compte car il ne considère pas les réactions d'échange isotopique avec la matrice et le CO_2 du sol.
- Les modèles d'Evans, Eichinger, F&G et Pearson donnent des A_0 très proches.
- Le modèle de l'AIEA fournit les activités les plus importantes.

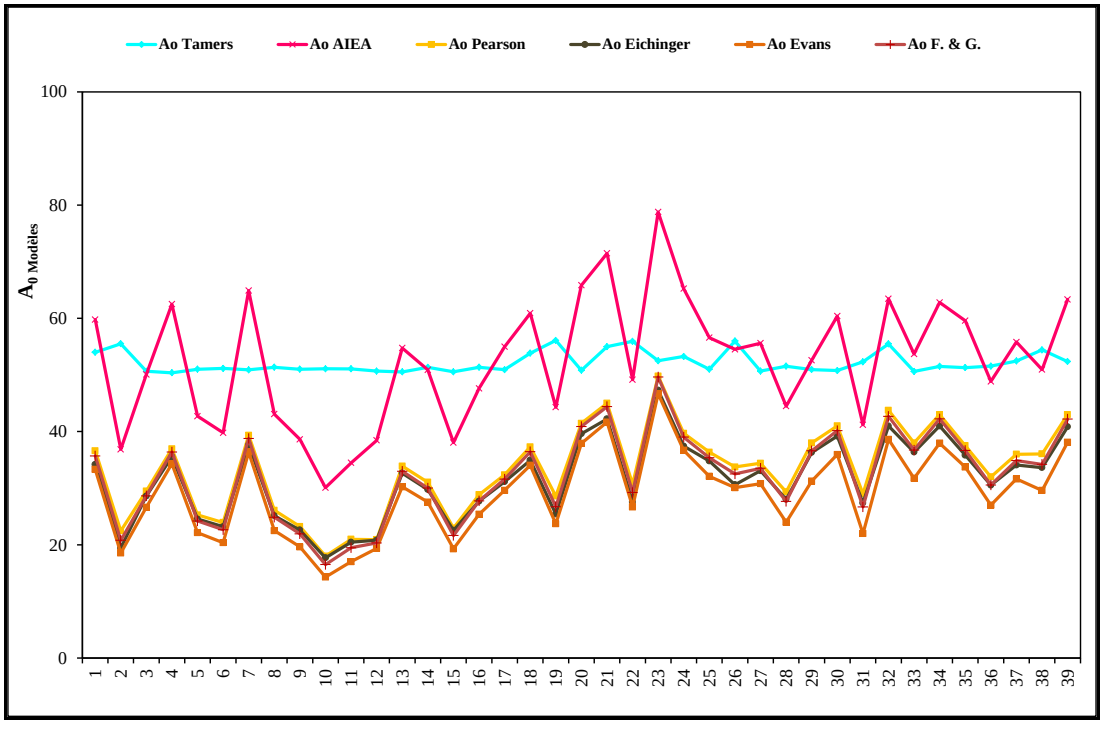


Figure 55. Valeurs de l'activité initiale A_0 calculée par les différents modèles de corrections

IV-2-2 Estimation de temps de séjour

Les deux figures 56 et 57 présentent la fréquence des âges calculés par les différents modèles cités ci-dessus. Les paramètres nécessaires à ces calculs sont aussi définis dans les paragraphes précédents. Les modèles utilisés livrent des âges calculés différents, mais deux groupes de modèles peuvent être distingués avec des âges relativement semblables.

Les modèles Tamers et AIEA fournissent des datations qui semblent être surestimées (figure 56).

En effet, ces modèles corrigent peu les âges bruts calculés par la simple décroissance radioactive à partir des valeurs de A_0 non corrigées. Cependant, les modèles Pearson, Fontes et Garnier, Evans et Eichinger donnent des âges qui sont proches.

Les datations obtenues par le premier groupe des modèles (modèle Tamers et AIEA) s'échelonnent entre 3000 et 20ka.

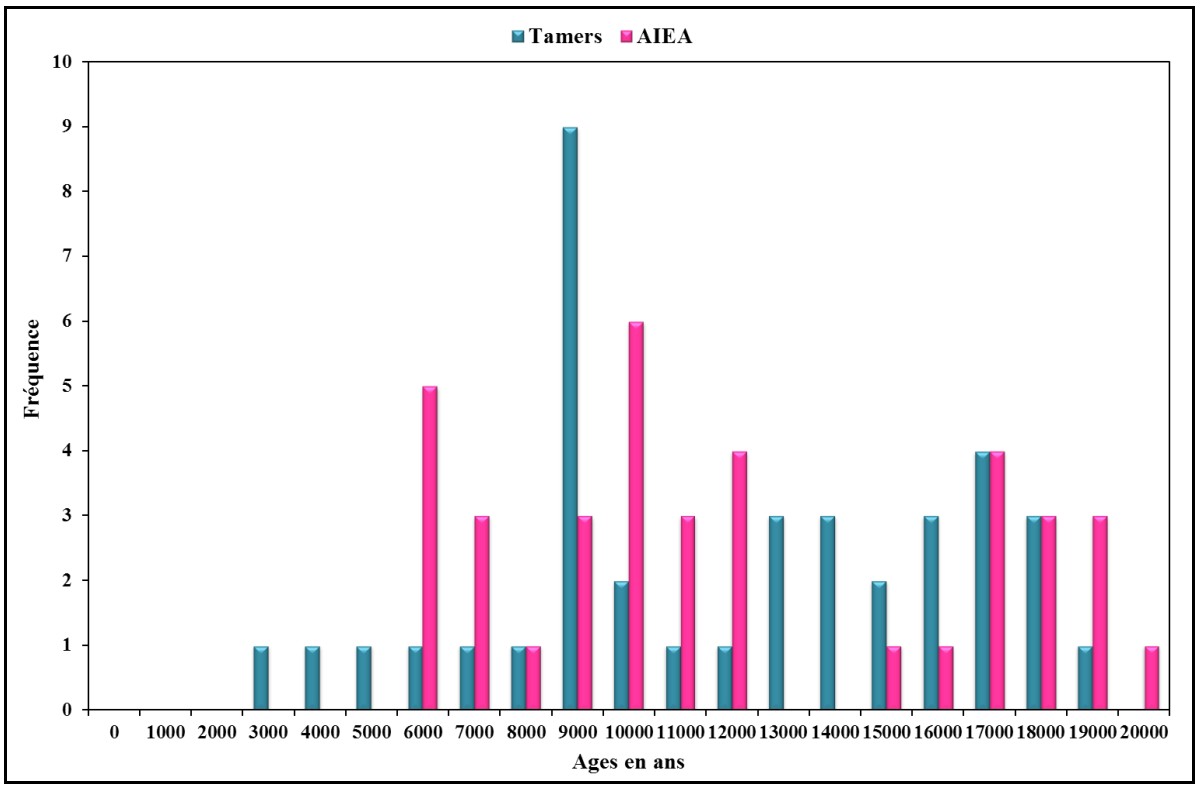


Figure 56. Histogramme de Fréquence des âges calculés par le premier groupe des modèles

D'une façon générale, on a vu précédemment que le modèle Tamers nous a fourni des A_0 de l'ordre de 52 pcm indépendamment de l'échantillon considéré. Ce modèle est basé sur une balance chimique. Il considère que la dissolution de la matrice carbonatée et de CO_2 s'effectue sans aucun échange isotopique, et que les eaux sont sous-saturées en espèce carbonatée. Ceci n'est pas réaliste dans notre contexte, où les eaux de la nappe du CT sont

saturées vis-à-vis des minéraux carbonatés. Le modèle Tamers conduit à une surestimation des âges en cas de l'existence des échanges isotopiques avec la matrice carbonatée de l'aquifère. Ce dernier phénomène est donc à l'origine de la surestimation de l'âge des eaux du CT par l'application de ce modèle. Les âges fournis par ce dernier ne seront donc pas pris en compte dans notre cas d'étude.

Le modèle AIEA, semble lui aussi surestimer les activités initiales A_0. Ce modèle considère un équilibre entre les bicarbonates et la phase gazeuse qui sera suivi par une dissolution de la matrice carbonatée (Gonfiantini, 1972; Salem et al., 1980). De plus, le modèle de l'AIEA met l'accent surtout à l'influence du CO_2. Ce phénomène, caractéristique de l'évolution dans un système ouvert, ne prédomine pas dans le cas du système aquifère du CT. Ce premier groupe de modèles ne sera donc pas retenu.

Les âges corrigés par le deuxième groupe des modèles (Pearson, Fontes et Garnier, Evans et Eichinger) couvrent la période allant de l'actuel (âge<2000 ans) à 16 ka avec des fréquences qui varient selon le type de modèle. Cependant, ces modèles ne considèrent pas les mêmes processus géochimiques et sont de conceptions différentes.

Ainsi le modèle Pearson ne considère pas les échanges isotopiques et tient compte que de la dilution du carbone. Ce modèle pourra sous-estimer les âges des eaux en cas de la présence de phénomène d'échanges isotopiques avec la phase gazeuse du sol. Ce modèle ne peut donc pas être considéré dans ce cas d'étude.

Quant au modèle d'Evans, il se base sur des processus de précipitation et de dissolution. Il est très restrictif sur l'identification des processus qui sont à l'origine du fractionnement isotopique et considère dans le calcul des corrections d'âges que le fractionnement isotopique est associé seulement à la précipitation. Le modèle d'Eichinger, suppose un échange partiel avec la matrice carbonatées de l'aquifère et ne pourra être utilisé qu'en présence de processus d'échanges isotopiques avec la matrice.

Le modèle Fontes et Garnier (F et G) entrevoit différentes possibilités et suppose un échange total d'une fraction de CITD entre les phases liquide, solide et gazeuse.

Les âges obtenus par ce modèle semblent être les plus proches de la réalité étant donné que les corrections qu'il effectue semblent répondre au mieux au contexte géochimique du système aquifère du CT. En effet, ces corrections tiennent compte de la dissolution et la précipitation des carbonates, ce modèle inclut aussi une correction pour la dissolution des évaporites tel que l'apport de calcium à la solution par dissolution du gypse et aussi des processus d'échange de base. En outre, il prend en compte tous les processus qui conduisent à une modification des équilibres calco-carboniques et qui peuvent se produire soit en système ouvert ou fermé. Ces

sont donc les âges corrigés par le modèle Fonte et Garnier qui seront considérés et discutés dans les prochaines investigations.

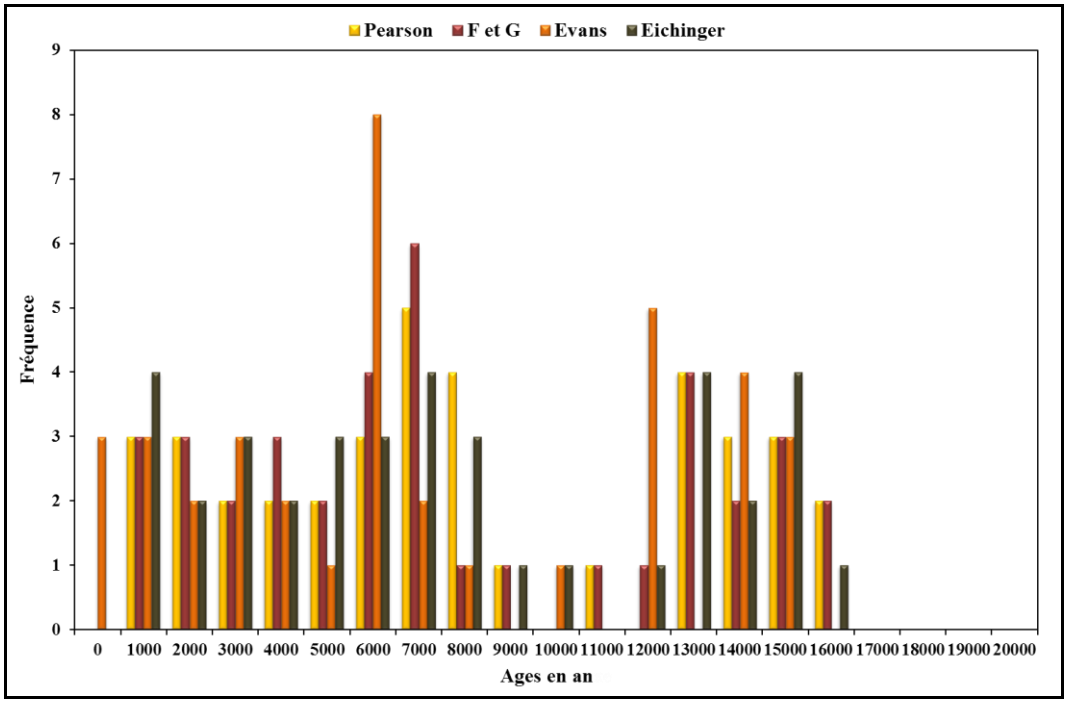


Figure 57. Fréquence des âges calculés par le deuxième groupe de modèles

IV-2-3 Temps de séjour dans le système aquifère du CT

La distribution des temps de résidence des eaux dans les aquifères du système multicouche du CT est représentée dans la figure 58.

Bien que la répartition spatiale des forages échantillonnés ne soit pas homogène, on observe que la majorité des échantillons n'enregistrent pas d'âge très récent. L'exception est faite pour quelques forages dans la zone Est de la Nefzaoua, au niveau de la chaine de Dahar (#T1 et #S48), au niveau de la Chaine Nord des Chotts (#MT65) et à proximité de la Chaine de Métlaoui (#MC104) dans le bassin du Djérid.

Un contraste de temps de résidence est bien noté dans tout le bassin étudié. En effet, logiquement on doit observer un vieillissement des eaux tout au long des lignes d'écoulement; en allant des zones d'alimentation de la nappe vers les exutoires. A partir de nos données, on n'observe aucun gradient d'âge suivant le sens d'écoulement d'eau. Cet état démontre que le fonctionnement hydrodynamique de système aquifère du CT est complexe et que la combinaison des transferts horizontaux et verticaux entre les différents aquifères est probable pour expliquer cette hétérogénéité de temps de résidence observés.

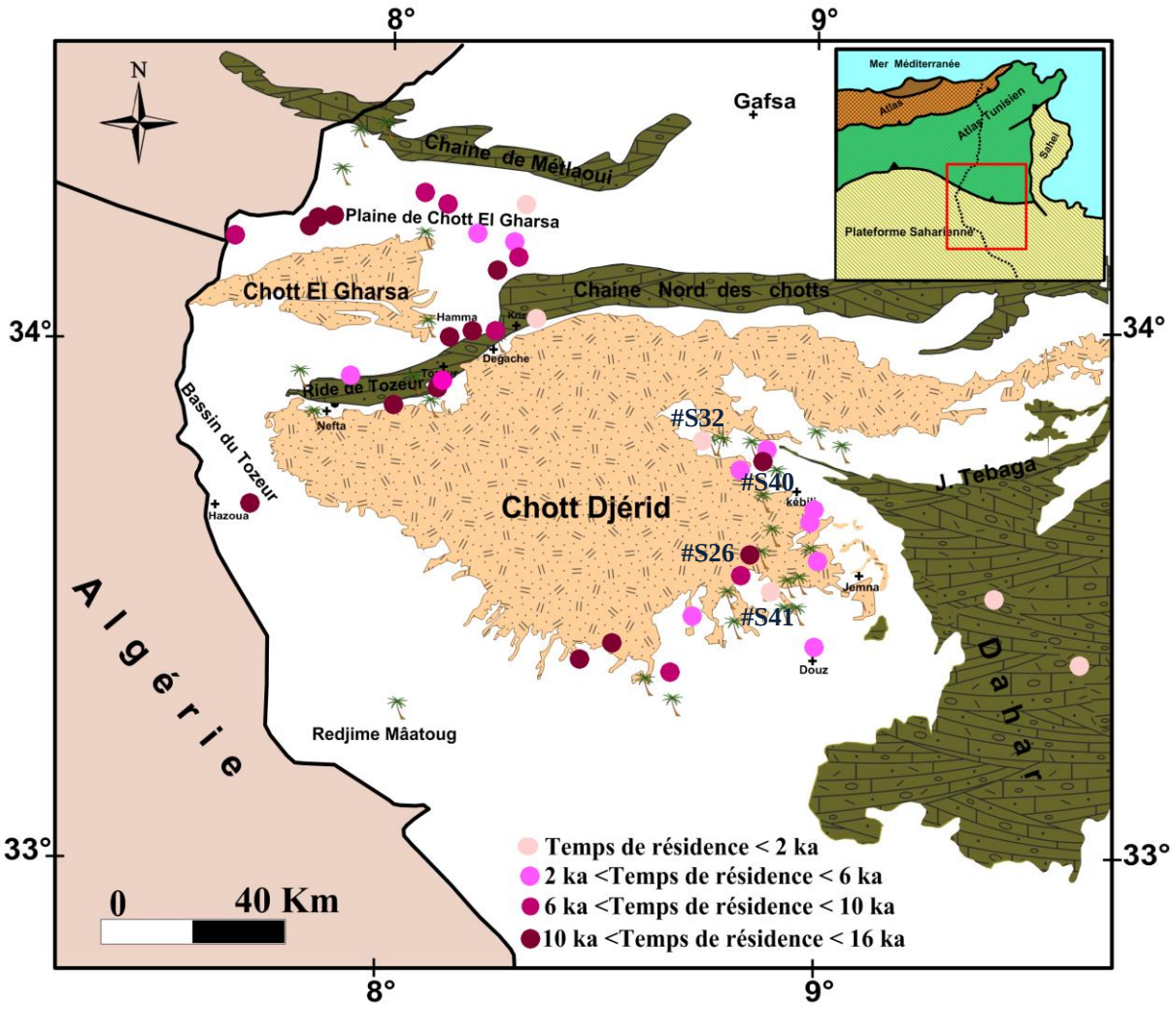


Figure 58. Répartition spatiale des temps de résidence des eaux de la nappe du CT estimés par le modèle de correction de Fontes et Garnier

La drainance verticale descendante par l'intermédiaire d'accidents structuraux peut être à l'origine du rajeunissement des eaux des forages à proximité des exutoires tels que pour le cas des forages #S32 et #S41 (Temps de résidence <2000 an). Des mélanges ont probablement lieu avec des eaux plus jeunes à savoir celles de la nappe phréatique.

De plus, la drainance verticale ascendante peut être aussi à l'origine de vieillissement des eaux du CT par apport des eaux plus anciennes telles que celles de la nappe du Continental Intercalaire.

Les forages #S40 et #S26, situés dans le bassin de la Nefzaoua font l'exception des autres forages d'eau : leurs temps de résidence est de l'ordre de 12ka. Ces anomalies d'âges peuvent être attribuées à un mélange local avec les eaux les plus anciennes du CI.

On note aussi, que la majorité des points d'eau dont les âges dépassent les 10ka sont localisés dans le bassin du Djérid.

D'une manière générale, on peut dire que les datations ^{14}C effectuées ont abouti à des temps de résidence qui s'échelonnent de moins de 2000 ans (aux alentours des zones de recharge de la nappe avec quelques anomalies locales) à plus de 15000 ans (surtout dans le bassin de Djérid). Ces âges correspondent à la période Holocène et à la fin de la période Pléistocène.
Toutefois, il apparait d'après le graphique ci-dessous (Figure 59) que la plupart de la recharge du CT s'est produite lors de différentes épisodes et sous des conditions climatiques différentes à celles d'aujourd'hui. On note aussi que statistiquement on peut observer une augmentation de la fréquence de temps de résidence dans la gamme 7000 ans BP-16000 ans BP. Ces âges sont centrés donc sur l'époque de l'Holocène Inférieur (10000 ans BP-7000 ans BP)-Pléistocène Supérieur (16000 ans BP- 10000 ans BP). La fréquence d'âge montre plutôt un aspect bimodal avec l'individualisation de deux pics de fréquence plus significatifs entre 6000 ans-7000ans BP et 13000 ans-15000 ans BP.

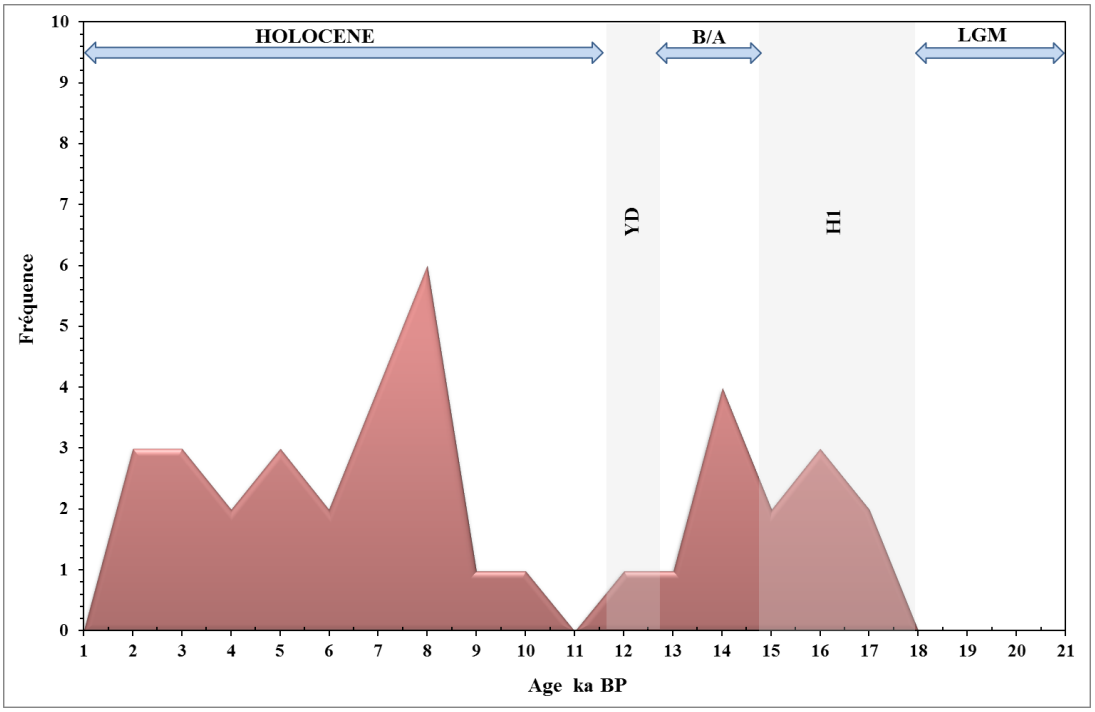


Figure 59. Distribution des âges de l'eau des aquifères du CT selon le modèle Fontes et Garnier (La limite chronologique des événements climatiques est adoptée d'après la littérature).

Au regard de ces données, on peut assurer que la phase la plus importante de la recharge des aquifères du CT a pu avoir lieu à la fin du Pléistocène supérieur à l'Holocène. Les épisodes de recharge Holocène s'étendent irrégulièrement de l'Holocène Inférieur à l'Holocène Supérieur.

Le grand épisode de recharge semble avoir lieu entre 7000 ans BP et 4000 ans BP; soit à l'Holocène moyen.

V- Signature paléoclimatique des eaux du CT

Les eaux souterraines peuvent constituer des archives paléoclimatiques particulièrement intéressantes. Ces archives fournissent des informations permettant ainsi de reconstituer les variations climatiques du passé.

Comme il a été étudié précédemment, l'appauvrissement des eaux de la nappe du CT en isotopes stables (^{18}O, ^{2}H) par rapport aux précipitations actuelles ne peut être lié qu'à un effet paléoclimatique. Il a été souvent admis que cette signature isotopique reflète des conditions plus froides au cours des dernières périodes pluvieuses. Par conséquent, il a été conclu que ces eaux peuvent être dérivées de la recharge glaciaire (Abouelmagd et al., 2012). Cependant, les simulations climatiques récentes contredisent cette affirmation commune.

Utilisant un modèle de circulation générale atmosphère-océan, Legrand et Schnidt (2009) simulent que vers 9 Ka et 6 Ka, au cours de l'Optimum climatique de l'Holocène, la composition isotopique en $\delta^{18}O$ des précipitations est appauvrie de plusieurs pourcent par rapport aux précipitations modernes sur l'Afrique du Nord. Cette composition isotopique est associée à une augmentation générale de précipitation et une chute faible de température. Ceci est en accord avec la température de recharge déduite à partir des données de gaz nobles qui indiquent une température de recharge légèrement plus froide (moyenne 19,7°C), à comparer à nos jours à la température moyenne annuelle de 21°C pour les eaux souterraines du CT de l'Algérie (Guendouz et al., 1997).

Considérant les données des isotopes stables ainsi que la température déduite des gaz nobles combinées aux données ^{14}C qui limitent les âges des eaux du CT à moins de 15 ka, nous en déduisons que la recharge des aquifères du CT a commencé au cours de la période de déglaciation et s'est produite au cours de l'Optimum Climatique de l'Holocène. Ceci est en accord général avec le modèle proposé par LeGrande et Schmidt (2009) qui tient compte des caractéristiques moyennes de la variabilité régionale des traceurs climatiques, notamment les changements dans la composition en isotopes stables des précipitations au cours du début au milieu de l'Holocène dans les régions sahariennes. Comme suggéré précédemment par ces auteurs, les isotopes stables ne reflètent pas les changements du cycle hydrologique régional, plutôt ce sont des indicateurs de changements de température locale.

Ceci en combinaison avec les âges ^{14}C, prouve que les aquifères du CT ont été rechargés en grande partie pendant la période d'Holocène. Dans ce même contexte, plusieurs évènements

ont été enregistrés pendant ces périodes. En effet, entre 10 et 6Ka BP, la Tunisie a connu une phase humide marquée par la mise en place de très fins dépôts du plus important oued en Tunisie: l'oued Majerda (Zielhofer et al., 2004). Ceci a été synchrone au développement de paléosols au centre de la Tunisie (Zerai, 2006) et à la fixation des dunes et l'apparition des lacs en Tunisie saharienne et présaharienne (Jean Louis Ballais, 1991).

VI- Conclusion

L'utilisation des techniques isotopiques a permis de dévoiler certains aspects concernant le fonctionnement hydrodynamique des principaux aquifères du CT, notamment sur les modalités de recharge ainsi que l'interaction entre les différentes formations aquifères.
L'étude des isotopes stables (^{18}O, ^{2}H) de la molécule d'eau nous a conduit à mettre en évidence une signature isotopique appauvrie des eaux du CT. Cet appauvrissement est révélateur d'un marquage paléoclimatique de ces eaux et montre que la température atmosphérique, lors de la recharge de la nappe du CT, si l'on tient compte des âges calculés par le ^{14}C, était plus basse qu'à l'actuel.
L'ensemble de ces données isotopiques indiquent ainsi une phase de recharge importante au cours de l'Holocène sous des conditions climatiques différentes de l'actuel. A partir des observations ci-dessus, on peut considérer que les conditions climatiques actuelles n'amènent qu'à une recharge restreinte du système multicouche du CT. Il paraît ainsi logique de considérer la période d'Holocène comme une période de recharge et de mise en pression de ce système aquifère.

Chapitre IV: Les isotopes de l'uranium dans les eaux souterraines

I- Introduction

Les isotopes radioactifs de la série de l'uranium-238 sont présents en quantité variable dans les eaux souterraines et dans toutes les roches de l'écorce terrestre, le plus souvent à l'état de traces.

Lors des processus d'altération des roches, une partie de l'uranium et de ses descendants, comme le radium sont mobilisés par l'action de l'eau. Le comportement et le transport de ces radionucléides dans les eaux souterraines a attiré l'attention des géochimistes, en raison des risques de dégagement des contaminants radioactifs associés à la disposition des déchets nucléaires (Winograd, 1981; Banks 1998, Zhuo, 2001). Une grande partie de ces études donnent donc une répartition statistique des isotopes à l'échelle d'une région et cherchent à comprendre l'origine de leur présence d'un point de vue géologique et hydrogéologique.

Il existe une littérature abondante qui traite du comportement de ces radioisotopes dans les eaux souterraines. La possibilité de leur utilisation comme outil pour la compréhension d'un système hydrogéologique y est également examiné. Les études déjà réalisées révèlent une image extrêmement complexe ainsi que des nombreux paramètres qui peuvent influencer le comportement de l'uranium et ses descendants dans les eaux naturelles souterraines ou de surface. La solubilité de ces radioéléments ainsi que leur comportement géochimique est fonction de la température, du pH, des conditions oxydoréductrices ainsi que d'autres paramètres caractéristiques de l'eau.

Dans le cadre de cette étude, on s'intéresse aux isotopes de l'uranium ^{234}U et ^{238}U. Ces derniers ont des propriétés chimiques identiques, et ne sont séparés que par des radio-isotopes de très courtes périodes. Ils devraient être, en principe, en équilibre radioactif dans les milieux naturels. Cependant, dès 1954, Cherdynstev et al découvre que le rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$ n'est pas toujours égal à l'unité, et qu'il existe dans la plupart des cas un excès de l'uranium-234 par rapport à celui de l'uranium-238 dans les eaux souterraines. Depuis, plusieurs auteurs ont utilisé les isotopes de l'uranium, le rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$, dans les eaux souterraines, comme outil d'investigation des aquifères profonds. L'objectif de ces recherches était de déterminer l'origine et l'histoire hydrochimique des eaux souterraines, de caractériser les processus de mélange entre masses d'eau, de mettre en évidence l'évolution des conditions oxydoréductrices du milieu ainsi que les processus d'interaction eau-roche et parfois d'utiliser le système ^{234}U-^{238}U dans un but géochronologique. La variation du rapport $^{234}U/^{238}U$ devrait

possiblement permettre de dater la période comprise entre 10000 ans et 1 million d'années (Ivanovich et Harmon, 1992). Cependant, l'utilisation de ce traceur comme chronomètre des temps de transfert dans les systèmes hydrogéologiques reste tributaire de trop nombreux paramètres et celui-ci n'a jamais pu être utilisé de manière probante à ces fins.

Dans le cadre de cette recherche, le comportement des isotopes de l'uranium dans les systèmes aquifères est étudié afin (1) d'expliciter les processus responsables du fractionnement entre les isotopes ^{234}U et ^{238}U, (2) de l'appliquer comme outil de traçage des eaux et (3) de déterminer les éventuels mélanges entre les différents niveaux aquifères.

II. Cycle géochimique de l'uranium

II.1 Les chaînes de l'uranium:

Le groupe des actinides réunit les éléments les plus lourds de la classification périodique. Ils dérivent de trois familles radioactives dont les nucléides pères sont ^{238}U, ^{235}U et ^{232}Th. Il existe trois isotopes naturels de l'uranium, ^{238}U, ^{235}U, ^{236}U et ^{234}U dont les périodes de décroissances radioactives sont respectivement: $4{,}49.10^{9}$; $7{,}13.10^{8}$; $2{,}34.10^{7}$ et $2{,}48.10^{5}$ ans.

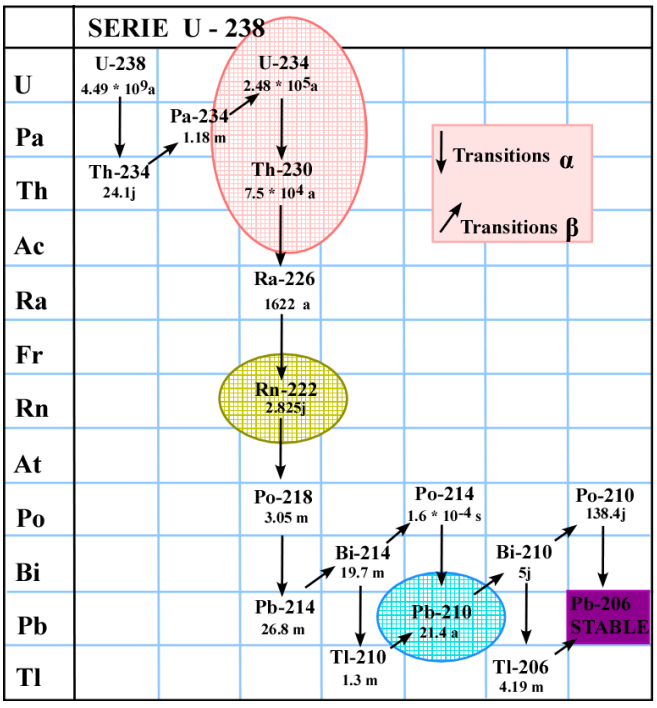


Figure 60. La chaîne radioactive naturelle de l'uranium-238

Le rapport molaire entre l'uranium-238 et l'uranium-235 est plus ou moins constant dans la nature et sa valeur est de l'ordre de 137,88 (Cochran, 1992). L'uranium-238 est donc

l'isotope d'uranium le plus abondant et la concentration en uranium d'un échantillon peut donc être assimilée en première approximation à celle en ^{238}U.

L'uranium-234, descendant de l'uranium-238, est issu d'une désintégration α et de deux désintégrations β (figure 60). Les deux radionucléides intermédiaires, le thorium-234 et le proactinium-234, sont des émetteurs β et sont caractérisés par des courtes périodes de décroissance radioactives (respectivement de 24,1 j et 1,18 m). Tous les éléments de cette chaîne ont des propriétés chimiques différentes, impliquant des comportements géochimiques variés; et des périodes de décroissance très variées de $1{,}64.10^{-4}$s pour le ^{214}Po à $7{,}5.10^{4}$ an pour le ^{230}Th. Ces particularités impliquent des capacités de traçage isotopique et d'applications radiochronologiques vastes.

II-2 L'uranium dans les minéraux

L'uranium peut avoir quatre valences (de III+ à VI+). Les deux degrés d'oxydation les plus répandus dans les minéraux sont les degrés IV+ et VI+. Le passage de la valence IV à la valence VI dépend des conditions d'oxydoréduction du milieu.

Les minéraux d'uranium sont répartis selon deux groupes: les tétravalents et les hexavalents. Le principal minéral est l'oxyde d'uranium (uraninite, état d'oxydation IV+) qui cristallise sous forme cubique. L'uranium peut se substituer à certains éléments (Th, Zr, Cu) dans la structure des minéraux dits «accessoires». Les minéraux les plus courants, par ordre décroissant d'abondance moyenne en uranium sont la monazite, le zircon, l'allanite, le sphène et l'apatite.

L'uranium montre des capacités d'adsorption variables selon les phases minérales considérées et le pH. Ce phénomène va exercer un contrôle supplémentaire sur les déséquilibres lors de la circulation de fluides dans les sols, où les radionucléides vont être redistribués dans les différents niveaux d'altération, ou encore lors du transport des produits d'érosion par des échanges entre les sédiments et l'eau.

D'une façon générale, pour des solutions ayant un pH supérieur à 5, la fraction d'uranium adsorbée à la surface du solide dépasse le plus souvent 99% de l'uranium mobilisable (Langmuir, 1978). La capacité d'adsorption de l'uranium est maximale pour les oxydes, hydroxydes de Fer, de titane et de manganèse et les zéolites (Langmuir, 1978). Elle est moins importante pour les argiles et les micas (Ames et al., 1983; Allard et al., 1999). Ce phénomène est optimal pour des pH similaires à ceux rencontrés dans les eaux naturelles.

Par conséquent, même en milieu oxydant, l'uranium peut être potentiellement immobile du fait de son adsorption sur les solides.

Cependant, la présence de carbonates dans les eaux tend à inhiber ces phénomènes d'adsorption (Ames et al., 1983), alors que les acides humiques et fulviques semblent les favoriser (Schmeide et al., 1998; Lenhart et al., 2000).

Une large fraction de l'uranium peut être associée aux colloïdes organiques et transportée par ces particules (Porcelli et al., 1997), ce processus semble être optimal pour des pH < 6-7 (Read et al., 1993). La fraction d'uranium fixée par les colloïdes peut représenter une part importante de l'uranium total, contenu dans la phase dissoute des eaux.

II-3 L'uranium dans l'eau

Les eaux de surface contiennent en moyenne de 0.01 à 5 $mg.l^{-1}$ d'uranium (Gascoyne, 1992); alors que les eaux souterraines, en milieu non réducteur, sont en général plus riches en uranium, de 0.1 à 50 $mg.l^{-1}$ pouvant aller jusqu'à 10000 $mg.l^{-1}$ dans les milieux fortement minéralisés (Osmond et al., 1992). Ces variations des teneurs en uranium sont liées à des changements de Eh-pH dans le milieu et sont directement fonction du temps de résidence de l'eau et de la surface de contact à l'interface eau roche.

La solubilité de l'uranium dépend principalement des conditions d'oxydoréduction du milieu (Langmuir, 1978). Comme présenté dans les paragraphes précédents, l'uranium est présent à l'état naturel sous deux principales forme: la forme réduite U^{4+} (valence +IV) et la forme oxydée ou uranyle UO_2^{2+} (valence +VI).

La forme U^{4+} forme des composés, le plus commun étant $U(OH)_4$, généralement insolubles, même à pH bas (Herczeg et al., 1988; Gascoyne, 1992; Banks et al., 1995; Albu et al.,1997). La seule espèce de U^{4+} connue ayant une solubilité moyenne est un complexe fluor-hydroxydes d'uranium, mais à pH < 2 (Gascoyne 1992). L'uranyle (forme VI+) est soluble dans l'eau. Cette solubilité est accrue par la complexation avec des chlorures, des phosphates et surtout des carbonates (Szabo et Zapecza, 1991; Gascoyne, 1992; Banks et al., 1995).

Pour de faibles teneurs en CO_2, avec un pH> 5 (et même à des pH très basiques), la $P_{CO2} = 10^{-2}$ à 25°C, l'uranium se trouve sous diverse forme de complexe carbonaté. A des pH différents, il peut aussi se complexer avec le phosphate (pH = 4-7,5), le sulfate (pH = 4), le fluorure (pH = 3-4) et les silicates (pH = 6) (Langmuir, 1978; Ivanovitch, 1992).

III Les déséquilibres radioactifs $^{234}U/^{238}U$ dans les eaux naturelles

Les deux isotopes (^{234}U et ^{238}U) ne sont pas descendants directs l'un de l'autre mais, comme les isotopes intermédiaires sont peu solubles et/ ou ont des périodes courtes, il est communément admis de les considérer, d'un point de vue hydrogéologique, comme descendant direct.

Bien que l'uranium-234 et l'uranium-238 soient des isotopes d'un même élément et aient donc le même comportement chimique, les valeurs de rapport $^{234}U/^{238}U$ observées dans les eaux souterraines sont souvent supérieures à la valeur d'équilibre (=1). Le déséquilibre entre l'uranium-234 et l'uranium-238 a été signalé par Chalov (1958) dans quelques minéraux secondaires d'uranium, puis par Cherdynstev (1960) dans certaines eaux souterraines. En fait presque toutes les eaux présentent un déséquilibre ($^{234}U/^{238}U$). Ainsi les eaux océaniques sont caractérisées par un rapport de 1.14-1.15 (Chen et el., 1986). En effet, le temps de renouvellement de ces eaux est faible (environ 10000 ans) par comparaison à la demi vie de l'uranium-234 et au temps de résidence de l'uranium (200000-400000 ans) (Ku et al., 1977).

Dans les eaux circulant dans des calcaires, ce rapport est compris entre 0.7 et 8.5 pour des teneurs en uranium variant de 0.009 à 3.5 $mg.kg^{-1}$ (Andrews, 1982). Des rapports d'activité compris entre 2.2 et 7.8 avec des concentrations en uranium variant de 0.04 à 5 $mg.kg^{-1}$ se trouvent dans les aquifères à matrice gréseuse. Osmond et al (1992) élargit encore la fourchette avec des valeurs extrêmes de rapport $^{234}U/^{238}U$ pouvant atteindre 28 pour des teneurs en uranium s'étendant de 0.002 à 800 $mg.kg^{-1}$.

Les valeurs inférieures à 1 peuvent se rencontrer dans les eaux souterraines peu profondes et riches en oxygène (Cowart et al. 1978).

Les eaux réduites et les eaux thermales sont souvent caractérisées par un rapport $^{234}U/^{238}U$ élevé (Hakam et al.2000; Yamamoto et al. 2003). Cependant, Osmond et Cowart (1992) indiquent que les eaux thermales de Yellowstone sont caractérisées par des rapports $^{234}U/^{238}U$ bas. Ces variations et ces déséquilibres résultent des conditions physico-chimiques au sein de l'aquifère et de la nature minéralogique de la matrice.

Le déséquilibre peut se manifester par un déficit du descendant ou par un excès du descendant (Rémy and Lemaître 1990). La première situation se rencontre principalement lorsque le «père» est plus soluble dans l'eau que son «fils». Le second cas se présente plus fréquemment dans les eaux souterraines. Il se produit si, au contraire, le descendant est plus mobile dans l'eau que l'isotope parent. Cette baisse de mobilité peut s'expliquer notamment (1) par une adsorption du parent sur la matrice de l'aquifère, (2) par une baisse de solubilité

du parent suite à un changement des conditions hydrochimiques de l'eau ou également (3) par l'effet du recul-α.

La figure 61 illustre les mécanismes généraux conduisant à des déséquilibres isotopiques dans les eaux souterraines pour les séries de l'uranium. Les désintégrations sont ici représentées par des émissions alpha mais les mécanismes existent également pour les autres types de désintégrations.

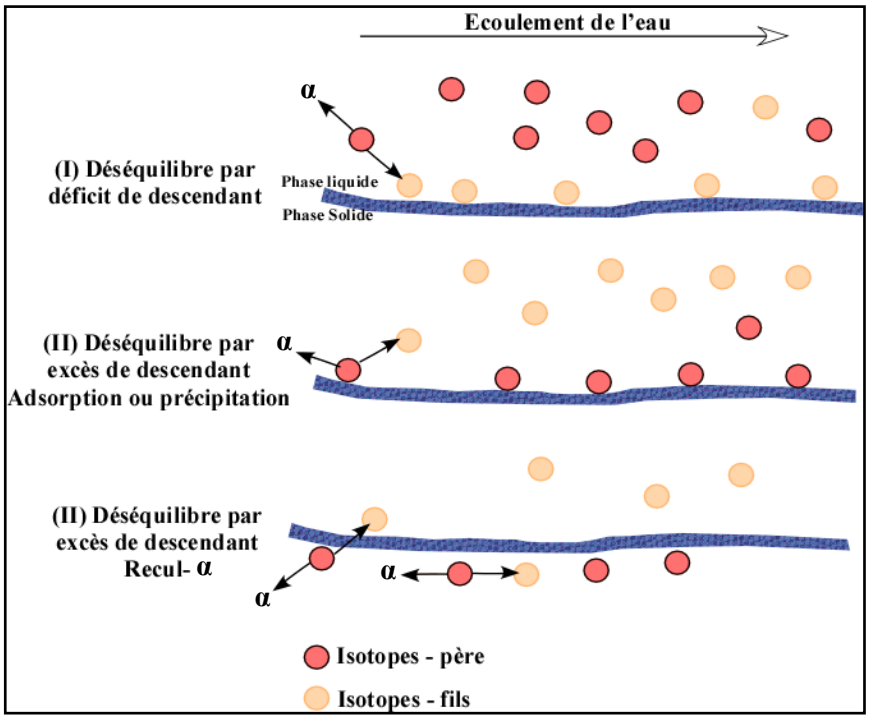


Figure 61. Déséquilibres isotopiques dans les eaux souterraines pour les séries de l'uranium

III-1 Effet du recul α

La particularité du mécanisme responsable du fractionnement entre ^{234}U et ^{238}U dans l'hydrosphère, l'effet de recul, est d'être, non pas un phénomène chimique, mais avant tout un phénomène radiogénique.

Lors de la désintégration d'un isotope père et de l'émission d'une particule α dans une phase minérale (par exemple, $^{238}U \longrightarrow {}^{234}Th + \alpha + Q$, où Q est l'énergie dégagée par la réaction), l'isotope «fils» et la particule α sont émis avec une certaine énergie cinétique.

Ainsi, le déplacement du «fils» peut être suffisant pour qu'il soit directement éjecté dans la phase aqueuse, ou encore, l'endommagement du réseau cristallin suite à la désintégration favorise la mobilisation ultérieure de l'élément fils. L'éjection directe de

l'isotope fils dépend de la longueur de son déplacement lors de la désintégration du père et de l'angle avec lequel il est émis par rapport à la surface de la particule.

L'observation d'excès en ^{234}U par rapport à ^{238}U dans les eaux, et de déficit dans les résidus d'altération (sols, sédiments, particules en suspension), est expliquée par ce phénomène (Osmond et Cowart, 1976).

Les effets de recul peuvent aussi induire une redistribution des isotopes entre différentes phases minérales. Par exemple, des rapports $^{234}U/^{238}U$ élevés dans un minéral, comparé à ses voisins, peuvent être expliqués par le recul de ^{234}U depuis une phase riche en uranium dans une phase pauvre.

L'effet du recul alpha sur les nucléides de la série d'uranium est représenté sur la figure 62. Les atomes qui se caractérisent par une émission α sont représentés par des disques de couleur grisâtre, et ceux se caractérisant par une émission β sont représentés par des disques vides. La taille de ces derniers représente leur activité relative (Ivanovish et al., 1991). Les décroissances alpha impliquent un effet de recul provoquant un déplacement atomique de la phase fluide (flèche croissante), ou plus rarement l'inverse (flèche décroissante). Les décroissances bêta (flèche courbée) sont à l'origine d'un isotope fils qui est stable dans son milieu liquide ou solide (Osmond et Cowart, 1983; Ivanovish et Harmon, 1992).

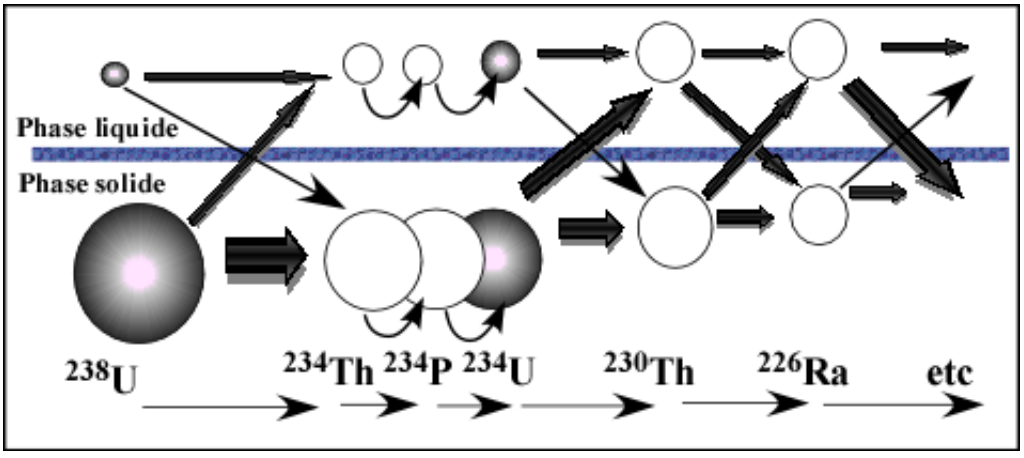


Figure 62. Modèle de recul de la chaine radioactive du ^{238}U (Osmond et Cowart, 1983; in Ivanovish et Harmon, 1992)

La désintégration radioactive, surtout dans le cas de recul alpha, perturbe le réseau cristallin tout le long du chemin de recul et au voisinage des descendants déplacés. Ces mêmes descendants sont aptes à se loger dans un réseau de site perturbé. Ainsi ces radionucléides seront beaucoup plus vulnérables au lessivage par les fluides (eau de pluie, eau souterraine, solutions hydrothermales…).

III-2 Le front d'oxydo-réduction

Le comportement de l'uranium est fortement dépendant des conditions oxydo-réductrices du milieu. Dans un milieu réducteur, l'uranium a la valence +IV et est insoluble.
La figure 63 montre l'évolution de la signature isotopique au passage d'un front redox pour un aquifère confiné. Le front avance lentement dans la direction de l'écoulement; l'uranium est dissous et mobilisé dans la zone oxydée qui est à gauche et il est précipité dans la zone réduite qui est à droite. Ensuite l'uranium se retrouve dans la zone oxydée suite à l'avancement du front.

Au niveau du front d'oxydation, les eaux s'enrichissent en ^{234}U par l'effet de recul et de la forte teneur en uranium qui du fait du phénomène de réduction s'est déposé sur la matrice de l'aquifère. Les rapports $^{234}U/^{238}U$ qui étaient à l'origine proche de l'équilibre séculaire augmentent très significativement (position A-B). Au fur et à mesure que le front avance, les rapports d'activité $^{234}U/^{238}U$ en aval sont de plus en plus faibles (position C-D), pouvant même être inférieur à 1, du fait de la remise en solution de l'uranium qui s'était déposé au niveau du front redox et qui s'était appauvri en ^{234}U.

Enfin, le front d'oxydoréduction avance tout en lessivant tout ce qui a été déposé précédemment (position D).

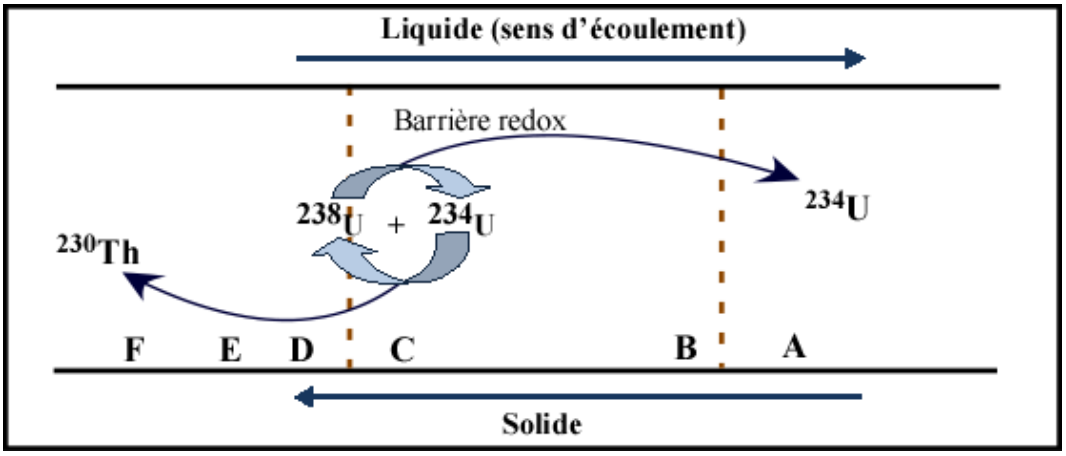


Figure 63. Schéma d'un front Redox d'un aquifère confiné

IV- Application des isotopes de l'uranium en hydrogéologie

De nombreuses études ont abordées le comportement des isotopes de l'uranium dans les eaux souterraines et ses éventuelles applications en tant que traceur des processus de mélange, de l'origine des masses d'eau ainsi que pour la détermination des processus d'interaction eau/roche.

Dans ce contexte, Osmond et Cowart ont utilisé cet outil dans le but de caractériser les eaux souterraines en Floride. En représentant graphiquement le rapport $^{234}U/^{238}U$ en fonction de la teneur en uranium, les divers systèmes d'écoulement sont explicitement identifiés (Figure 64).

De plus, l'étude menée par Banner et al., 1990 a mis en évidence l'intérêt de l'étude du système ^{234}U-^{238}U dans la caractérisation des processus d'interaction eau/roche au niveau du système aquifère des plaines centrales du Missouri. Cette étude a montré que la variation importante des teneurs en uranium est associée à une large variation des conditions physico-chimiques du milieu essentiellement les conditions d'oxydo-réduction.

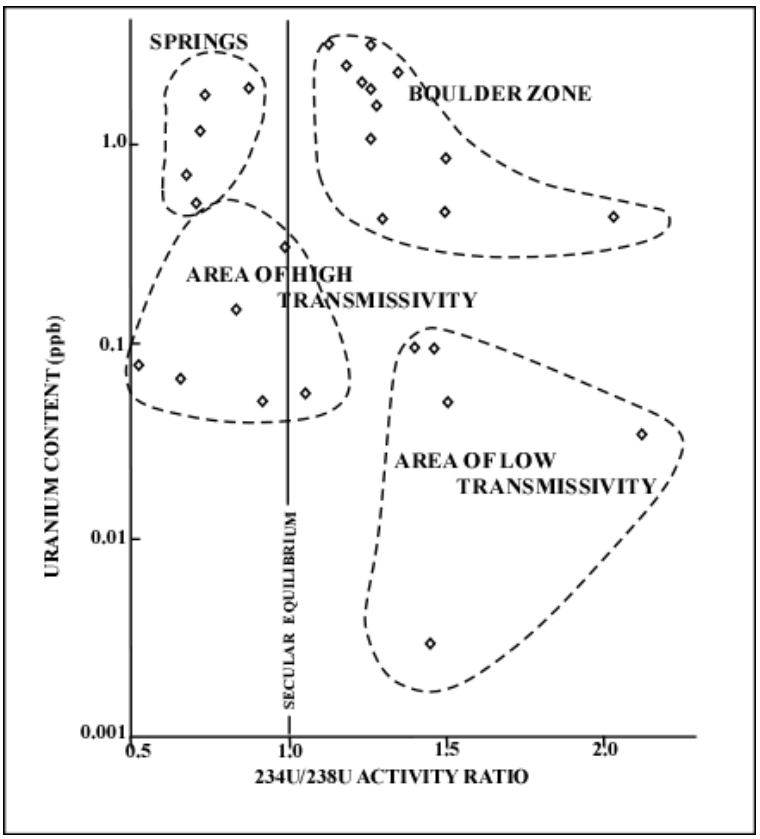


Figure 64: Caractérisation des eaux souterraines de Floride d'après le rapport $^{234}U/^{238}U$ et les teneurs en uranium (Osmond et Cowart 1992)

De même, Banner a mis clairement en évidence le processus d'interaction eau/roche à travers l'établissement de la relation U/Ca et le rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$. Cette relation peut être interprétée comme une dissolution de la matrice carbonatée. Deux réservoirs différents sont présents dans cette étude. Le premier est le plus salé et est représenté par les échantillons 4 et 5. Ces derniers ont les rapports d'activité les plus élevés ce qui peut être dû à l'effet de recul alpha et aux conditions réduites qui caractérisent le milieu et le rapport U/Ca le plus faible. Ces eaux peuvent résulter d'un mélange entre les eaux hypersalées et l'eau

météorique. Le deuxième réservoir est représenté par la matrice carbonatée ayant un rapport d'activité à l'équilibre et un rapport U/Ca élevé.

Un modèle a été proposé afin de simuler et quantifier la variation isotopique des eaux souterraines au cours de sa migration dans l'aquifère. Ce modèle suppose que l'eau est sous saturée vis-à-vis de la calcite et la dolomite et que le processus d'interaction eau/roche s'effectue à une échelle de temps inférieur à la période de décroissance radioactive de ^{234}U. La figure 65 illustre les résultats d'un modèle basé sur des eaux souterraines présentant un RA élevé et U/Ca faible (point 4), et les formations carbonatées du Mississipien. Durant le processus de dissolution de la calcite, la composition isotopique évolue jusqu'à des RA faibles et U/Ca élevé.

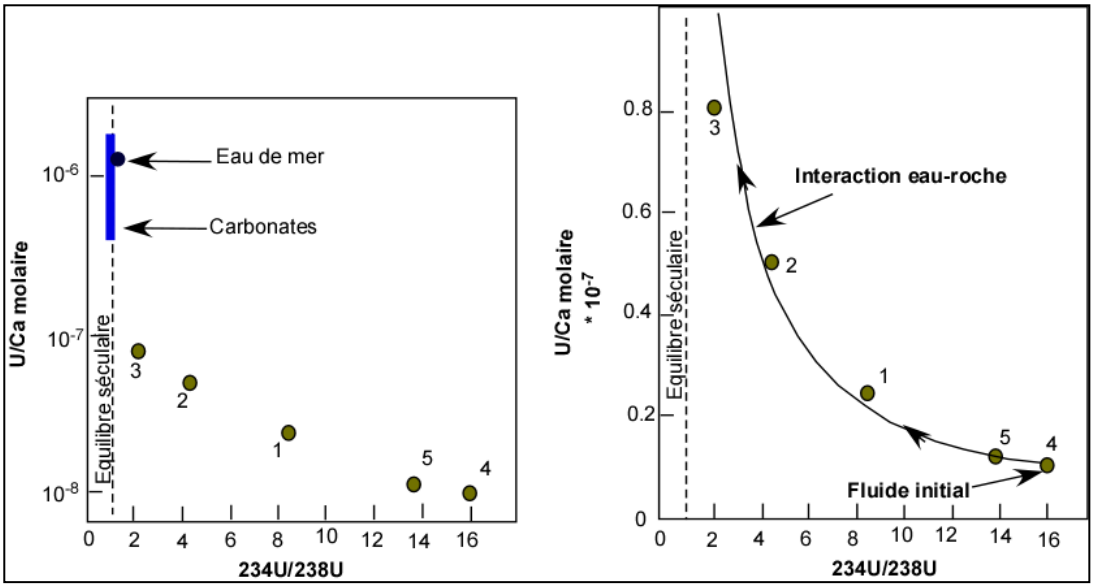


Figure 65. Variation du rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$ en fonction du rapport U/Ca dans les eaux souterraines salines des formations carbonatées et gréseuses des plaines centrales du Missouri

Les résultats de la simulation sont en parfait accord avec les données analytiques. Cet argument prouve que dans le cas des eaux de la nappe du Centre Missouri, les interactions avec les phases carbonatées représentent un processus important dans le control du système ^{234}U-^{238}U. D'après ce modèle, les quantités de la matrice carbonatée qui ont dû être dissoute afin de pouvoir rendre compte de l'évolution de la composition isotopique en uranium des eaux, varient de 0,005 à 0,2g de $CaCO_3$ par litre. Cet exemple d'application du système ^{234}U-^{238}U montre bien la capacité de ce système à tracer la dissolution de la matrice en se basant sur la grande disparité du rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$ entre les deux réservoirs la matrice carbonatée est à l'équilibre séculaire ($^{234}U/^{238}U = 1$) et l'eau saline qui interagit avec cette matrice est caractérisée par un rapport $^{234}U/^{238}U$ très élevé ($^{234}U/^{238}U = 16$).

D'une façon générale, le système ^{234}U-^{238}U pourra être un traceur sensible à des processus d'interaction eau-roche si la signature isotopique de l'eau interstitielle est largement différente de celle de la phase minérale. Il semble donc que les teneurs en uranium ainsi que le rapport $^{234}U/^{238}U$ constituent un traceur complémentaire intéressant.

V- Application des isotopes de l'uranium au système aquifère du Complexe Terminal

V-1 Echantillonnage

Dans le cadre de cette étude, cette approche a été appliquée comme outils de compréhension du fonctionnement hydrodynamique de système aquifère du CT. On vise en particulier à identifier les processus qui contrôlent le rapport ^{234}U-^{238}U dans les eaux du CT, à savoir (1) la connaissance des processus affectant les isotopes de l'uranium le long du parcours souterrain (2) l'effet de la variation de la lithologie de la formation aquifère et des caractéristiques hydrochimiques de l'eau (3) la connaissance des hétérogénéités et la mise en évidence des interconnexions entre les différents aquifères.

Pour répondre à ces objectifs, deux campagnes d'échantillonnage ont été réalisées pendant les mois de Mars 2010 et Mars 2011. Les différents points échantillonnés ont été répartis sur l'ensemble du bassin des Chotts captant les aquifères carbonatés du Turonien et du Sénonien ainsi que les aquifères sableux du Mio-pliocène.

Après caractérisation des points d'eau en termes d'accessibilité, de variation lithologique de la formation captée et de la profondeur de prélèvement à réaliser, 55 points d'eau ont été retenus. La répartition géographique des forages d'eau échantillonnés, classés par aquifère, est illustrée sur la figure 66.

- 3 forages captent l'aquifère du Turonien;
- 15 forages captent l'aquifère du Sénonien;
- 7 forages captent l'aquifère du Mio-pliocène à Redjime Mâatoug;
- 23 forages captent l'aquifère du Mio-pliocène à Tozeur;
- 7 forages captent l'aquifère du Mio-pliocène dans la plaine de Chott El Gharsa.

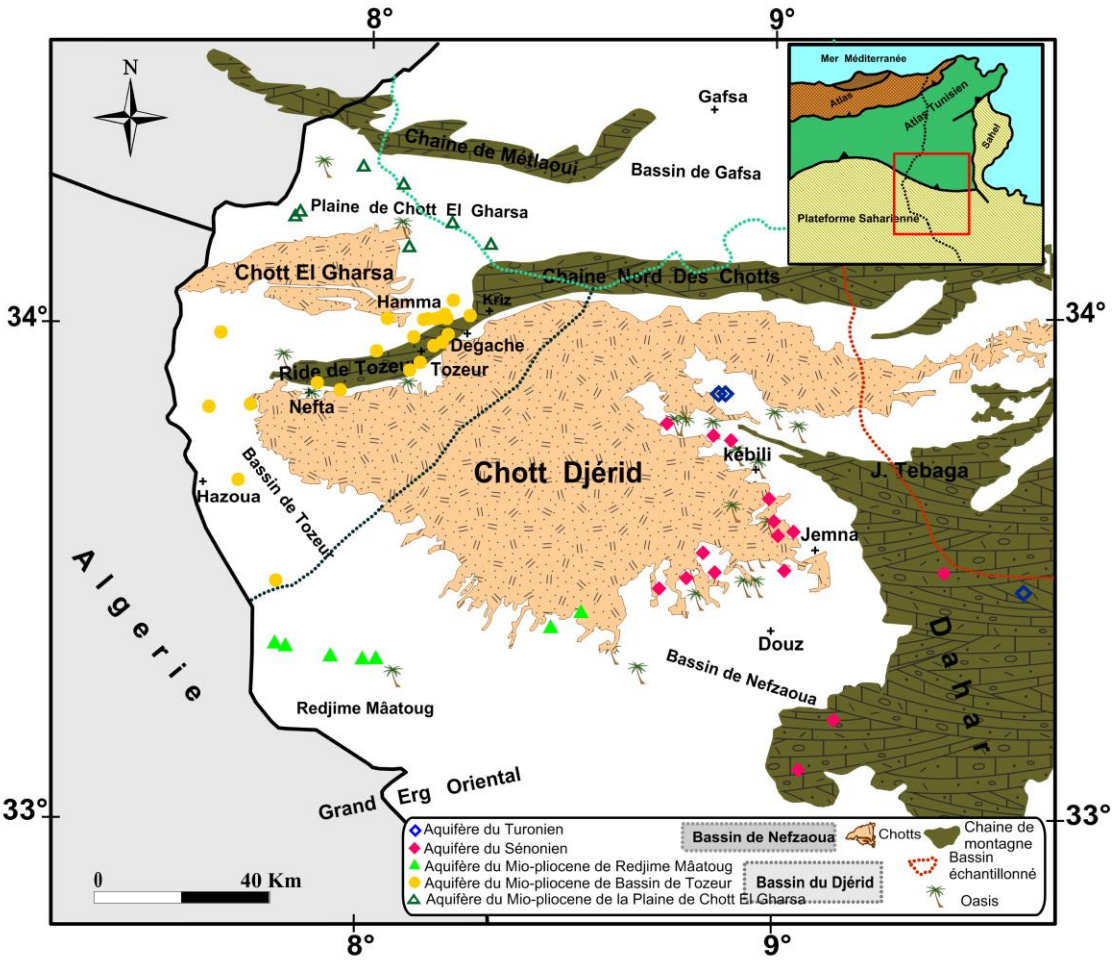


Figure 66. Carte de répartition spatiale des différents forages d'eau échantillonnés

Tous les échantillons ont été conservés dans des bouteilles en polyéthylène de 500 mL bien fermées. Ces dernières ont été préalablement lavées avec de l'acide nitrique dilué et ont été rincés trois fois avec l'eau souterraine échantillonnée avant d'être remplies. Tous les échantillons ont été filtrés à 0.45µm et ont été préservés avec l'ajout de quelques gouttes d'acide nitrique (HNO_3) pour éviter la précipitation de l'hydroxyde de fer.

IV-2 Méthode analytique

Afin de déterminer la concentration et la composition isotopique de uranium des échantillons prélevés, il est nécessaire d'isoler les radioéléments ce qui nécessite une séparation et une purification poussée. La chimie préparatoire, nécessaire pour isoler les radioéléments, s'est déroulée dans les salles blanches du CEREGE. Des réactifs ultra-propres ont été utilisés afin de garantir une très faible contamination au cours des différentes phases de préparation des échantillons.

Plusieurs séries d'analyses ont été réalisées, chacune comporte un nombre déterminé d'échantillons et un blanc. Ce dernier consiste à la mise en œuvre d'un test, qui dans notre cas est représenté par l'eau ultra pure. Il est soumis à la totalité du mode opératoire analytique et il est réalisé en même temps que les échantillons. Le blanc permet de s'assurer de vn déroulement des différentes étapes du protocole analytique. Le volume utilisé pour chaque échantillon ainsi que pour les blancs était de 200 mL. La procédure analytique employée consiste en plusieurs étapes et peut durer entre 3 et 4 jours.

Au début, les échantillons sont pesés avec un «Spike» qu'on introduit en quantité connue. Un double spike $^{233}U/^{236}U$ a été utilisé. Ce dernier est ajouté de façon à mesurer les concentrations de l'uranium par dilution isotopique et pour corriger le biais de fractionnement de masse en cours de la mesure. On ajoute ensuite de l'hydroxyde de fer. On procède ensuite à la coprécipation avec le Fer par l'addition d'hydroxyde d'ammonium jusqu'à un pH compris entre 7 et 8, ce qui permet de coprécipiter l'uranium et permet une première séparation des autres éléments majeurs. Le précipité ainsi formé est récupéré par centrifugation, puis dissous dans de l'acide nitrique (4N).

La purification et la séparation des actinides se fait grâce à l'utilisation d'une résine de type U/TEVA, qui permet d'extraire le fer et de fixer l'uranium. La résine doit être conditionnée en milieu nitrique (HNO_3 4N). Le passage de l'échantillon sur résine a été effectué dans des colonnes de 200µl. L'uranium est ensuite élué par l'ajout d'eau ultra pure.

Avant de le mettre à évaporer, une goutte de H_3PO_4 est ajoutée à l'échantillon élué. Elle permet de concentrer l'échantillon en une seule microgoutte qui sera prête pour être déposée sur filament. Cette microgoutte est reprise avec 1 à 2µl de HNO_3 (0,2N), l'échantillon est ensuite déposé sur un filament simple de rhénium entre deux niveaux de graphite. La solution est évaporée en chauffant le filament, et ce dernier sera positionné sur un barillet pour être introduit ensuite dans la source du spectromètre de masse.

Les analyses isotopiques ont été réalisées au CEREGE par spectromètrie de masse à Thermo-ionisation. Le spectromètre de masse utilisé, un VG54-30, comporte un déflecteur électrostatique suivi d'un détecteur de type Daly en mode comptage d'ions. La mesure des différents isotopes (^{233}U, ^{234}U, ^{235}U et ^{236}U) a été effectuée en "peak jumping". Le rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$ est déduit à partir du rapport $^{234}U/^{235}U$ mesuré et en supposant que le $^{238}U/^{235}U$ égal à 137,88.

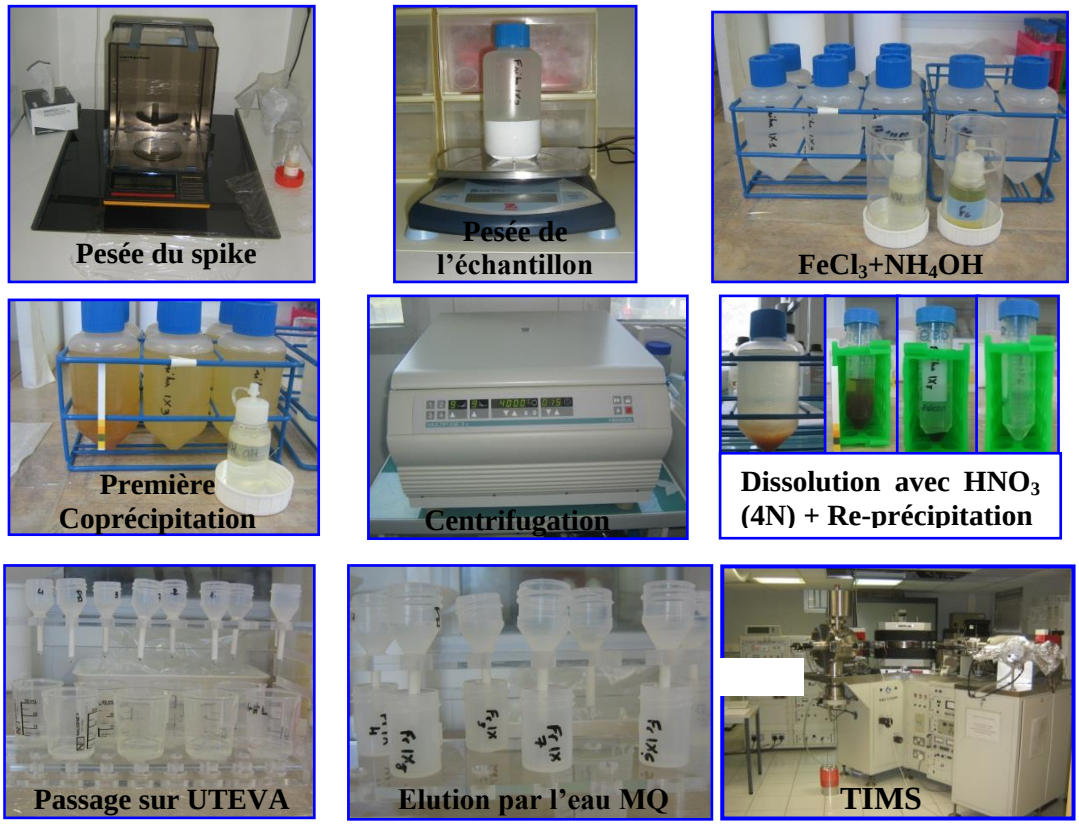


Figure 67. Protocole analytique des teneurs en uranium des différents échantillons d'eaux du CT

La reproductibilité de ces analyses a été testée par plusieurs mesures de l'échantillon «Jemna» dans trois séries d'analyses. Les teneurs en uranium et le rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$ mesurés dans les trois séries successives sont illustrés dans le tableau ci-dessous (tableau 4). Toutes les mesures sont cohérentes avec une moyenne de ($^{234}U/^{238}U$) = 1,669± 0.002 (2σ, n = 3) et une teneur en uranium moyenne 3,209± 0.027 ppb (2σ, n = 3). L'incertitude de mesure du rapport $^{234}U/^{238}U$ pour la totalité des échantillons analysés est d'environ 5‰ sauf pour quelques échantillons où elle peut atteindre 9‰.

Tableau 4: Teneurs en uranium et rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$ des eaux du forage Jemna CT

Echantillon	U (ppb)			$^{234}U/^{238}U$		
Jemna 1	3,200	±	0,005	1,670	±	0,004
Jemna 2	3,204	±	0,005	1,669	±	0,002
Jemna 3	3,225	±	0,005	1,668	±	0,003

V-3 Variation des teneurs en uranium et des rapports $^{234}U/^{238}U$ dans les eaux du CT

Dans cette partie, on essaye de tirer des observations préliminaires d'ordre général. Les valeurs minimales, maximales et moyennes des teneurs en uranium et du rapport d'activité des eaux du CT sont reportées dans la figure 68a, b. Les teneurs en uranium varient de 1,5 à 19,5 ppb qui témoignent des conditions oxydantes du milieu (Osmond and Cowart, 1976). La plupart des échantillons ont en fait des teneurs de moins de 8ppb, à l'exception de trois échantillons de l'aquifère du Mio-pliocène sableux (#MT47 et #MT48 du bassin de Tozeur et #MC55 de la plaine de Chott El Gharsa).

Les échantillons d'eau des forages captant le Turonien carbonaté/dolomitique montrent des teneurs en uranium qui oscillent entre un minimum de 6.78 (#T3) et un maximum de 7.93 ppb (#T1); avec une moyenne de 7.37 ppb, alors que le rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$ varie entre un minimum de 1.39 et un maximum de 1.77, avec une moyenne de 1.6.

Les eaux des forages captant le Sénonien carbonaté ont des teneurs en uranium qui varient entre un minimum de 1.98 et un maximum de 7.32 ppb. Le rapport d'activité oscille entre 1.13 et 1.73. Quant aux eaux de bassin du Redjime Mâatoug, les teneurs en uranium atteignent un minimum de 2.18 et un maximum de 5.07 ppb avec une moyenne de 3.89 ppb. Les eaux du bassin de Tozeur présentent des teneurs en uranium qui varient entre 2.71 et 19.53 ppb. Les rapports d'activité des eaux de ces deux derniers bassins présentent la même gamme de variation avec une moyenne de l'ordre de 2.5. En ce qui concerne les eaux de l'aquifère de la plaine de Chott El Gharsa, elles ont des teneurs en uranium qui oscillent entre 5.3 et 10.33 ppb avec une moyenne de rapport d'activité de 1.72. Généralement, on note que la gamme de concentration en uranium la plus élevée est enregistrée dans les eaux de l'aquifère Turonien de la Nefzaoua, Mio-pliocène de la plaine de Chott El Gharsa (#MC98) et dans les deux forages (#MT91 et #MT89) de Tozeur. Les eaux du Mio-pliocène de Redjime Mâatoug et de Tozeur ainsi que du Sénonien de la Nefzaoua enregistrent par contre une gamme de variation faible.

Si l'on regarde la composition isotopique, il apparait que tous les échantillons sont en déséquilibre radioactif avec un excès en ^{234}U. Une distinction est observée entre les aquifères carbonatés avec des rapports d'activité qui varient entre 1.1 et 1.8, alors que pour les aquifères sableux, les rapports isotopiques varient de 1.8 à 3.2.

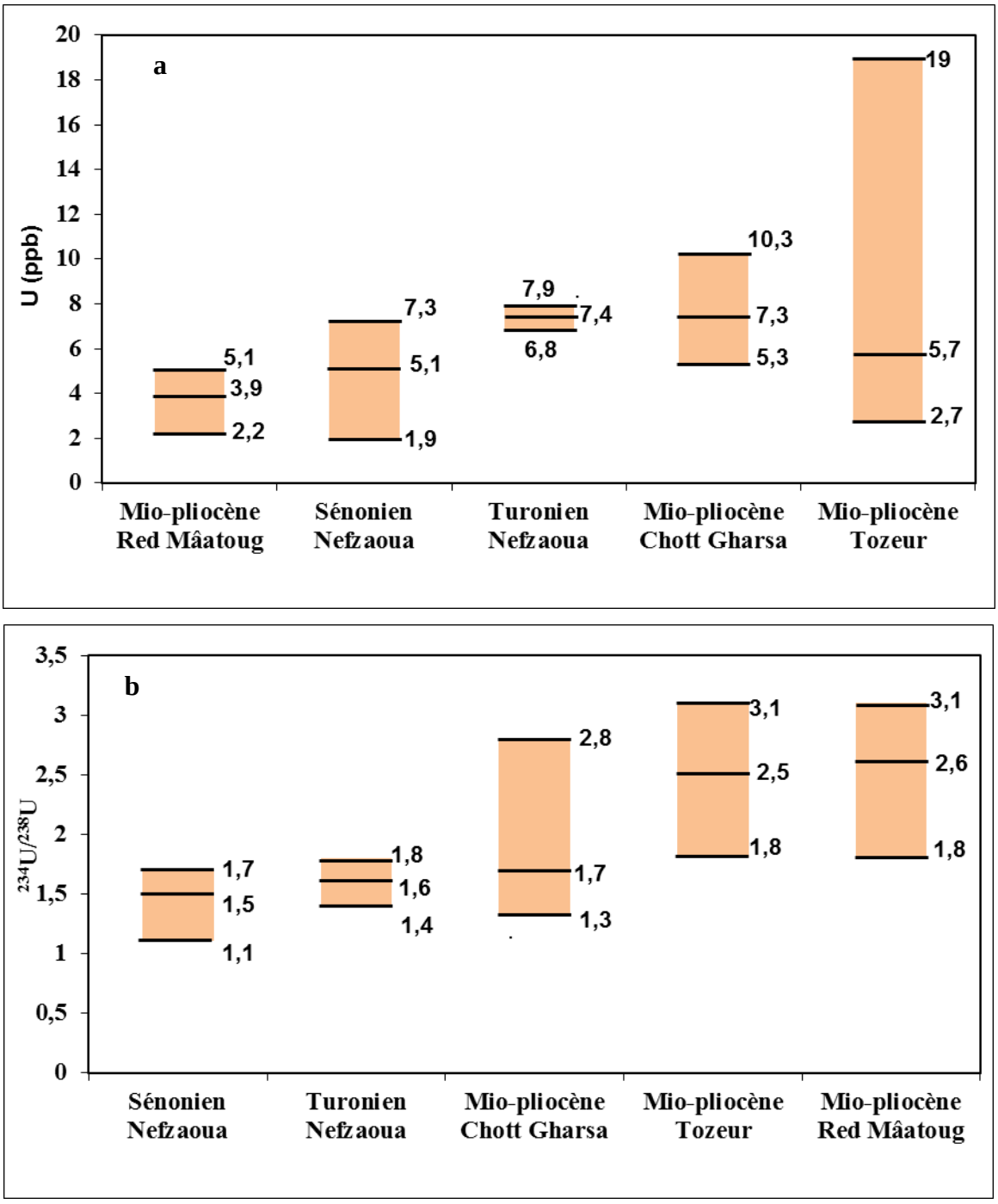


Figure 68 a,b : Variation des teneurs en uranium (a) et du rapport $^{234}U/^{238}U$ (b) dans les eaux du CT

V-3-1 Distribution spatiale des teneurs en uranium des eaux du CT

La carte de répartition spatiale des teneurs en uranium des différents aquifères échantillonnés est illustrée par la figure 69.

Les teneurs les plus élevées en uranium se concentrent à l'extrême nord-ouest de la Nefzaoua (échantillons prélevés à partir du niveau carbonaté et/ou dolomitique du Turonien). Ces échantillons (#T2 et #T3) représentent les teneurs les plus élevées observées dans tout le

bassin de la Nefzaoua. D'autres concentrations importantes sont enregistrées aux alentours de Chott El Gharsa et de la ride de Tozeur: il s'agit des forages Hôtel Serra (#MT89) et Ksar Lahmar (#MT91) qui font exception par leurs teneurs élevées en uranium de l'ordre de 19 et 13 ppb. Des teneurs élevées sont aussi enregistrées au niveau de la partie la plus confinée de la nappe. Il s'agit des échantillons prélevés de l'aquifère Mio-pliocène de Chott El Gharsa. Ces teneurs présentent un maximum de 10,33 ppb au niveau de forage #MC98 capté à environ 1000m de profondeur.

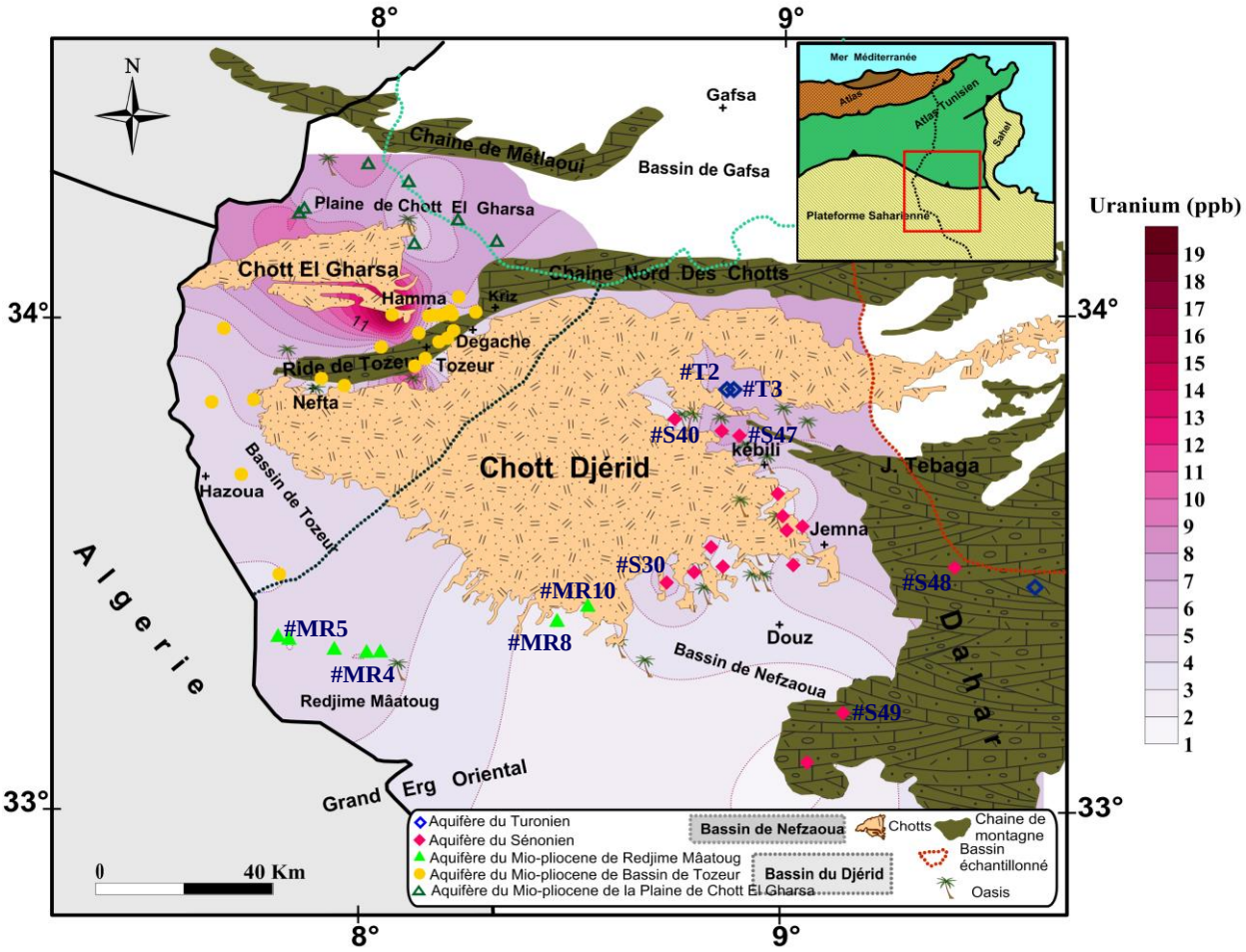


Figure 69. Répartition spatiale des teneurs en uranium dans le bassin étudié

Quant aux valeurs les plus faibles, elles ont été observées dans l'eau du forage #S29 ([U]= 1,75ppb) et du forage #S49 ([U] = 1,98 ppb) du bassin de la Nefzaoua. Ces deux forages sont situés près du Dahar qui est considéré comme une des zones de recharge de l'aquifère. La partie ouest de la zone d'étude, représentée par les sables Mio-pliocène de la région du Redjime Mâatoug, Tozeur ainsi que de la plaine de Chott El Gharsa, montrent aussi des teneurs en uranium très variables. Les faibles teneurs sont notées à l'extrême sud est au niveau des forages #MR8 ([U] = 2,66 ppb) et #MR10 ([U] = 2,17 ppb).

Dans l'aquifère du Sénonien, quelques tendances générales peuvent être tirées à partir de la répartition géographique des teneurs en uranium (Figure 69). On observe une augmentation des teneurs en U à partir des aires de recharge (#S29, #S49), jusqu'aux échantillons #S40 et #S47 au nord, #S48 au nord-est et #S30 au sud-ouest. Les teneurs importantes en uranium sont observées dans les échantillons de l'aquifère Sénonien au sud de l'oasis de Fatnassa. Les eaux en provenance du bassin Est de la Nefzaoua, et circulant dans les formations carbonatées, convergent vers le nord-ouest de la Nefzaoua. Le long du trajet d'écoulement, l'eau dissous l'uranium présent dans les formations rencontrées et devient de plus en plus enrichie en uranium (#T2, #T3, #S40, #S47).

De même, la concentration augmente le long d'un transect est ouest dans les sables Mio- pliocène de Redjime Mâatoug à partir des échantillons #MR10 à l'est jusqu'au #MR4 et #MR5 à l'ouest.

Les données sur le CT montrent, comme il a été discuté précédemment, une gamme de variation assez large de la teneur en uranium ([U] varie de 1,5 à 19,3 ppb). La lithologie de la formation aquifère (sable ou calcaire) ne semble pas être un facteur contrôlant les teneurs en uranium. En effet, la gamme de variation couvre la totalité des aquifères sans aucune exception liée à leurs lithologies. Ces teneurs relativement élevées plaident également pour des conditions oxydantes dans l'ensemble du bassin.

V-3-2 Distribution spatiale des rapports $^{234}U/^{238}U$ des eaux du CT

Les résultats illustrés dans la figure 70 montrent que les eaux des sables Mio-pliocène ont des rapports d'activité plus élevés et plus variables (1,8 à 3,2) que les eaux des aquifères carbonatés du Sénonien et du Turonien qui ont des rapports d'activité proches avec une moyenne de 1,5.

Tous les échantillons de l'aquifère carbonaté de la Nefzaoua et de l'aquifère sableux de Chott El Gharsa ont des rapports d'activité inférieurs à 2. Cependant, la majorité de l'aquifère sableux de la région de Tozeur et de Redjime Mâatoug a des rapports d'activité supérieurs à 2. Les rapports les plus élevés ont été enregistrés au niveau des eaux de forages #MR4, #MT74 et #MT88. Le premier est situé dans une position intermédiaire au niveau du transect est-ouest des sables Mio-pliocène du Redjime Mâatoug à une profondeur de l'ordre de 220m. Les deux derniers sont situés de part et d'autre de la ride de Tozeur à 492 et 612m de profondeur.

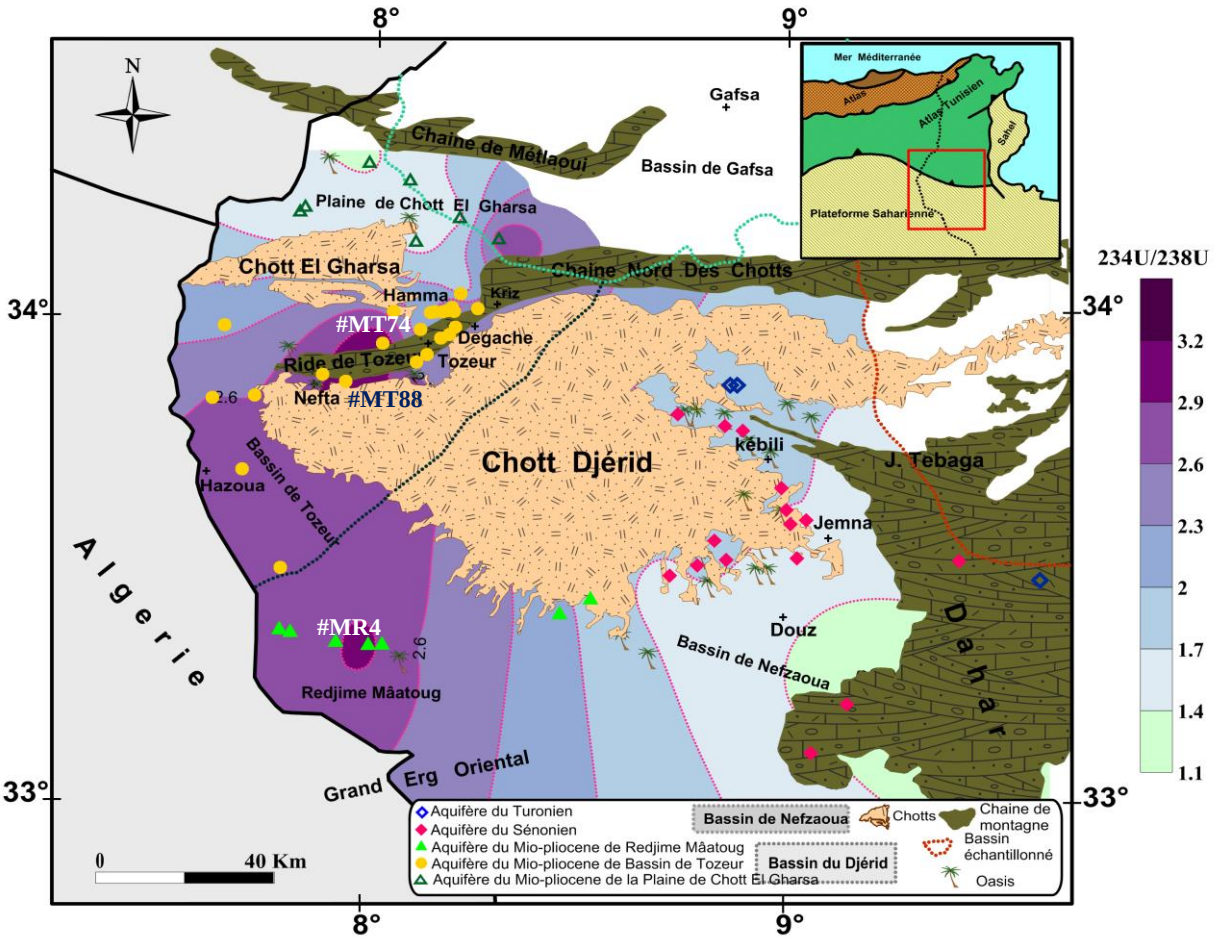


Figure 70. Répartition spatiale des rapports d'activités $^{234}U/^{238}U$ dans les différents échantillons prélevés

V-3-3 Variation des teneurs en uranium et du rapport $^{234}U/^{238}U$ avec la profondeur de captage

Les teneurs en uranium et les rapports d'activité sont reportés sur la figure 71(a,b) en fonction de la profondeur de captage d'eau des différents forages échantillonnés. Conformément à ce qui a été observé au niveau de la distribution spatiale des teneurs en uranium et des rapports d'activité, aucune de tendance claire par rapport à la profondeur n'est observée.

Les eaux du Mio-pliocène montrent toutefois une tendance à l'augmentation beaucoup plus ressentie avec des coefficients de corrélation de l'ordre de 0,78 pour les teneurs en uranium et de 0,91 pour le $^{234}U/^{238}U$. Cette corrélation positive reflète la mobilité des radionucléides dans la formation Mio-pliocène rencontrée en profondeur dans la région du Redjime Mâatoug, ce qui atteste d'un milieu chimiquement actif. L'augmentation avec la profondeur des concentrations d'uranium et des rapports d'activité $^{234}U/^{238}U$ est observée aussi au niveau du système aquifère des granites de Stripa (Suede). Cette augmentation a été reliée d'après Andrews et al. (1982) au temps de résidence des eaux. En effet, l'effet de recul

alpha du ^{234}Th augmente avec le temps de résidence. Le lessivage préférentiel de l'^{234}U, issu de la décroissance radioactive du ^{234}Th augmente par rapport à l'^{238}U entrainant ainsi une augmentation des rapports d'activité ^{234}U/^{238}U.

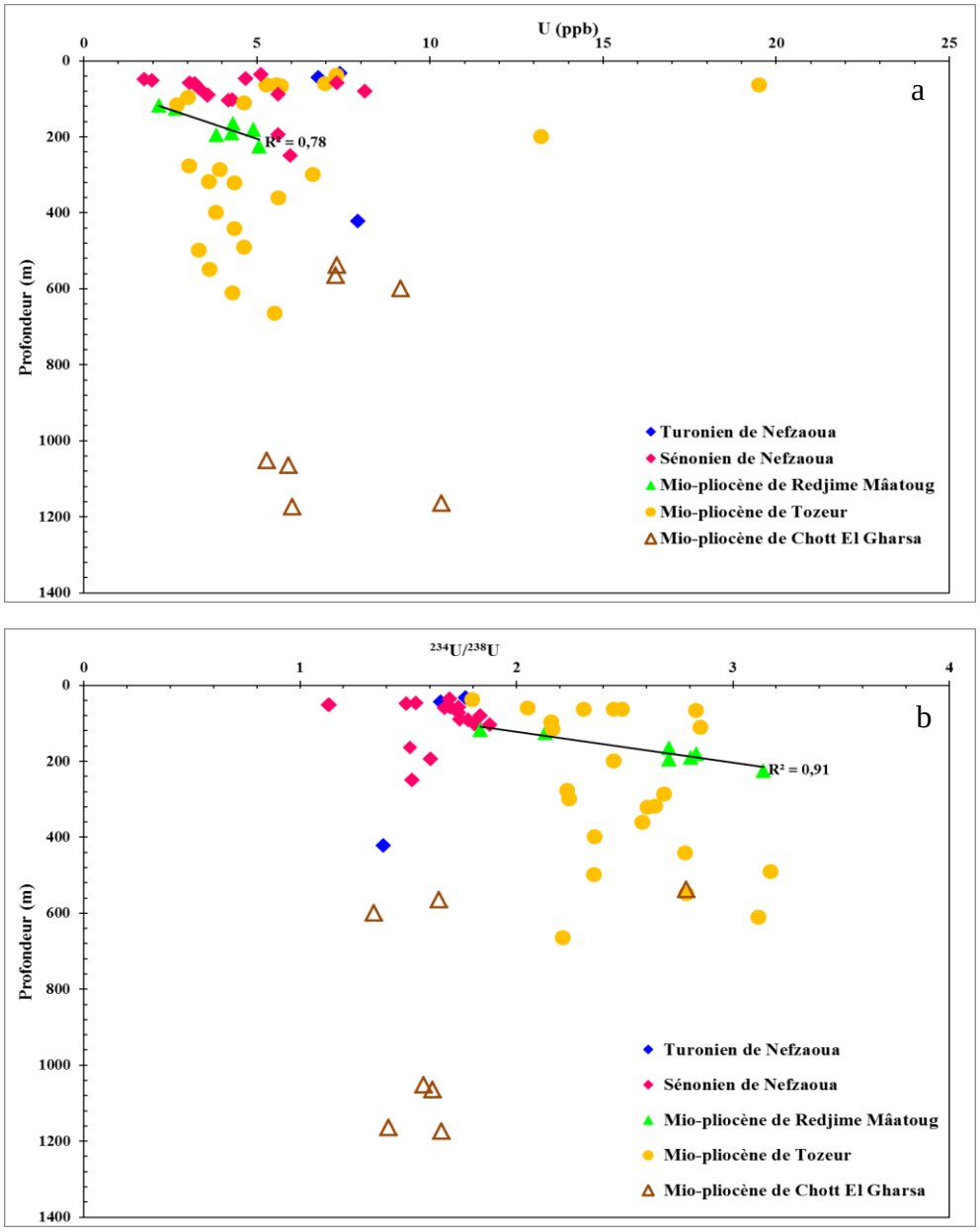


Figure 71. Variation des teneurs en uranium (a) et des rapports d'activité (b) avec la profondeur de captage d'eau

Les observations suivantes révèlent une complexité de la migration de l'uranium au sein des aquifères et sa dépendance de nombreux paramètres. Il semblerait donc que les teneurs en uranium dépendent essentiellement des caractéristiques de l'eau et, dans une moindre mesure du type de roche traversé par l'eau lors de son transit en profondeur. Une

étude de ces compositions de manière plus détaillée, en comparant de manière graphique l'uranium, en fonction des paramètres physico-chimiques de l'eau a été réalisée.

VI-Identification des processus contrôlant la signature isotopique de l'uranium

Afin de mettre en évidence les différents processus se déroulant dans l'aquifère du CT, les données sont interprétées en se référant à un diagramme de mélange classique illustrant la variation du rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$ en fonction de l'inverse de la concentration en uranium (Figure 72). La dispersion des points sur ce diagramme, permet d'identifier les processus d'interactions eau-roche et de mélange (Osmond et al. 1971, Osmond and Cowart 1992). Les eaux des aquifères de la Nefzaoua évoluent entre un pôle pauvre en uranium (#S29, #49) et un pôle avec des teneurs en uranium importantes (#T1, #T2, #T3, #S40 et #S47) avec des rapports $^{234}U/^{238}U$ presque constants de l'ordre de 1.5. Quant aux eaux de bassin du Djérid, les eaux sont dispersées entre 3 pôles à l'exception des forages #MC94, #MT89 et #MT91.

Dans ce diagramme, les eaux souterraines de la Nefzaoua se trouvent alignés avec des rapports d'activité $^{234}U/^{238}U$ presque constants d'environ 1,5. Cette tendance est compatible avec une augmentation progressive de la teneur en uranium associée à une dissolution des minéraux carbonatés. D'un point de vue théorique, l'uranium libéré lors de la dissolution de carbonate ne devrait pas être caractérisée par un déséquilibre radioactif significatif. Cependant, il est très courant d'observer des excès en ^{234}U dans les eaux issues de formations carbonatées. Ceci s'explique très probablement par l'effet de recul qui contribue à enrichir la solution en ^{234}U.

Les échantillons collectés dans les aquifères sableux de Redjime Mâatoug et de Tozeur sont caractérisés par des concentrations en uranium moyennement élevées et des rapports d'activités variables contrairement aux eaux de l'aquifère carbonaté. On observe ainsi une tendance à l'augmentation concomitante du rapport $^{234}U/^{238}U$ avec la teneur en U dans l'aquifère du Redjime Mâatoug ainsi que pour une partie des points du Mio-Piocène de Tozeur. L'aquifère du Redjime Mâatoug est situé dans la partie intermédiaire de la voie d'écoulement en provenance de Grand Erg Oriental (Partie Algérienne et Tunisienne). Ces eaux ont donc un temps de séjour probablement long dans le système. Dans ce contexte, l'augmentation de l'excès en ^{234}U et des concentrations d'uranium observées dans les échantillons (#MR4, #MR5, #MR6, #MR7 et #MR9), peut refléter l'enrichissement en ^{234}U par effet de recul qui est fonction du temps de résidence. Cowart (1980) a en effet observé des rapports d'activité élevés dans des eaux ayant un écoulement lent en raison de la mobilisation

préferentielle de l'uranium-234 avec le temps. Les eaux à vitesse d'écoulement rapide, comme c'est le cas pour les systèmes karstiques ou carbonatés, sont caractérisées par des rapports d'activité moins importants (Osmond et al., 1974 ; Osmond et Cowart, 1976).

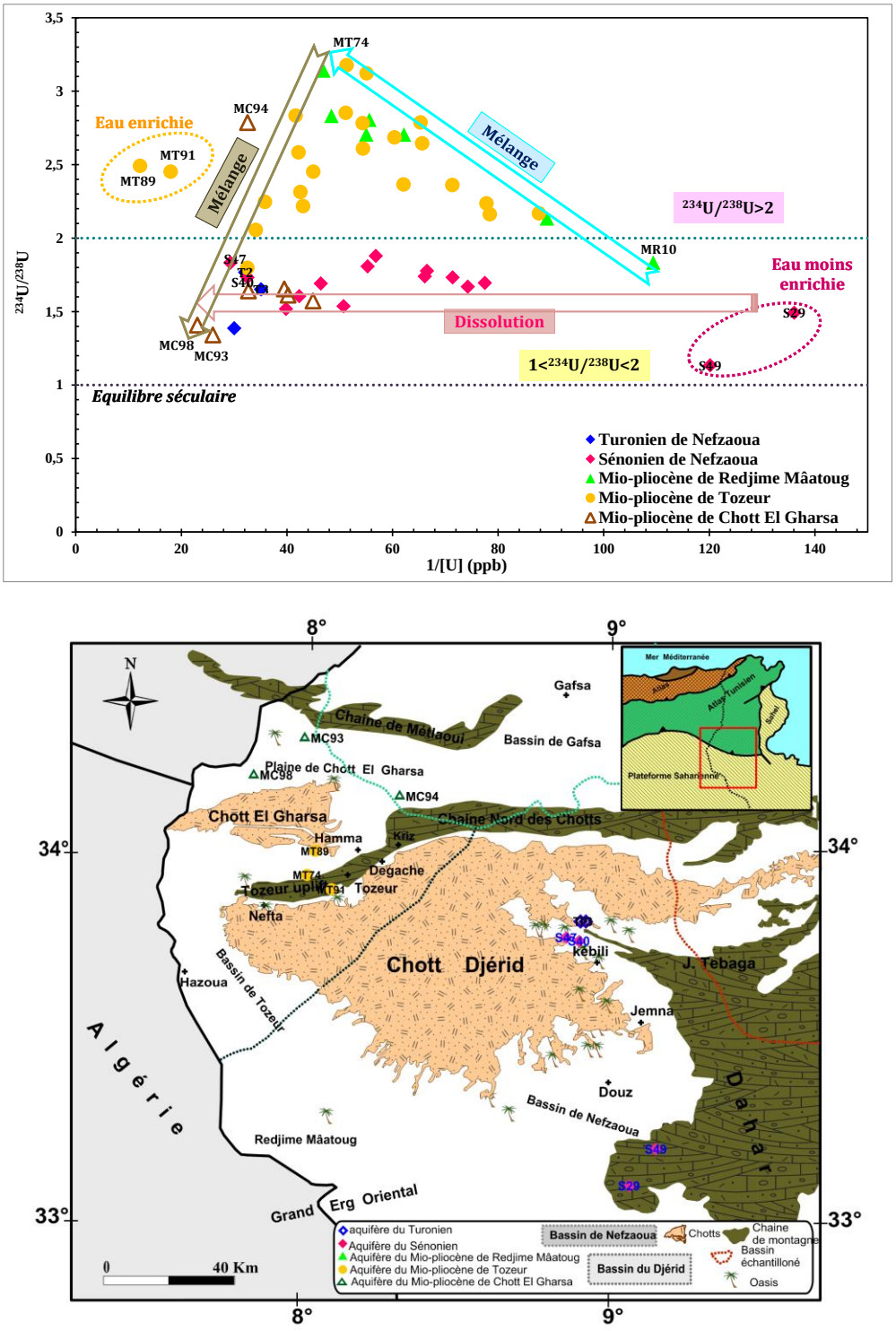


Figure 72. Variation du rapport d'activité $^{234}U/^{238}U$ en fonction de l'inverse de la concentration en uranium d'échantillons d'eau du CT répartition spatiale des différents pôles

Les eaux de la plaine de Chott El Gharsa ont des teneurs en uranium significatives et des faibles rapports isotopiques en comparaison des autres eaux des aquifères Mio-pliocènes.

Les eaux de l'aquifère Mio-pliocène de Tozeur situées entre les eaux de la plaine de Chott El Gharsa et les eaux les plus enrichies de l'aquifère Mio-pliocène du Redjime Mâatoug peuvent être interprétées entre autre par un mélange entre ces deux pôles.

VI-1 Etude de la variation des teneurs en uranium avec celles des ions dissous

Dans cette partie, les paramètres physico-chimiques sont utilisés de manière conjointe avec les teneurs en uranium.

L'uranium, qui est le radioélément d'intérêt dans cette étude, est exceptionnellement complexe en termes d'hydrochimie. Sa concentration et sa mobilité dans les eaux souterraines dépendent d'un certain nombre de facteurs physiques et chimiques, autre que la teneur en uranium de la formation géologique impliquée.

Les analyses chimiques constituent une base de données qui aide à comprendre les facteurs qui contrôlent les concentrations d'uranium dans les eaux de la nappe du Complexe Terminal. En effet, la combinaison des traceurs isotopiques avec les éléments majeurs constitue un moyen d'améliorer les connaissances des masses d'eau et de l'ensemble des processus d'interaction eau/roche ainsi que les phénomènes de mélange.

Les relations entre les teneurs en U et celles des éléments majeurs sont illustrées dans la figure 73.

Les eaux souterraines se répartissent entre deux pôles à compositions différentes. Les échantillons #S29 et #S49 de l'aquifère Sénonien et #MR8 et #MR10 du Mio-Pliocène, où les concentrations en uranium les plus faibles ont été observées, sont aussi les plus dilués en ions dissous. Ces derniers se situent respectivement en bordure extrême sud-est du bassin de la Nefzaoua et à la limite extrême est du transect représentant les échantillons du Redjime Mâatoug. Ces eaux caractérisent potentiellement la zone amont de l'écoulement. À l'autre extrémité, le deuxième pôle est difficile à identifier à cause de sa variation d'une illustration à une autre. En particulier, les échantillons #MT91 et #MT89 du Mio-Pliocène de Tozeur se distinguent comme les plus enrichis en uranium et en sulfate. Par comparaison, les échantillons les plus enrichis en Cl^-, comme #MT73 et #MT77 du Mio-Pliocène, #S21 et #S36 du Sénonien ou en Ca^{2+} comme #MT73, ne sont pas particulièrement riches en uranium dissous.

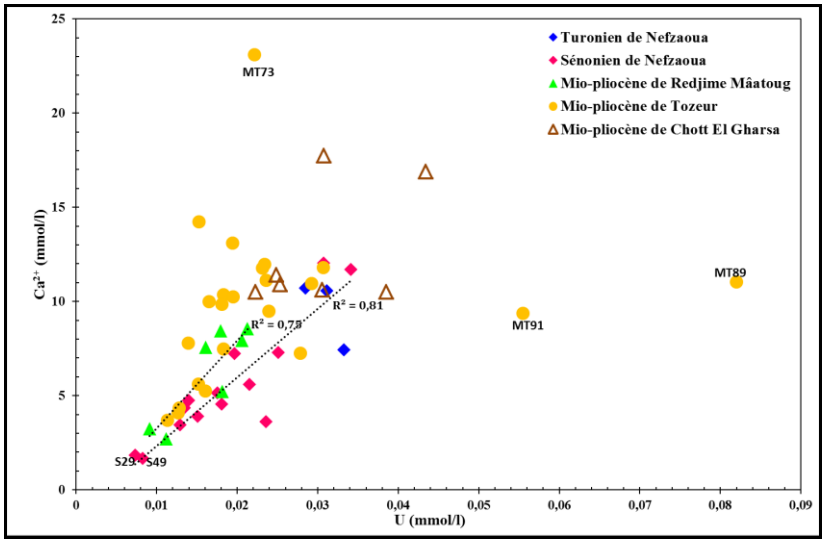
Des relations significatives apparaissent lorsqu'on compare la distribution de l'uranium avec la composition des principaux ions.

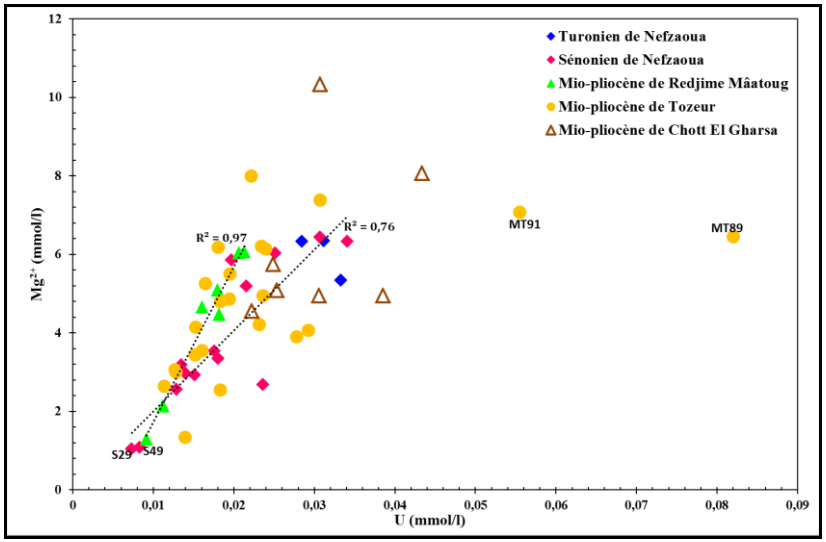
On remarque que pour les eaux du Mio-pliocène de Redjime Mâatoug et celles de Sénonien de la Nefzaoua, l'uranium est mieux corrélé avec les sulfates (R^2=0.78, et 0.87) le calcium (R^2=0.75, et 0.69), le magnésium (R^2=0.97, et 0.68), le sodium (R^2=0.77, et 0.45), le strontium (R^2=0.77, et 0.72) et les chlorures (R^2=0.75, et 0.64) qu'avec d'autres ions majeurs comme les bicarbonates.

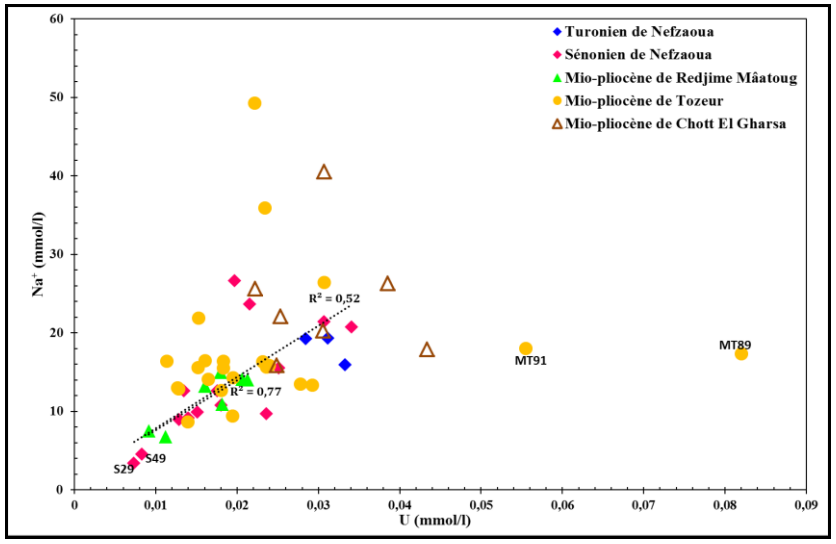
Les teneurs en bicarbonates (R^2=0.57 et 0.48) et en sulfates (R^2=0.51, et 0.31) sont moyennement corrélées avec celles en uranium pour les eaux du Mio-pliocène de Tozeur et de la plaine de Chott El Gharsa.

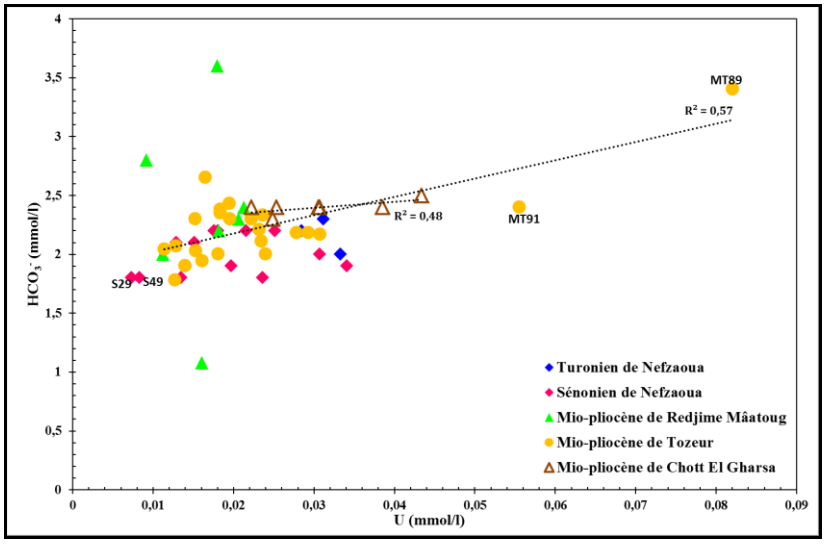
Il semble que le sulfate influe particulièrement sur la concentration de l'uranium dans l'eau souterraine. Il fait souvent des complexes solubles avec l'uranium et augmente ainsi sa solubilité (Banks, et al., 1995). Cet outil trace aussi la variation de la composition chimique de la matrice. En effet, lors de la dissolution de minéraux, l'uranium est libéré dans la solution avec un certain nombre d'ions sous la forme de complexes solubles dans les milieux naturels oxydants. Sous sa forme oxydée, l'uranium est beaucoup plus mobile et forme en solution l'ion uranyle (UO_2^{2+}) et des complexes ioniques solubles essentiellement avec les carbonates, phosphates et sulfates (Langmuir, 1978).

Dans le cas des eaux du Complexe Terminal, la tendance à la corrélation de la concentration en uranium avec le calcium, sulfate, sodium, chlorure et magnésium peut témoigner des processus d'interaction eau-roche. Le degré de corrélation de ces éléments va traduire donc leur disponibilité dans les terrains percolés par les eaux du CT.


Turonien de Nefzaoua
Sénonien de Nefzaoua
Mio-pliocène de Redjime Mâatoug
Mio-pliocène de Tozeur
Mio-pliocène de Chott El Gharsa
MT73
MT89
MT91
S29
S49
R² = 0,81
R² = 0,73
Ca²⁺ (mmol/l)
U (mmol/l)


Turonien de Nefzaoua
Sénonien de Nefzaoua
Mio-pliocène de Redjime Mâatoug
Mio-pliocène de Tozeur
Mio-pliocène de Chott El Gharsa
MT91
MT89
R² = 0,97
R² = 0,76
S29
S49
Mg²⁺ (mmol/l)
U (mmol/l)


Turonien de Nefzaoua
Sénonien de Nefzaoua
Mio-pliocène de Redjime Mâatoug
Mio-pliocène de Tozeur
Mio-pliocène de Chott El Gharsa
MT91
MT89
R² = 0,52
R² = 0,77
S29
S49
Na⁺ (mmol/l)
U (mmol/l)


MT89
R² = 0,57
R² = 0,48
MT91
S29
S49
Turonien de Nefzaoua
Sénonien de Nefzaoua
Mio-pliocène de Redjime Mâatoug
Mio-pliocène de Tozeur
Mio-pliocène de Chott El Gharsa
HCO₃⁻ (mmol/l)
U (mmol/l)

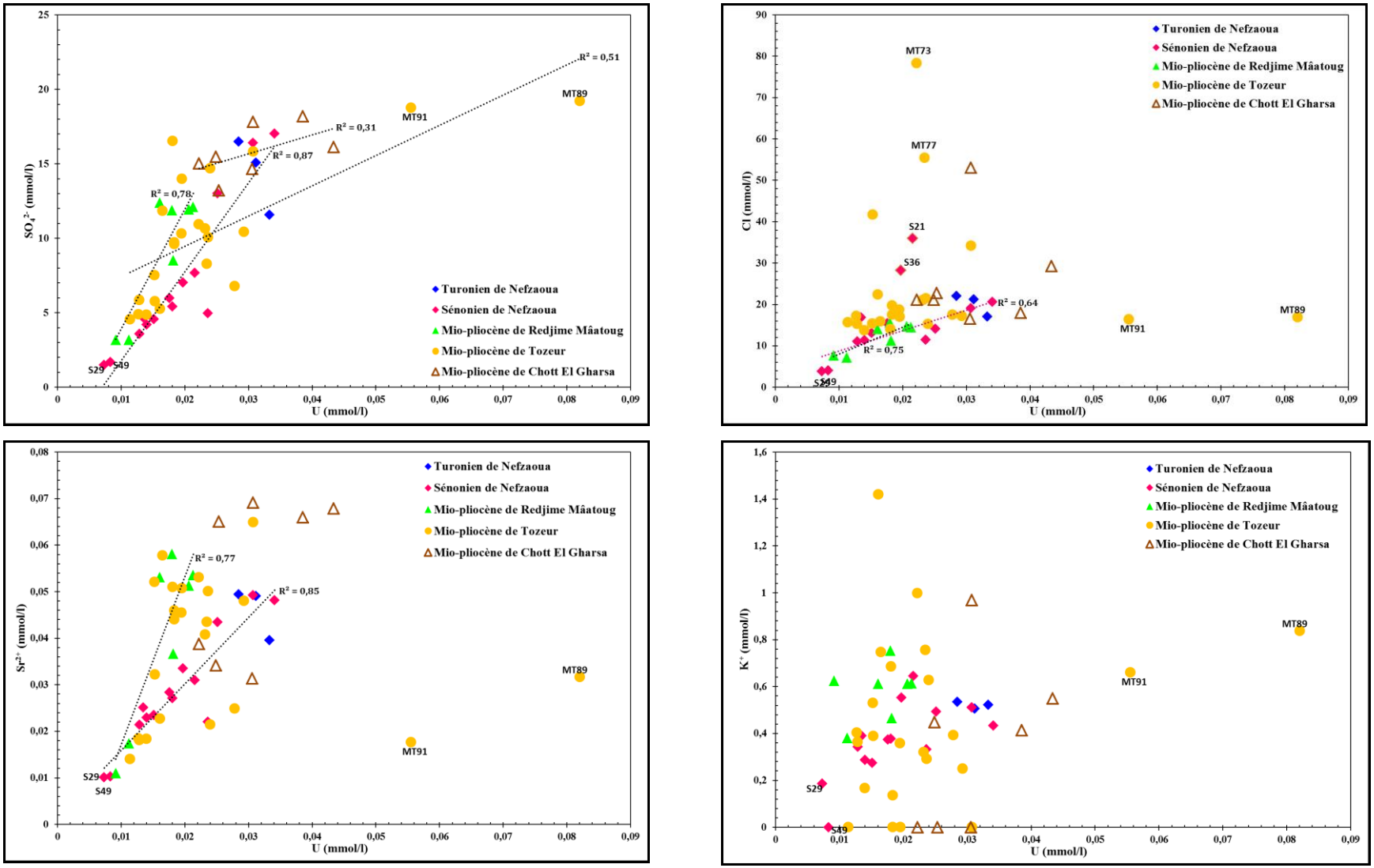


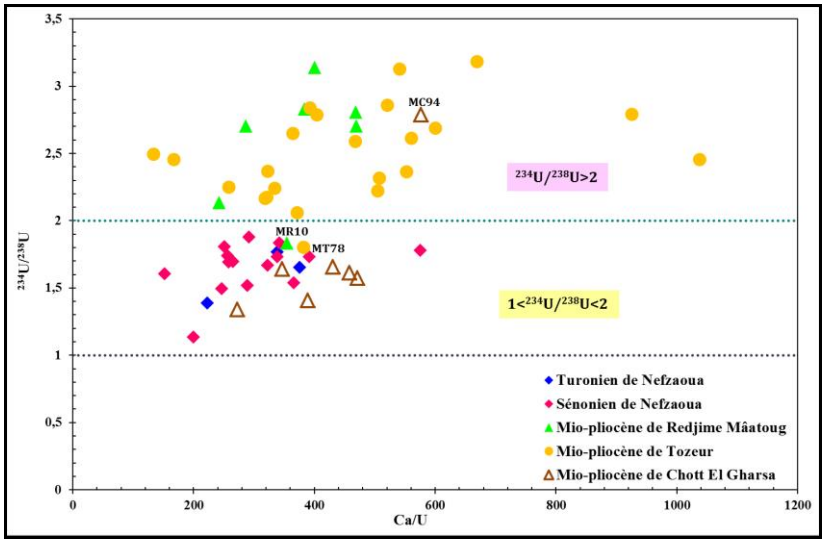
Figure 73. Variation des teneurs en Uranium avec celles des ions dissous

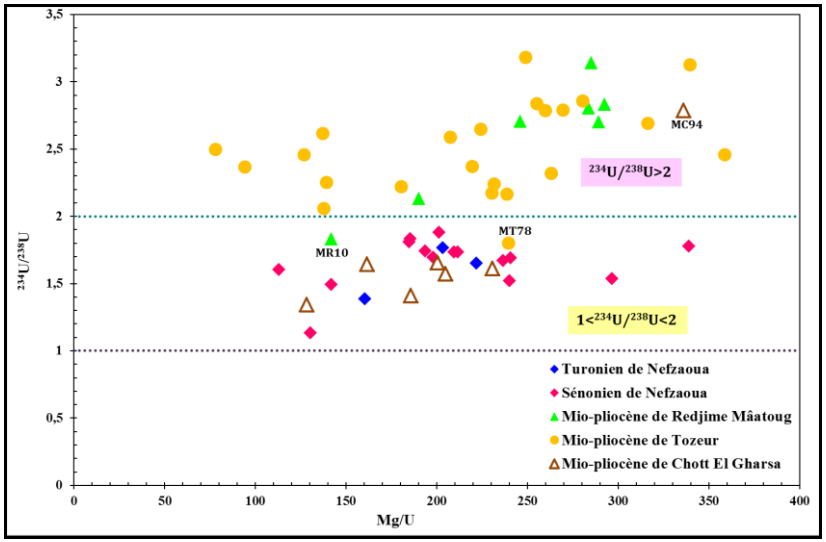
VI-2 Etude de la variation des rapports d'activité $^{234}U/^{238}U$ avec les teneurs en ions dissous

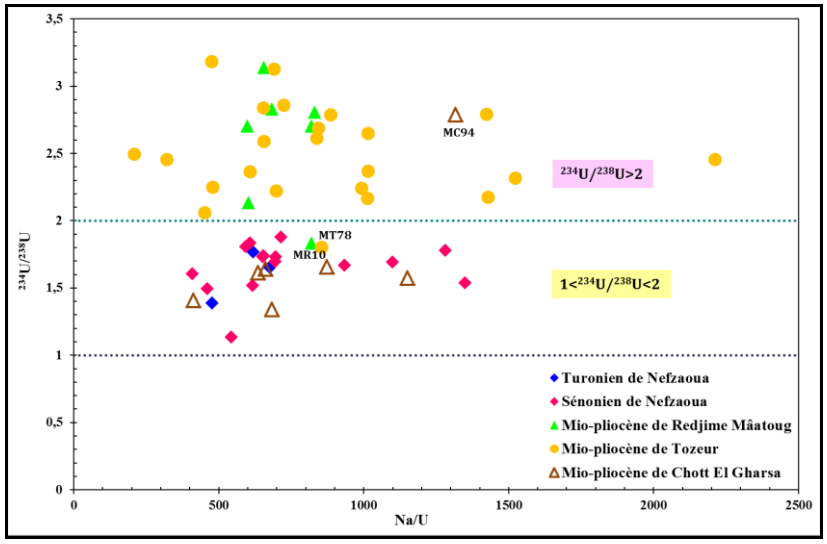
Les analyses chimiques des éléments majeurs menées sur les eaux du CT ne permettent pas d'individualiser des différences significatives dans la composition chimique des eaux de différents aquifères captés (partie géochimie des eaux souterraines). Les analyses isotopiques de l'uranium ont une utilité potentielle en tant que traceur de masse d'eau et peuvent mettre en évidence l'existence de différences notables. L'étude de Rosenthal et Kronfeld (1982) s'insère dans ce contexte,. Ils ont pu identifier deux sous-systèmes aquifères au sein de « Judea Group Aquifer » à l'aide des analyses des isotopes de l'uranium. Ceci n'a pas pu être individualisé en se basant seulement sur les analyses chimiques des ions dissous des eaux de cette nappe. Par contre, ils ont identifié ces deux sous-systèmes grâce à la variation des rapports isotopiques de ces eaux. Une première nappe phréatique a été identifiée, elle est caractérisée par des rapports $^{234}U/^{238}U$ faibles ($1<^{234}U/^{238}U<1.8$). La deuxième nappe la plus confinée a été définie par des rapports $^{234}U/^{238}U$ les plus élevés ($^{234}U/^{238}U>2$). Cette différence dans la composition isotopique est liée au processus d'altération des surfaces accessibles et aux temps d'interaction de l'eau et la surface de la matrice aquifère.

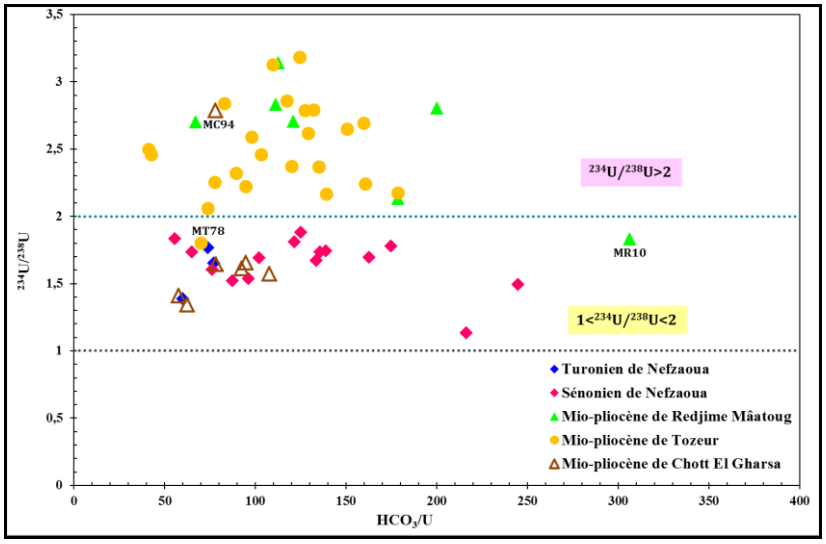
Dans le cas des aquifères du CT, cette classification est aussi bien identifiée (figure 74). En effet, les eaux des aquifères carbonatés (Sénonien et Turonien de la Nefzaoua) et celles de la plaine de Chott El Gharsa, captées au niveau des sables Mio-pliocène sont caractérisées par des rapports isotopiques ($1<^{234}U/^{238}U<2$) à l'exception des eaux du forage #MC94 ($^{234}U/^{238}U=2.78$). D'autre part, et à l'exception de deux forages #MR10 et #MT78 qui ont respectivement des rapports d'activités <2 (1.83, 1.8), les aquifères sableux (Mio-pliocène de Redjime Mâatoug et de Tozeur) ont des rapports d'activités élevés ($^{234}U/^{238}U>2$).

On note dans les illustrations ci-dessous l'existence de différents pôles qui restent difficiles à identifier d'une manière précise. En effet, des tendances à l'évolution entre 3 pôles même si elle est peu significative est notée. Ces observations peuvent être attribuées aussi au degré d'interaction eau/ surface de la matrice aquifère et au taux de lessivage de l'uranium. Toutes les eaux du CT présentent un enrichissement en ^{234}U par rapport à l'^{238}U. Ceci peut être dû à l'augmentation du temps d'interaction de l'eau avec la roche au cours de sa circulation dans l'aquifère. L'augmentation du rapport ($^{234}U/^{238}U$) pourrait être aussi une conséquence de l'effet de recul. En effet, le comportement de ces radionucléides à l'interface eau-roche est dû à l'implication des processus physiques et chimiques.


234U/238U
Ca/U
MC94
MR10
MT78
234U/238U>2
1<234U/238U<2
Turonien de Nefzaoua
Sénonien de Nefzaoua
Mio-pliocène de Redjime Mâatoug
Mio-pliocène de Tozeur
Mio-pliocène de Chott El Gharsa


234U/238U
Mg/U
MC94
MR10
MT78
234U/238U>2
1<234U/238U<2
Turonien de Nefzaoua
Sénonien de Nefzaoua
Mio-pliocène de Redjime Mâatoug
Mio-pliocène de Tozeur
Mio-pliocène de Chott El Gharsa


234U/238U
Na/U
MC94
MT78
MR10
234U/238U>2
1<234U/238U<2
Turonien de Nefzaoua
Sénonien de Nefzaoua
Mio-pliocène de Redjime Mâatoug
Mio-pliocène de Tozeur
Mio-pliocène de Chott El Gharsa


234U/238U
HCO3/U
MC94
MT78
MR10
234U/238U>2
1<234U/238U<2
Turonien de Nefzaoua
Sénonien de Nefzaoua
Mio-pliocène de Redjime Mâatoug
Mio-pliocène de Tozeur
Mio-pliocène de Chott El Gharsa

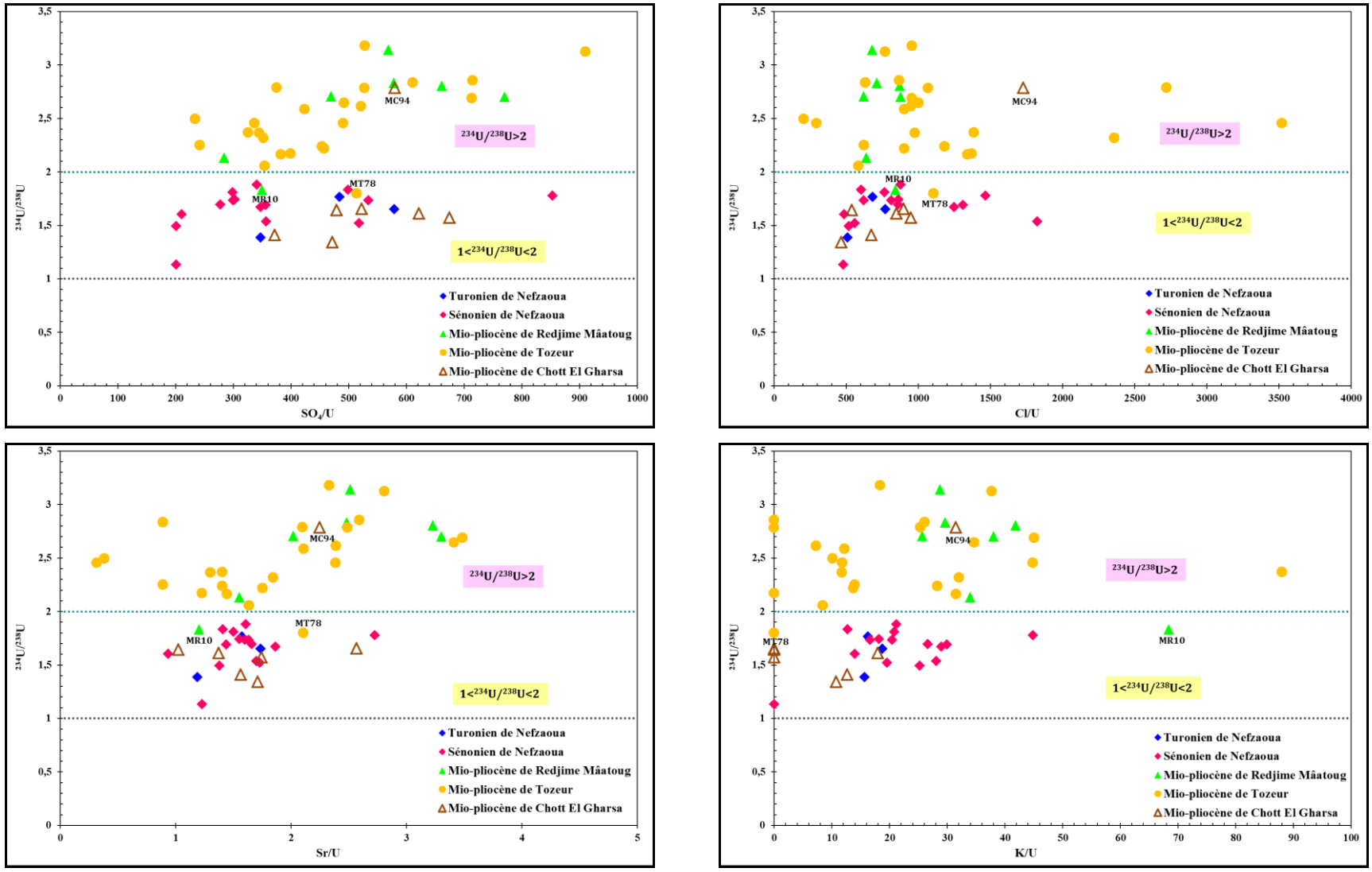


Figure 74. Variation des rapports isotopiques $^{234}U/^{238}U$ avec les teneurs en ions dissous

Leur mobilité dépend non seulement des paramètres chimiques (solubilité, adsorption, précipitation, complexation, etc.,) mais aussi des impulsions physiques issues de la désintégration alpha (Fleischer, 1988).

VII- Composition isotopique en uranium et chronologie

Bien qu'il ait souvent été mis en évidence un lien direct entre le temps de séjour des eaux et l'évolution de la composition isotopique en uranium, les études qui ont développé une approche géochronologique sur la base de ces traceurs (^{234}U-^{238}U) ont obtenu des résultats plus ou moins satisfaisants. Les modèles chronologiques développés ont été appliqués avec un certain succès. L'étude du système aquifère de la Milk River, Alberta, Canada (Ivanovich et al., 1991) reste la plus convainvante de l'intérêt de la méthode du désequilibre $^{234}U/^{238}U$ en tant qu'outil de datation des eaux souterraines.

Les variations isotopiques de l'uranium dissous dans la nappe du CT ne montrent pas des corrélations significatives en fonction des teneurs en ^{18}O, carbone-14 et des âges des eaux, (Figure 75).

Dans notre cas, les eaux des différents aquifères du CT acquièrent une signature isotopique qui n'est pas fonction du temps de séjour des eaux dans le réservoir. Elle dépend essentiellement des conditions physico-chimiques propres au réservoir et de la concentration en uranium de l'encaissant. Ces observations diffèrent de celles trouvées dans l'étude de Kronfled et al., 1994 sur les eaux de la nappe phréatique de la région de Grootfontein, Transvaal en Afrique du Sud. La variation isotopique de l'uranium dissous dans les eaux de cet aquifère dépend du temps de résidence de l'eau, exprimé en terme des teneurs en tritium et des activités carbone-14. En effet, des rapports d'activité faibles ont été enregistrés dans les eaux les plus jeunes (teneurs en ^{3}H de l'ordre de 10UT, teneurs en ^{14}C de l'ordre de 120 pcm, $^{234}U/^{238}U$ de l'ordre de 2), prélevées à faibles profondeurs. Les eaux les plus profondes et les plus âgées (teneurs en ^{3}H nulles, teneurs en ^{14}C de l'ordre de 75 pcm, $^{234}U/^{238}U$ de l'ordre de 6) ont les rapports d'activités les plus élevés ($^{234}U/^{238}U$ peut atteindre 9).

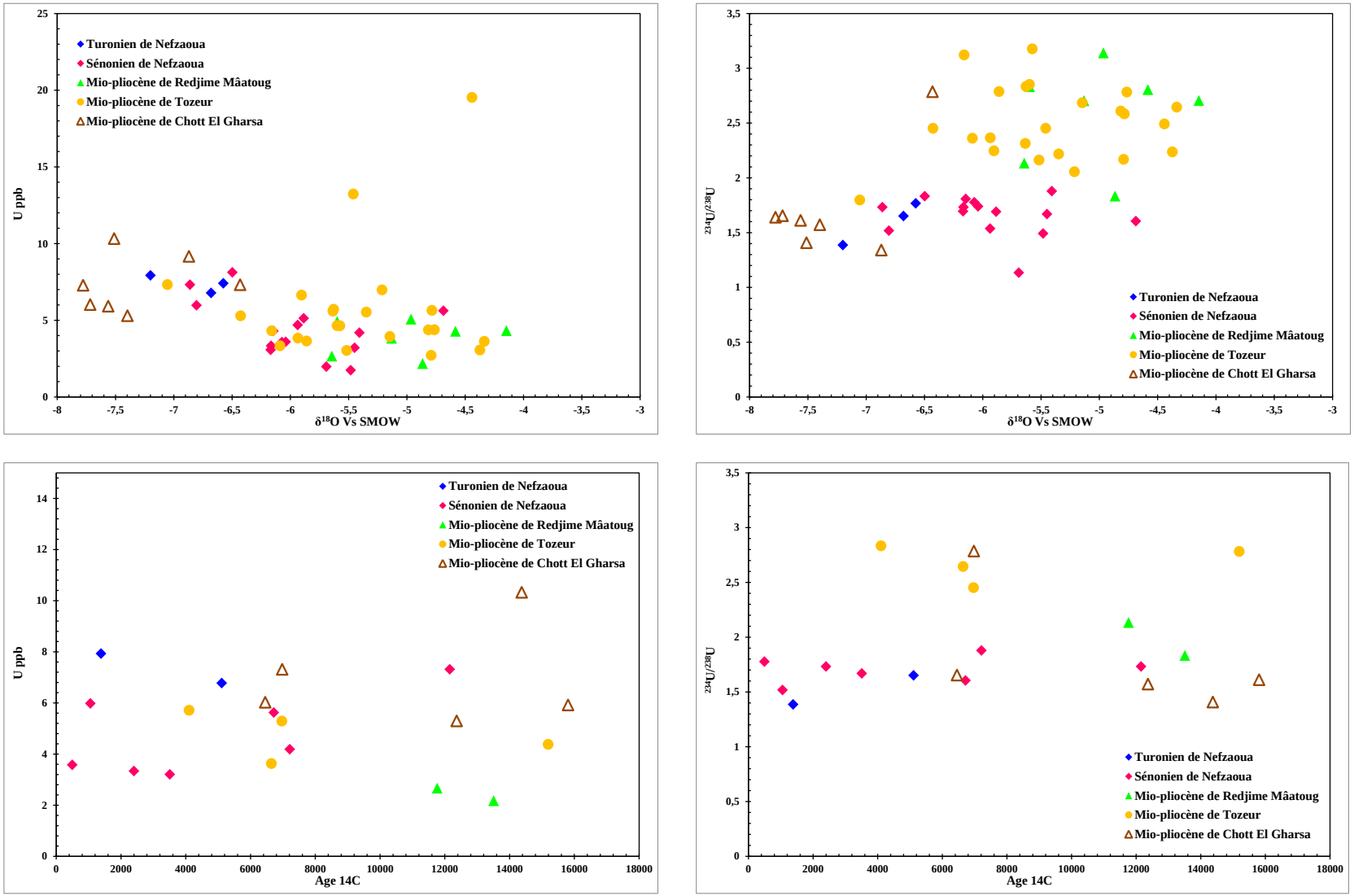


Figure 75. Variation des teneurs en uranium et des rapports $^{234}U/^{238}U$ avec les teneurs en ^{18}O, activité ^{14}C et âges des eaux.

Plusieurs auteurs ont traité l'intérêt du système en tant que traceur chronologique, en se basant sur des modèles chronologiques livrant le temps de séjour de l'uranium dans un aquifère (Pearson et al., 1983; Fröhlich et Gellermann (1987) ; Ivanovich et al.,1991). En effet, en se basant sur la période de décroissance radioactive de l'uranium-234 (T1/2 = 244 ka), les déséquilibres $^{234}U/^{238}U$ peuvent caractériser un système aquifère sur une période de temps s'étendant de 10ka à 1Ma. Cet outil complète la panoplie des différents traceurs chronologiques utilisés en hydrogéochimie et s'insère parfaitement bien entre le carbone-14 (T1/2 = 5730 a), et le chlore-36 (T1/2 = 300 ka).

Cependant, ces applications chronologiques ne sont envisageables que si l'on connait avec précision les paramètres contrôlant la distribution de l'uranium dans le système. Il est donc indispensable de conjuguer l'étude des isotopes ^{234}U et ^{238}U avec d'autres traceurs géochimiques afin de remonter au processus responsables de la variation des teneurs en uranium dans un aquifère.

L'applicabilité du système ^{234}U-^{238}U en tant que traceur chronologique est limitée par caractéristiques de l'aquifère. Elle nécessite d'une part, un système aquifère homogène du point de vue des conditions physico-chimiques, que de la distribution de l'uranium dans la matrice et d'autre part, la connaissance de l'évolution des concentrations isotopiques en uranium depuis l'entrée du système jusqu'aux zones les plus profondes. Les variations de la concentration en uranium-238 dissous devront être faibles le long de l'axe d'écoulement. Ceci signifie que les processus d'interaction eau-roche doivent être quantitativement négligeables devant la décroissance radioactive de l'uranium-234. En effet, dans un système non affecté par des processus de mélange ou d'interaction eau-roche, l'évolution des teneurs en uranium devrait donner accès au temps de séjour de cet élément et, par conséquent au temps de séjour de l'eau dans le système aquifère.

De plus, vu le faible temps de séjour de l'eau dans les milieux oxydants, l'évolution des teneurs isotopiques en uranium dissous ne sera pas principalement influencée par le temps de séjour des eaux et ne permettra pas donc le développement d'applications chronologiques (Kraemer, 1981; Bonotto et Andrews, 1993).

Dans notre cas d'étude, les conditions qui règnent dans le système aquifère du CT ne sont pas favorables pour des applications chronologiques. La composition isotopique en uranium des eaux du CT est typique d'un milieu oxydant (teneurs en uranium varient de 1,5 à 19,5 ppb) (Osmond et Cowart, 1976). La signature isotopique des eaux des différents aquifères du CT

est fonction des caractéristiques physico-chimiques du milieu, de la concentration en uranium de la matrice, des processus d'interaction eau-roche ou d'échange chimique entre l'eau interstitielle et la matrice, des processus de mélange entre aquifères à composition différentes et non du temps de séjour des eaux dans le réservoir.

VIII- Conclusion

Dans ce chapitre, on a étudié les deux isotopes radioactifs de la série de désintégration de l'uranium (^{238}U et ^{234}U) qui sont présents en quantité variable dans les eaux souterraines du CT. L'objectif est d'étudier leur mobilité et d'en déduire les informations qu'ils peuvent apporter à la compréhension des systèmes aquifères profonds. Il ressort de cette étude que ces isotopes ont un comportement qui différe en fonction des caractéristiques hydrochimiques de l'eau et le mélange entre des masses d'eau à signatures isotopiques différentes.

L'avantage de l'utilisation du déséquilibre $^{234}U/^{238}U$ en tant que traceurs des masses d'eau a été bien mis en évidence: les eaux circulant à travers les aquifères de la Nefzaoua ainsi que celles de la plaine de Chott El Gharsa ont des rapports isotopiques <2 contrairement aux eaux des bassins de Redjime Mâatoug et de Tozeur qui sont caractérisés par des rapports >2.

Les processus chimiques contrôlant la mise en solution de l'uranium ont été mise en evidence à travers les corrélations positives entre la concentration en uranium et les éléments majeurs dissous. Une mise en solution de l'uranium par dissolution de la matrice entraîne une augmentation des teneurs en uranium, et en ions dissous accompagnée par une augmentation ou une diminution du rapport d'activité. Les teneurs en uranium des eaux du CT variant entre 1,5 et 19,5 ppb plaident en faveur des conditions oxydantes au sein de ces aquifères. Ces milieux oxydants sont propices au lessivage préférentiel de l'uranium-234, favorisant ainsi une augmentation du rapport $^{234}U/^{238}U$.

Des mélanges entre les différents aquifères pourront être aussi envisagés: mélange entre les eaux du Redjime Mâatoug à rapport d'activité faible et les eaux de Tozeur à rapport d'activité élevé et mélange entre les eaux de la plaine de Chott El Gharsa à faible rapport d'activité et les eaux de Tozeur est aussi possible.

Les conditions règnant dans les différents aquifères du CT sont défavorables pour utiliser les isotopes de l'uranium en tant que traceur chronologique. D'autres traceurs pourront être examinés pour une meilleurs compréhension des différents processus physico-chimiques

caractérisant cette nappe ainsi que pour étudier leurs applicabilité entant qu'outil de détermination de temps de résidence de ses eaux.

Chapitre V: Le Chlore-36 dans les eaux souterraines

I- Introduction

Dans le cadre de ce travail, le choix s'est aussi porté sur l'utilisation du Chlore-36 (^{36}Cl). Ce radioélément, qui par sa période de décroissance radioactive de 300 ka, conjuguée à un comportement quasi conservatif de l'élément chlore dans les eaux souterraines, a été considéré comme un des traceurs les plus adaptés pour caractériser le temps de transfert des eaux dans les grands systèmes aquifères.

Dans ce chapitre, on va essayer de comprendre (1) les différents processus affectant la distribution et le comportement du Cl^- et du ^{36}Cl et (2) de les appliquer comme traceurs d'interaction eau/roche et d'identification de sources de la salinité des eaux.

Le ^{36}Cl constitue aussi un outil d'estimation du temps de résidence des eaux sur la base de la décroissance radioactive de ce radioélément.

Dans un système fermé, la désintégration radioactive devrait être le processus dominant affectant les teneurs en ^{36}Cl sur une longue échelle de temps, mais en raison de la longue demi-vie, les changements dans les concentrations de ^{36}Cl affectés au passé par les variations de flux de rayons cosmiques et les changements climatiques, pourraient affecter l'exactitude des âges ou de temps de résidence estimés à partir de ce radioélément (Fabryka-Martin, 1988).

II- Origine du Chlore-36

La production de ^{36}Cl dans l'environnement a été examinée par de nombreux auteurs (Lal et Peters, 1976; Bentley et al., 1986a; Fabryka-Martin, 1988; Andrews et al, 1989; Phillips, 2000).

Une explication bien détaillée des différentes origines du ^{36}Cl dans l'environnement est résumée dans la figure ci-dessous (Figure 76).

Le ^{36}Cl est principalement produit par des réactions de spallation de l'^{40}Ar et ^{36}Ar dans la stratosphère. Ces réactions nécessitent des rayonnements cosmiques de haute énergie. La production par spallation dépend de la latitude, en effet elle est importante dans les latitudes moyennes et devient plus faible à l'équateur et aux pôles (Figure 77). Ceci est en relation avec le champ magnétique terrestre qui fait varier l'intensité de rayonnement cosmique (Lal et Peters, 1976; Parrat et al., 1996; Phillips et al., 2000).

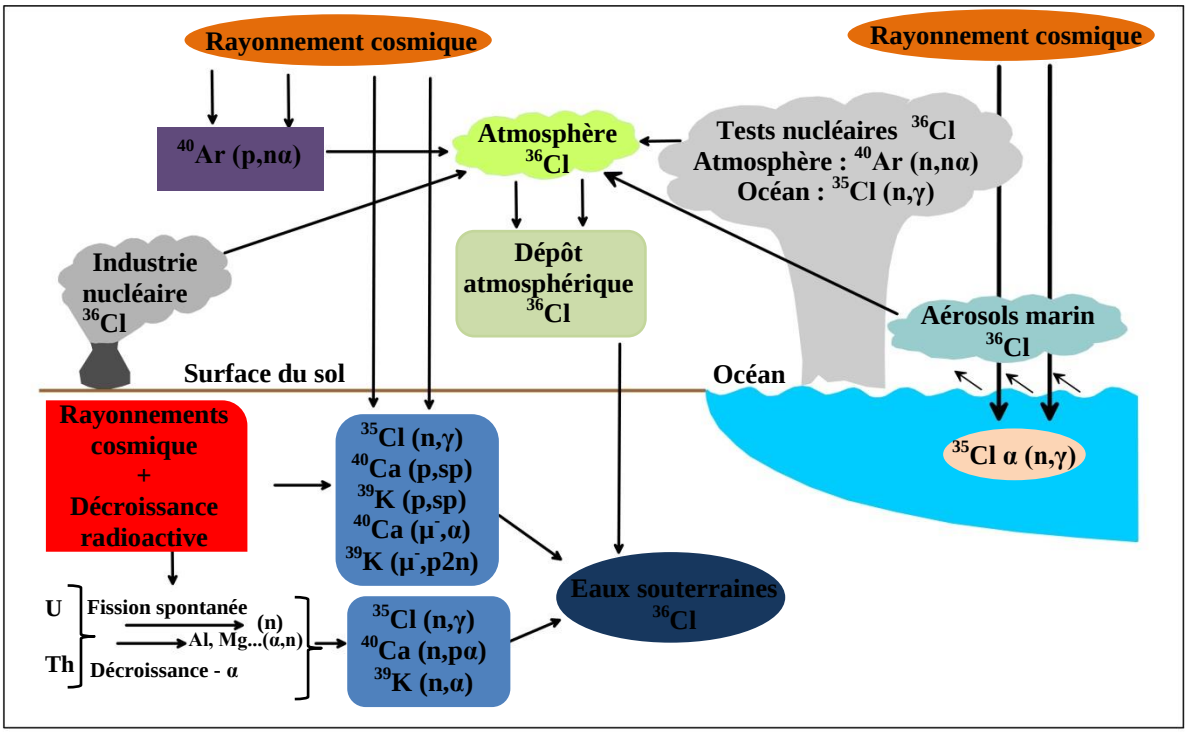


Figure 76. Présentation schématique des sources principales du ^{36}Cl dans l'environnement

Lal et Peters (1976) ont calculé les retombées totales du ^{36}Cl en fonction de la latitude (Figure 77, la courbe I). Un taux moyen d'environ 9 atomes $m^{-2}s^{-1}$ est enregistré à une latitude de 10° Sud (Cape York) pour atteindre un pic de 28 atomes $m^{-2}s^{-1}$ à environ 40° Sud (Tasmanie) et diminue vers 3 à 4 $m^{-2}s^{-1}$ dans l'Antarctique.

D'autres sources du ^{36}Cl atmosphérique sont les tests thermonucléaires, qui ont temporairement produit des quantités importantes de ^{36}Cl par activation neutronique du chlore: ^{35}Cl (n,γ) ^{36}Cl. Les retombées qui résultent de ces essais nucléaires (qui ont été effectués de 1954 à 1960) ont été observées dans les carottes de glace du Groenland (Suter et al., 1987), les profils de sols (Phillips et al., 1988) et dans les eaux souterraines (Bentley et al., 1986a).

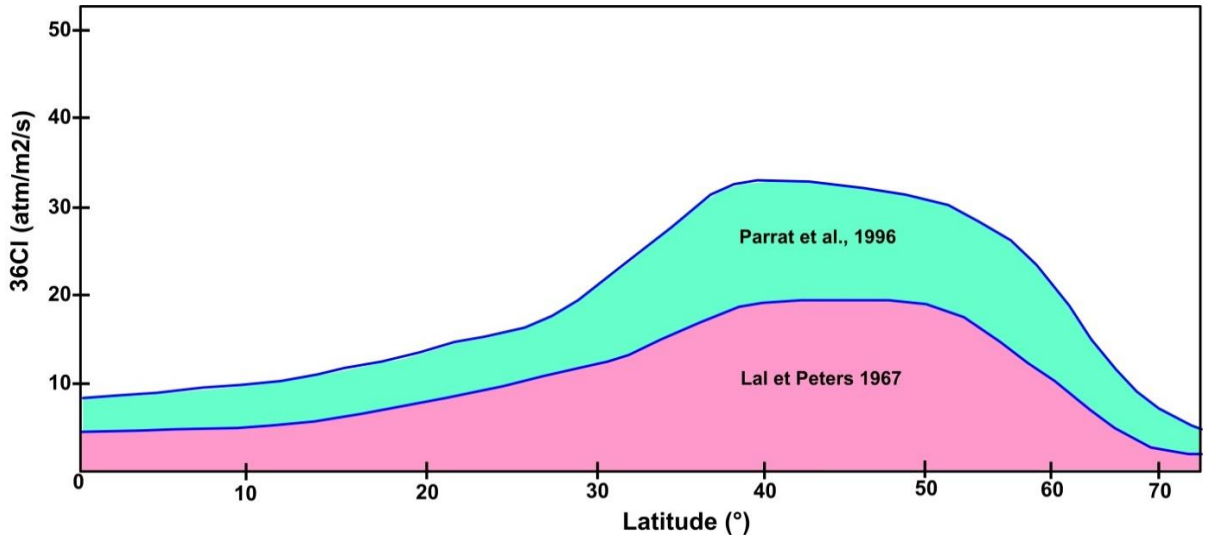


Figure 77. Variation des teneurs en Chlore-36 avec la latitude

Le ^{36}Cl est aussi produit par activation neutronique du ^{35}Cl stable de l'océan. En effet, l'océan constitue un large réservoir de chlore et a par conséquent un rapport $^{36}Cl/Cl$ inférieur à la limite de détection (10^{-15}) (Cresswell et al., 1999).

A la surface de la Terre, et pour quelques mètres de profondeur, le ^{36}Cl est aussi produit par des réactions de spallation de ^{39}K (p,sp) et ^{40}Ca (p,sp), ensemble avec une activation neutronique de ^{35}Cl (n,γ) et de $^{39}K(n,\alpha)$. Les taux de production du nucléide cosmogénique ^{36}Cl par spallation du Ca et du K proposés actuellement dans la littérature montrent des divergences allant jusqu'à 50% (Gosse et Phillips, 2001).

D'autres réactions entre des muons négatifs (μ^-), le ^{40}Ca (μ^-,α) et le $^{39}K(\mu^-,p2n)$ entrainent une faible production de ^{36}Cl qui devient prédominante en profondeur. Des études effectuées en Australie sur la distribution de ^{36}Cl, montrent qu'à des profondeurs entre 10 et 100 m, les muons contribuent à la production du ^{36}Cl surtout dans les roches riches en Ca comme le calcaire. À de grandes profondeurs, la capture de neutrons est le seul mécanisme de production importante du ^{36}Cl (Bentley et al, 1986a; Fabryka-Martin, 1988).

Une production profonde du ^{36}Cl non-cosmogénique est aussi possible sous l'effet de la fission spontanée de l'uranium et de thorium ainsi que des rayonnements α issus de la décroissance radioactive de l'uranium et du thorium. Ceux-ci agissent sur les noyaux légers tels que Li, Mg, Al et B pour libérer des neutrons susceptibles d'interagir avec les atomes de chlores (Andrews et al., 1992).

En conclusion, après production par spallation de l'^{40}Ar et ^{36}Ar dans la stratosphère, et pénétration dans l'atmosphère au travers de la tropopause, le ^{36}Cl, lessivé par les

précipitations, retourne à la surface terrestre et devient ainsi marqueur des eaux souterraines après infiltration. L'occurrence de ces réactions dépend du flux de particules cosmiques qui atteint la surface terrestre et de la composition chimique de l'échantillon, c'est-à-dire de sa concentration en éléments cibles.

De plus, la concentration des nucléides cosmogénique tels que le ^{36}Cl dans une roche augmente en fonction de son temps d'exposition ce qui permet de l'utiliser pour déterminer depuis combien de temps un échantillon a été exposé au rayonnement cosmique et donc depuis combien de temps il a été exposé à la surface terrestre.

III- Mécanisme de distribution du ^{36}Cl dans l'environnement

La variation dans la distribution des chlorures dans une roche et/ou dans un aquifère bien déterminé peut être liée à un ou plusieurs processus dominants. Ceux-ci peuvent être identifiés grâce à leurs différents effets sur les teneurs en chlorure et sur le rapport isotopique (Figure 78). Ces processus peuvent être résumés comme suit:

- La décroissance radioactive et la production in situ du ^{36}Cl;
- Additions des chlorures à partir des lacs salés et des zones d'irrigations, etc…
- L'évaporation et/ou l'évapotranspiration qui amènent à l'enrichissement;
- Une dilution par les chlorures d'origine profonde (Philips, 2000);
- Le mélange des masses d'eau ayant différentes compositions isotopiques;

L'utilisation du Chlore et de la décroissance radioactive du ^{36}Cl pour le traçage et la datation des eaux souterraines peut être compliquée. En effet, la connaissance des teneurs initiales en ^{36}Cl et du rapport initial $^{36}Cl/Cl$ dans les eaux de recharge est nécessaire. La concentration varie avec la latitude (Lal et Peters, 1967), les conditions météorologiques (Keywood et al., 1998), la distance entre la zone de recharge et le littoral marin (Fabryka-Martin et al., 1987) , la décroissance radioactive, le mélange avec des eaux plus profondes, l'addition du chlore par dissolution des évaporites (Phillips, 2000) et l'évaporation/évapotranspiration (Lerner et al., 1990).

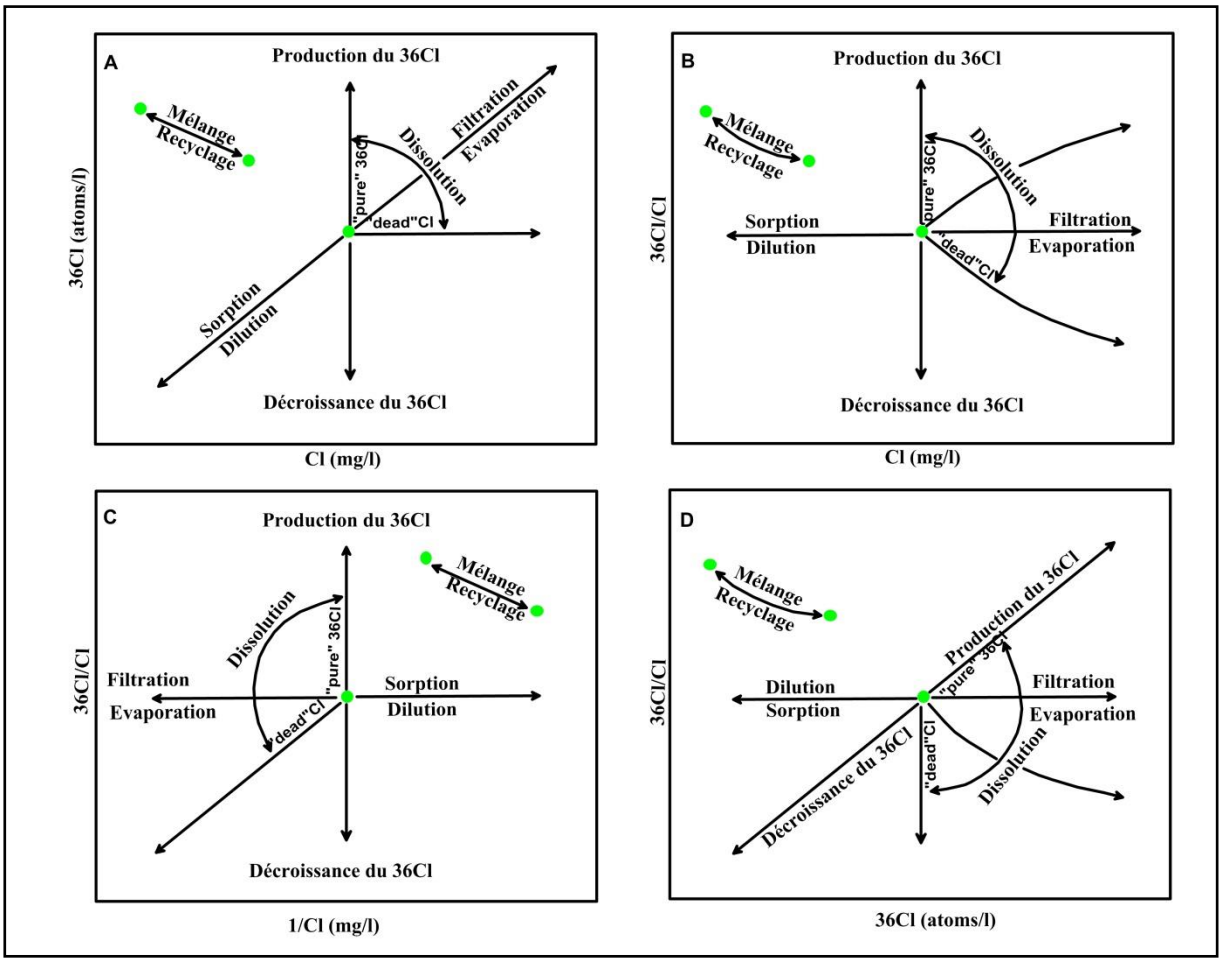


Figure 78: Principaux processus affectant les teneurs en ^{36}Cl et le rapport ^{36}Cl/Cl

A part la difficulté de connaitre le signal d'entrée dans un aquifère (dans la plupart des cas, on considère soit le rapport mesuré dans la recharge locale soit celui de l'eau de pluie(, d'autres complications peuvent invalider la méthode (Park et al., 2002).

Au cours de l'infiltration des eaux dans la zone non saturée, les teneurs en ^{36}Cl ainsi que le rapport ^{36}Cl/Cl peuvent être affectés par le phénomène d'évaporation. Ce dernier contribue à l'enrichissement des eaux de recharges en Chlore (Lerner et al., 1990) surtout dans les zones arides où l'eau à la recharge peut être 500 fois plus concentrée que les eaux de pluie (Tyler et al., 1996; Scanlon et al., 2006). C'est pour ces raisons que ce phénomène peut causer des problèmes significatifs pour la datation des eaux sur la base de changement des teneurs en ^{36}Cl. Dans ce cas, l'utilisation du rapport ^{36}Cl/Cl est généralement plus conseillée, puisque le ^{36}Cl et le Cl sont concentrés d'une manière égale par évaporation.

De plus, la production in situ du ^{36}Cl, la dissolution de la matrice rocheuse contenant l'halite par exemple ont une influence sur les teneurs en ^{36}Cl ainsi que sur le rapport ^{36}Cl/Cl. Le mélange des deux masses d'eaux à signatures isotopiques différentes (une eau récente

enrichie en ^{36}Cl et une eau ancienne appauvrie en ^{36}Cl) peut provoquer une diminution apparente de rapport $^{36}Cl/Cl$ qui pourrait être attribuée aussi à une simple décroissance radioactive (Park et al, 2002).

En outre, le transport de masse d'eau à travers les formations géologiques avec des rapports $^{36}Cl/Cl$ supérieur à celui à l'équilibre, des salinités élevées, ou des concentrations en U et Th élevées peuvent entraîner une augmentation des concentrations en ^{36}Cl de l'aquifère.

IV- Application du ^{36}Cl comme outils de datation des eaux

En absence d'addition du Chlore stable (Cl) ou radiogénique (^{36}Cl) dans les eaux souterraines, le rapport $^{36}Cl/Cl$ peut être converti en âge pour dater les eaux par décroissance radioactive du rapport initial ($^{36}Cl/Cl$ initial). L'âge d'une eau peut être déduit à partir de l'équation suivante :

$t = -\frac{1}{\lambda} In \left(\frac{Rm}{Ri}\right)$ (1) avec:

- t= l'âge de l'eau en ans
- λ= constante de décroissance radioactive du ^{36}Cl ($2.303.10^{-6}$)
- Rm= Rapport $^{36}Cl/Cl$ mesuré
- Ri= Rapport $^{36}Cl/Cl$ initial

Cet outil a été utilisé par plusieurs auteurs dans le but de comprendre l'origine du Chlore dans les eaux souterraines ainsi que pour la datation des eaux. Dans le présent travail quelques études de cas seront discutées à savoir l'étude du grand bassin artésien de l'Australie (Love et al., 2000), l'étude de l'aquifère Nubien en Egypte (Patterson et al., 2005) et l'étude de la nappe du Continental Intercalaire Algérien (Guendouz et al., 2006).

IV-1 Etude du bassin artésien de l'Australie (Love et al., 2000)

Cette étude a pour objectif d'étudier l'importance d'un certain nombre de processus qui influent sur la distribution du Cl et du ^{36}Cl le long d'un écoulement nord et sud du grand bassin artésien en Australie, pour estimer l'âge et le taux de recharge des eaux de ce bassin.

Les auteurs ont montré que les variations des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$ sont dues dans le cas de l'écoulement sud aux variations au cours de temps de l'évapotranspiration dans la zone de recharge et l'ajout du chlore par diffusion à partir des aquitards salins. Des processus secondaires sont aussi présents tels que la dissolution des évaporites et le mélange entre des eaux à différentes concentrations en Cl et en ^{36}Cl.

Dans le cas où, le rapport $^{36}Cl/Cl$ ainsi que les teneurs en ^{36}Cl diminuent le long de la ligne d'écoulement avec une variation très faible des teneurs en chlore, on peut dire que la décroissance radioactive est le processus dominant qui contrôle la variation du ^{36}Cl. Dans ce cas, une application de l'isotope cosmogénique comme outils de datation peut être valable. L'estimation de l'âge de l'eau est effectuée en appliquant l'équation suivante:

$$t = -\frac{1}{\lambda} In \left(\frac{Rm-Rse}{Ri-Rse}\right) (2)$$ (Bentley et al., 1986a).

Avec :

λ: constante de décroissance radioactive du ^{36}Cl;

R_m: rapport $^{36}Cl/Cl$ mesuré;

R_{se} : rapport $^{36}Cl/Cl$ à l'équilibre séculaire;

Ri: Rapport $^{36}Cl/Cl$ initial;

Cette dernière équation doit être modifiée dans le cas où le rapport $^{36}Cl/Cl$ ainsi que les teneurs en ^{36}Cl sont influencées par des facteurs autres que la décroissance radioactive. L'estimation de l'âge d'une eau, dont l'évapotranspiration ainsi qu'un faible ajout du chlore de surface ou de sub-surface (diffusion par exemple) ont influencé sa composition isotopique en chlore (Cl_{Et}), s'effectue par l'application de l'équation suivante:

$$t = -\frac{1}{\lambda} In \frac{Cl\,m}{Cl\,Et} \left(\frac{Rm-Rse}{Ri-Rse}\right) (3).$$

La même équation (1) peut être réécrite en considérant les teneurs en ^{36}Cl non plus le rapport $^{36}Cl/Cl$. Cela nécessite une estimation des teneurs initiales en ^{36}Cl ($^{36}Cl_i$)

$$t = -\frac{1}{\lambda} In \left(\frac{36Clm-36Clse}{36Cli-36Clse}\right) (4).$$

Les âges estimés dans le cadre de cette étude en se basant sur les équations 3 et 4 sont illustrés dans la figure 79.

La comparaison des âges apparents calculés en se basant sur les deux équations 2 et 3 montre une cohérence des résultats. A partir de ces résultats, les auteurs ont pu estimer la vitesse d'écoulement de l'eau au niveau de la ligne d'écoulement Nord et sud. La vitesse d'écoulement estimée est comprise entre 0.24 et 0.27 m/an pour la ligne d'écoulement nord, et entre 0.21 et 0.27 m/an pour la ligne d'écoulement sud.

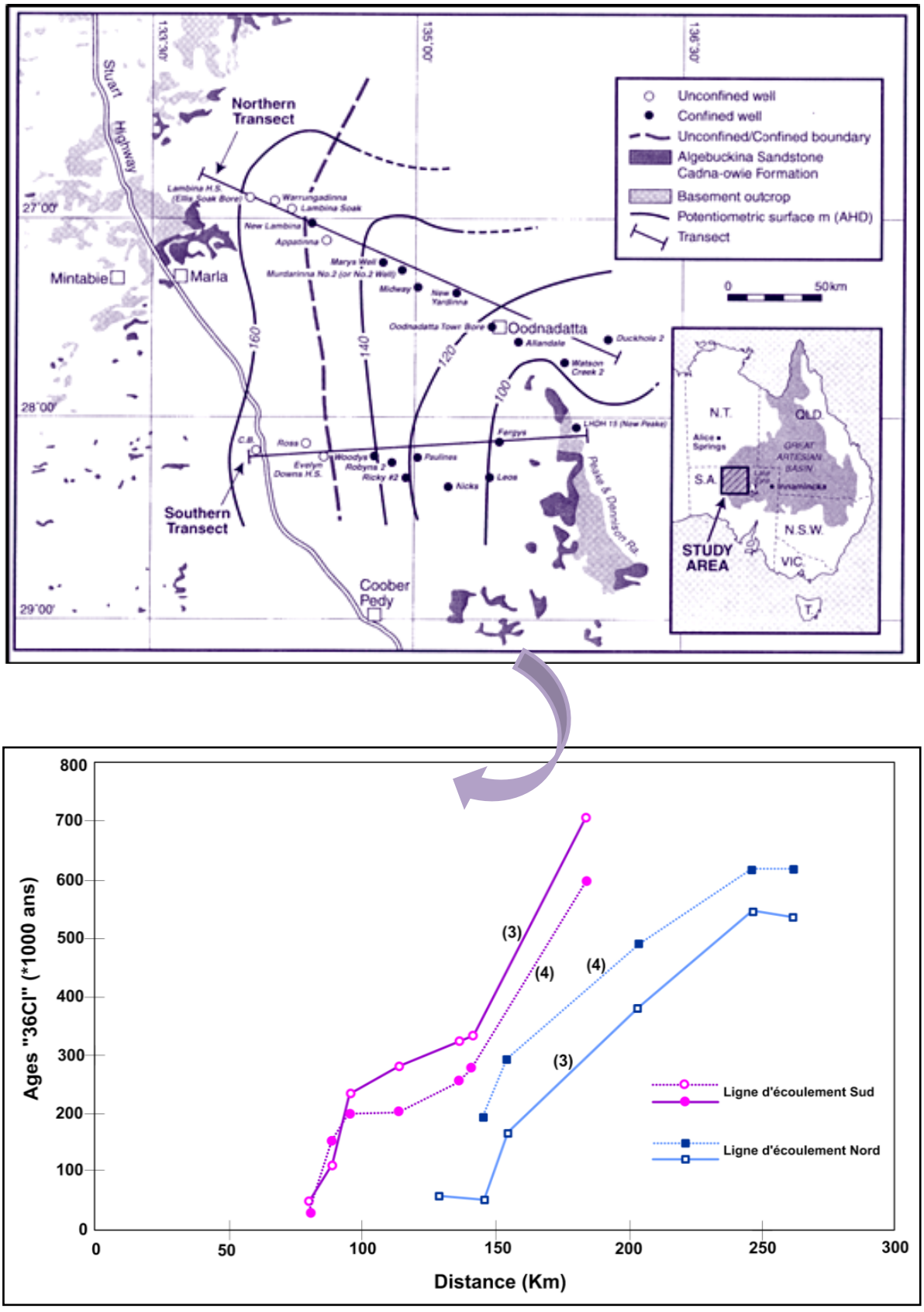


Figure 79: Comparaison des âges calculés à partir de l'équation 3 et 4 (Love et al.,2000)

IV-2 Etude de temps de résidence des eaux du système aquifère du Nubien (désert occidental égyptien) (Patterson et al., 2005)

Dans le cadre de cette étude, des mesures des teneurs en ^{36}Cl, en gaz nobles (^{4}He et ^{40}Ar), et des rapports des isotopes stables du chlore ont été effectuées afin d'estimer le temps de résidence des eaux souterraines dans l'aquifère Nubien du désert occidental de l'Egypte. Les teneurs en ^{36}Cl ainsi que les rapports $^{36}Cl/Cl$ sont représentés dans la figure 80.

Comme il a été déjà discuté dans l'étude de Love et al. 2000, l'équation (2) peut être appliquée aussi dans le but d'estimer le temps de résidence de l'eau du système aquifère Nubien.

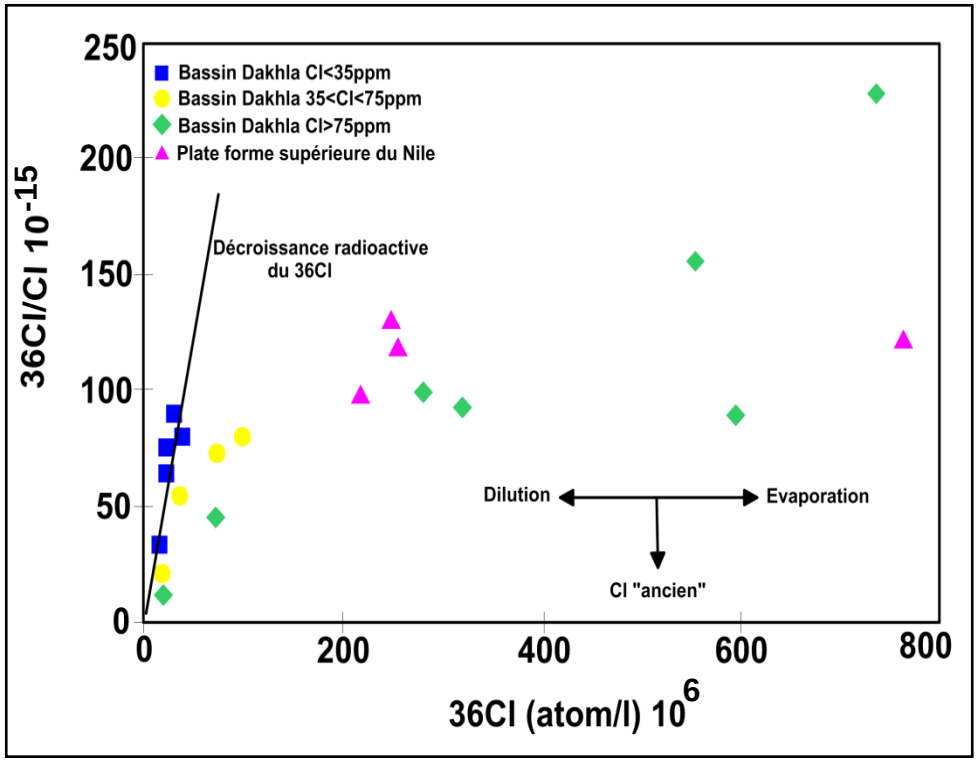


Figure 80: Variation de rapport $^{36}Cl/Cl$ et des teneurs en ^{36}Cl des eaux du système aquifère Nubien (Patterson et al., 2005)

Cette équation devra être corrigée dans le cas de (1) l'absence de mélange d'eaux à composition chimique différente et (2) d'une contamination des eaux par un apport du Chlore de sub-surface qui (3) est en équilibre séculaire avec la roche (R_{rk}). Les auteurs considèrent ainsi les équations suivantes:

$$R_mC_m = [(R_i - R_{se})e^{-\lambda t} + R_{se}]Ci + R_{rk}C_{rk} \quad (5)$$

$$t = -\frac{1}{\lambda} In\left[\frac{1}{R_i \mid R_{se}}\left(\frac{R_mC_m - R_{rk}c_{rk}}{C_i} - R_e\right)\right] \quad (6)$$

Avec:

λ: constante de décroissance radioactive du ^{36}Cl;

R_m: rapport $^{36}Cl/Cl$ mesuré;

R_{se} : rapport $^{36}Cl/Cl$ à l'équilibre séculaire;

Ri: Rapport $^{36}Cl/Cl$ initial;

R_{rk}: rapport d'équilibre séculaire avec la roche;

Crk: Concentration en chlore contenu dans les minéraux de la roche;

Ci: Concentration initiale en chlore;

Les rapports $^{36}Cl/Cl$ mesurés ont permis d'obtenir des âges apparents des eaux souterraines où la nappe est captée à des profondeurs faibles (<600 m) et à des profondeurs importantes (600-1200 m). Les âges estimés sont de l'ordre de 16 104 ans dans le premier cas, et varient de 2 à 12 10^5 ans pour le deuxième cas.

IV-3 Etude du système aquifère du Sahara Septentrional (Guendouz et al., 2006)

Cette étude s'intéresse plus précisément à la nappe du Continental Intercalaire. Les échantillons ont été prélevés le long d'une ligne d'écoulement ouest-est au niveau du bassin Algérien. L'application de cet outil isotopique a permis d'identifier une zone de mélange entre des eaux pauvres en Cl et riches en ^{36}Cl (Eau météorique) et des eaux riches en Cl (par dissolution des évaporites) et pauvres en ^{36}Cl (Figure 81). Ces dernières ont un rapport $^{36}Cl/Cl$ qui pourra être considéré à l'équilibre séculaire.

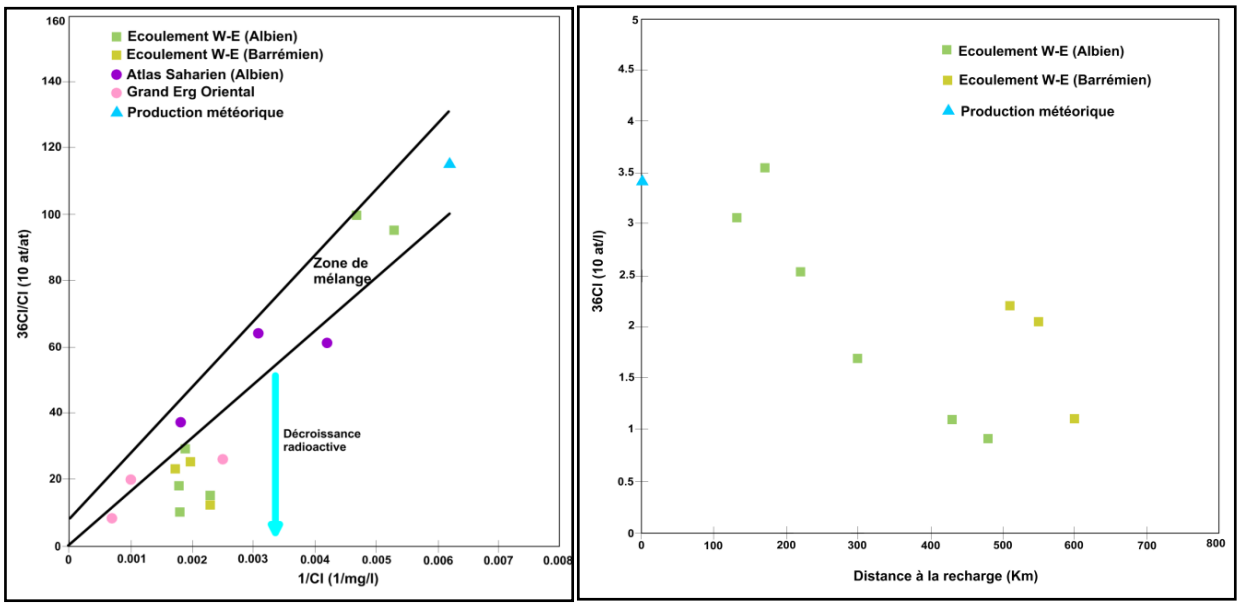


Figure 81: Variation de rapport $^{36}Cl/Cl$ en fonction de 1/Cl et des teneurs en ^{36}Cl le long de la ligne d'écoulement West-Est des eaux du Continental Intercalaire (Guendouz et al., 2006)

V- Application au système aquifère du Complexe Terminal

Dans le cadre de cette thèse, on va tenter d'étudier la distribution du ^{36}Cl dans le bassin, définir l'origine des chlorures en solution, identifier les différents processus susceptibles de modifier la signature isotopique et géochimique des eaux.

Un total de 56 échantillons a été prélevé de différents niveaux aquifères de la nappe du Complexe Terminal: 21 échantillons de l'aquifère carbonaté Turonien et Sénonien du bassin de la Nefzaoua et 35 échantillons de l'aquifère sableux Mio-pliocène de bassin du Djérid (Figure 82).

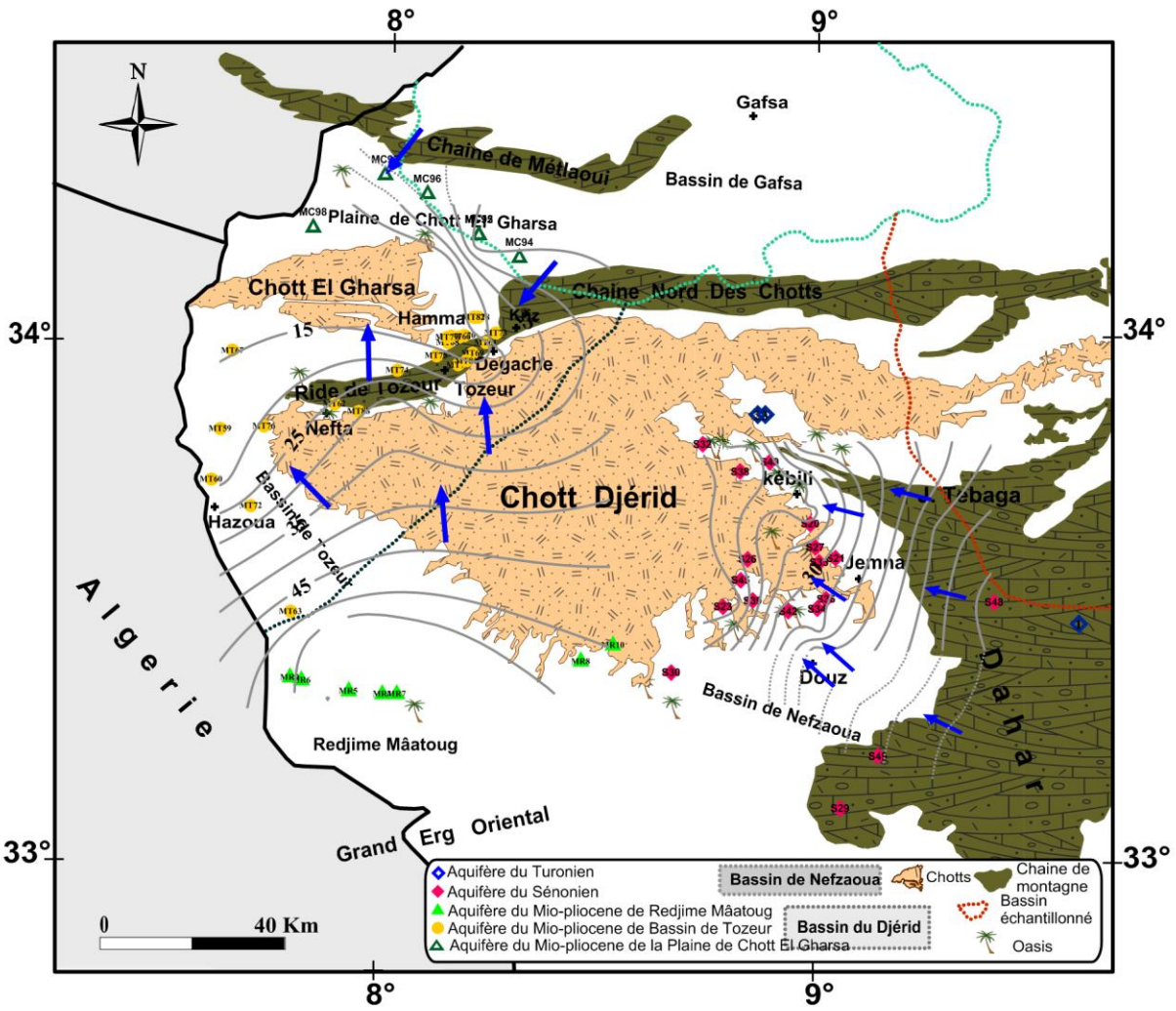


Figure 82. Carte de répartition des forages échantillonnés pour l'analyse de ^{36}Cl

VI- Méthode analytique:

L'analyse de l'isotope ^{36}Cl dans les eaux du CT a passé par deux grandes étapes :

- Préparation chimique du chlore.
- Mesure du ^{36}Cl par le spectromètre de masse par accélérateur (AMS) tandem 5 MV ASTER.

Le protocole chimique que j'ai suivi a été développé par le Lawrence Livermore National Laboratory (LLNL) et adapté par LucIlla Benedetti du CEREGE. Le volume d'échantillon analysé est fixé de manière à obtenir 5mg de chlore sous forme de chlorure d'argent. Pour se faire, 2 ml d'une solution de $AgNO_3$ sont ajoutés à l'échantillon (ou de préférence plus, pour s'assurer que tous le Cl sera précipité). Un précipité blanc commence à se former.

La solution est ensuite bien agitée et conservée à l'obscurité pendant au moins deux journées. Tout l'argent a alors réagi avec le chlore dans la solution pour précipiter sous forme de chlorure d'argent (AgCl). Ce précipité est récupéré dans des tubes par centrifugation et sera dissous ensuite par 3 ml de NH_3 (1:1). Cependant, l'argent ne réagit pas seulement avec le Cl mais aussi avec le soufre (S) et avec d'autres éléments. Durant la mesure du ^{36}Cl, le ^{36}S peut provoquer des interférences isobariques, c'est pour cette raison que le précipité formé doit être bien nettoyé de soufre. La séparation de cet isobare nécessite sa précipitation sous forme de sulfate du baryum. Pour cela, 1 ml de $BaNO_3$ est ajouté à la solution afin d'entrainer la précipitation du soufre sous forme du $BaSO_4$. Cette étape peut être refaite plusieurs fois pour s'assurer que tout le soufre a été précipité.

Le nouveau précipité formé de $BaSO_4$ est séparé du surnageant par filtration. Cette étape s'effectue par des filtres seringues stériles «acrodisc» 0.45µm. Le surnageant est ainsi récupéré dans des tubes de centrifugation 15ml.

Une fois la totalité du précipité du soufre est éliminé, 1 ml de HNO_3 (1:1) est ajouté à la solution récupérée afin d'entrainer la re-précipitation du AgCl. Ce dernier est récupéré par centrifugation et sera lavé plusieurs fois par de l'eau ultra-pure en dispersant à chaque fois le précipité par le vortex pour le récupérer de nouveau par centrifugation.

Le précipité parfaitement lavé, sera séché à 80°C durant une ou deux nuitées. Une partie de ce précipité sera broyée dans le même tube utilisé pour le transformer en poudre blanche qui peut alors être cathodé.

Le cathodage consiste à remplir la cathode avec la poudre du précipité d'AgCl. Les cathodes contenant les différents échantillons sont ensuite placées dans la source de spectromètre de masse par accélérateur. Les échantillons sont au début ionisés dans la source. Les faisceaux ioniques résultants sont ensuite accélérés et les isotopes seront séparés en fonction de leur masse et leur charge. La mesure du rapport $^{36}Cl/Cl$ et le calcul de la teneur en ^{36}Cl sont ensuite réalisés par l'équipe ASTER TEAM sur l'accélérateur ASTER du CEREGE.

Des précisions sur les mesures des teneurs en ^{36}Cl réalisées par ASTER sont disponibles dans la publication d'Arnold et al., 2013.

VII- Résultats

La composition chimique des eaux prélevées de la nappe du CT a été étudiée dans le chapitre 2. Le chlore, élément cible dans ce chapitre, peut être affecté par plusieurs processus. La variation des teneurs en chlore est attribuée à la dissolution de l'halite et à l'évaporation.

Les échanges cationiques et le mélange entre les aquifères sont aussi des phénomènes à tenir en considération.

On présentera dans ce qui suit les principaux résultats des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$ des eaux. Les concentrations de ^{36}Cl obtenues varient de 2 à 16.10^8 at.L^{-1}. La majorité des échantillons ont des teneurs qui varient de 5 à 9.10^8 at.L^{-1} (Figure 83).

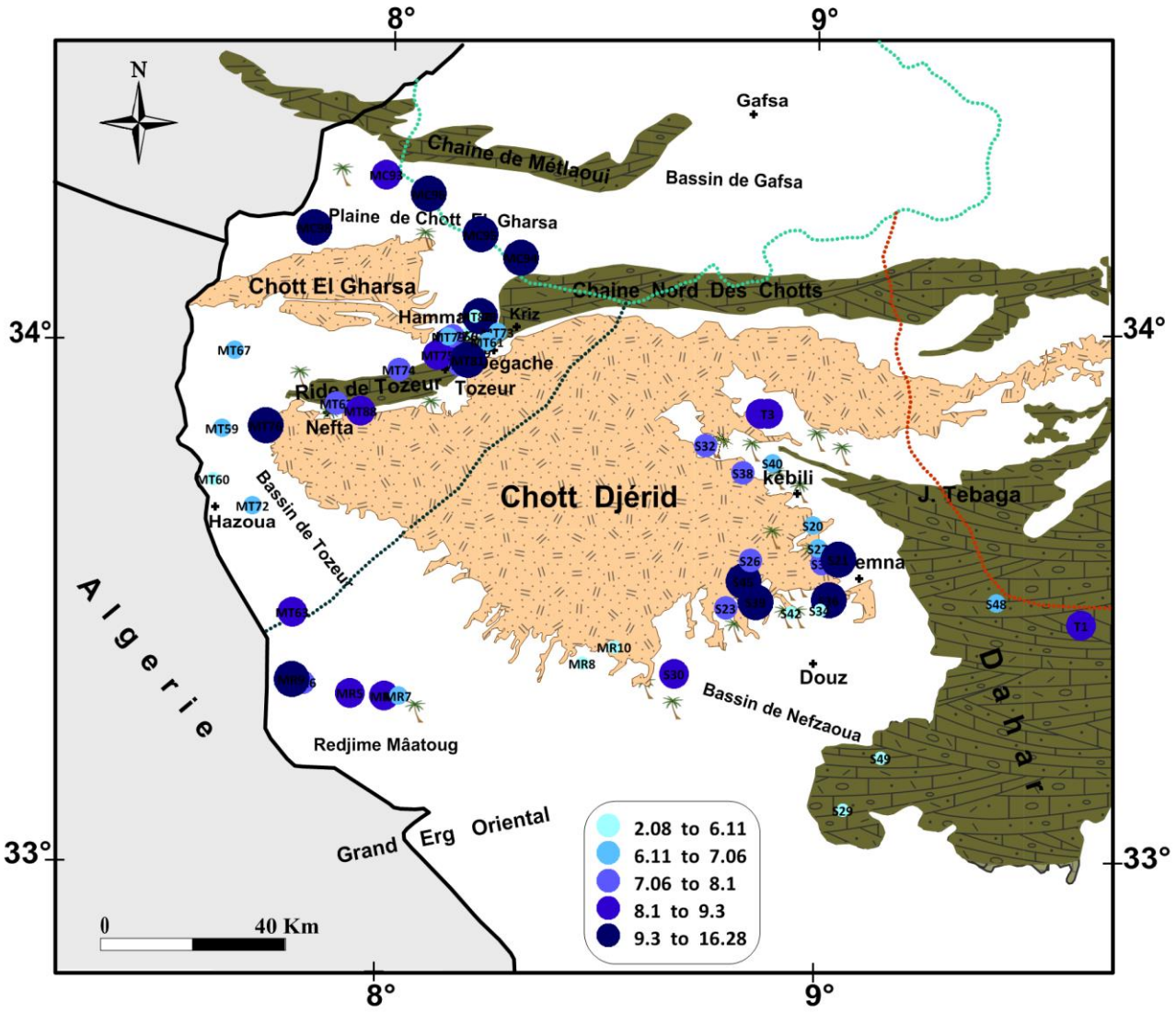


Figure 83. Carte de répartition des teneurs en ^{36}Cl ($.10^8$) dans les échantillons prélevés de la nappe du CT

D'après la carte de répartition des teneurs en chlore-36 on peut tirer les observations suivantes:

- Les faibles teneurs en chlore-36 sont enregistrées au piémont ouest du Dahar au niveau des forages (#S29 et #S49).

- Les deux forages (#MR8 et #MR10) qui captent les eaux Mio-pliocène du Redjime Mâatoug, présentent des teneurs proches de celles de deux précédents forages (#S29 et #S49). Cette similitude a été aussi constatée à partir des analyses en éléments majeurs et en uranium.

Des zones à fortes teneurs en Chlore-36 sont enregistrées aux alentours des localités Douz-Jemna du bassin de la Nefzaoua, et à l'extrême nord-est et nord-ouest de la plaine de Chott El Gharsa.

Quant au rapport $^{36}Cl/Cl$, les valeurs enregistrées varient de 13.14 à 118.7.10-^{15} at.at^{-1}. La répartition spatiale des rapports $^{36}Cl/Cl$ montre aussi une hétérogénéité d'un bassin à un autre (Figure 84).

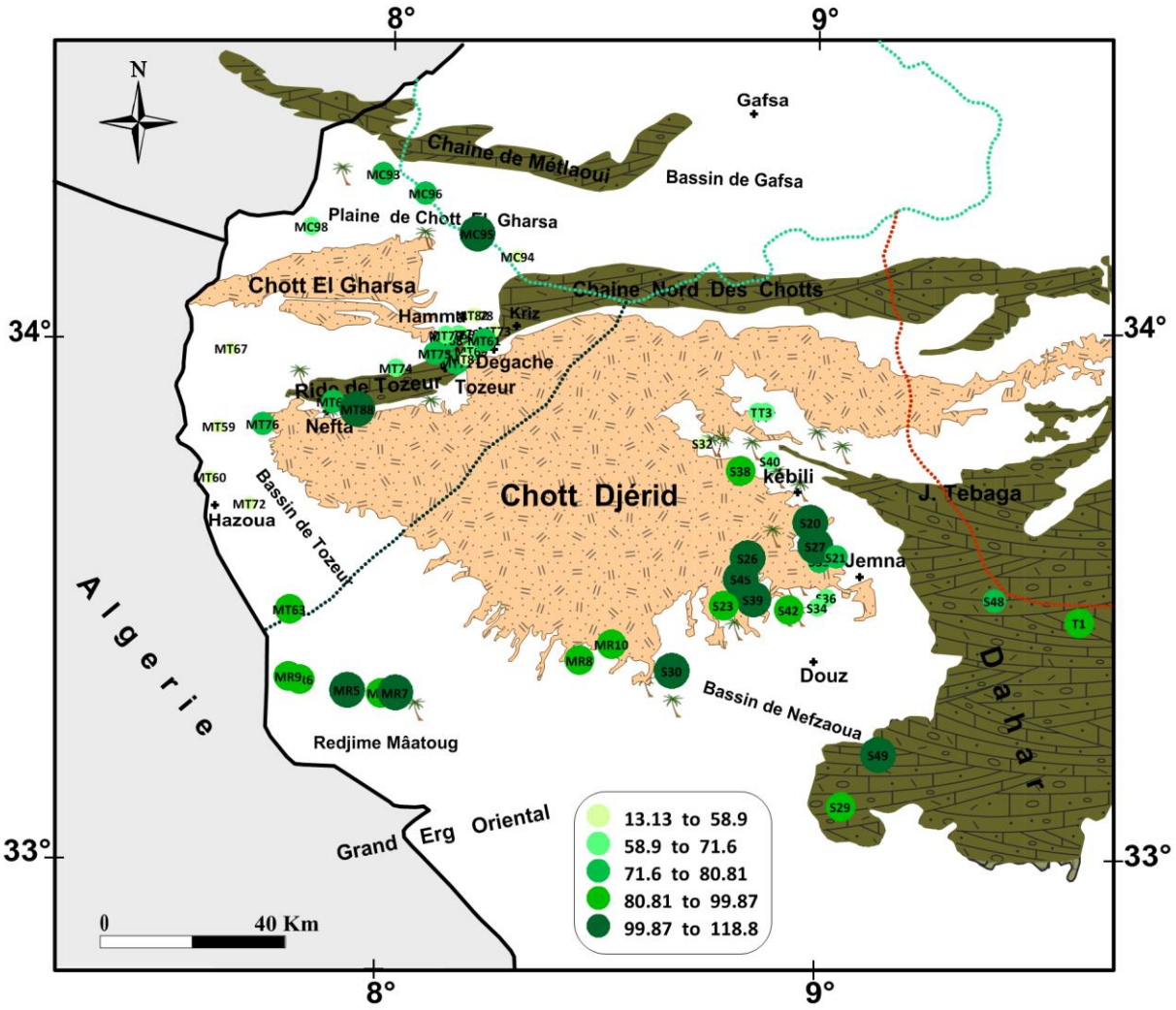


Figure 84: Distribution spatiale des rapports $^{36}Cl/Cl$ (.10^{-15}) des eaux du Complexe Terminal

Les valeurs les plus faibles sont enregistrées au niveau des eaux des forages #MT77 et #MT73. Ces derniers ont aussi des teneurs élevées en Chlore de l'ordre de 1964 mg/l et 2775 mg/l respectivement.

Les rapports les plus importants sont observés dans l'extrême sud-est du bassin de la Nefzaoua et Sud-Ouest du bassin du Djérid. D'autres valeurs élevées sont enregistrées à proximité de la chaîne de Métlaoui et de la Ride de Tozeur.

Les valeurs de ^{36}Cl et de rapport $^{36}Cl/Cl$ seront étudiées en suite en fonction des teneurs en Chlore. Sur le graphique $^{36}Cl/Cl$ vs 1/Cl (Figure 85), le nuage de point est encadré entre le rapport le plus élevé et le rapport le plus faible.

On note une tendance globale à l'augmentation parallèle des rapports et de l'inverse des teneurs en Chlore. L'exception est faite pour les 4 forages (#MR8, #MR10, #S29 et #S49) qui révèlent des rapports relativement élevés et des teneurs les plus faibles en Cl et en ^{36}Cl. Ces derniers échantillons d'eaux les plus dilués ont aussi les concentrations en ions dissous et en uranium les plus faibles. Ces faibles teneurs traduisent d'une part l'absence des niveaux évaporitiques et d'autre part un faible apport par altération des roches liées à un temps de contact eau/roche relativement faible.

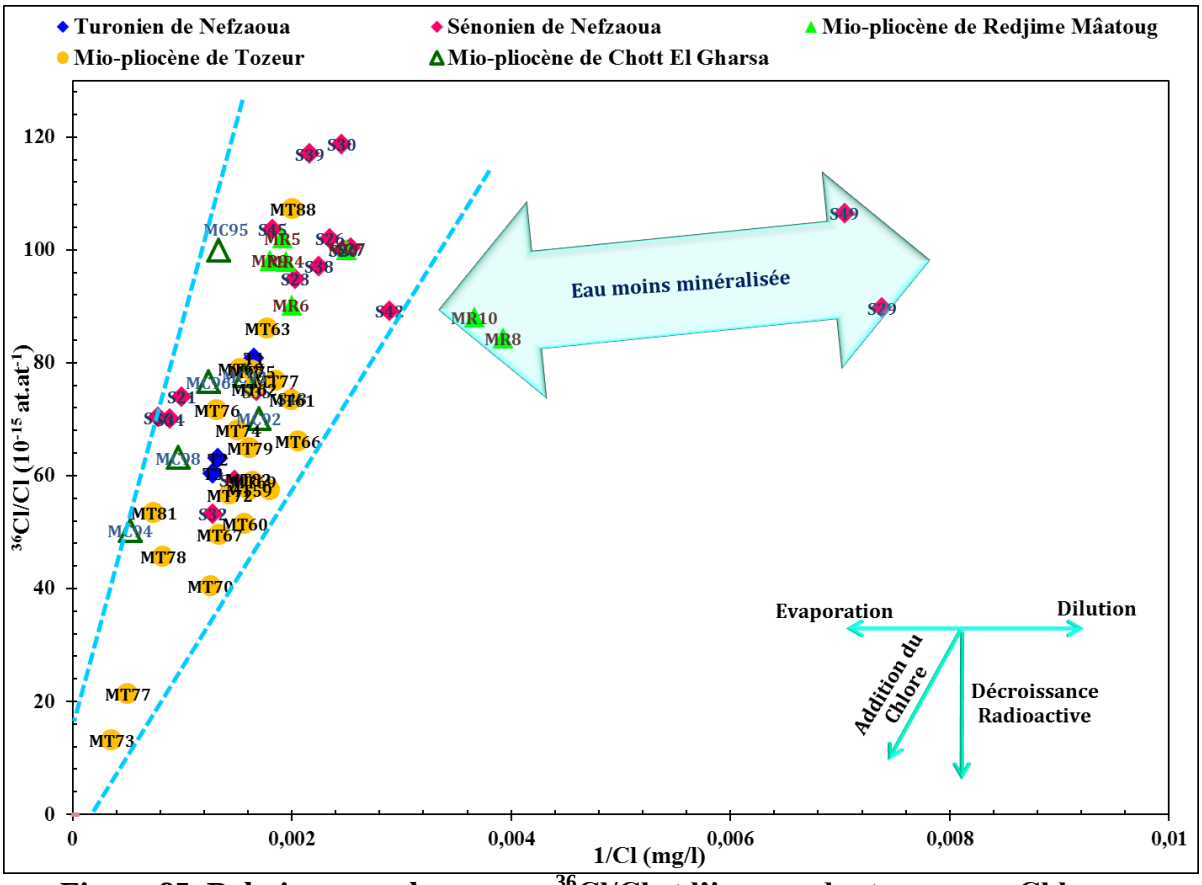


Figure 85. Relation entre le rapport $^{36}Cl/Cl$ et l'inverse des teneurs en Chlorure

Dans ce même contexte, on a étudié l'évolution du rapport $^{36}Cl/Cl$ en fonction de la concentration en ^{36}Cl (Figure 86). On note une variation importante d'un aquifère à un autre. Les eaux du Sénonien de la Nefzaoua (à l'exception de #S21 et #S36) et du Mio-pliocène de Redjime Mâatoug sont situées dans le domaine des teneurs en chlore comprises entre 135 et 500 mg/l. Les rapports d'activités sont généralement supérieurs à 80.10^{-15} at.at^{-1} et les teneurs en ^{36}Cl sont variables. La majorité des échantillons prélevés de l'aquifère Mio-pliocène de Tozeur (à l'exception de #MT73, #MT77, #MT78 et #MT81), et de chott El Gharsa (à l'exception de #MC94) ainsi que de l'aquifère Turonien de la Nefzaoua s'alignent globalement le long du domaine représentant des teneurs en chlore comprises entre 500 et 1000 mg/l. La plupart des échantillons ont un rapport inférieur à 80.10^{-15} at.at^{-1}.

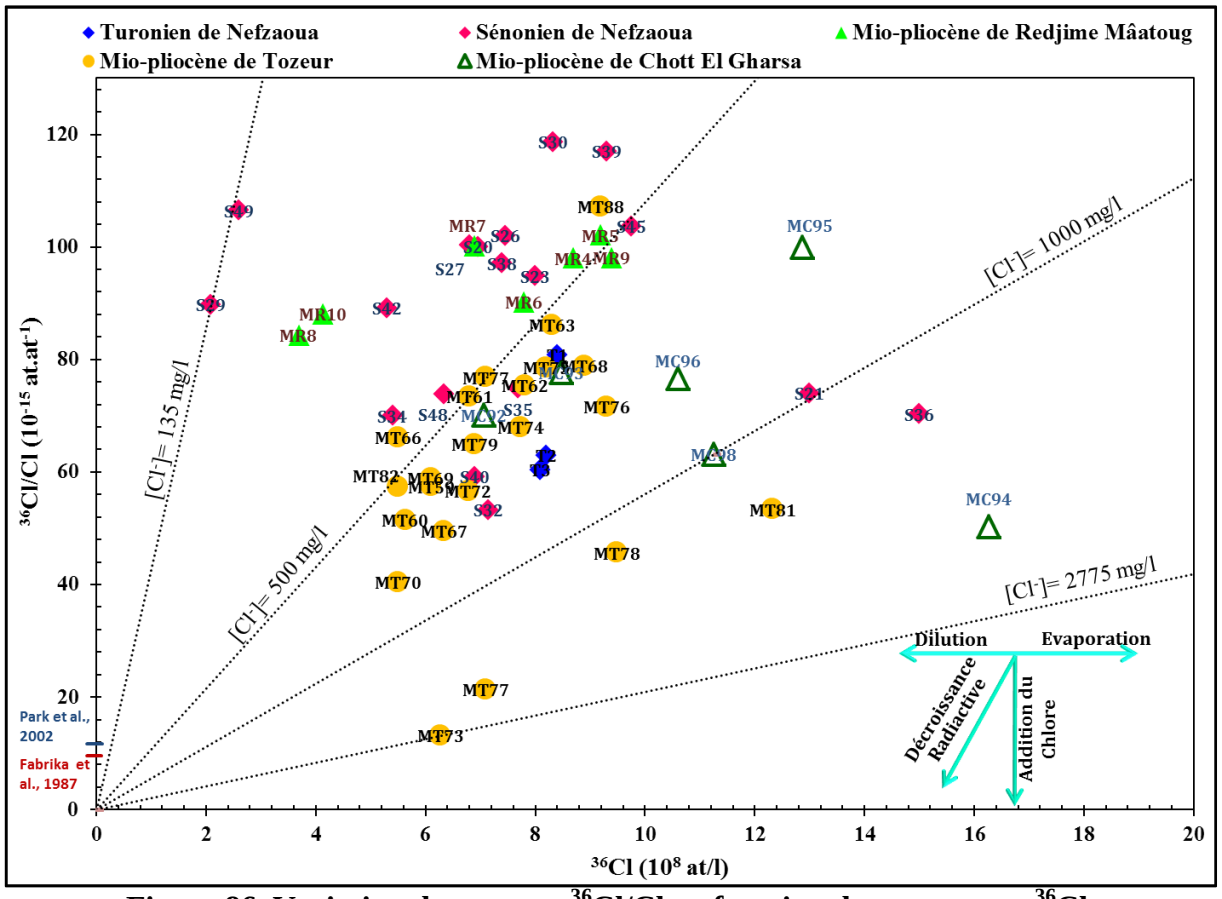


Figure 86. Variation du rapport $^{36}Cl/Cl$ en fonction des teneurs en ^{36}Cl

Sur l'ensemble des échantillons analysés, il est à noter que les échantillons #MT73 et #MT77, issus de même aquifère Mio-pliocène (Bassin de Tozeur), donnent des rapports inférieurs à 40.10^{-15} at.at^{-1} beaucoup plus faible que les autres échantillons. Il apparaît que ce faible rapport est plus probablement dû à une dilution du signal par un apport des chlorures profonds. Ces derniers sont issus de la dissolution des évaporites présentes dans la roche aquifère depuis son dépôt. Leur rapport $^{36}Cl/Cl$ a atteint l'équilibre séculaire avec le flux de

neutrons dans la roche, soit un équilibre entre la décroissance radioactive et la production en profondeur par activation neutronique du ^{35}Cl, les neutrons étant produit par n- réactions sur les noyaux légers.

Pour le moment, aucune donnée n'est disponible sur le flux de neutrons. Ainsi, il n'est pas possible de calculer précisément le rapport d'équilibre séculaire. Toutefois, ce rapport devrait logiquement être compris entre 0 et la valeur la plus faible mesurée dans les échantillons d'eaux (#MT73: $^{36}Cl/Cl=13.14.10^{-15}$ at.at^{-1}).

Pour mieux comprendre les facteurs responsables de la variation des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$, on procède dans la suite à l'examen des données pour chaque bassin considéré séparément.

- ***Bassin de la Nefzaoua***

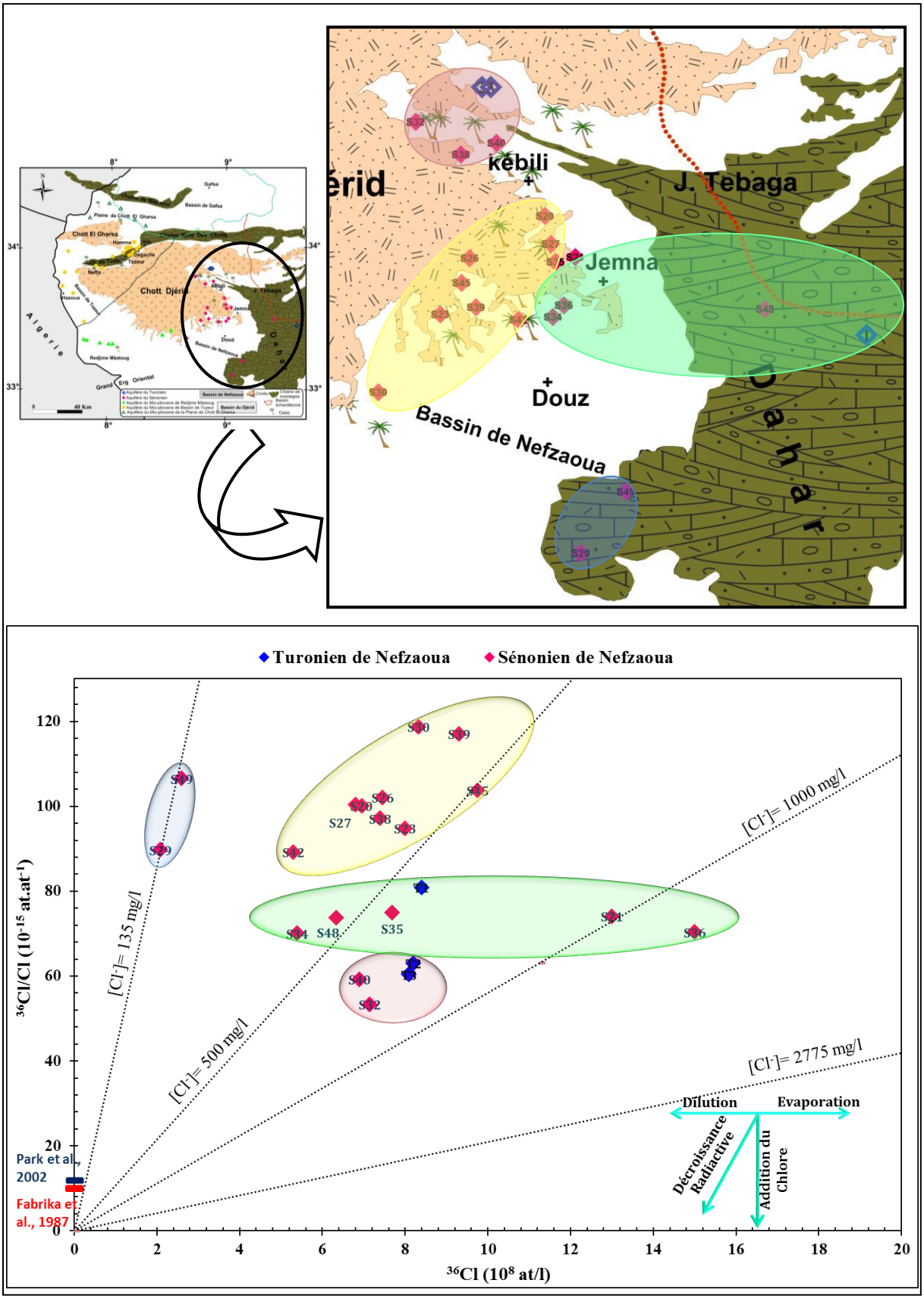
L'étude du diagramme $^{36}Cl/Cl$ vs ^{36}Cl montre quatre groupes qui semblent respecter la disposition des points sur la carte d'échantillonnage (Figure 87).

Le premier groupe (#S29 et #S49) avec des teneurs moyennes en ^{36}Cl de l'ordre de $2,3.10^{8}$ at.l^{-1} et un rapport $^{36}Cl/Cl$ compris entre 89,7 et 106,5 $.10^{-15}$ at.at^{-1} se situe dans la zone amont de la nappe. Ces échantillons ont été prélevés à proximité des zones de recharge présumées proches du Dahar. Les valeurs relativement élevées du rapport $^{36}Cl/Cl$ associées aux faibles teneurs en ^{36}Cl peuvent être expliquées par le faite que la partie sud de la Nefzaoua a reçu une pluie faiblement chargée en chlore.

Le deuxième groupe, formé par les échantillons #T2, #T3, #S32 et #S40 prélevés dans la zone de Fatnassa, nord-ouest de la Nefzaoua, possède des teneurs moyennes en ^{36}Cl de l'ordre de 7.6 at.at^{-1} et des rapports moyens de l'ordre de 60 at.at^{-1}. Ces échantillons ont enregistré non seulement la même composition en ^{36}Cl mais aussi la même composition en ions dissous, la même signature isotopique en ^{18}O, ^{2}H et en uranium. Cette similarité peut expliquer l'existence d'une véritable continuité hydraulique entre l'aquifère Turonien et Sénonien au nord-ouest de la Nefzaoua.

Les échantillons d'eaux qui restent forment les deux derniers groupes et dont la majorité sont localisés à la frontière est du Chott Djérid. Le premier groupe est présenté par une ellipse jaune, il illustre une diminution parallèle du rapport $^{36}Cl/Cl$ ainsi que des teneurs en ^{36}Cl.

Le dernier groupe, illustré par une ellipse verte, est constitué par des échantillons dont le rapport est constant avec des teneurs en ^{36}Cl qui augmentent. Ceci peut être lié à l'effet de



répartition spatiale des points d'eau (Bassin de la Nefzaoua)

concentration par évaporation au moment de l'infiltration des précipitations dans la nappe. Toutefois, la validité de ces processus responsables de la variation des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$, reste tributaire de la relation de ces derniers avec l'hydrodynamisme de la nappe et la circulation des eaux de la zone de recharge vers l'exutoire.

- ***Bassin du Djérid***

La variation des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$ des eaux du bassin du Djérid montre aussi une répartition zonale bien spécifique (Figure 88).

Les échantillons #MR8 et #MR10, situés à l'extrême sud-est du chott Djérid, présentent les teneurs les plus faibles en ^{36}Cl. Les teneurs de ces eaux semblent être influencées par la composition initiale des eaux qui ont rechargé l'aquifère. Ceci est en relation entre autre avec les conditions climatiques qui ont régné au moment de l'infiltration des eaux de pluies dans la nappe. Ces conditions semblent être les mêmes au moment de la recharge de l'aquifère Sénonien à l'extrême sud-est du bassin de la Nefzaoua, où les eaux (#S29 et #S49) ont toujours les mêmes caractéristiques chimiques et isotopiques que celles à l'extrême sud-est du Djérid (#MR8 et #MR10). Les conditions climatiques se sont caractérisées par peu d'évaporation, ce qui explique les faibles teneurs en chlore et en ^{36}Cl dans ces échantillons.

Un autre groupe (ellipse violette) est associé au reste des échantillons du Mio-pliocène du Redjime Mâatoug, situés à l'extrême sud-ouest du bassin. Ces derniers, en combinaison avec l'échantillon #MT63, représentent la continuité de la ligne d'écoulement en provenance du Grand Erg Oriental. Ils présentent globalement les rapports $^{36}Cl/Cl$ les plus élevés et des teneurs moyennes en ^{36}Cl de l'ordre de $8{,}4.10^{8} at.l^{-1}$, soit 2 fois plus que les teneurs enregistrées au sud-est du bassin (#MR8 et #MR10).Cet enrichissement en ^{36}Cl associé à des rapports proches, peut être expliqué par un effet d'évaporation.

La majorité des échantillons Mio-pliocène de Tozeur sont compris dans un domaine (Rectangle vert) de variation des teneurs en ^{36}Cl entre 5.5 et 7.8 $at.l^{-1}$ avec des rapports variant de 76.8 à 13.4 $at.at^{-1}$. Cette diminution du rapport par rapport aux groupes précédents peut être attribuée à une addition du chlorure par dissolution des évaporites.

On note dans ce paquet le regroupement des points (#MT59, #MT60, #MT67, #MT69 et #MT72). Ces derniers représentent la continuité de la ligne d'écoulement en provenance du Redjime Mâatoug. Le long de cette ligne, ces points d'eaux ont enregistré des teneurs en ^{36}Cl et des rapports proches.

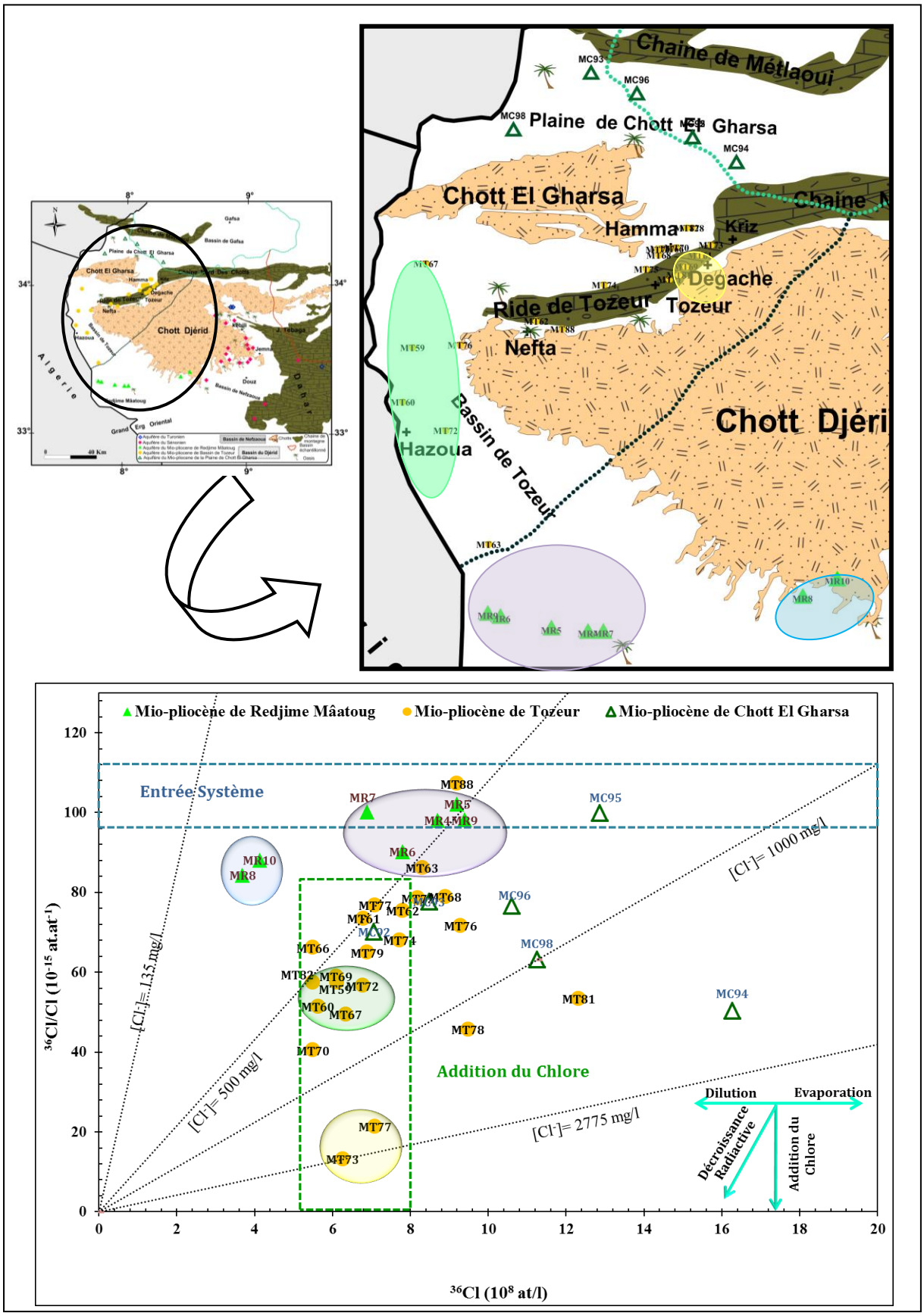


Figure 88. Variation des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$ et leur relation avec la répartition spatiale des points d'eau (Bassin du Djérid)

De plus, les points #MT73 et #MT77 présentent les rapports $^{36}Cl/Cl$ les plus faibles, compte tenu d'une teneur en chlore très élevée, de 2,7 g/l. Ces échantillons sont localisés dans la région du Kriz caractérisée par la salinisation de ses eaux.
L'augmentation de la salinité enregistrée dans cette région est la conséquence d'une perturbation piézométrique sous l'effet de la surexploitation par pompage (voir carte piézométrique et partie chimique).

VIII- Discussion

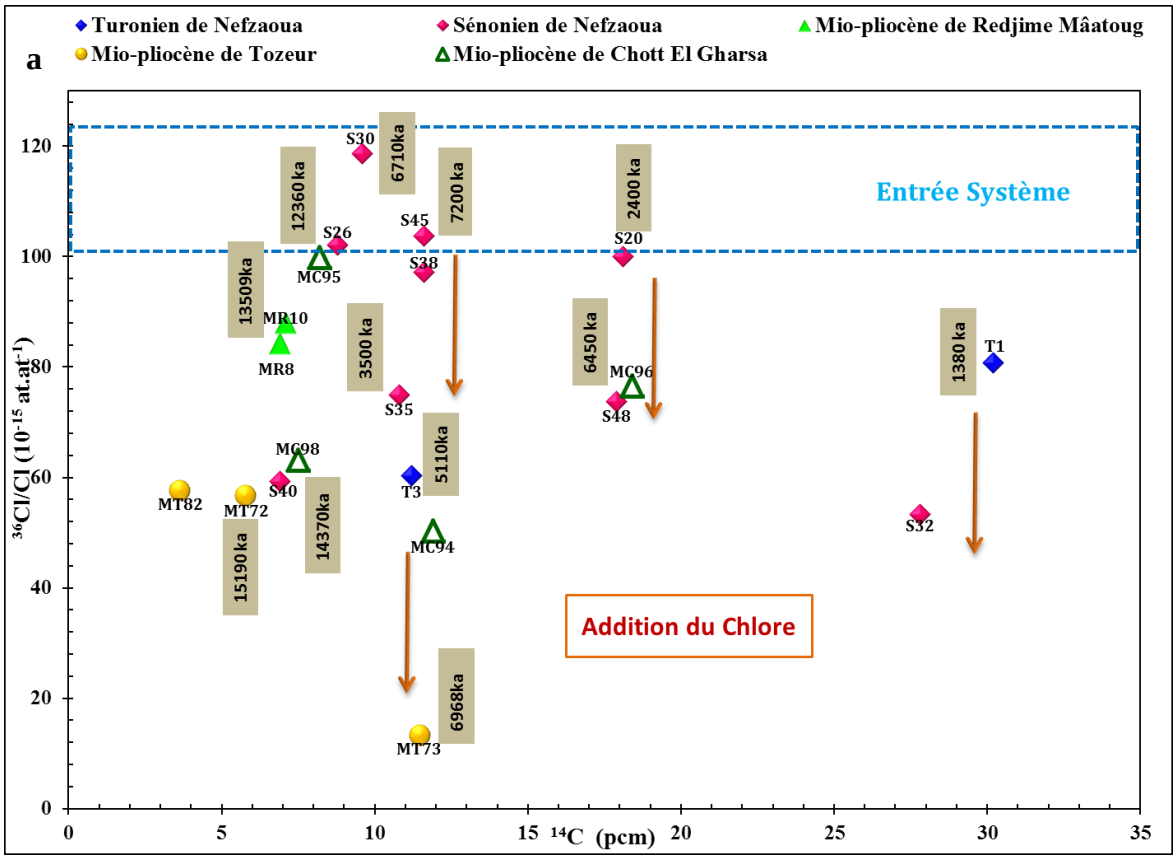
Le ^{36}Cl, avec sa demi-vie de 301 ka et le caractère conservatif du chlorure, constitue un bon chronomètre pour estimer le temps de résidence des eaux. Pour se faire, il faut caractériser la part due à la diminution du rapport $^{36}Cl/Cl$ suite à la décroissance de ^{36}Cl. Ceci se traduit sur les graphiques $^{36}Cl/Cl$ en fonction de ^{36}Cl par une diminution parallèle de ces deux paramètres.

Dans le cas des aquifères du CT, la datation sur la base de la désintégration du ^{36}Cl cosmogénique se heurte à plusieurs contraintes et semble être impossible. En effet, d'une part, la détermination du rapport initial reste approximative et d'autre part, les teneurs en ^{36}Cl de la plupart des échantillons sont modifiées par divers processus autre que la décroissance radioactive. De plus, la recharge des eaux du CT a été effectuée en grande partie au cours de l'Holocène, soit des eaux plus jeunes que 30ka. Ces eaux ne peuvent être donc pas datées par le ^{36}Cl avec sa demi-vie de 300ka.

L'examen de deux graphiques présentant la variation du rapport $^{36}Cl/Cl$ et des teneurs en ^{36}Cl en fonction des activités ^{14}C (Figure 89 a, b) prouve l'inutilité d'utiliser le ^{36}Cl comme un chronomètre pour dater les eaux du CT.

En effet, les eaux présentant les rapports les plus élevés, et qui en principe représentent les rapports initiaux à l'entrée du système n'enregistrent pas les activités ^{14}C les plus élevées. De même pour les teneurs en ^{36}Cl, les deux forages #MR 8 et #MR10 qui ont les teneurs en ^{36}Cl les plus faibles, ont aussi des activités ^{14}C faibles.

Les teneurs élevées en ^{36}Cl ne sont pas attribuées donc aux concentrations initiales des eaux à l'entrée du système (signature de l'eau de pluie), mais à un enrichissement par évaporation. De même pour les rapports $^{36}Cl/Cl$, la diminution de ces derniers est due à l'addition du chlore par dissolution des évaporites non plus à une décroissance radioactive du ^{36}Cl.



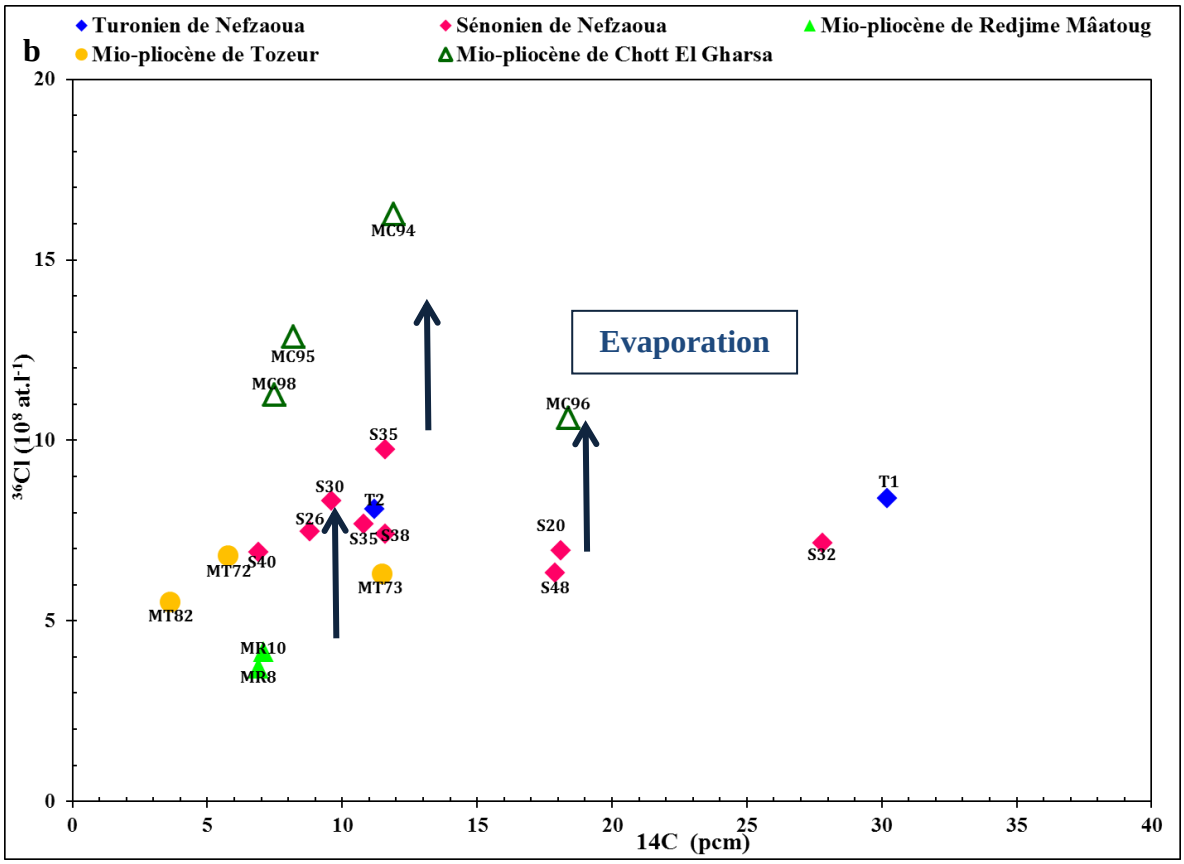


Figure 89. Variation de rapport $^{36}Cl/Cl$ (a) et des teneurs en ^{36}Cl (b) en fonction des activités ^{14}C

Généralement, les eaux météoriques entrant dans les aquifères entre autre les aquifères du CT, au niveau des zones de recharge, devraient être à des faibles teneurs en chlorures et ayant un rapport $^{36}Cl/Cl$ élevé. Les teneurs en ^{36}Cl dépend de l'effet de la concentration des eaux en chlorure par évaporation et/ou évapotranspiration qui pourra se produire entre le moment où l'eau météorique tombe et son infiltration dans les différents aquifères de la nappe. Le rapport $^{36}Cl/Cl$ dépend à son tour de la dilution par les chlorures ordinaires présents dans les eaux météoriques et qui atteint les eaux de la nappe par dissolution des évaporites et d'autres inclusions salines présents dans les formations rencontrées en profondeurs.

Variation en fonction des lignes d'écoulement

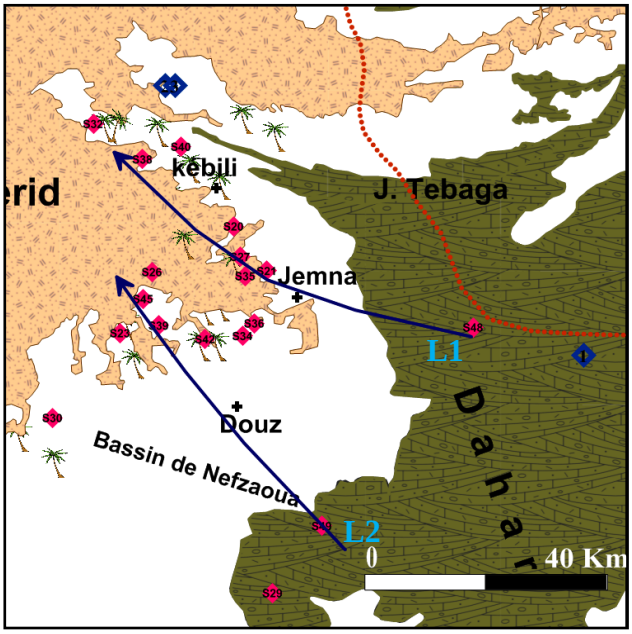
Bassin de la Nefzaoua

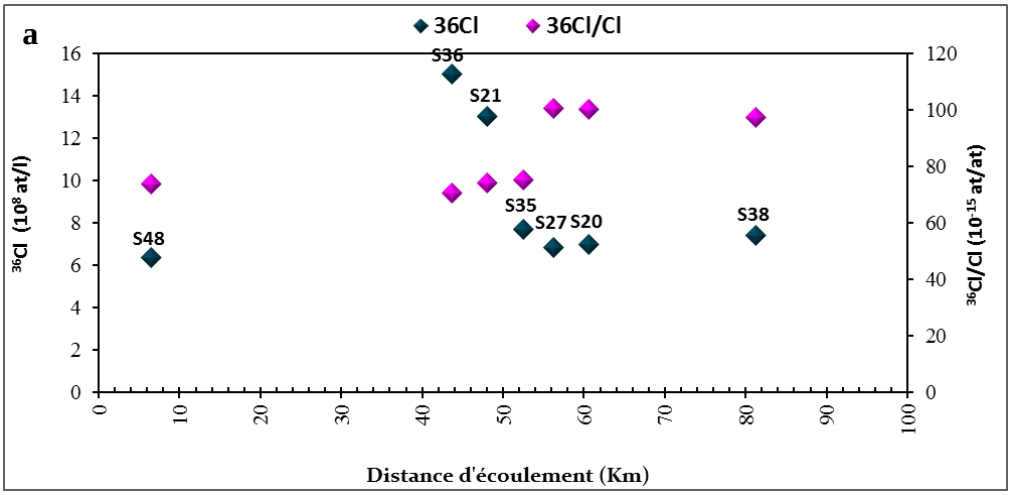
La variation des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$ a été étudiée suivant deux lignes d'écoulement (Figure 90 a, b). Les lignes L1et L2 sont en provenance respective des secteurs nord et sud.

Dans la figure 90a, et comme il a été discuté précédemment, le bassin est de la Nefzaoua présentent une répartition zonale et ne montre pas une variation significative suivant le chemin d'écoulement de l'eau. On note une augmentation remarquable des teneurs en ^{36}Cl jusqu'à un maximum de 15.10^8 at.l^{-1}à 43 km et puis une diminution progressive jusqu'à $7{,}6.10^8$ at.l^{-1} à 52 km. Au-delà de cette distance la concentration en ^{36}Cl montre une légère augmentation de 6,8 à 7,4 10^8 at.l^{-1}. Cette évolution est différente de celle du rapport $^{36}Cl/Cl$ qui enregistre une très faible variation jusqu'à 52 km malgré l'augmentation des teneurs en ^{36}Cl.

Quant à la ligne L2 (Figure 90b), on note une augmentation progressive des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$ jusqu'à 9.10^8 at.l^{-1} et 117.10^{-15} at.at^{-1} à 58 km à part le point #S49. Ce dernier a les teneurs les plus faibles en Chlore et en ^{36}Cl, signature des eaux de pluie pendant la recharge de l'aquifère. On note ensuite, et au-delà de 58 km, une variation hétérogène des teneurs et du rapport $^{36}Cl/Cl$. L'évolution des eaux météoriques vers un haut contenu en chlorure et un faible rapport $^{36}Cl/Cl$ pourrait entre autre avoir lieu par mélange avec des eaux souterraines provenant des aquifères plus profonds, par l'intermédiaire des fractures, et qui ont des teneurs élevées en chlore. Cependant, on peut aussi concevoir que la diminution du rapport est due à une dilution par des chlorures en provenance de la dissolution des évaporites présentes dans la matrice aquifère. La compilation de ces processus rend

l'évolution des teneurs en ^{36}Cl et du rapport suivant le sens d'écoulement des eaux très variables.





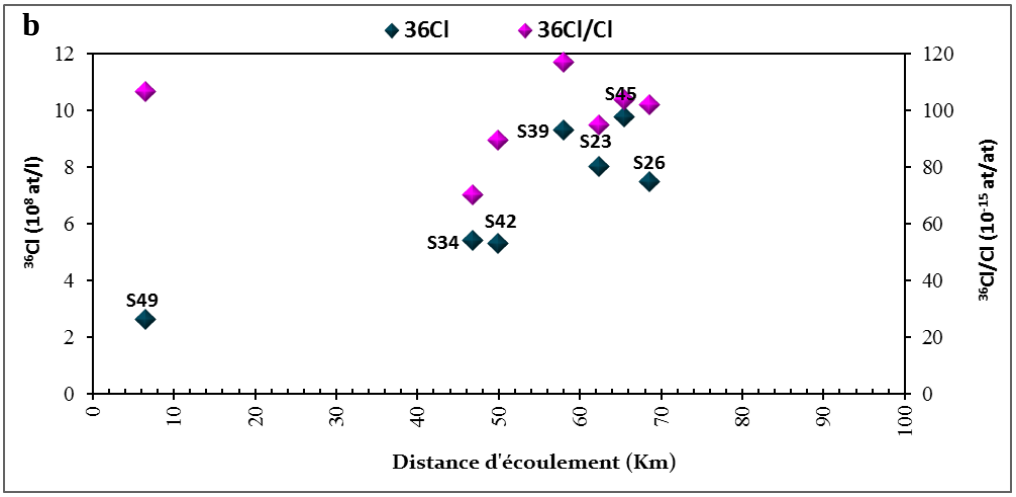


Figure 90. Variation des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$ suivant les lignes d'écoulement L1 (a) et L2 (b) au niveau du bassin de la Nefzaoua

Bassin du Djérid

L'évolution des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$ a été étudié suivant la ligne d'écoulement en provenance du grand Erg oriental passant par Redjime Mâatoug et Tozeur. Cette ligne passe par le maximum des points (Figure 91).

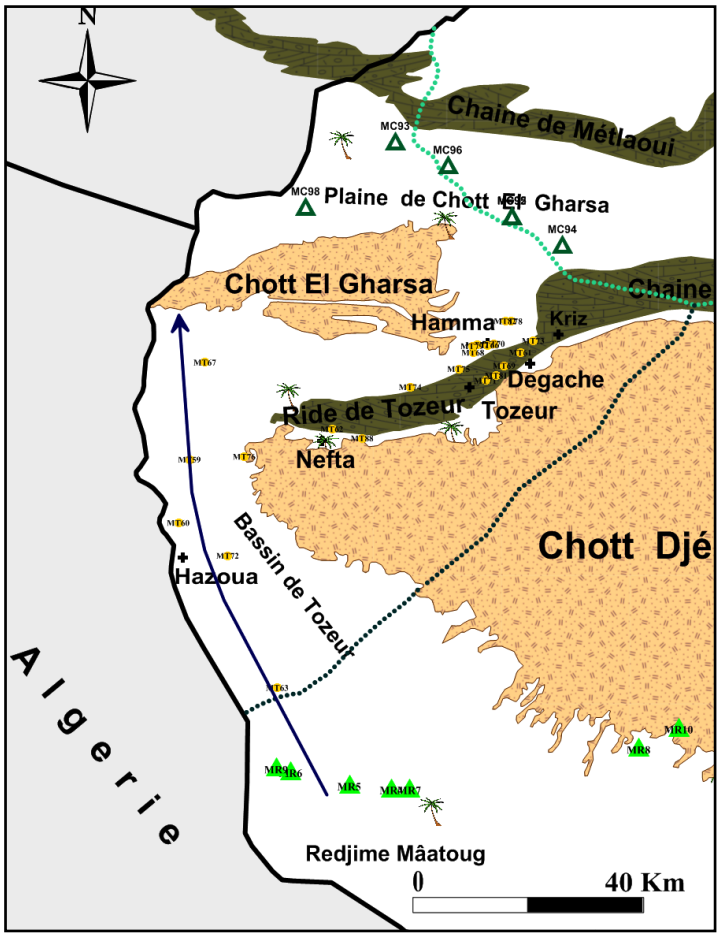
Contrairement au bassin de la Nefzaoua, les teneurs en ^{36}Cl et le rapport d'activité montrent une variation semblable. En effet, toute diminution ou augmentation des concentrations est accompagnée par la même variation du rapport $^{36}Cl/Cl$.

Une tendance à la diminution du rapport $^{36}Cl/Cl$ le long du cheminement de l'eau, ceci peut être dû à un apport du chlore par dissolution des évaporites.

La concentration en ^{36}Cl et le rapport peuvent potentiellement être affectés par plusieurs processus durant l'infiltration des eaux vers les formations aquifères. Les plus importants d'entre eux sont l'évaporation et/ou évapotranspiration, le transport différentiel à travers des chemins d'écoulement rapide et lent et la libération de ^{36}Cl des minéraux.

Pratiquement, toute eau de recharge est concentrée dans une certaine mesure par l'évapotranspiration (Lerner et al., 1990). Dans les régions arides, les teneurs en Cl des eaux de recharge peuvent être enrichie jusqu'à 500 fois (Tyler et al., 1996 ; Scanlon et al., 2006). Néanmoins, les variations climatiques à l'échelle de temps glaciaires/interglaciaires peuvent produire de grands changements dans la concentration par évapotranspiration des eaux de recharge (Walvoord et al., 2002). Ces phénomènes peuvent produire des problèmes importants pour déterminer la concentration initiale de ^{36}Cl. L'utilisation du rapport $^{36}Cl/Cl$ est généralement préférable dans ces cas, étant donné que le ^{36}Cl et le Cl se concentrent également par évaporation.

En se basant sur toutes ces observations, et si on exclut la décroissance radioactive tant que processus qui influe sur les teneurs en ^{36}Cl et sur le rapport $^{36}Cl/Cl$, le calcul de la proportion d'évaporation et la proportion d'addition de chlore par dissolution est possible.



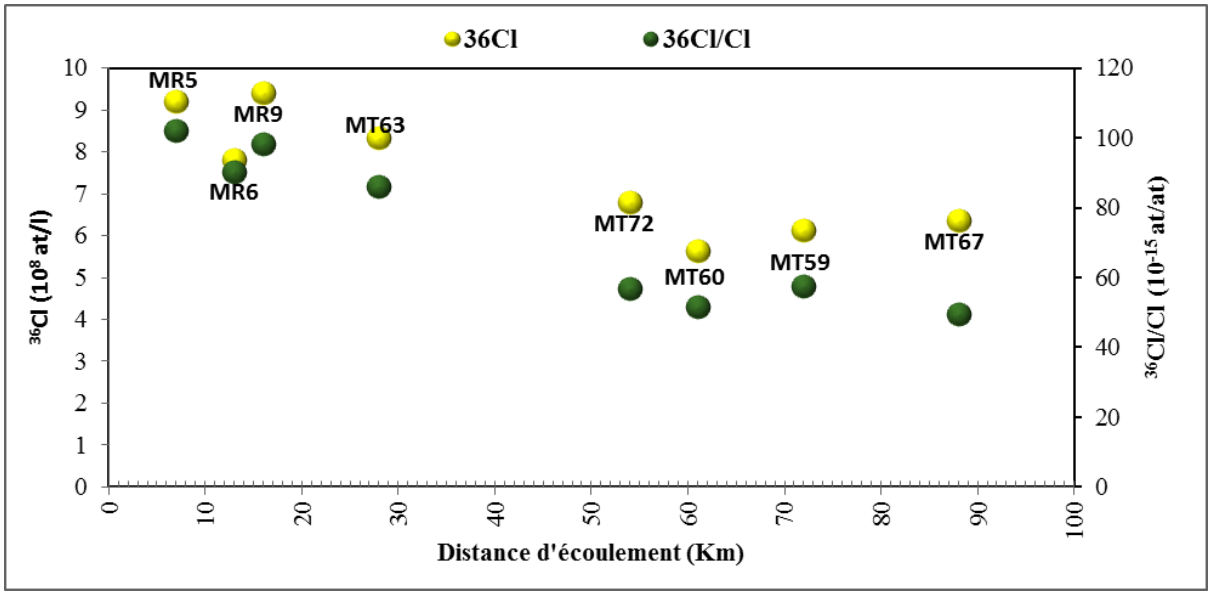


Figure 91. Variation des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$ suivant la ligne d'écoulement L3 au niveau du bassin de Djérid

Le taux d'évaporation

Dans cette partie, on va essayer de déterminer le pourcentage d'eau évaporé par rapport au volume initial. Ce paramètre ne dépend donc que de la concentration en Chlore-36 initiale et de la concentration finale de l'échantillon enrichie par évaporation.

Le calcul de taux d'évaporation est effectué en se basant sur la formule suivante:

$$\textbf{Taux d'évaporation (TE)} = 1-[^{36}Cl]_i/[^{36}Cl]_m$$

Avec:

$[^{36}Cl]_i$: Teneur en Chlore-36 Initiale.

$[^{36}Cl]_m$: Teneur en Chlore-36 de l'échantillon d'eau.

Cependant, ce calcul reste confronté à des contraintes d'estimation de la valeur d'entrée du chlore dans le système. Dans notre cas, on a choisi la teneur en chlore la plus faible, celle de l'échantillon #S29 ($[^{36}Cl]=2.10^8$ at/l). Pour examiner le choix de cette valeur sur les résultats prévisionnels, le même calcul a été effectué en considérant une autre valeur inférieure à celle adoptée ($[^{36}Cl]$=1at/l).

Les valeurs de taux d'évaporation calculées sont présentées dans le tableau ci-dessous.

On note qu'une variation de 50% de la teneur initiale de chlore entraîne une variation moyenne de l'ordre de 19% de taux d'évaporation. Nos calculs sont donc dans l'ordre de mesure et la quantification effectuée de taux d'évaporation est donc acceptable.

L'écart de variation est d'autant plus important lorsque les teneurs en ^{36}Cl de l'échantillon sont proches de celle adoptée comme valeur initiale. Ceci est le cas des échantillons #S49, #MR8 et #MR10.

Néanmoins, la corrélation entre les valeurs obtenues et celles en oxygène-18 n'est pas aussi évidente (Figure 92a).

Normalement, les teneurs en oxygène-18 devraient augmenter parallèlement à l'augmentation de taux d'addition du chlore par évaporation.

Tableau 5: Variation de taux d'évaporation et sensibilité des résultats

Sample	^{36}Cl	$^{36}Cli_1$	E (%)	$^{36}Cli_2$	E2 (%)	% de Varition	sensibilité
T1	8,40	2	76%	1	88%	50,00	15,63
T2	8,20	2	76%	1	88%	50,00	16,13
T3	8,10	2	75%	1	88%	50,00	16,39
S20	6,96	2	71%	1	86%	50,00	20,18
S36	15,00	2	87%	1	93%	50,00	7,69
S35	7,69	2	74%	1	87%	50,00	17,58
S39	9,31	2	79%	1	89%	50,00	13,68
S23	8,00	2	75%	1	88%	50,00	16,67
S27	6,80	2	71%	1	85%	50,00	20,83
S45	9,75	2	79%	1	90%	50,00	12,90
S21	13,00	2	85%	1	92%	50,00	9,09
S30	8,32	2	76%	1	88%	50,00	15,81
S32	7,15	2	72%	1	86%	50,00	19,42
S29	2,09	2	4%	1	52%	50,00	
S26	7,46	2	73%	1	87%	50,00	18,30
S48	6,34	2	68%	1	84%	50,00	23,06
S40	6,90	2	71%	1	86%	50,00	20,41
S34	5,40	2	63%	1	81%	50,00	29,41
S38	7,40	2	73%	1	86%	50,00	18,52
S42	5,31	2	62%	1	81%	50,00	30,25
S49	2,60	2	23%	1	62%	50,00	
MR4	8,70	2	77%	1	89%	50,00	14,93
MR5	9,20	2	78%	1	89%	50,00	13,89
MR6	7,80	2	74%	1	87%	50,00	17,24
MR7	6,90	2	71%	1	86%	50,00	20,41
MR8	3,69	2	46%	1	73%	50,00	59,07
MR9	9,40	2	79%	1	89%	50,00	13,51
MR10	4,13	2	52%	1	76%	50,00	46,86
MT63	8,31	2	76%	1	88%	50,00	15,84
MT71	7,10	2	72%	1	86%	50,00	19,61
MT70	5,50	2	64%	1	82%	50,00	28,57
MT66	5,50	2	64%	1	82%	50,00	28,57
MT74	7,74	2	74%	1	87%	50,00	17,44
MT76	9,30	2	78%	1	89%	50,00	13,70
MT69	6,10	2	67%	1	84%	50,00	24,39
MT68	8,90	2	78%	1	89%	50,00	14,49
MT78	9,49	2	79%	1	89%	50,00	13,35
MT67	6,35	2	68%	1	84%	50,00	23,01
MT77	7,10	2	72%	1	86%	50,00	19,61
MT73	6,27	2	68%	1	84%	50,00	23,41
MT59	6,11	2	67%	1	84%	50,00	24,31
MT75	8,20	2	76%	1	88%	50,00	16,13
MT62	7,81	2	74%	1	87%	50,00	17,21
MT72	6,78	2	71%	1	85%	50,00	20,92
MT81	12,33	2	84%	1	92%	50,00	9,68
MT79	6,90	2	71%	1	86%	50,00	20,41
MT60	5,63	2	64%	1	82%	50,00	27,52
MT61	6,80	2	71%	1	85%	50,00	20,83
MT88	9,20	2	78%	1	89%	50,00	13,89
MT82	5,50	2	64%	1	82%	50,00	28,57
MC92	7,07	2	72%	1	86%	50,00	19,74
MC93	8,49	2	76%	1	88%	50,00	15,42
MC94	16,27	2	88%	1	94%	50,00	7,01
MC95	12,87	2	84%	1	92%	50,00	9,20
MC96	10,61	2	81%	1	91%	50,00	11,62
MC98	11,26	2	82%	1	91%	50,00	10,80

Quelques tendances apparaissent ne couvrant pas la totalité des échantillons. Ces tendances peuvent être observées aussi d'une manière plus expressive en comparant les taux d'évaporation par rapport à l'excès en deutérium (Figure 92b).

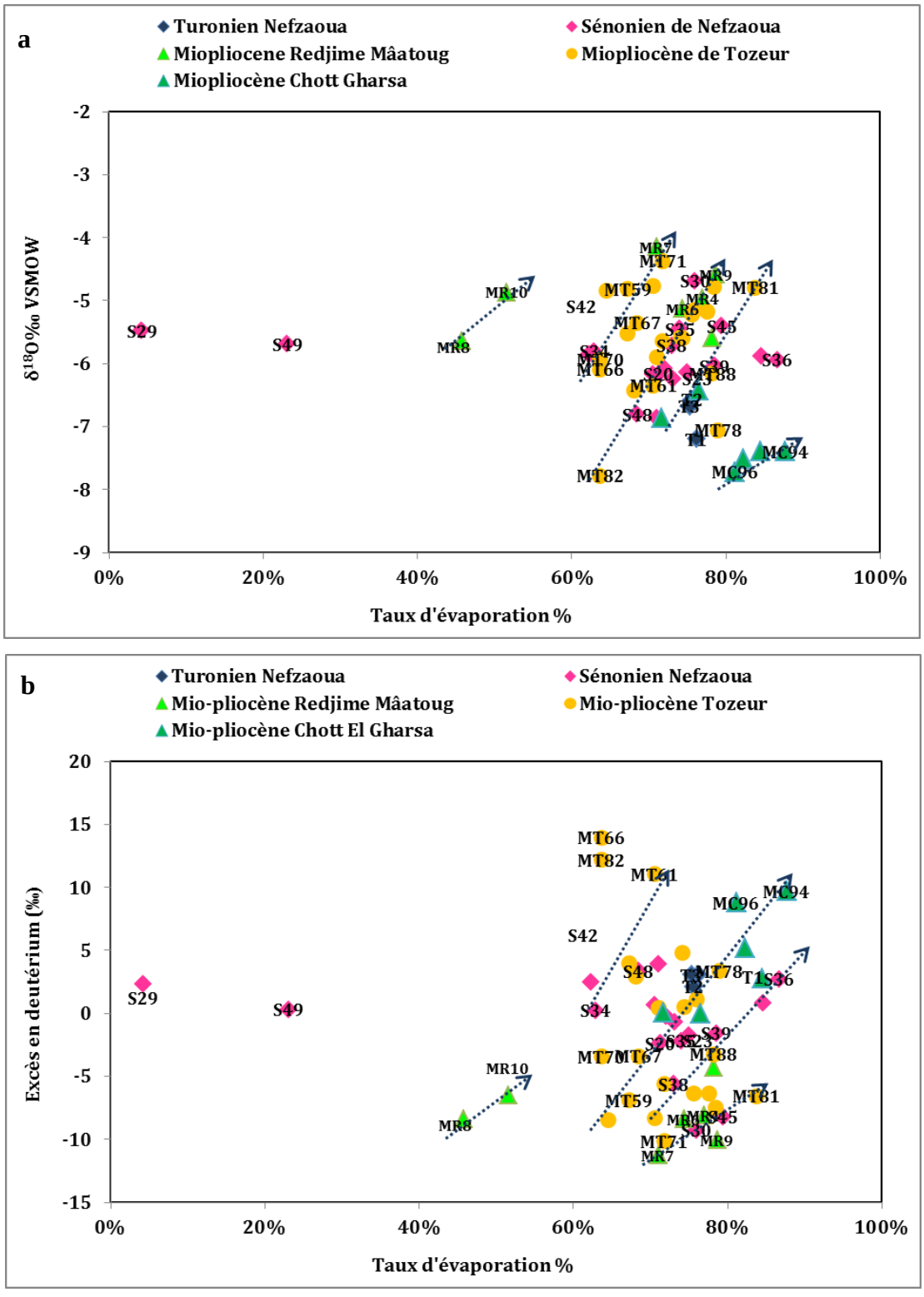


Figure 92: Relation entre les teneurs en ^{18}O (a) et l'excès en deutérium (b) et le taux d'évaporation

Pour les eaux du CT, l'addition du chlore n'est pas liée seulement au phénomène d'évaporation des eaux mais aussi au processus de dissolution des roches traversée par l'eau en circulation.

Addition du chlore par dissolution

La composition en chlore des eaux souterraine ne dépend pas seulement de l'évaporation mais encore plus de la nature des formations traversées. La quantité de chlore dissoute par l'eau au cours de sa circulation dans les formations aquifères peut être calculée sur la base de rapport $^{36}Cl/Cl$.

$$\textbf{Taux d'addition (TA)} = {}^{36}Cl/Cl_i / {}^{36}Cl/Cl_m - 1$$

Avec:

$^{36}Cl/Cl_i$: Rapport initial.

$^{36}Cl/Cl_m$: Rapport mesuré de l'échantillon d'eau.

Toutefois, l'évaluation de calcul de taux d'addition de chlore par dissolution reste dépendante de l'estimation du rapport $^{36}Cl/Cl$ initial. Dans notre cas, on a choisi la valeur du rapport le plus élevé, celle de l'échantillon #S30 ($^{36}Cl/Cl=120.10^{-15}$ at.at^{-1}).

Pour évaluer l'influence du choix de ce rapport, on a choisi une autre valeur un peu plus basse et on a effectué le même calcul en considérant une autre valeur inférieure à celle adoptée ($^{36}Cl/Cl=106.10^{-15}$ at.at^{-1}).

Les valeurs calculées de taux d'addition de chlore par dissolution sont présentées dans le tableau ci-dessous. Les résultats montrent une gamme de variation importante. En effet, une variation de 10% de rapport $^{36}Cl/Cl$ initial entraîne une variation moyenne de 40% de taux d'ajout de chlore par dissolution. Cet écart est d'autant plus important lorsque les rapports $^{36}Cl/Cl$ mesurés sont proches du rapport initial adopté. Cette variation souligne l'importance de la valeur initiale du rapport $^{36}Cl/Cl$. Bien que ce rapport reste indépendant de l'évaporation, son estimation reste l'étape la plus délicate.

Plusieurs auteurs ont essayé de calculer le rapport initial en le comparant au rapport mesuré dans des échantillons. On cite à titre d'exemple Bentley et al., 1986b, ces auteurs ont mesuré un rapport de 205.10^{-15} at.at^{-1} dans les eaux du Grand Basin Artésien (GAB, Australie) alors que le rapport initial qu'ils ont estimé est différent et est de l'ordre de 110.10^{-15} at.at^{-1}.

De même, un rapport $^{36}Cl/Cl$ de l'ordre 228.10^{-15} at.at^{-1} a été mesuré par Patterson et al., 2005 dans les eaux du Système Aquifère du Nubien (NAS, Egypte) alors que le rapport qu'ils ont calculé est de l'ordre de 110.10^{-15} at.at^{-1}.

Tableau 6: Variation de taux d'addition de chlore par dissolution et sensibilité des résultats

Echantillon	$^{36}Cl/Cl_{i1}$	TA (%)	$^{36}Cl/Cl_{i2}$	TA (%)	% de variation	Sensibilité
T1	120	48%	106	31%	11,67	35,72
T2	120	91%	106	68%	11,67	24,56
T3	120	99%	106	76%	11,67	23,47
S20	120	20%	106	6%	11,67	70,00
S36	120	71%	106	51%	11,67	28,17
S35	120	60%	106	41%	11,67	31,08
S39	120	3%	106	-9%	11,67	
S23	120	27%	106	12%	11,67	55,56
S27	120	20%	106	6%	11,67	71,07
S45	120	16%	106	2%	11,67	85,89
S21	120	62%	106	43%	11,67	30,43
S30	**120**	1%	106	-11%	11,67	
S32	120	125%	106	99%	11,67	20,97
S29	120	34%	106	18%	11,67	46,20
S26	120	18%	106	4%	11,67	77,78
S48	120	63%	106	44%	11,67	30,28
S40	120	103%	106	79%	11,67	23,03
S34	120	71%	106	51%	11,67	28,00
S38	120	24%	106	9%	11,67	61,14
S42	120	35%	106	19%	11,67	45,43
S49	120	13%	106	0%	11,67	103,70
MR4	120	22%	106	8%	11,67	63,64
MR5	120	18%	106	4%	11,67	78,23
MR6	120	33%	106	17%	11,67	47,04
MR7	120	20%	106	6%	11,67	70,35
MR8	120	42%	106	26%	11,67	39,27
MR9	120	22%	106	8%	11,67	63,96
MR10	120	36%	106	20%	11,67	43,85
MT63	120	39%	106	23%	11,67	41,29
MT71	120	56%	106	38%	11,67	32,41
MT70	120	197%	106	162%	11,67	17,59
MT66	120	82%	106	60%	11,67	25,97
MT74	120	76%	106	56%	11,67	26,92
MT76	120	68%	106	48%	11,67	28,93
MT69	120	104%	106	80%	11,67	22,91
MT68	120	52%	106	34%	11,67	34,06
MT78	120	163%	106	132%	11,67	18,82
MT67	120	143%	106	114%	11,67	19,85
MT77	120	464%	106	398%	11,67	14,18
MT73	120	814%	106	707%	11,67	13,10
MT59	120	109%	106	85%	11,67	22,37
MT75	120	53%	106	35%	11,67	33,73
MT62	120	59%	106	41%	11,67	31,36
MT72	120	112%	106	87%	11,67	22,07
MT81	120	125%	106	99%	11,67	21,00
MT79	120	85%	106	63%	11,67	25,41
MT60	120	133%	106	106%	11,67	20,41
MT61	120	63%	106	44%	11,67	30,04
MT88	120	12%	106	-1%	11,67	
MT82	120	109%	106	85%	11,67	22,36
MC92	120	71%	106	51%	11,67	28,06
MC93	120	55%	106	37%	11,67	33,03
MC94	120	139%	106	111%	11,67	20,08
MC95	120	20%	106	6%	11,67	69,55
MC96	120	57%	106	38%	11,67	32,24
MC98	120	90%	106	68%	11,67	24,63

Les différences observées dans les deux rapports mesurés et calculés peuvent être attribuées à plusieurs contraintes à savoir la difficulté de connaître les teneurs initiales en ^{36}Cl des eaux de recharge, le temps de transfert de l'eau dans le sol, la contribution de la production épigénique et l'altitude (Bentley et al., 1986a, Phillips, 2000), ainsi que le mélange avec des eaux de surface (Bentley et al., 1986b).

Les taux d'évaporation et de dissolution calculés sont visualisés sur la figure 93. Cette dernière montre que la composition en chlore des eaux du CT est le résultat conjugué de phénomène d'évaporation et de dissolution.

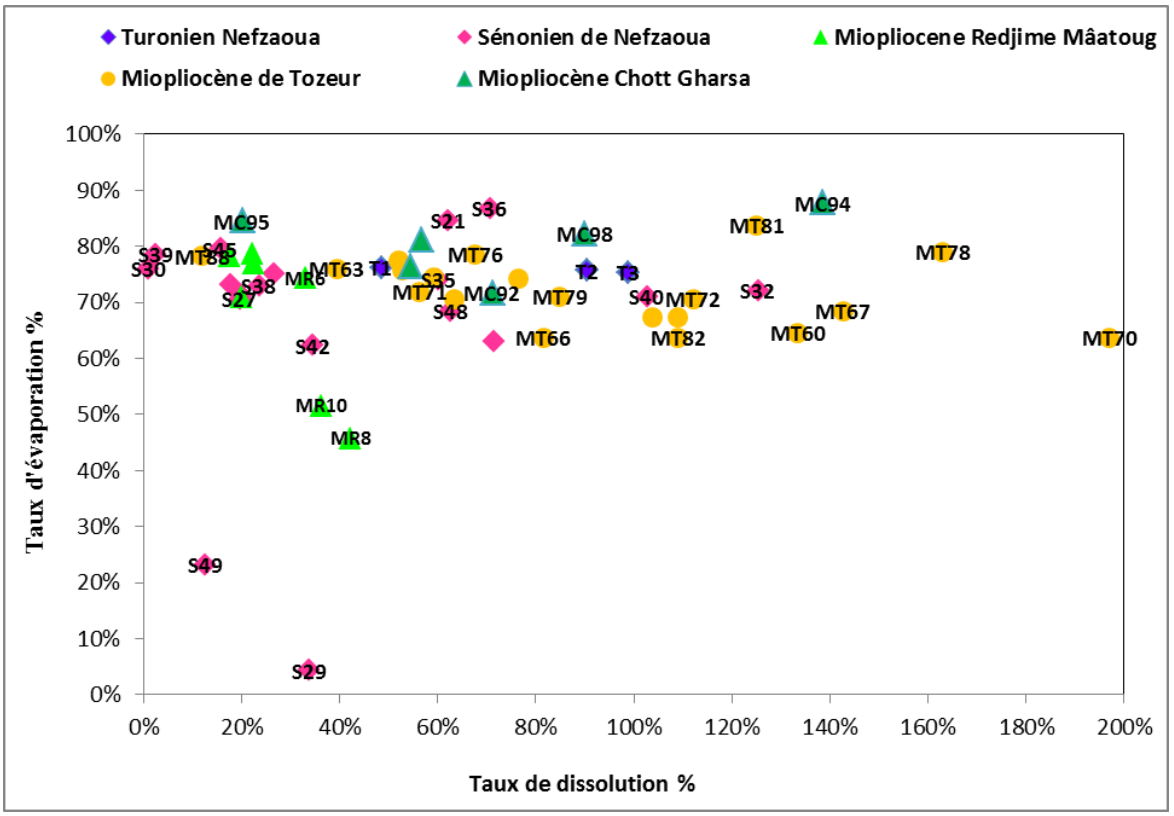


Figure 93: Variation de taux d'addition du chlore par évaporation et par dissolution des minéraux évaporitiques dans les eaux du CT

L'évaporation concentre les eaux de pluie, chargées déjà en chlore, imbibant les sols. En s'infiltrant, l'eau dissout encore du chlore en provenance de roches. L'eau se charge encore plus en sels dans son cheminement en profondeur jusqu'à la nappe.

Si l'on regarde la répartition spatiale des taux d'évaporation et d'addition de chlore par dissolution (Figure 94 a,b), on note que les taux d'évaporation dépassent les 50% dans presque la totalité de la zone d'étude. Les gammes des valeurs les plus faibles correspondent aux échantillons d'eau dont les teneurs en chlores sont proches de celles de la teneur initiale.

Le taux d'addition de chlore par dissolution est plus important au niveau de bassin du Tozeur et de la plaine de Chott El Gharsa.

La majorité des échantillons de Redjime Mâatoug et de sud-est de la Nefzaoua enregistrent des taux d'addition de chlore par dissolution<50%.

Les taux les plus élevés sont localisés au niveau de la région de Kriz-El Oudiane. Si on examine les diagrammes de la figure 95, on note que la continuité des points des lignes d'écoulement de la Nefzaoua est moins bonne que dans le cas de Djérid. Cette dispersion résulte en grande partie de l'hétérogénéité minéralogique et lithologique dont découlent des parentés chimiques sensiblement différentes.

Les calculs effectués sur la base des données ^{36}Cl sont intéressants mais leurs interprétations dans le cas du CT sont en partie limitées à la diversité des processus de concentration qui contrôlent la chimie des eaux entre autre les teneurs en chlore. En effet, ces dernières sont fonction de l'aridité de climat, de l'évaporation et/ l'évapotranspiration, de la concentration en chlore de l'eau de pluie, de la quantité de chlore entrant dans le sol, de la quantité dissoute ultérieurement au cours de trajet de l'eau. A cela s'ajoute le mélange entre des différents niveaux aquifères à compositions chimiques différentes.

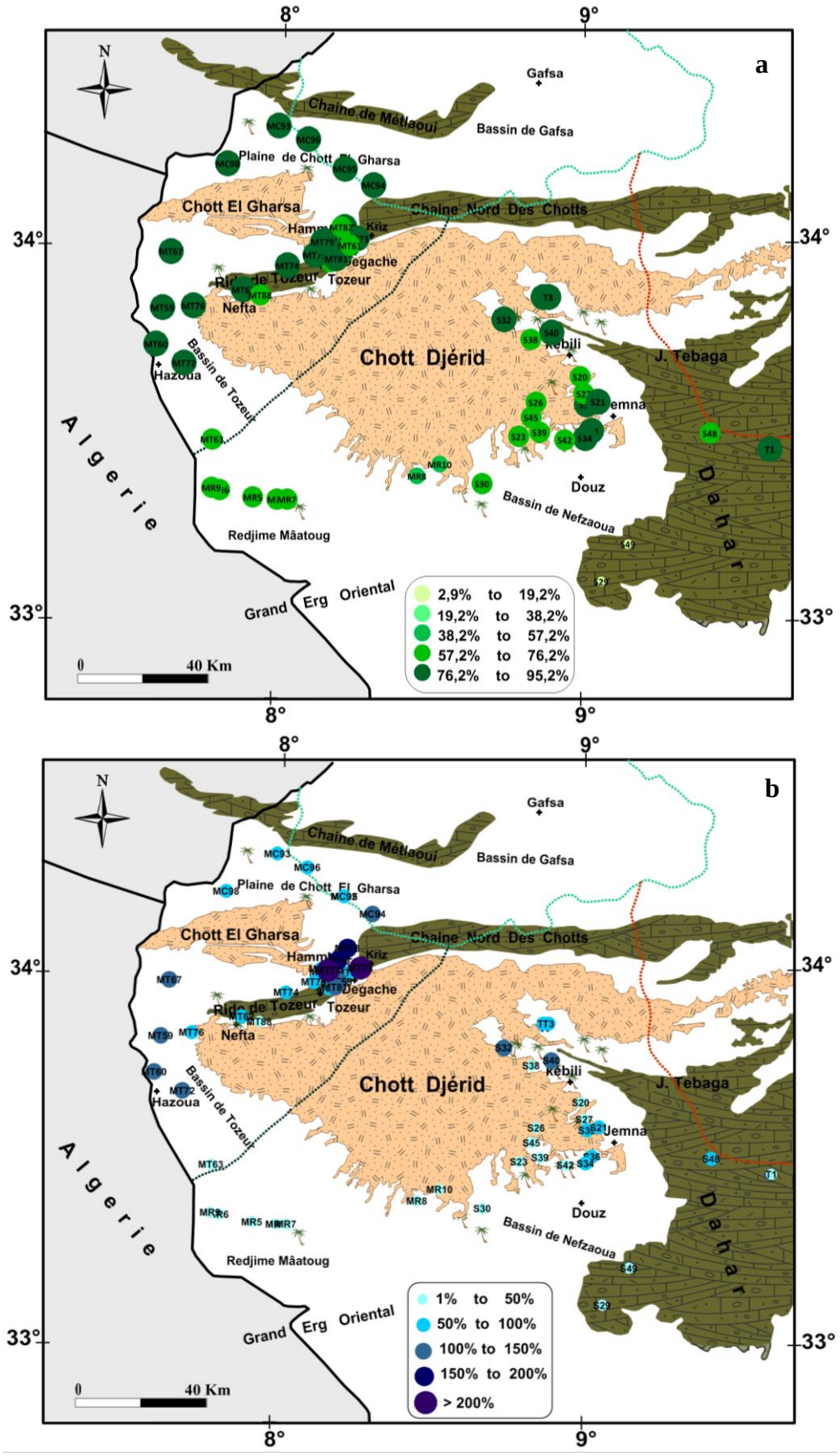


Figure 94 a,b: Répartition spatiale de taux d'évaporation et d'addition de chlore par dissolution

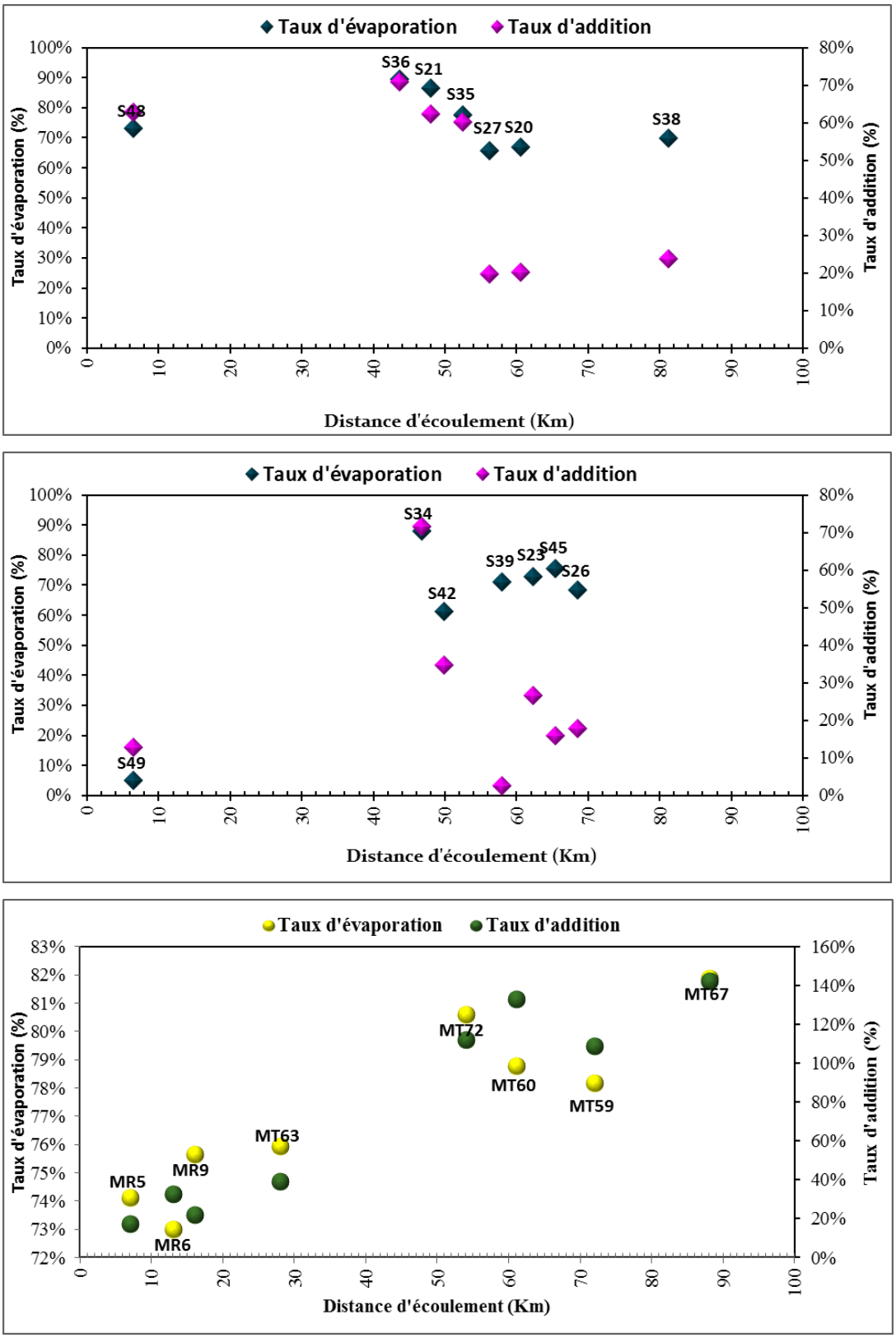


Figure 95: Variation de taux d'évaporation et de dissolution suivant les lignes d'écoulement

IX- Conclusion

Le ^{36}Cl a été utilisé dans cette partie pour identifier les sources de salinité des eaux de la nappe de CT, ainsi que comme traceur de mélange entre aquifères.

L'étude de la répartition spatiale des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$ a montré que ces deux paramètres sont liés à divers processus de concentration. A la quantité du chlore initiale apportée par les précipitations au moment de la recharge, s'ajoute l'addition du Chlore par dissolution des évaporites et l'évaporation.

L'évolution de ces paramètres dépend aussi d'autre processus secondaire à savoir la production de sub-surface qui peut jouer un rôle important dans l'enrichissement des eaux en ^{36}Cl. A cela s'ajoute l'effet de mélange entre les différents niveaux aquifères du CT identifié au niveau du bassin de la Nefzaoua et du Djérid.

Sur la base de ces données ^{36}Cl, un calcul de taux d'évaporation et d'addition de chlore par dissolution a été effectué. Les résultats montrent que la majorité des points d'eaux ont enregistré des valeurs >50% traduisant l'intérêt de ces deux processus dans le contrôle des teneurs en chlore des eaux de la nappe du CT. Cependant, l'interprétation de ces données reste dépendante de la compréhension de tous les processus qui contrôlent les teneurs en chlore quel que soit à l'entrée du système ou durant le trajet de l'eau dans l'aquifère.

La datation des eaux par le ^{36}Cl peut être envisageable. Cependant, l'utilisation de ce radiochronomètre nécessite en premier temps la connaissance de son activité initiale ainsi que l'absence de tout apport extérieur: l'activité n'est dépendante que de sa décroissance radioactive. La datation des eaux du CT sur la base des données ^{14}C a délivré des temps de résidence qui atteignent un maximum de 16 Ka. Dans ce cas, la datation par le ^{36}Cl sera très limitée.

Troisième Partie

Conclusion et Perspectives

Conclusion Générale et Perspectives

L'intérêt scientifique de cette thèse s'intègre dans la volonté d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement hydrodynamique de la nappe du Complexe Terminal (CT), un des grands systèmes aquifères du Sahara Septentrionale, capté dans le sud-ouest tunisien.

Dans le cadre de travail, différentes approches et différents outils isotopiques ont été appliqués. La combinaison de ces traceurs isotopiques avec les analyses chimiques classiques (éléments majeurs) constitue un moyen d'améliorer les connaissances des hétérogénéités et des interconnexions entre les aquifères. Il est important de rappeler que chaque systématique isotopique n'est utile que pour tracer le comportement chimique de l'élément considéré. Et donc, en croisant les différents outils isotopiques, il est possible d'accéder à un niveau d'information supplémentaire. C'est l'association de ces outils avec leurs propriétés respectives qui permettra de progresser dans la connaissance des grands systèmes aquifères. Des limites respectives peuvent être totalement ou partiellement levées en couplant ces différents outils.

La synthèse de nombreux travaux antérieurs sur la zone d'étude et la compilation des données géologiques, sismiques et tectoniques ont autorisé de différencier trois grandes entités hydrogéologiques. Ces dernières sont: le Quaternaire, le Néogène (Pliocène et Miocène) et le Crétacé (Inférieur et Supérieur). La nappe du CT, objet de cette étude, est formée par une série d'aquifères: les calcaires et/ou dolomie du Turonien et les calcaires du Sénonien au niveau de la Nefzaoua, ainsi que les formations sableuses d'âge Mio-pliocène au niveau du Djérid. L'étude géologique et hydrogéologique a confirmé l'hétérogénéité horizontale et latérales des formations aquifères et la complexité du fonctionnement hydrodynamique de cette nappe. Ceci est en relation avec la tectonique de la région qui joue un rôle prépondérant dans la compartimentation des différents niveaux, dans l'organisation générale des écoulements et dans le mélange entre les différents aquifères.

Depuis les années 80, l'exploitation de la nappe du CT n'a cessé d'augmenter pour répondre aux demandes croissantes des secteurs agricole, domestique et industriel. La surexploitation s'est manifestée par une baisse piézométrique bien marquée dans les deux bassins de la Nefzaoua et du Djérid. De ce fait, il est indispensable de mettre en place une politique de gestion de cette ressource en eau aussi bien sur le plan qualitatif que quantitatif.

Le comportement hydrologique des différents aquifères de la région a été cerné grâce aux recoupements des résultats atteints par la combinaison des analyses géochimiques et isotopiques. Une approche multitraçage est développée dans cette thèse. Elle s'appuie essentiellement sur des analyses de haute précision des traceurs radioactifs (isotopes de l'uranium et isotopes de Chlore) conjointement aux traceurs classiques de l'hydrologie (isotopes stables de la molécule d'eau, isotopes du carbone).

L'étude géochimique des eaux du CT a permis de mettre en évidence la sensibilité des eaux à plusieurs processus. La forte hétérogénéité chimique a permis d'identifier quatre groupes d'eaux qui diffèrent par leurs teneurs en éléments dissous.

Les principales réactions responsables de l'évolution chimiques des eaux sont: la dissolution des minéraux évaporitiques, essentiellement le gypse et l'halite, ainsi que des minéraux carbonatés, en particulier la dolomite. Ces processus sont associés aussi à la précipitation de la calcite et au phénomène d'échange de base. A ceci s'ajoute le retour d'eau d'irrigation et le mélange entre des niveaux aquifères à compositions chimiques différentes.

L'action anthropique s'est manifestée par la salinisation des eaux de localités Douz-El Hsay du bassin de la Nefzaoua et des régions de Kriz-El Oudiane et de Gouifla du bassin de Djérid.

L'utilisation des isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O, ^{2}H), a montré une variation nette dans la composition isotopique des eaux du CT. Globalement, cette variabilité traduit l'effet distingué de l'évaporation et de la paléo recharge sur la modification de la signature isotopique de ces eaux. Un enrichissement en isotopes stables est observé dans les eaux du Mio-pliocène de Tozeur, et de Redjime Mâatoug et dans quelques échantillons du Sénonien traduisant un effet d'évaporation. Les valeurs les plus appauvries sont rencontrées au niveau des eaux de la plaine de Chott El Gharsa et au niveau des eaux du Turonien de la Nefzaoua. Le signal isotopique de ces eaux correspond à une recharge dans un climat différent de l'actuel, présentant une température plus basse. Cet effet paléoclimatique est confirmé par les analyses des isotopes du carbone ($^{14}C/^{13}C$). En effet, si l'on tient compte des âges ^{14}C calculés, les eaux de la nappe du CT correspondent à une recharge antérieure à notre époque: soit des âges allant de 2ka à plus que 15ka qui correspondraient à la période Holocène et à la fin de la période Pléistocène.

L'étude de la mobilité des deux radio-isotopes de l'uranium (^{238}U et ^{234}U) et de déséquilibre $^{234}U/^{238}U$ en tant que traceurs des masses d'eau a été bien mise en évidence. En effet, les teneurs en uranium sont présentes en quantité variable dans les eaux souterraines du CT. Ces concentrations sont fonction des caractéristiques chimiques de l'eau et de mélange des masses d'eaux à composition istopique différente.

Les teneurs en uranium des eaux du CT varient entre 1,5 et 19,5 ppb. Elles plaident en faveur des conditions oxydantes au sein de ces aquifères. Ces milieux oxydants, sont propices au lessivage préférentiel de l'uranium-234.

Quant au rapport $^{234}U/^{238}U$, il ressort de cette étude que les eaux circulant à travers les aquifères de la Nefzaoua ainsi que celles de la plaine de Chott El Gharsa ont des rapports isotopiques <2, contrairement aux eaux des bassins de Redjime Mâatoug et de Tozeur, qui sont caractérisées par des rapports >2.

Les processus chimiques contrôlant la mise en solution de l'uranium ont été mis en evidence à travers les corrélations positives entre la concentration en uranium et les éléments majeurs dissous. Une mise en solution de l'uranium par dissolution de la matrice entraine une augmentation des teneurs en uranium, et en ions dissous accompagnée par une augmentation ou une diminution du rapport d'activité. Des mélanges entre les aquifères du Redjime Mâatoug, Tozeur et Chott El Gharsa sont aussi probables.

L'étude de l'isotope cosmogénique ^{36}Cl a permis d'identifier les sources de la salinité et l'origine du chlore dans les eaux du CT.

Les concentrations de ^{36}Cl obtenues varient de 2 à 16.10^{8} $at.L^{-1}$. Des zones à fortes teneurs en ^{36}Cl sont enregistrées aux alentours des localités Douz-Jemna du bassin de la Nefzaoua, et à l'extrême Nord-Est et Nord-Ouest de la plaine de Chott El Gharsa. Quant au rapport $^{36}Cl/Cl$, les valeurs enregistrées varient de 13.14 à $118.7.10^{-15}$ $at.at^{-1}$. Les rapports les plus importants sont observés dans l'extrême Sud-Est du bassin de la Nefzaoua et Sud-Ouest du bassin du Djérid. D'autres valeurs significatives sont inscrites à proximité de la chaîne de Métlaoui et de la Ride de Tozeur. Les processus responsables de la variation des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$, sont tributaires de la relation de ces derniers avec l'hydrodynamisme de la nappe et la circulation des eaux de la zone de recharge vers l'exutoire.

L'étude des teneurs en ^{36}Cl et du rapport $^{36}Cl/Cl$ a montré que ces deux paramètres sont liés surtout à la quantité du chlore initiale apportée par les précipitations au moment de la recharge. L'enrichissement des eaux du CT en ^{36}Cl est lié en premier au processus d'évaporation et à l'addition du chlore par dissolution des évaporites.

Dans ce mémoire, on a essayé de calculer le taux d'évaporation responsable à l'enrichissement des eaux en chlore ainsi que la proportion d'ajout du chlore par dissolution des évaporites. Le calcul de taux d'évaporation et d'ajout du chlore par dissolution a été effectué en considérant une valeur de chlore initiale de 120mg/l et un rapport $^{36}Cl/Cl$ initial de

l'ordre de 120 $at.at^{-1}$. Dans ce cas, une variation d'environ 10% des teneurs en chlore initial entraîne une variation de taux d'évaporation de l'ordre de 5%. Par contre, une variation de 10% du rapport $^{36}Cl/Cl$ initial conduit à une variation de l'ordre de 40% de taux d'ajout du chlore par dissolution. Ceci peut être attribué à la difficulté de connaitre le rapport initial à l'entrée du système.

Dans notre cas d'étude, la datation des eaux du CT par le ^{36}Cl ne peut pas être envisageable. En effet, l'utilisation de ce radiochronomètre nécessite en premier temps la connaissance de son activité initiale ainsi que l'absence de tout apport extérieur. L'activité n'est dépendante alors que de sa décroissance radioactive. La datation des eaux du CT sur la base des données ^{14}C a délivré des temps de résidence qui atteignent un maximum de 16 Ka. Dans ce cas, la datation par le ^{36}Cl sera critiquable.

En guise de recommandations, l'approche multi traçage utilisée lors de cette thèse a certes contribué à une meilleure compréhension du fonctionnement hydrodynamique de la nappe du Complexe Terminal. Ces nouvelles données pourront être exploitées pour améliorer la gestion et la protection de cette très importante nappe afin d'assurer un usage durable de cette ressource. Cependant, un suivi global, à pas de temps court, pourrait être envisageable, en particulier, au niveau de la zone d'El Hsay, Douz et Fatnassa du bassin de la Nefzaoua et au niveau des régions de Kriz, El Oudiane, Sabâa Biar et Gouifla du bassin du Djérid, régions manifestant une augmentation rapide et significative de la minéralisation.

En outre, une étude plus poussée des aquifères en surface et en profondeur sur la base des données de sub-surface ainsi que des diagraphies pour la majorité des forages est aussi recommandée. Il sera utile aussi d'étudier l'influence de la tectonique et des fracturations sur les vitesses d'écoulement et sur les mélanges entre les différents aquifères.

Enfin, la base de données, notamment relative aux données isotopiques et hydrochimiques doit être actualisée et suivie. Ces données, associées à celles de l'hydrologéologie conventionnelle, pourront conduire à conceptualiser l'hydrosystème des régions sud-ouest Tunisien, afin de construire un modèle hydrodynamique et de simuler des scénarios de son évolution dans le temps sous l'effet d'événements naturels ou de pression anthropique.

Annexes

Annexe 1

Tableau 1: Paramètres climatiques collectés de la station de Kébili

Mois	Evaporation	Précipitation	Température
Janvier	84,89	30,78	11,45
Février	112,88	9,48	13,68
Mars	177,98	17,08	17,28
Avril	216,60	13,33	20,83
Mai	292,98	2,70	25,78
Juin	345,76	0,59	29,82
Juillet	332,27	0,01	32,48
Aout	313,01	1,05	32,59
Septembre	232,51	9,27	28,75
Octobre	157,61	9,52	25,22
Novembre	119,45	10,45	16,89
Décembre	86,82	8,93	12,20

Tableau 2: Paramètres climatiques collectés de la station de Tozeur

Mois	Evapotranspiration	Précipitation	Température
Janvier	42	11,5	11,3
Février	57	7,5	13,5
Mars	91,00	12,8	16,7
Avril	141,00	11,6	20
Mai	199,00	4,9	24,9
Juin	252,00	3,6	29,7
Juillet	267,00	0,2	32,2
Aout	225,00	1,6	32,3
Septembre	146,00	6,3	28,6
Octobre	93,00	13,4	22,9
Novembre	51,00	14,3	16,6
Décembre	39,00	10	12,2

Tableau 3: Débit d'exploitation (Q l/s) des forages du CT de la Nefzaoua, Redjime Mâatoug, Tozeur et Chott El Gharsa

Année	Q CT Nefzaoua	Q CT Redgime Maâtoug	Q CT Tozeur	Q CT Chott El Gharsa	Pompage	Artésianisme	Sources
1975			2636		650	1061	925
1976	2666		2558		814	897	847
1977	2991		2870		1037	849	759
1978	3425		2687		551	956	740
1979	3206		2653		1326	779	574
1980	2938		3067		1789	755	517
1981	3656	75	3252		2337	502	413
1982	4065	100	3167		2364	420	383
1983	4187	170	3523		2176	318	306
1984	4584	165	3637		2885	505	247
1985	4794	180	3818		2660	882	226
1986	5368	239	3963	123	3027	740	196
1987	5650	324	3826	117	3111	715	25
1988	6021	437	4279	117	3589	690	0
1989	6407	461	4504	204	4140	364	0
1990	6465	461	4421	239	3783	143	0
1991	6675	440	4321	233	4168	153	0
1992	7028	465	4554	140	3902	157	0
1993	7341	560	4194	136	3994	141	0
1994	7670	724	3987	98	3771	88	0
1995	7420	815	4010	92	3917	90	0
1996	11354	742	4087,7	94	4003	75	0
1997	10401	823	4300	80	3890	90	0
1998	9405	779	4107,2	79,8	4020	100	0
1999	9370	712	4126	117	3850	100	0
2000	9171	730	4208	131,3	3900	100	0
2001	9485	684					
2002	9383	1001					
2003	9237	960					
2004	9158,33	883,58					
2005	9121,8	1074,4	4000		4000	50	
2006	9159,4	1141,2					
2007	9146	1223					
2008	8919	1235					
2009	8874	1133	4025		4025	16	
2010							
2011	9090,67	1142,51					
2012	9056,48	1141,7					
2013	9200,43	1452,96					
2014	11427,17	1366,27					

Tableau 4: Evolution de niveau piézométrique de la nappe du CT dans la Nefzaoua

Date	Fatnassa	Ziret Louhichi	Chouchet Nega	Rahmat 2	Oued Dzou	Lazala Douz
1999	11,6	19,14	9,55	31,80	43,60	51,35
2000	12,68	17,87	11,20	29,62	42,91	50,77
2001	11,63	17,10	9,20	29,10	42,11	49,42
2002	12,5	15,94	8,37	27,44	41,88	48,35
2003	11,31	15,56	8,88	25,55	41,15	47,50
2004	12,38	16,92	10,20	27,28	40,04	46,80
2005	12,2	16,60	9,60	27,30	40,38	47,15
2006	11,7	16,00	9,47	28,30	38,84	46,20
2007	11,05	15,20	8,40	23,45	38,37	45,67
2008	10,3	14,25	6,90	24,17	37,15	44,8
2009	9,88	14,45	6,95	22,38	37,27	46,80
2010	10,6	14,95	6,25	23,10	36,30	46,90
2011	9,05	13,85	7,20	18,95		47,60
2012	6,22	10,30	2,93	17,05	34,95	46,00
2013	5,56	9,70	2,56	17,15	34,60	47,10

Annexe 2

Tableau 5: Données physico-chimiques des eaux de la nappe du CT

Code	Cl-	NO3-	SO42-	HCO3-	Na+	K+	Mg2+	Ca2+	TDS	pH	T°	Depth
T1	603,8	37,6	1111,2	122,0	366,4	20,4	129,8	302,9	2718,0	7,40	26,70	422,80
T2	753,7	21,5	1448,4	140,3	443,3	19,8	154,0	430,8	3411,9	7,60	26,10	33,00
T3	780,5	48,0	1582,4	134,2	442,6	20,9	153,6	436,7	3599,0	7,25	26,10	43,60
MR4	513,3	31,7	1163,8	146,4	321,4	24,0	147,6	348,5	2696,6	7,76	26,80	225,00
MR5	521,8	35,5	1145,5	140,3	324,2	24,0	146,8	322,9	2660,9	7,80	26,30	180,00
MR6	500,3	13,5	1189,7	65,9	303,4	23,9	113,1	308,0	2523,7	7,99	25,50	195,00
MR7	399,5	32,3	818,6	134,2	250,6	18,2	108,7	212,3	1986,4	7,88	26,10	164,30
MR8	254,5	15,2	305,7	122,0	155,3	14,9	51,8	110,8	1054,1	8,25	22,40	118,00
MR9	554,8	28,2	1141,4	219,6	343,7	29,5	124,0	343,7	2784,8	7,76	22,70	190,00
MR10	272,8	14,2	306,8	170,8	172,4	24,5	31,5	132,3	1126,0	8,48	22,80	117,70
MR11	465,6	14,4	883,3	140,3	249,1	22,0	113,0	211,5	2099,3	7,90	25,00	272,00
MR12	472,9	14,6	857,8	134,2	256,5	18,8	112,1	274,4	2141,3	7,70	28,00	271,00
MR13	453,1	13,8	870,8	128,1	239,5	17,5	116,1	284,4	2123,3	7,50	19,00	274,90
MR14	457,9	13,2	793,6	140,3	249,6	20,2	104,9	213,4	1993,1	8,00	25,00	232,00
MR15	488,1	13,0	924,1	134,2	254,6	23,5	121,7	239,4	2198,6	7,50	27,00	278,30
MR16	504,3	11,9	1124,1	140,3	322,7	23,8	145,0	349,3	2621,4	7,80	26,00	279,10
MR17	479,5	18,1	755,6	140,3	259,9	22,0	108,2	208,4	1992,0	7,80	25,00	171,00
MR18	533,9	14,9	1089,4	134,2	319,1	28,7	131,2	313,2	2564,5	7,90	27,00	280,00
MR19	563,8	16,0	1243,0	140,3	310,2	23,7	138,1	341,5	2776,5	7,30	25,00	285,40
S20	404,3	23,9	402,9	115,9	210,0	11,2	72,0	193,7	1451,8	8,05	22,90	72,00
S21	999,3	53,2	736,2	134,2	544,1	25,2	126,1	227,2	2845,4	8,10	24,00	37,00
S22	472,2	32,2	505,0	122,0	211,3	10,7	68,3	175,7	1597,3	7,98	24,70	63,50
S23	491,5	45,0	519,2	134,2	247,0	14,7	81,2	185,3	1718,1	8,00	25,70	102,00

S24	639,6	29,9	376,7	54,9	239,6	12,2	75,2	175,3	1609,5	8,29	18,10	134,58
S25	613,7	98,5	990,6	115,9	374,4	15,6	93,6	329,3	2631,6	8,00	25,00	17,50
S26	425,3	14,8	491,3	122,0	223,4	12,0	78,3	172,3	1557,4	8,08	25,60	91,00
S27	393,2	33,0	343,7	128,1	206,0	13,4	62,2	139,7	1319,3	8,16	24,60	59,00
S28	2211,8	47,2	2001,1	128,1	1357,3	73,5	366,4	459,1	6662,6	7,49	26,00	35,60
S29	135,4	59,7	141,6	109,8	78,0	7,3	25,3	74,0	631,1	7,90	22,00	49,00
S30	407,6	34,0	477,0	109,8	222,1	13,0	65,0	146,8	1493,3	8,09	24,80	88,50
S31	1947,8	24,2	1241,1	122,0	975,5	32,2	244,4	521,4	5108,5	7,14	23,50	52,00
S32	780,6	17,6	1230,9	160,3	443,0	26,4	123,8	352,7	3135,1	7,90	25,50	92,00
S33	511,1	45,2	388,4	122,0	243,5	16,7	92,2	178,0	1597,0	8,04	24,70	109,00
S34	1121,8	23,0	699,3	115,9	510,2	46,3	147,2	359,3	3023,0	7,50	22,80	49,00
S35	596,2	28,8	448,8	109,8	289,1	15,3	77,4	177,1	1754,5	8,01	24,10	60,00
S36	1274,6	38,8	675,6	115,9	611,7	21,6	142,1	294,4	3174,7	8,11	25,00	48,00
S37	942,9	29,5	1169,6	134,2	521,5	23,0	167,2	361,0	3360,8	7,74	24,90	58,00
S38	445,1	32,0	707,9	122,0	266,0	13,0	94,2	194,9	1887,0	8,06	26,50	94,00
S39	462,4	22,4	439,4	128,1	227,7	10,7	71,2	158,5	1520,5	8,21	25,10	89,60
S40	676,9	13,4	1575,2	122,0	492,0	20,0	156,6	490,8	3583,0	7,78	25,70	58,00
S41	533,0	20,5	1324,4	146,4	344,4	11,6	137,2	364,2	2881,5	8,00	26,00	80,00
S42	345,8	33,5	359,1	122,0	208,4	16,1	59,1	127,1	1271,2	7,80	22,60	63,20
S43	1124,7	34,6	1043,4	115,9	519,6	48,3	171,4	383,0	3440,9	7,80	25,00	60,00
S44	311,0	34,8	332,5	134,2	186,9	11,2	51,5	116,3	1178,4	7,00	23,10	95,00
S45	546,5	29,3	575,4	134,2	289,3	14,6	86,0	209,4	1884,7	7,85	26,50	103,60
S46	770,7	36,5	787,2	128,1	373,2	23,1	121,6	311,0	2551,3	7,80	24,00	52,45
S47	731,0	26,6	1634,3	115,9	476,8	17,0	153,9	476,9	3644,4	7,75	25,10	80,00
S48	499,2	52,5	1249,7	134,2	356,5	19,2	146,6	296,7	2754,6	8,28	14,40	165,00
S49	142,0	33,5	160,9	109,8	103,9	0,0	26,4	67,9	674,4	7,70	25,00	52,60
S50	1833,4	0,0	1088,8	122,0	883,7	37,1	100,6	465,9	4319,0	8,36	24,00	44,00
S51	853,8	30,1	392,0	103,7	379,0	13,8	62,1	299,6	2300,0	8,82	22,60	66,00

S52	1136,0	0,0	912,0	120,0	575,0	16,0	247,0	180,0	3250,0	7,55	23,00	63,00
S53	2089,8	68,4	952,5	134,2	1031,6	22,6	138,8	468,5	5276,0	7,60	25,50	50,00
S54	1991,5	45,2	1037,4	109,8	1197,3	41,4	213,0	365,0	5450,0	7,90	22,00	40,10
S55	2733,9	0,0	1158,0	122,0	1205,9	44,2	156,9	732,2	7000,0	8,09	22,30	60,00
S56	1241,2	32,5	718,6	109,8	589,0	32,8	121,7	267,6	3360,0	7,70	22,90	52,00
S57	2150,0	108,0	1140,6	126,0	984,7	27,3	182,8	508,1	5280,0	7,42	22,30	47,50
MT58	396,0	19,3	515,2	116,5	181,8	4,2	80,9	237,5	1665,0	7,59	30,01	75,00
MT59	619,0	17,1	920,4	145,2	355,2	5,3	61,4	421,1	2777,0	7,30	28,54	323,00
MT60	636,9	18,0	993,6	144,0	384,2	0,0	116,6	299,3	2795,0	7,39	31,06	367,00
MT61	500,0	17,0	543,4	114,1	223,2	8,3	77,0	277,1	1943,0	7,71	32,14	90,00
MT62	602,4	0,0	1341,4	140,3	326,6	0,0	133,4	416,3	3184,0	7,14	31,08	112,00
MT63	561,1	9,1	1135,0	161,7	321,9	29,2	127,5	405,9	3028,2	7,53	25,82	287,00
MT64	726,0	11,2	1044,4	138,5	353,0	19,3	120,7	376,7	3069,0	7,20	28,41	522,00
MT65	1477,3	10,6	551,9	123,8	501,5	15,2	100,5	578,5	3658,0	7,34	32,42	550,00
MT66	485,2	15,3	464,4	115,9	196,9	6,5	32,2	316,5	1786,0	7,60	34,76	500,00
MT67	745,7	16,9	1020,7	134,8	374,3	12,5	102,0	478,8	3139,0	7,29	36,19	666,00
MT68	652,8	10,0	1064,5	148,8	361,7	9,6	122,1	321,7	2927,0	7,24	31,56	99,00
MT69	606,6	14,1	468,7	108,6	297,4	15,7	74,0	165,9	1909,0	7,60	31,66	98,00
MT70	792,3	12,4	504,3	118,3	376,4	55,5	86,0	212,7	2361,0	7,43	28,40	400,00
MT71	539,2	14,6	560,4	126,3	294,2	14,2	72,4	175,8	1896,0	7,68	29,87	279,00
MT72	696,6	15,6	932,4	143,4	375,5	0,0	116,3	303,8	2859,0	7,42	26,75	443,00
MT73	2775,3	12,1	1047,5	140,3	1131,4	39,0	193,9	941,3	6290,0	7,17	33,12	64,00
MT74	661,2	10,6	988,7	148,2	213,9	14,0	118,0	532,8	2961,0	7,33	31,72	492,00
MT75	608,5	9,9	998,8	133,0	305,5	9,8	98,4	445,1	2907,0	7,17	32,84	62,00
MT76	758,8	20,5	965,1	142,1	358,1	11,4	119,7	452,7	2853,0	7,45	29,78	362,00
MT77	1964,7	28,7	795,0	128,7	823,8	29,5	150,5	487,0	4851,0	7,18	31,91	64,00
MT78	1209,0	13,9	1518,7	132,4	606,5	20,0	179,3	480,5	4646,0	7,16	30,37	40,00
MT79	618,2	11,2	649,5	133,0	308,2	15,3	94,5	294,6	2321,0	7,55	31,53	300,00

MT80	668,7	8,7	1003,1	140,9	350,8	18,4	119,8	348,9	2908,0	7,21	31,10	496,00
MT81	554,5	8,5	436,9	124,4	375,1	0,0	63,9	149,6	1712,9	7,33	29,30	117,00
MT82	1344,7	8,0	1777,8	128,7	702,0	25,4	180,8	531,9	4980,0	7,64	31,72	285,00
MT83	542,4	16,0	720,0	140,3	356,5	20,7	83,2	227,2	2058,0	8,10	30,00	320,00
MT84	500,0	8,0	1120,0	134,2	307,4	19,8	122,2	310,9	2708,0	7,18	31,80	518,00
MT85	522,0	0,0	960,0	134,2	340,1	24,0	85,1	311,5	2327,0	7,85	30,00	533,00
MT86	472,5	18,6	818,9	134,2	296,0	18,3	99,2	239,2	2138,0	7,28	30,00	603,00
MT87	540,0	8,0	1408,4	122,0	362,5	24,5	149,0	385,3	3336,0	7,20	29,00	68,00
MT88	496,9	0,4	1586,3	122,0	289,3	26,8	149,8	401,1	3002,0	7,22	30,00	612,00
MT89	598,7	15,3	1843,6	207,4	396,3	32,7	156,3	449,4	3617,0	8,02	28,20	65,00
MT90	646,8	15,4	1135,6	128,1	369,3	27,6	136,3	307,3	2871,0	7,20	29,00	165,00
MT91	580,0	10,5	1800,0	146,4	412,3	25,8	171,7	381,4	3522,0	7,80	27,00	200,00
MC92	585,8	8,5	1405,8	146,4	465,4	0,0	120,2	432,9	3284,0	7,90	30,00	565,00
MC93	635,5	0,0	1744,4	146,4	604,8	16,2	120,2	428,2	3961,0	7,20	30,00	600,00
MC94	1881,4	0,0	1710,9	146,4	931,4	37,9	251,1	723,0	6279,0	7,80	35,90	538,00
MC95	749,2	7,2	1441,0	146,4	589,2	0,0	110,8	427,8	3610,0	8,00	49,00	1052,00
MC96	805,1	4,2	1269,0	146,4	508,1	0,0	123,4	444,6	3392,0	8,10	39,80	1174,00
MC97	748,8	6,4	1484,4	140,3	363,9	17,5	139,6	464,6	3622,0	7,60	45,00	1064,00
MC98	1036,2	7,6	1548,9	152,5	411,3	21,5	195,9	688,7	4489,0	7,20	42,00	1164,00
MC99	994,0	0,0	1392,0	250,0	648,0	21,0	240,0	288,0	3700,0	8,19	45,80	1081,00
MC100	1219,0	0,0	1550,0	122,0	740,0	0,0	131,0	507,2	4500,0	7,80	41,00	846,00
MC101	852,0	0,0	1896,0	170,0	460,0	19,0	153,0	620,0	4650,0	7,90	30,00	660,00
MC102	1775,0	0,0	2088,0	115,0	1196,0	28,0	278,0	512,0	7050,0	7,80	35,00	565,00
MC103	1078,0	0,0	2180,0	73,2	757,9	60,2	119,0	817,3	5170,0	7,80	30,00	565,00
MC104	567,4	0,0	2307,7	115,9	584,2	15,6	229,9	480,0	4100,0	7,60	33,00	345,00

Annexe 3

Tableau 6: Teneurs en isotopes stables des eaux du CT

Code	^{18}O (VSMOW)	2H (VSMOW)	Code	18O (VSMOW)	2H (VSMOW)	Code	18O (VSMOW)	2H (VSMOW)
T1	-7,20	-54,54	**S39**	-6,04	-49,90	MT77	-5,64	-50,69
T2	-6,57	-50,48	**S40**	-6,86	-51,00	MT78	-7,05	-53,06
T3	-6,68	-50,39	**S41**	-6,27	-50,94	MT79	-5,90	-46,83
MR4	-4,97	-47,82	**S42**	-5,85	-44,32	MT80	-5,18	-38,75
MR5	-5,60	-49,11	**S43**	-6,21	-48,86	MT81	-4,79	-44,89
MR6	-5,13	-49,44	**S44**	-5,91	-47,91	MT82	-6,83	-50,06
MR7	-4,15	-44,41	**S45**	-5,41	-51,48	MT83	-4,34	-42,02
MR8	-5,64	-53,52	**S46**	-5,70	-47,02	MT84	-5,01	-47,81
MR9	-4,58	-46,71	**S47**	-6,50	-49,04	MT85	-4,07	-43,86
MR10	-4,87	-45,45	**S48**	-6,81	-51,08	MT86	-4,19	-42,83
MR11	-4,18	-46,18	**S49**	-5,69	-45,23	MT87	-5,63	-49,64
MR12	-4,24	-44,97	**S50**	-6,14	-50,50	MT88	-6,16	-52,53
MR13	-4,54	-46,71	**S51**	-5,70	-48,60	MT89	-4,44	-45,48
MR14	-4,33	-45,85	**S52**	-5,48	-49,60	MT90	-4,34	-44,60
MR15	-4,09	-47,08	**S53**	-6,02	-44,66	MT91	-5,28	-45,02
MR16	-5,21	-52,34	**S54**	-5,85	-44,25	MC92	-7,78	-54,87
MR17	-4,03	-46,66	**S55**	-6,00	-49,50	MC93	-6,87	-51,46
MR18	-5,20	-50,95	**S56**	-5,78	-46,03	MC94	-6,43	-49,49
MR19	-5,92	-51,88	**S57**	-5,49	-46,60	MC95	-7,40	-56,37
S20	-6,17	-51,72	**MT58**	-6,00	-51,44	MC96	-7,72	-52,94
S21	-5,89	-46,24	**MT59**	-4,82	-45,41	MC97	-7,56	-57,38
S22	-6,19	-53,89	**MT60**	-4,85	-47,28	MC98	-7,51	-54,89
S23	-6,14	-50,90	**MT61**	-6,35	-39,76	MC99	-5,80	-55,70
S24	-6,13	-51,11	**MT62**	-5,60	-44,30	MC100	-7,30	-51,20
S25	-6,01	-49,33	**MT63**	-5,15	-40,09	MC101	-7,70	-51,00
S26	-6,25	-50,69	**MT64**	-4,71	-46,56	MC102	-6,21	-41,30
S27	-6,17	-48,69	**MT65**	-5,86	-51,72	MC103	-7,10	-49,00
S28	-5,13	-40,34	**MT66**	-6,09	-34,77	MC104	-6,20	-39,00
S29	-5,48	-41,57	**MT67**	-5,35	-46,18			
S30	-4,69	-46,77	**MT68**	-5,17	-47,70			
S31	-5,84	-47,26	**MT69**	-5,52	-40,18			
S32	-6,07	-48,82	**MT70**	-5,94	-50,92			
S33	-6,15	-48,63	**MT71**	-4,37	-45,13			
S34	-5,80	-46,19	**MT72**	-4,76	-46,45			
S35	-5,45	-45,79	**MT73**	-6,43	-48,49			
S36	-5,94	-44,77	**MT74**	-5,58	-39,79			
S37	-6,16	-49,52	**MT75**	-5,21	-48,10			
S38	-5,71	-51,32	**MT76**	-4,79	-45,79			

Université de Sfax
École Nationale d'Ingénieurs de Sfax

Ecole Doctorale
Sciences et Technologies

Thèse de DOCTORAT
Génie Géologique

Aix-Marseille Université
Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement

Ecole Doctorale
Sciences de l'Environnement
Thèse de DOCTORAT
Géosciences de l'Environnement

Caractérisation des eaux de l'Aquifère du Complexe Terminal: Approche multi-isotopiques ($^{234}U/^{238}U$, ^{36}Cl, ^{14}C, $\delta^{18}O$, dD)

FRIHA HADJ AMMAR

Résumé

L'enjeu de ce mémoire est la caractérisation géochimique et isotopique des aquifères du Complexe Terminal (CT) du sud-ouest tunisien.

Au cours de cette étude on a essayé de développer plusieurs outils géochimiques et isotopiques afin d'améliorer la connaissance du fonctionnement hydrodynamique des aquifères du CT. Les traceurs utilisés sont: δ^2H et $\delta^{18}O$ de la molécule l'eau, le ^{14}C et ^{13}C du carbone minéral dissous, les isotopes de l'uranium ^{234}U et ^{238}U et l'isotope du Chlore le ^{36}Cl.

Cette approche méthodologique a mis en évidence la continuité hydrogéologique des aquifères du CT. Cette continuité est dépit de la variabilité lithologique latérale des formations aquifères et à travers les grands accidents tectoniques de la région.

La minéralisation des eaux de la nappe est acquise par les processus d'interactions eau/roche essentiellement la dissolution des minéraux évaporitiques associés à la précipitation de la calcite. Les phénomènes d'échange de base et la présence des nitrates n'y sont que des processus secondaire dans l'évolution chimique des eaux.

Les teneurs en $\delta^{18}O$ et δ^2H, montrent un fort contraste entre les eaux de bassin de la Nefzaoua et du Djérid. La signature isotopique des eaux traduit l'effet de l'évaporation manifesté par un enrichissement en isotopes stables. Le marquage isotopique des eaux atteste aussi d'un effet de paléorecharge. Les eaux ont subi des modifications avec l'évolution de l'aridité du climat. En outre, les teneurs faibles en ^{14}C couplées aux teneurs en $\delta^{13}C$, ont soutenu la recharge de la nappe au cours de l'Holocène sous des conditions climatiques différentes de l'actuel.

Le déséquilibre $^{234}U/^{238}U$ a été utilisé en tant que traceurs des masses d'eau. Les eaux du CT ont enregistré des teneurs en uranium qui varient de 1.5 à 19.5 ppb et des rapports $^{234}U/^{238}U$ qui varient de 1.1 à 3.2. La mise en solution de l'uranium est contrôlée par la dissolution de la matrice de la formation aquifère. Les eaux du CT peuvent être différenciées selon la valeur de leur rapport isotopique. En effet, deux groupes d'eaux ont été identifiés. Le premier avec un rapport $^{234}U/^{238}U<2$ et le deuxième avec un rapport>2. Le couplage des teneurs en uranium et des rapports d'activité a mis en évidence des conditions oxydantes régnant au sein des aquifères du CT. Ces conditions sont propices au lessivage préférentiel de l'^{234}U et dont l'effet marquant les valeurs de rapport $^{234}U/^{238}U$ qui sont >1. Des mélanges entre des masses d'eaux à signature isotopique différente sont aussi mis en évidence.

L'étude des teneurs en Chlore-36 et du rapport $^{36}Cl/Cl$ montre que la variation de ces deux paramètres est liée essentiellement aux processus d'évaporation et de dissolution. Des taux d'évaporation et de dissolution sont calculés sur la base des teneurs en chlore et des valeurs de rapport $^{36}Cl/Cl$. La majorité des points d'eau ont enregistré des valeurs >50% traduisant l'effet marquant de ces deux processus sur la variation des teneurs en chlore des eaux du CT.

Mots clés: Aquifères du CT, Hydrodynamique, $^{18}O/^2H$, dissolution, évaporation, $^{14}C/^{13}C$, paléorecharge, Holocène, uranium, chlore-36.